

Università degli studi di Napoli “Federico II”

Dipartimento delle Scienze della Terra, dell’Ambiente e
delle Risorse



Dottorato di ricerca in Scienze della Terra

*“Analisi multiscalare di successioni calcareo-
dolomitiche: valutazione delle relazioni quantitative
tra stato di fratturazione e caratteristiche
meccanico-tessiturali delle rocce carbonatiche”*

Tutor

Prof. Alessandro Iannace

PhD student

Monica Girundo

Coordinatore

Prof. Maria Boni

A Davide

Indice

SEZIONE 1: INTRODUZIONE	3
1 <i>Introduzione</i>	3
1.1 Inquadramento generale della problematica fratturazione dei carbonati per la <i>carbonate reservoir characterization</i>	3
1.2 Scopo del lavoro: identificare quali caratteristiche determinano la differente risposta meccanica delle rocce	5
1.3 Descrizione dei capitoli	7
SEZIONE 2: CONOSCENZE PREGRESSE	8
2 <i>Stato dell'arte</i>	9
2.1 Processi di dolomitizzazione e loro impatto sulle caratteristiche petrofisiche	9
2.1.1 Modelli di dolomitizzazione	10
2.1.1.1 Modello di reflux.....	11
2.1.1.2 Modello Sabkha	12
2.1.1.3 Modello di dolomitizzazione di acqua marina	12
2.1.1.4 Modello di mixing-zone	13
2.1.1.5 Modello microbialitico-organogenico	13
2.1.1.6 Modelli burial	14
2.1.2 Tessitura e porosità nelle dolomie	15
2.2 Rock mechanics delle dolomie	20
2.3 Mechanical stratigraphy.....	23
3 <i>Inquadramento geologico</i>	26
3.1 Evoluzione stratigrafico-strutturale e paleogeografica della Catena Appenninica.....	26
3.2 Successione dei carbonati Mesozoici dei Monti Lattari.....	31
3.3 Successione stratigrafica Lagonegrese affiorante in Basilicata	34
3.4 Successione stratigrafica dell'Avanpaese Apulo affiorante in Gargano	36
4 <i>Metodologia</i>	38

4.1	Approccio alla Macroscala: il rilievo fotogrammetrico e la costruzione del Virtual Outcrop	38
4.2	Approccio alla mesoscala: analisi geo-meccaniche di successioni di rocce carbonatiche	40
4.2.1	Scan line e scan area	41
4.2.2	Resistenza a compressione uniassiale: le prove sclerometriche	42
4.3	Approccio alla microscala: analisi di laboratorio su campioni di roccia e su sezioni sottili	45
4.3.1	Point Load test	45
4.3.2	Resistenza alla compressione uniassiale	47
4.3.3	Velocità delle onde elastiche	48
4.3.4	Analisi al SEM	50
4.3.5	Grain size per le rocce carbonatiche: analisi d'immagine di sezioni sottili	50
4.3.6	He-porosity sui cilindri utilizzati nelle prove di compressione uniassiale	52
4.3.7	Porosità per saturazione dei campioni in acqua distillata (ISRM)	53
4.3.8	Residuo insolubile	54
SEZIONE 3: ANALISI DEI DATI		55
5	<i>Analisi di fronti di dolomitizzazione in calcari pelagici Mesozoici</i>	56
5.1	Perché analizzare carbonati pelagici dolomitizzati	56
5.2	Descrizione degli affioramenti	58
5.2.1	Affioramento relativo alla formazione della Maiolica (Gargano)	58
5.2.2	Affioramento relativo alla formazione dei Calcari con Selce (Basilicata)	60
5.3	Petrografia ottica e osservazioni al SEM	63
5.4	Caratteri strutturali	66
6	<i>Analisi di calcari e dolomie di piattaforma interstratificati della successione mesozoica della Penisola Sorrentina</i>	69

6.1	Perché indagare i carbonati di piattaforma.....	69
6.2	Acquisizione ed analisi dei dati in affioramento.....	71
6.2.1	Giurassico Medio (Monte Brusara).....	71
6.2.2	Giurassico Superiore (Vallone Prunillo).....	76
6.2.3	Cretaceo Inferiore (Croce dell'Eremita).....	80
6.3	Analisi meccaniche in laboratorio.....	87
6.3.1	Point Load.....	88
6.3.2	Uniaxial Compressive Strength.....	92
6.3.3	Analisi sul residuo insolubile.....	99
7	<i>Mechanical stratigraphy in successioni calcareo-dolomitiche interstratificate: un esempio nella successione Cretacea del Monte Faito</i>	100
7.1	Analisi stratigrafica e di facies della successione Hauteriviano-Barremiana del Monte Conocchia.....	100
7.1.1	Descrizione delle facies nell'intervallo B.....	102
7.1.2	Descrizione di facies dell'intervallo C.....	107
7.2	Analisi della <i>mechanical stratigraphy</i>	114
7.3	Analisi del residuo insolubile.....	117
SEZIONE 4: DISCUSSIONE E CONCLUSIONI		118
8	<i>Discussione</i>	119
8.1	Analisi di fronti di dolomitizzazione in calcari pelagici Mesozoici	119
8.2	Analisi di calcari e dolomie di piattaforma interstratificati della successione Mesozoica della Penisola Sorrentina.....	121
8.3	<i>Mechanical stratigraphy</i> di successioni calcareo-dolomitiche interstratificate.....	124
9	<i>Conclusioni</i>	126
10	<i>Bibliografia</i>	128
APPENDICI		149

SEZIONE 1:
INTRODUZIONE

INTRODUZIONE

1.1 Inquadramento generale della problematica fratturazione dei carbonati per la *carbonate reservoir characterization*

Sempre di maggiore interesse risulta essere lo studio di successioni carbonatiche come possibili *reservoir* di idrocarburi. È stato infatti stimato che circa il 60% dei *reservoir*, da cui è possibile l'estrazione di olio, si trovano in rocce carbonatiche (Schlumberger Market Analysis, 2007).

Nell'ottica dello studio dei carbonati, come possibili *reservoir* di fluidi nel sottosuolo, risulta molto importante l'influenza che i processi diagenetici hanno sull'evoluzione della roccia di partenza, che ne possono cambiare le caratteristiche petrofisiche e tessiturali (Sun, 1995). Ciò ovviamente ricade sulla qualità di un *reservoir*, soprattutto in termini di produttività.

Nelle rocce carbonatiche, la maggior parte della porosità originaria viene persa attraverso processi fisici, come la compattazione fisica e la deformazione durante il seppellimento e la tettonica, e processi chimici, come la compattazione per pressione soluzione o la cementazione.

Un importante processo diagenetico che può alterare profondamente le caratteristiche petrofisiche della roccia d'origine è la *dolomitizzazione* (Machel, 2004; Whitaker, 2004). La variabilità nelle caratteristiche petrofisiche risulta importante non solo nella mera valutazione della porosità primaria dei *reservoir* carbonatici, che risulta spesso non superare il 2-3%, ma soprattutto nella valutazione della risposta meccanica, importante per la caratterizzazione della porosità secondaria.

Nei *reservoir* carbonatici, caratterizzati da bassi valori di porosità primaria, diventa di fondamentale importanza la porosità secondaria, sia quella acquisita dalla roccia dopo i processi diagenetici, sia quella formatasi in seguito a fenomeni di origine tettonica. Lo studio del cambiamento nei caratteri litologici e tessiturali durante questi processi è importante in quanto questi determinano una diversa risposta meccanica delle rocce carbonatiche, definendo un diverso stato di fratturazione. Il cambiamento nel *fracture network* condiziona la migrazione dei fluidi nel sottosuolo, e quindi può favorire la permeabilità della roccia (Odling et al., 1999).

Il comportamento meccanico delle rocce carbonatiche, dipende da diversi fattori: spessore dello strato, litologia, tessitura, porosità, grado di coesione, presenza di

fluidi nella roccia, alterazione, connettività dei pori (Hoek and Brown, 1997; Gillespie et al., 1993; Laubach et al., 2009).

La combinazione di questi fattori lungo una successione favorisce o avversa la formazione e la propagazione di eventi a grande e/o a piccola scala, che non sempre risultano prevedibili nel sottosuolo, a meno di studi su analoghi.

Investigare a diverse scale di grandezza è, quindi, necessario se si vuole estrapolare da analisi meccaniche di dettaglio informazioni sull'evoluzione di un versante o anche predire lo stato di fratturazione nel sottosuolo dall'analisi di analoghi in superficie.

Negli ultimi anni, si è avuto un incremento nello sviluppo di metodologie in grado di effettuare caratterizzazioni fisiche e meccaniche di successioni carbonatiche a diverse scale di grandezza, sia in laboratorio che in affioramento.

In particolare è stata sviluppata una metodologia di analisi, la *mechanical stratigraphy*, al fine di analizzare le successioni in termini meccanici, ossia suddividendo gli strati o pacchi di strati che presentano macroscopicamente lo stesso comportamento meccanico, come unità meccaniche (Pollard e Aydin, 1988; Bai et al., 2000; Olson, 2004). Il controllo stratigrafico sulla presenza e modalità della coalescenza delle fratture è nato per comprendere la natura delle fratture tensili (Price, 1966; Cook and Erdogan, 1972; Laubach et al., 2009).

Ad oggi tale metodologia viene utilizzata per ottenere informazioni circa l'evoluzione meccanica dei reservoir nel sottosuolo, ovvero costruire "modelli" statici e/o dinamici del fluid flow nel sottosuolo.

Da ciò risulta chiaro che il solo studio delle caratteristiche meccaniche in laboratorio non può da solo essere sufficiente per determinare le caratteristiche meccaniche delle rocce, ma è necessario utilizzare un approccio multimetodologico, a diverse scale d'indagine, in modo tale da controllare i diversi parametri in gioco.

1.2 Scopo del lavoro: identificare quali caratteristiche determinano la differente risposta meccanica delle rocce

Questo lavoro di tesi è stato focalizzato sull'analisi dell'influenza che i caratteri sedimentologici e petrofisici possono avere sulla risposta meccanica di diversi tipi di rocce carbonatiche aventi genesi diversa. Tali caratteri risultano essere responsabili della variabilità nello stato di fratturazione di rocce aventi la stessa storia deformativa. La differente fratturazione in diversi strati, appartenenti ad esempio alla stessa successione, può essere determinante nella valutazione della porosità e permeabilità, in quanto può favorire o impedire la presenza e il passaggio di fluidi nel sottosuolo.

Dato che fattori anche a piccola scala di osservazione possono essere determinanti nella risposta della roccia a stress, è necessario indagare la problematica a diverse scale di osservazione: infatti ciò è indispensabile per la caratterizzazione dell'ammasso roccioso, in quanto elementi che possono essere caratterizzati solo attraverso analisi alla microscala, come osservazioni petrografiche e analisi di laboratorio su provini di roccia, possono essere responsabili di evidenze alla mesoscala, come il diverso stato di fratturazione di strati contigui, che determinano poi uno schema di fluid flow alla macroscala.

Per la caratterizzazione del diverso comportamento meccanico delle rocce carbonatiche sono stati scelti affioramenti in cui diversi tipi di calcari e diversi tipi di dolomie avessero stessa storia deformativa. In particolare è stato focalizzato questo lavoro su:

- Affioramenti in zone in cui erano presenti fronti dolomitici, in modo da poter fare un confronto tra una roccia non dolomitizzata e la stessa roccia sottoposta al fenomeno di dolomitizzazione, entrambe soggette alla stessa storia deformativa. In questo modo è stato possibile verificare quanto il processo di dolomitizzazione, attraverso il suo impatto sulle caratteristiche petrofisiche, possa determinare una variazione nel comportamento meccanico.
- Affioramenti di calcari e dolomie interstratificati, per l'analisi della sola fratturazione di background, messa poi in relazione alle variazioni nelle caratteristiche petrofisiche e meccaniche. Tale scelta di affioramenti ha permesso l'analisi di differenti tipologie di dolomie, soprattutto in termini di porosità e grain size. Ciò ha permesso di identificare quali parametri

determinano una diversa risposta meccanica, attraverso diverse analisi in laboratorio (Point Load test, Uniaxial Compressive Strength test), e in affioramento (scan line, martello di Schmidt).

- Affioramenti in cui la fratturazione di background sembra essere controllata dalla variazione ciclica delle litologie. Tale studio è stato affrontato attraverso l'associazione dell'analisi di tipo stratigrafico-sedimentologica, all'analisi meccanica, per determinare come e quanto il cambiamento nelle caratteristiche litologiche, dovuto ai cambiamenti nell'ambiente di deposizione in una successione continua, possa inficiare nel diverso stato di fratturazione.

Il lavoro è stato dunque suddiviso in diverse fasi. È stata effettuata una prima analisi in affioramento alla mesoscala sui diversi affioramenti, con raccolta di dati meccanici, con il martello di Schmidt, e di fracture spacing, con acquisizione degli attributi delle fratture tramite la tecnica della scan line.

All'analisi alla mesoscala è stata associata l'analisi alla microscala in laboratorio dei campioni raccolti in campagna, per indagare sia i caratteri litologico-tessiturali sia per le prove meccaniche al fine di capire quali parametri determinano il diverso comportamento meccanico.

Infine è stata effettuata l'analisi alla macroscale con lo studio stratigrafico e meccanico di una successione continua per mettere in relazione il log stratigrafico con quello meccanico.

L'analisi comparata dei calcari e delle dolomie nei diversi affioramenti scelti può fornire elementi utili per la predizione dello stato di fratturazione del sottosuolo sia in termini di porosità secondaria, sia in termini di fracture permeability.

1.3 Descrizione dei capitoli

Questo lavoro di tesi è stato suddiviso in 4 sezioni e 9 capitoli. La **sezione 2** si compone dei capitoli 2, 3 e 4 in cui sono presenti le conoscenze scientifiche pregresse, utili per affrontare le tematiche analizzate. In particolare, nel capitolo 2 è presente una panoramica sui fenomeni diagenetici e l'impatto che questi hanno sulla meccanica delle rocce. Nel capitolo 3 consta di un breve inquadramento geologico dei maggiori affioramenti utilizzati come casi di studio in questo lavoro. Nel capitolo 4 sono illustrate tutte le metodologie utilizzate sia in laboratorio che in affioramento per la raccolta e l'analisi dei dati.

La presentazione degli affioramenti e le analisi riguardanti i casi di studio analizzati in questo lavoro sono stati affrontate nella **sezione 3**, e precisamente nei capitoli 5, 6 e 7. In particolare il capitolo 5 contiene le analisi strutturali, sedimentologico-petrofisiche e meccaniche di due esempi di fronti di dolomitizzazione in Avampaese Apulo e nella successione del Bacino Lagonegrese. Le analisi riguardanti diversi tipi di dolomie in hostrock, per la stima della fratturazione di background e per la valutazione delle variabilità delle caratteristiche meccaniche in relazione con quelle sedimentologico-petrofisiche sono trattate nel capitolo 6. Nel capitolo 7 è illustrato uno studio meccanico integrato a quello stratigrafico per individuare in che modo il cambio litologico e/o di altri tipi di caratteristiche come spessore dello strato e caratteristiche petrofisiche delle rocce possano determinare un controllo nella propagazione di fratture a grande scala.

La **sezione 4**, che si compone degli ultimi due capitoli (8 e 9), verte sulle considerazioni riguardanti i dati ottenuti attraverso le indagini effettuate e sulle maggiori conclusioni conseguite dall'analisi di questi casi di studio.

SEZIONE 2:
CONOSCENZE
PREGRESSE

STATO DELL'ARTE

2.1 Processi di dolomitizzazione e loro impatto sulle caratteristiche petrofisiche

I carbonati sono rocce molto affascinanti principalmente perché registrano la storia dell'evoluzione biologica e climatica del pianeta Terra. Inoltre, giocano un ruolo fondamentale sul piano economico come reservoir di acqua, idrocarburi, mineralizzazioni di metalli base e come materiale da costruzione.

Dal punto di vista economico, le rocce carbonatiche rappresentano una sfida intellettuale molto interessante in quanto, a differenza delle rocce clastiche, la loro variabilità in termini di tessitura e petrofisica risulta essere estremamente ampia soprattutto per effetto dei fenomeni diagenetici che possono stravolgere la roccia originaria. I fenomeni diagenetici possono fortemente influire su parametri come porosità e permeabilità, molto importanti per l'analisi di tale roccia come reservoir di fluidi nel sottosuolo. Inoltre le variazioni nelle caratteristiche petrofisiche determinano una variabilità nel comportamento meccanico.

Un fenomeno che gioca un ruolo chiave nella comprensione delle rocce carbonatiche è la dolomitizzazione. Si tratta infatti di un processo di sostituzione metasomatica di un originario calcare che può cambiare in varie maniere le caratteristiche petrologiche e petrofisiche di partenza. Ciò determina una grande variabilità anche nel comportamento fisico e meccanico, in particolare nella predizione dello stato di fratturazione nonostante le caratteristiche della roccia d'origine.

Le rocce dolomitiche sono studiate da oltre duecento anni, eppure la spiegazione riguardo la loro origine risulta ancora controversa. Attraverso prove di laboratorio è stato infatti dimostrato che, a temperature e pressioni relative alla superficie terrestre (25 °C, 1 atm) ed in condizioni di salinità media delle acque marine, la dolomite non precipita come minerale primario, ma, invece, precipita calcite (Land, 1998). Nonostante ciò, non risulta totalmente impossibile imbattersi in dolomite, anche quasi stechiometrica, in affioramento.

In generale, la maggior parte della dolomia che vediamo in affioramento è di origine secondaria, ossia generata quasi sempre per sostituzioni di sedimenti o rocce calcaree preesistenti.

Nonostante il processo di formazione della dolomia risulta essere oggetto di studio da circa cent'anni, negli ultimi vent'anni si sono avvicinate numerose teorie, grazie anche all'impiego di modelli matematici, atte a spiegare la formazione delle diverse tipologie di rocce dolomitiche. La dolomia, essendo di origine secondaria, non presenta sempre le stesse caratteristiche tessiturali e/o composizionali, ma, può modificare il suo "aspetto" a seconda della tipologia di calcare che sostituisce, e/o anche del meccanismo che agisce nella sua formazione. Ad esempio è molto comune che la dolomia possa preservare al suo interno relitti o "fantasmi" della tessitura calcarea da cui si è formata, come ooliti o fossili, oppure cancellare anche la stratificazione del carbonato che sostituisce (di cui un esempio nel caso di studio presentato in questo lavoro riguardo la dolomitizzazione in calcari pelagici §5.2.1).

2.1.1 Modelli di dolomitizzazione

È noto che la formazione della roccia dolomitica sia dovuta al fenomeno di replacement, processo mediante il quale si ha la sostituzione di CaCO_3 con MgCaCO_3 , per effetto di fluidi salini che permeano la roccia. In realtà è possibile avere due tipologie di formazione della dolomia: quella primaria o sin-depositazionale, e quella secondaria o post-depositazionale. La prima può formarsi in condizioni molto rare, per esempio per effetto dell'influenza di batteri che favoriscono la formazione della dolomite: ciò può avvenire in ambienti poco profondi, o, più raramente, in acque profonde. La dolomia post-depositazionale, invece, si forma in carbonati in cui si è conclusa la sedimentazione attiva ma che hanno comunque una porosità e permeabilità tale da favorire la circolazione dei fluidi.

La maggior parte delle dolomie sono post-depositazionali, e, negli ultimi vent'anni, sono stati proposti numerosi modelli atti a spiegarne la formazione (Braithwaite, 1991; Budd, 1997; Jones et al., 2000; 2002; 2003; Machel, 2004).

Dolomitization model	Source of Mg ²⁺	Delivery mechanism	Hydrological model	Predicted dolomite patterns
A. Reflux dolomitization	Seawater	Storm recharge, evaporative pumping density-driven flow		
B. Mixing-zone (Dorag) dolomitization	Seawater	Tidal pumping		
C1. Seawater dolomitization	Normal seawater	Slope convection (K _v > K _H)		
C2. Seawater dolomitization	Normal seawater	Slope convection (K _H > K _v)		
D1. Burial dolomitization (local scale)	Basinal shales	Compaction-driven flow		
D2. Burial dolomitization (regional scale)	Various subsurface fluids	Tectonic expulsion topography-driven flow		
D3. Burial dolomitization (regional scale)	Various subsurface fluids	Thermo-density convection		
D4. Burial dolomitization (local and regional scales)	Various subsurface fluids	Tectonic reactivation of faults (seismic pumping)		

Fig. 2.1 Modelli di dolomitizzazione: modelli che mostrano come il flusso delle acque saline nel sottosuolo possa predire il pattern dolomitico (mod. da Machel, 2004).

2.1.1.1 Modello di reflux

Ambienti ipersalini portano alla precipitazione di aragonite che favorisce la rimozione di Ca²⁺ dall'acqua incrementando il rapporto Mg/Ca. Tale rapporto che in acque normalmente saline è di 5:1, in questo tipo di ambienti assume valori anche di 10:1, rapporto che favorisce la formazione della dolomia. Le rocce che si formano in questo tipo di ambiente sono generalmente post-deposizionali. Adams e Rhodes (1960) furono i primi che proposero un modello di formazione della dolomitizzazione che prevedeva l'abbondanza in acque ipersaline, ricche di dense brine, in bacini chiusi come ad esempio lagune confinate da reef. Tali acque ricche in Mg²⁺, per gravità, sono sospinte verso il basso, e vanno a sostituire le acque presenti nei pori della roccia che riesce a permeare. Durante questo processo, il Mg²⁺, si sostituisce al in Ca²⁺ nelle rocce carbonatiche e rilascia Ca²⁺ in soluzione.

Il modello di reflux è stato molto studiato anche con modelli numerici e si è dimostrato che tale modello può continuare anche per centinaia di metri nel sedimento (Jones et al., 2002). Inoltre, il reflux può continuare anche dopo che cessa la generazione delle brine (Jones et al., 2002).

2.1.1.2 Modello Sabkha

Il modello di tipo Sabkha è molto simile al modello di reflux in termini idrologici e idrochimici, ma differisce in alcuni aspetti. Il modello Sabkha consiste in tre fasi (McKenzie et al., 1980): fluttuazioni del livello del mare guidate da tempeste; evaporazione capillare; pumping di evaporazione. L'intenso calore negli ambienti di tipo Sabkha provoca l'evaporazione dalla zona capillare.

Il modello di tipo Sabkha si compone di minerali evaporitici che si sedimentano con quelli carbonatici e silicoclastici, nella zona capillare sopra l'acqua salina. Si propone quindi un movimento d'acqua dall'alto verso il basso a causa della variazione di densità dell'acqua più salina, che penetra nel sedimento in sostituzione dell'acqua persa per evaporazione capillare, processo chiamato *evaporative pumping*. Il magnesio necessario per la dolomitizzazione è fornito da quest'acqua, sospinta periodicamente sulla zona sopratidale e lungo i canali tidali.

La salinità dell'acqua è elevata fino alla saturazione del gesso all'interno della parte sopratidale. Le brine che risultano fluiscono all'interno del sedimento come avviene nel modello di reflux.

2.1.1.3 Modello di dolomitizzazione di acqua marina

Nei modelli precedenti sono stati presi in considerazione delle condizioni di acque e circolazione marina particolari. In questo modello, invece, si prende in considerazione acqua marina mediamente salina che passa attraverso il sedimento (Carballo et al., 1987; Saller, 1984; Sass and Katz, 1982).

La dolomitizzazione avviene quando carbonati in acque saline statiche (marine o meteorico-marine), si nuclea in aree concentrate. In queste condizioni la dolomite si nuclea in volumi non estremamente significativi come in altri tipi di dolomie (Land, 1985). D'altro canto, se ampi volumi di acqua sono forzati attraverso i sedimenti così da rinnovare l'acqua dei pori continuamente, si possono favorire la formazione di cristalli di dolomite in quanto la sorgente di magnesio continua nel processo di dissoluzione della calcite, e quindi con la relativa formazione di dolomite. Il classico esempio di questo tipo di dolomitizzazione è presente nelle Bahamas. Nella dolomitizzazione post-deposizionale la circolazione data dalla densità è favorita dalla convezione termica, determinando il reflux dell'acqua salina (Whitaker, 1994). Le Bahamas, in realtà rappresentano un tipo di dolomitizzazione ibrida tra questo

tipo di modello e quelli che spiegano la dolomitizzazione di sedimenti durante il seppellimento (Machel, 2003).

2.1.1.4 Modello di mixing-zone

La dolomitizzazione può anche aver luogo da acque salmastre che sono prodotte da acque molto saline con brine che incontrano acque non saline. Acqua meteorica mista ad acqua marine causa la sotto-saturazione della calcite, mentre la saturazione della dolomite incrementa, risultando una sostituzione della CaCO_3 a favore della dolomite. Folk e Land (1975) affermano che in situazione di bassa salinità e bassa forza ionica, la dolomite può apparentemente formare un rapporto Mg/Ca di tipo 1:1. Quando l'acqua salina, o le brine con alti valori del rapporto Mg/Ca è diluita da acqua non salina l'acqua che ne deriva mantiene alti rapporti Mg/Ca.

La dolomite che si forma è perfettamente chiara, con piani quasi a specchio, e molto resistente alla dissoluzione, rispetto alla dolomite ordinaria.

Ad oggi questo modello risulta del tutto superato (Gregg et al., 2015).

2.1.1.5 Modello microbialitico-organogenico

Nonostante è stato attestato che il tasso di sedimentazione di dolomia primaria sia dell'ordine dell'1% rispetto al volume del sedimento totale (Land, 1998), è noto che ci sono dei processi che possono favorire la precipitazione della dolomite. Baker e Kanster (1981) hanno, infatti, dimostrato che il tasso di dolomitizzazione cresce al decrescere del livello di solfati nelle acque saline. Ciò comporta che la presenza di solfato sembra sfavorire la formazione di dolomite. Bassi livelli di solfato sono spesso associati alla presenza di cianobatteri, che, quindi, creano un ambiente favorevole alla formazione di dolomite detta "dolomite organogena" (Vasconcelos et al., 1995). Il processo di dolomitizzazione ad opera di cianobatteri è favorito in quanto gli ioni Mg^{2+} , spesso associati SO_4^{2-} , vengono liberati durante la metabolizzazione del solfato, arricchendo le acque di ioni Mg^{2+} . Tale modello necessita di rifornimento continuo di solfato nelle acque per mantenere continuo il processo.

2.1.1.6 Modelli burial

Gli ambienti "burial" sono quegli ambienti che non sono più coinvolti dalla sedimentazione attiva, ed in cui i processi chimici e fisici hanno già alterato il sedimento iniziale. Il processo di dolomitizzazione è essenzialmente spiegato attraverso modelli idrologici:

- compattazione di sedimenti: l'acqua marina o che deriva dal sottosuolo è pompata nelle rocce a seguito della disidratazione da compattazione. Tale modello non ha riscosso mai un grande successo in quanto è stato subito chiaro il fatto che esso può generare solo limitate quantità di dolomite (Morrow, 1982; Land, 1985; Machel & Anderson, 1989).
- convezione termica: variazioni nella temperatura delle acque presenti nella roccia dovuta, ad esempio, a intrusioni ignee nelle vicinanze o dal contrasto tra acque oceaniche più fredde e acque di piattaforma più calde, ne cambiano la densità con la risultante di movimenti convettivi delle acque.
- circolazione profonda guidata dalla topografia: interessa bacini sedimentari che sono esposti all'azione delle acque meteoriche. La topografia infatti può guidare enormi quantità di acqua meteorica, possibilmente arricchitasi in Mg, attraverso un bacino carbonatico, favorendo la dolomitizzazione degli strati calcarei che incontra. Tale modello non è molto comune, fatta eccezione di alcune successioni del Cambriano-Ordoviciano (Gregg, 1985; Yao e Demicco, 1995).
- circolazione profonda guidata dalla tettonica: questo modello propone di spiegare processi di dolomitizzazione pervasiva, attraverso il flusso di acqua, proveniente dal sottosuolo attraverso discontinuità. In questo sistema le acque profonde e cariche di minerali, vengono espulse attraverso sistemi di fratture e guidate verso i margini del bacino. Se questi fluidi sono abbastanza caldi e vengono espulsi con rapidità, ed incontrano dolomie porose preesistenti, può avvenire la ricristallizzazione della dolomia stessa.
- dolomitizzazione idrotermale: la dolomitizzazione idrotermale avviene quando fluidi caldi (75-250 °C) e ricchi in Mg attraversano faglie e fluiscono lateralmente in carbonati con elevata porosità. La circolazione profonda delle acque diventa idrotermale quando loro portate verso le acque superficiali più fredde (Hardie, 1987). Generalmente la dolomia idrotermale si riconosce

in quanto si presenta come corpi dolomitici distribuiti lungo zone di faglia, inoltre la tessitura si compone essenzialmente di cristalli di dolomite di tipo *saddle*, e presenta un'elevata porosità.

2.1.2 Tessitura e porosità nelle dolomie

Una delle maggiori sfide nella caratterizzazione dei reservoir carbonatici, al fine di valutare la migrazione dei fluidi, è identificare la porosità efficace, ossia, la percentuale di pori connessi all'interno della roccia. Esistono due tipi di porosità: la porosità di matrice, e la porosità per fratturazione.

La porosità di matrice risulta nello sviluppo della roccia durante la deposizione e può essere, in prima approssimazione, intergranulare o intercristallina, e vug.

La porosità per fratturazione invece risulta dalla nascita e la coalescenza, spesso per tettonica, di fratture che, a loro volta, possono favorire la permeabilità in quanto la loro propagazione può collegare vuoti.

Generalmente, in strati che non presentano deformazione fragile, ossia in cui non sia presente la fratturazione di background, le caratteristiche tessiturali, tra i quali anche la presenza di fossili, controllano la porosità.

Il ruolo di processi diagenetici, quali in particolare la dolomitizzazione, può determinare un cambiamento nella valore di porosità primaria nella roccia. Comunemente si pensa che la dolomitizzazione aumenti la porosità di matrice della roccia, anche se la ricristallizzazione della roccia dolomitica, in realtà, può favorire o sfavorire l'aumento della porosità, rispetto alla roccia originaria a seconda del tipo di dolomitizzazione che sostituisce e della tessitura del calcare originario (Purser et al., 1994) (fig. 2.2). Il fabric dolomitico, inoltre, influenza non solo la porosità, ma anche la permeabilità (Woody et al. 1996).

Nonostante nelle rocce dolomitiche sia frequente la porosità intercristallina, è noto che, spesso, è possibile assistere ad una porosità di tipo vug, risultante dalla dissoluzione, ed inoltre alcuni tipi di dolomie conservano la porosità della roccia che hanno sostituito.

In sintesi è possibile assistere a tre tipi di evoluzione della porosità di una roccia dolomitizzata:

- porosity destructive, ciò concerne la crescita di cristalli in sistemi aperti che coinvolgono continui incrementi di CaCO_3 e Mg;
- preserved porosity, in cui la dolomitizzazione coinvolge solo il carbonato precursore (questo tipo di comportamento può essere fatto in calcari con diagenesi vadose precoci, dove la stabilizzazione mineralogica coinvolge la dissoluzione dell'aragonite)
- porosity constructive, se la concentrazione di ioni carbonato è conservata durante la dolomitizzazione e se la roccia non è compatta, l'incremento di porosità sarà dovuto al cambiamento del volume molare.

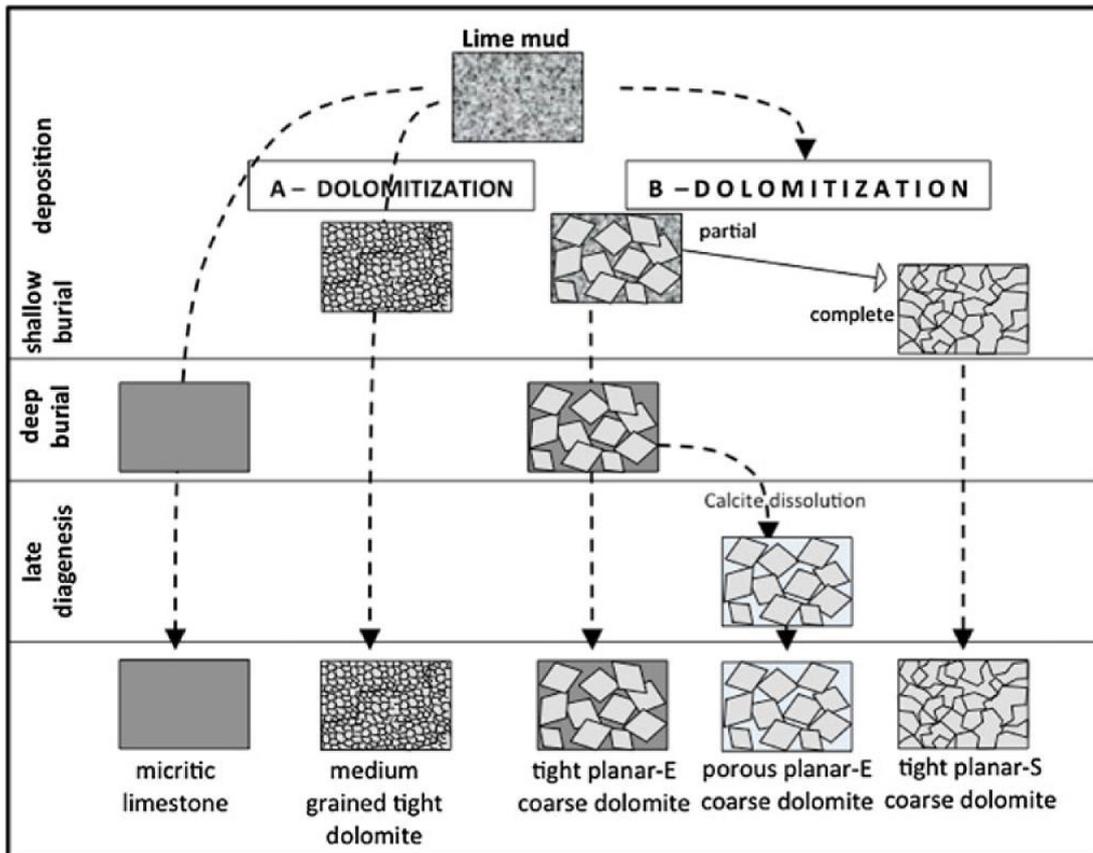


Figura 2.2 Schema dei possibili percorsi diagenetici che portano dal calcare micritico alla dolomia fine (A) o grossolana (B). Da Iannace et al. (2013)

È possibile, quindi, classificare il tipo di porosità delle rocce dolomitiche a seconda della tipologia di dolomitizzazione che può influenzare la permeabilità della roccia. Può essere, quindi, di tipo:

- da sostituzione del fabric, ossia quando le microstrutture dei grani sono perfettamente preservate (generalmente la porosità è quella derivata dai vuoti intercrystallini della roccia originaria).
- da dissoluzione e vug, generalmente data dalla dissoluzione dei componenti fossiliferi della roccia originaria; tale roccia presenta una rilevanza economica in associazione con la fratturazione, in quanto ne aumenta la permeabilità (Choquette and Pray, 1970).
- intercrystallina, data dalla semplice sostituzione della micrite della roccia originaria. La porosità e permeabilità dal dipende dall'intensità di nucleazione dei cristalli dolomitici.

A seconda della forma dei cristalli dolomitici è possibile identificare diversi tipi di pattern che favoriscono o sfavoriscono la porosità intercrystallina. Le dolomie possono avere una distribuzione della grandezza dei cristalli di tipo unimodale, ossia aventi lo stesso crystal size, o una distribuzione di tipo polimodale, con diverse grandezze dei cristalli. Il differente fabric è responsabile di una differente porosità:

- dolomite di tipo *planar*, chiamata anche dolomite idiotopica (Gregg e Sibley, 1984), dove la forma dei cristalli è romboedrica e i contatti tra i cristalli sono ben definiti (Sibley e Gregg, 1987);
- dolomite di tipo *non-planar*, chiamata anche dolomite xenotopica (Gregg e Sibley, 1984), in cui i contatti tra i cristalli sono spesso serrati e curvi, o anche indistinti.

La dolomite di tipo *planar* può essere suddivisa in:

- *Planar-euedral* (*planar-e*) in cui i cristalli sono essenzialmente ben formati, con una buona porosità intercrystallina, la cui tessitura è generalmente detta "saccaroide".
- *Planar-subedral* (*planar-s*) in cui i cristalli presentano difetti di forma, anche se i contatti tra i cristalli continuano ad essere dritti e le giunzioni tra i

cristalli hanno un angolo di meno di 160°. Generalmente sono contraddistinti da una più bassa porosità (rispetto al planar-e) ed inoltre i vuoti sono spesso riempiti da cristalli euedrali.

La dolomite di tipo non-planar è invece suddivisa in:

- *dolomite nonplanar anedral* caratterizzata da cristalli che non sono ben formati ed in particolare che hanno cristalli curvi e contatti cristallini di tipo serrati.
- *dolomite nonplanar con vuoti riempiti*, in cui i cristalli di dolomite hanno forme irregolari e i vug riempiti. Tra questo tipo di rocce sono comprese anche le dolomie di tipo saddle (Radke e Mathis, 1980).

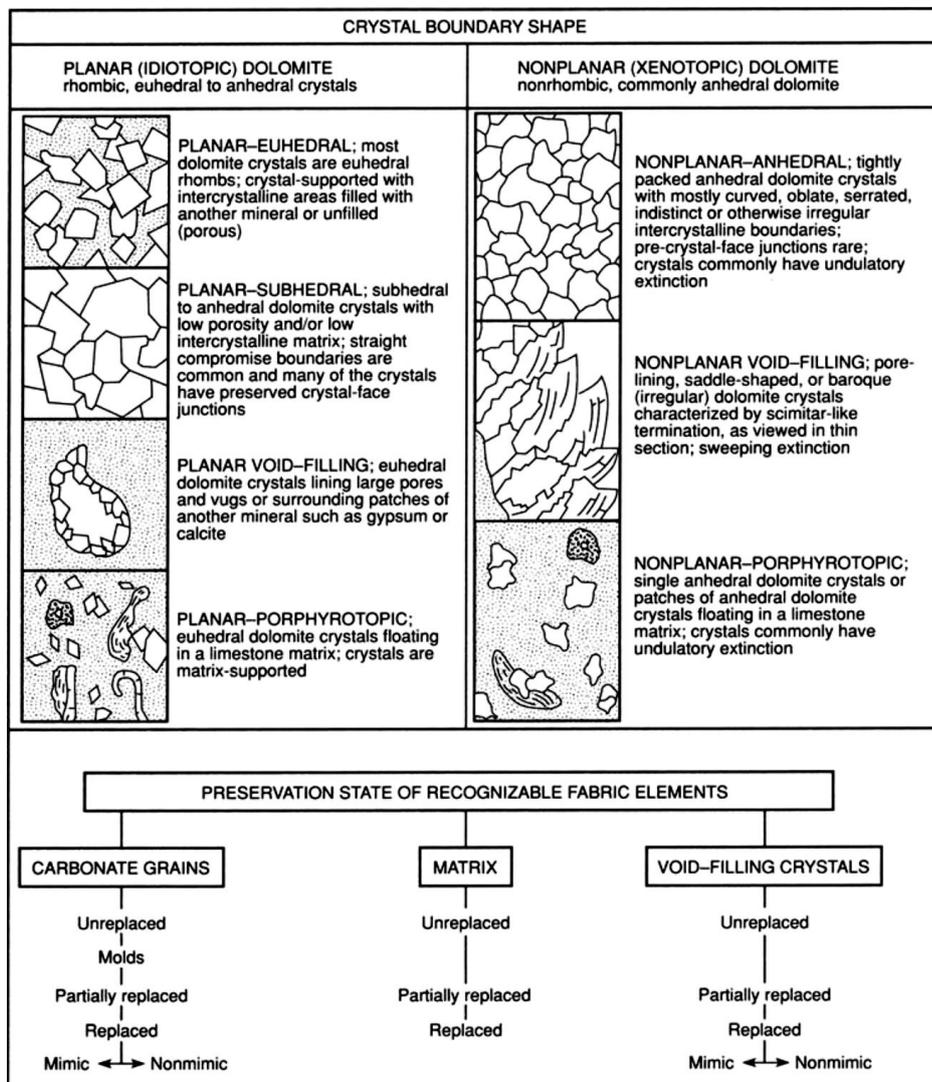


Fig. 2.3 Classificazione della tessitura delle rocce dolomitiche (Gregg e Sibley, 1984).

Spesso la dolomia preserva la tessitura originale della roccia originaria. A seconda del grado di replacement è possibile suddividere il mosaico dolomitico in:

- *mimic*, in cui si preserva la forma della struttura interna del carbonato originario, generalmente formata da cristalli molto piccoli;

non-mimic, dove può essere preservata la forma ma non anche la struttura interna dei granuli del carbonato di partenza.

Il *crystal size* della dolomia è legato alla temperatura delle acque saline di formazione. In generale le acque saline con una temperatura che varia tra i 50° C e i 100° C, producono tendenzialmente cristalli di piccole dimensioni, euedrali. I cristalli di dolomite prodotti sopra tale temperatura sono generalmente di tipo anedrale, con una struttura generalmente non planar (Gregg e Sibley, 1984; Gregg 2004; Machel, 2004).

Tali caratteristiche risultano molto importanti nella caratterizzazione micro-tessiturale della roccia, soprattutto per quanto riguarda il rapporto che esiste tra la microstruttura della roccia e la deformazione fragile, a parità di stress applicato.

2.2 Rock mechanics delle dolomie

La deformazione fragile delle rocce è fortemente collegata alle caratteristiche petrofisiche e tessiturali. Per *rock mechanics* si intende lo studio sia teorico che applicato delle caratteristiche elastiche ed anelastiche delle rocce, e come queste cambiano al cambiare dei parametri petrofisici.

Lo studio meccanico delle rocce e del ruolo delle caratteristiche litologiche e tessiturali è essenziale al fine di prevedere la distribuzione delle fratture nel sottosuolo. L'obiettivo è quello di poter prevedere la distribuzione delle facies nel sottosuolo e, attraverso esse, pervenire alla predizione dei caratteri petrofisici e quindi della fratturazione.

In rocce carbonatiche le caratteristiche petrofisiche risultano estremamente variabili, e tale variabilità risulta in una maggiore complessità nello studio del comportamento meccanico. Gli studi effettuati sul diverso comportamento meccanico dei calcari e delle dolomie, infatti, sono spesso contrastanti.

Le teorie riguardanti i meccanismi di deformazione fragile sono in buona parte derivati dalla teoria di Griffith (1921; 1924), in cui, essenzialmente, si afferma che la resistenza di un materiale non ideale, ossia che presenta difetti nella sua tessitura, dipende dalla geometria e dalla lunghezza dei difetti, ed in particolare diminuisce all'aumentare della lunghezza di tali difetti. Da ciò è possibile assumere che la presenza e la distribuzione delle fratture si determina da difetti nella tessitura delle rocce. Tali difetti possono essere assunti come pori all'interno della roccia e/o anche imperfezioni nel pattern cristallino.

Il primo studio approfondito sulla deformazione fragile di calcari e dolomie è stato quello di Handin e Hager (1957), in cui, attraverso prove triassiali a diversa pressione di confinamento, si riconosce nelle dolomie un comportamento più fragile rispetto ai calcari, a parità di pressione di confinamento. Successivi lavori hanno invece presentato risultati contrastanti: alcuni affermano che, per successioni interstratificate di calcari e dolomie, l'intensità di fratturazione è maggiore nelle dolomie rispetto ai calcari (Paterson e Wong, 2005; Ortega et al., 2010; Lapponi et al., 2011; Barbier et al., 2012), altri invece ritengono che non vi sia una stretta relazione con la litologia, quanto piuttosto con i caratteri tessiturali (Eberhardt et al., 1999; Wennberg et al., 2006).

Risultati così contrastanti sono da mettere in relazione soprattutto al fatto che, in primo luogo, i calcari presentano caratteristiche tessiturali e petrofisiche molto variabili, determinate principalmente dall'ambiente deposizionale e diagenetico, e

che possono cambiare ulteriormente per effetto della dolomitizzazione. Le dolomie, infatti, possono esibire porosità e grain size estremamente variabili in relazione sia alla tessitura originaria del calcare, che dello specifico meccanismo di dolomitizzazione. Inoltre possono presentare difetti intracristallini che ne possono diminuire la resistenza: questo ci dice che non esiste una ricetta semplice da applicare allo studio della parte dolomitizzata di un reservoir carbonatico.

In letteratura infatti non è ancora del tutto chiaro quale sia il parametro che determina il diverso comportamento meccanico, ed in particolare nel campo fragile, per le rocce carbonatiche. Quello che sembra essere oramai assunto è che i meccanismi di deformazione fragile sono legati a due parametri fondamentali: porosità (Brace, 1978; Hatzor et al., 1997; Baud et al., 2000) e granulometria (Olsson, 1974; Hugman and Friedman, 1979; Fredrich et al., 1990), che sembrano essere i fattori determinanti nella formazione e crescita delle fratture.

In generale il massimo valore di compressione delle rocce, specialmente di quelle carbonatiche è inversamente proporzionale a grain size e porosità. In particolare, alcuni affermano che la resistenza delle rocce aumenta al diminuire del grain size (Handin e Hager, 1957; Brace, 1961; Ollson, 1974; Hugman and Friedman, 1979; Fredrich et al., 1990). Altri invece affermano che la porosità è il parametro strettamente legato alla massima resistenza della roccia (Brace, 1978, Hatzor et al., 1997, Baud et al., 2000) e che il solo grain size non può essere il parametro microstrutturale primario che influenza la resistenza delle rocce (Hatzor e Palchik, 1998; Paterson e Wong, 2005; Austin, 2003; Austin e Kennedy, 2005).

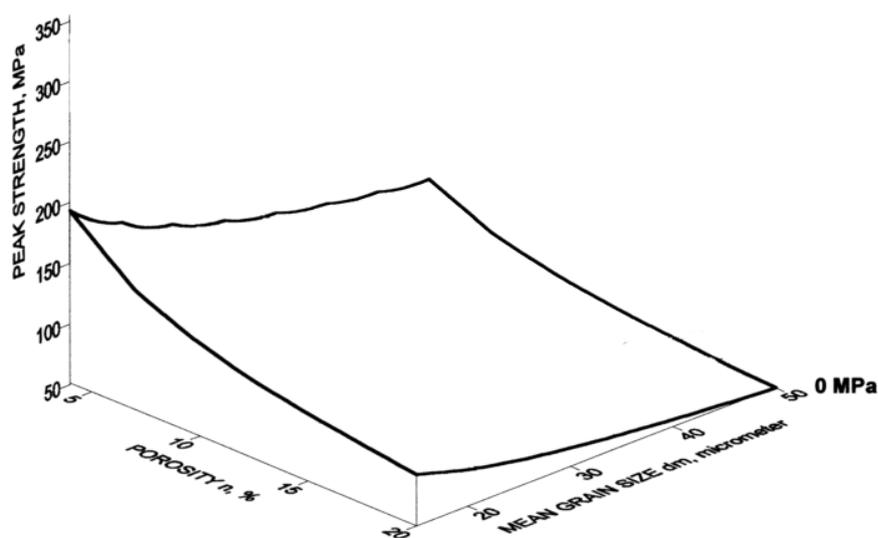


Fig. 2.4 Grafico che mostra la relazione inversa tra il massimo valore di compressione uniassiale e porosità e grain size delle rocce carbonatiche (Hatzor e Palchik, 1998).

Per quanto riguarda le analisi microstrutturali, ossia alla scala del singolo cristallo, Handin e Fairbairn (1955) affermano che l'orientazione dei cristalli dolomitici sottoposti a sforzi via via crescenti può favorire o meno la crescita delle fratture intracristalline e piani di clivaggio, ed inoltre che difetti nel reticolo cristallino tendono a favorire valori di peak strength più bassi.

Austin (2003) ed Austin e Kennedy (2005) affermano che, in accordo con Hatzor e Palchik (1998), il solo grain size non può essere un parametro determinante per la variazione del peak strength in una dolomia, ma che i difetti dei cristalli possono generare microcrack intracristallini che possono facilitare il comportamento fragile della dolomia.

Secondo la teoria dei wing cracks, infatti, i cristalli dolomitici che posseggono numerosi difetti, all'aumentare della pressione di confinamento e dello stress applicato, mostrano un clivaggio intracristallino che favorisce la coalescenza delle microfratture. In particolare Austin (2003) e Davis et al. (2008) affermano che il meccanismo di wing crack intracristallino è favorito da rocce aventi crystal size elevato, in quanto gli sforzi tendono a concentrarsi sui difetti presenti all'interno del cristallo mentre per crystal size basso gli sforzi tendono a concentrarsi sui contatti tra i cristalli.

2.3 Mechanical stratigraphy

In successioni sedimentarie che non hanno subito grandi deformazioni, lo spacing dei joint è essenzialmente controllato dalla stratigrafia (Becker and Gross, 1996; Hanks et al., 1997; Underwood et al., 2003). In particolare è possibile affermare che la spaziatura delle fratture risulta essere determinata dalle caratteristiche litologiche e tessiturali delle rocce, dallo spessore dei singoli strati, ma soprattutto dal contrasto meccanico delle differenti unità stratigrafiche continue.

La creazione e propagazione delle fratture nelle rocce sedimentarie generalmente è dovuta a difetti nel pattern cristallino, come ad esempio fossili o vugs (Pollard and Aydin, 1988). Nei difetti si concentra lo stress tensile che, accumulandosi, produce la creazione di microcrack che poi coalescono fino alla formazione di una vera e propria frattura (Pollard and Aydin, 1988). Oltre a fossili e porosità di tipo vug, che possono essere fonti di accumulo di stress, in una successione carbonatica anche il grain size può avere grande peso nella risposta meccanica della roccia (Friedman et al., 1994; Renshaw et al., 2003).

La terminazione delle fratture che si sono propagate all'interno dello strato può essere di due tipi: *stratabound*, ossia ai limiti di strato lo stress si riduce così da far coincidere i tips delle fratture con tali limiti; *non stratabound*, in cui i limiti di strato non riescono a dissipare lo stress e quindi le fratture si propagano in più strati. Il comportamento di tipo *stratabound* è dato dall'impedenza della successione ossia dal contrasto meccanico degli strati contigui (Pollard and Aydin, 1988; Friedman et al., 1994; Gross et al., 1995). Ciò può essere dato sia da un cambio di tipo litologico, che di tipo tessiturale, o anche da interstratificazioni, come ad esempio presenza di argille che favoriscono la dissipazione dello stress e favoriscono l'interruzione della propagazione delle fratture.

È possibile dunque affermare che la modalità di coalescenza e propagazione delle fratture in una successione non dipende solo dalle caratteristiche meccaniche dei singoli strati ma soprattutto dalla distribuzione di tali strati lungo la successione. Sia la distribuzione dei diversi strati che le proprietà meccaniche dei singoli strati in un bacino sedimentario sono controllati essenzialmente dalla ciclicità trasgressione-regressione. A tal proposito risulta necessario associare allo studio meccanico lo studio stratigrafico sequenziale.

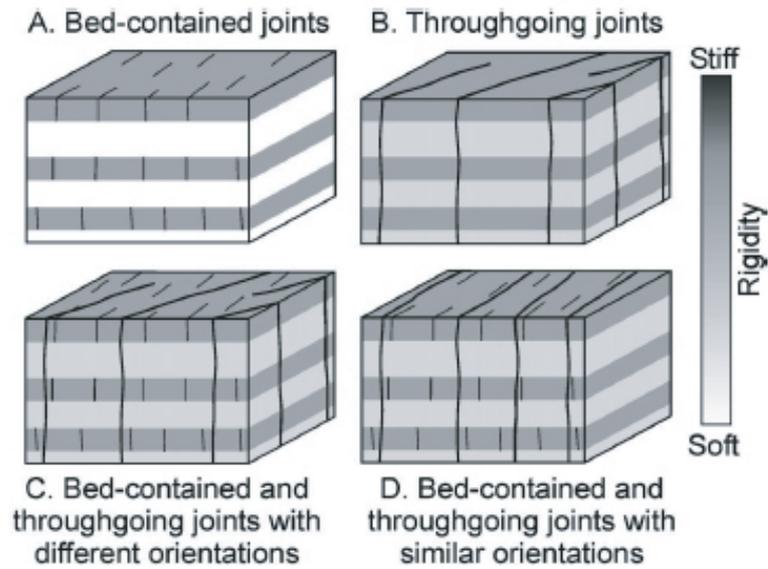


Fig. 2.5 Schema del comportamento meccanico di una successione continua di strati a differente rigidità (Shackleton et al., 2005).

Il termine *mechanical stratigraphy* è stato introdotto per descrivere pacchi di strati, o “unità meccaniche”, che hanno la caratteristica di avere lo stesso comportamento meccanico, ossia che riflettono variazione nel tipo e nell’intensità di deformazione, causate da cambiamenti nelle caratteristiche litologiche e petrofisiche (Corbett et al., 1987; Gross et al., 1995; Hanks et al., 1997; Morettini et al., 2005; Lezin et al., 2009; Zahm & Hennings, 2009). Un’unità meccanica è costituita da una o più unità stratigrafiche: le fratture attraversano ogni unità meccanica, fino ad interrompersi su interfacce meccaniche. Ovviamente, non in tutti i contatti stratigrafici terminano con le fratture (Gross et al., 1995; Hanks et al., 1997; Underwood et al., 2003).

Unità meccaniche spesse producono lunghe fratture che garantiscono una direzione preferenziale per la migrazione dei fluidi, mentre unità meccaniche sottili garantiscono una porosità per fratturazione, ma ne possono ridurre la permeabilità (Tsang, 1984).

In rocce che sono caratterizzate da bassa porosità e permeabilità, riuscire a determinare cosa influenza la *mechanical stratigraphy* degli strati, come ad esempio ciclicità sedimentaria, clima, diagenesi precoce o tardiva, produrrà la migliore predizione dell’architettura delle fratture nel sottosuolo.

Molte volte allo studio di *mechanical stratigraphy* è associato quello della *sequence stratigraphy*. La *sequence stratigraphy* è un metodo che permette la suddivisione degli strati sedimentari in unità, in relazione alle variazioni relative del livello del mare (Read et al., 1995; Kerans and Tinker, 1997; Lucia et al., 2003; Ritter, 2008; Miall,

2010). Il grande aiuto che apporta la sequence stratigraphy si compone nella capacità di analizzare dinamicamente sistemi deposizionali, e dunque di determinare la variazione delle facies nel tempo e le variazioni di spessore in relazione allo spazio di accomodamento (Grammer et al., 2004). Tale vantaggio consente di predire la tipologia dei pacchi di strati in termini di tipo di sedimento, probabile reservoir o comunque sorgente potenziale di risorsa, geometria, continuità laterale e verticale degli strati nel bacino sedimentario (Eberli and Grammer, 2004).

Risulta quindi evidente come la conoscenza di tutte queste relazioni sono necessarie per la minimizzazione dell'incertezza intrinseca legata alla creazione di modelli numerici in grado di effettuare la predizione della fracture porosity e della permeabilità in 3D.

INQUADRAMENTO GEOLOGICO

3.1 Evoluzione stratigrafico-strutturale e paleogeografica della Catena Appenninica

L'Appennino Meridionale è una catena montuosa a falde e sovrascorrimenti Neogenica, con vergenza NE, di cui la Piattaforma Apula ne rappresenta l'avampaese (Cello & Mazzoli, 1998; Butler et al., 2004; Ascione et al., 2012; Vitale & Ciarcia, 2013). La Catena Appenninica è essenzialmente divisa in due parti fondamentali: il Cuneo di Accrezione Appenninico, e la Piattaforma Apula sepolta (APIB) (Mazzoli et al., 2008). Quest'ultima è formata da successioni di carbonati di piattaforma, di slope e di bacino, coperta dall'avanfossa neogenica e da sedimenti bacinali di wedge-top.

La catena orogenica, invece, è formata, essenzialmente, da unità tettoniche che possono essere suddivise, da quelle più esterne a quelle più interne, in:

- Unità bacinali Lagonegrese-Molisana, formate da successioni pelagiche ed emipelagiche bacinali (Vitale e Ciarcia, 2013);
- Piattaforma Appenninica, formata da carbonati di mare basso e le relative sequenze calciclastiche e silicoclastiche di foredeep (Mostardini e Merlini, 1986);
- Complesso di Accrezione Liguride, ossia successioni di bacino oceanico profondo (Vitale et al., 2013).

L'architettura del cuneo di accrezione è caratterizzata dall'impilamento, attraverso thrust sheets, di queste unità tettoniche, il cui top è formato dalle unità più interne. In particolare il Complesso di Accrezione Liguride, formatosi su crosta oceanica di età Giurassica, è l'hangin wall del thrust dei carbonati Meso-Cenozoici della Piattaforma Appenninica, che a loro volta sono in sovrascorrimento con le successioni pelagiche dell'Unità tettonica Lagonegrese-Molisana.

La sequenza deformativa Meso-Cenozoica dell'Appennino comincia con una tappa di rifting, avvenuta fra il Triassico Superiore ed il Lias, che ha portato all'apertura della Neo-Tetide ed alla disarticolazione di una preesistente piattaforma carbonatica intracratonica di età Triassica e lo sviluppo di una serie di domini paleogeografici distinti in piattaforme carbonatiche e domini pelagici (Ogniben, 1969; D'Argenio et

al., 1975; Mostardini & Merlini, 1986; Sgrosso, 1988; Zappaterra, 1994; Bosellini, 2004; Vlahović et al., 2005; Patacca & Scandone, 2007). Questi domini, durante il Mesozoico, erano situati all'interno del paleo-margine continentale dell'Adria fino a quando, nel tardo Cretaceo, sono stati progressivamente coinvolti nel sistema orogenico Alpi-Appennini-Dinaridi, come risultato della collisione fra i margini continentali Eurasiatico ed Afro-Adriatico (Malinverno & Ryan, 1986; Dewey et al., 1989; Patacca & Scandone, 1989; Oldow et al., 1993; Mazzoli & Helman, 1994; Shiner et al., 2004; Vitale & Ciarcia, 2013).

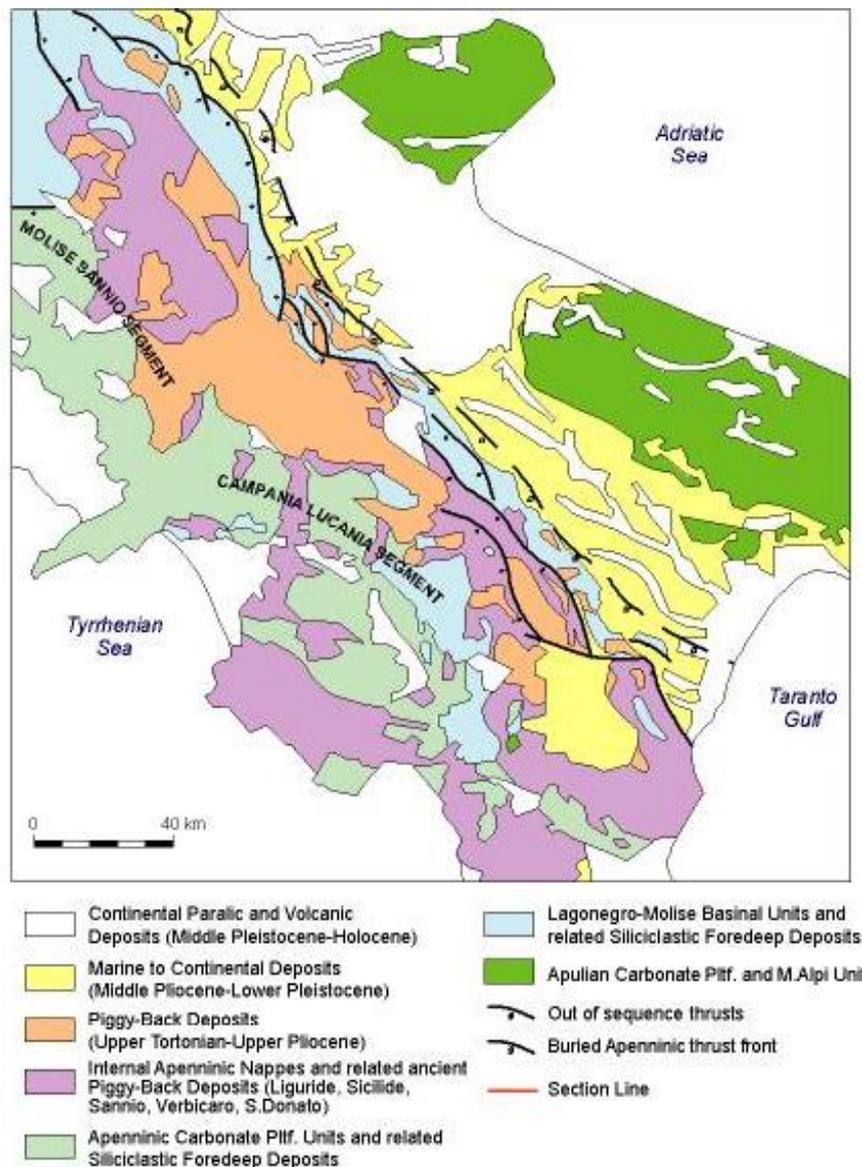


Fig. 3.1 Schema semplificato delle maggiori unità tettoniche in Appennino Meridionale (Ascione et al., 2012)

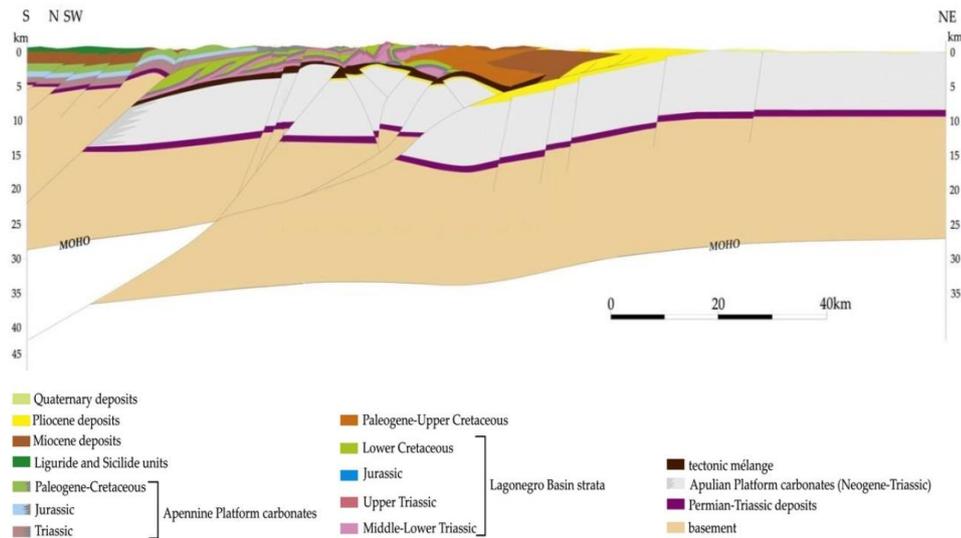


Fig. 3.2 Sezione geologica crostale con orientazione NE-SW che attraversa l'Appennino Meridionale (modificata da Candela et al., 2015)

Per quanto riguarda la ricostruzione paleogeografica dell'Adria, ossia dove questa fosse posizionata prima della formazione della Catena Appenninica, sono state proposte innumerevoli ricostruzioni che possono essere riassunte in due modelli opposti. Nel primo modello proposto l'Adria viene definita come un promontorio Mesozoico della Placca Africana (Argand, 1924; Channell, 1996; Muttoni et al., 2001; Zarcone et al., 2010). Il modello che si contrappone figura l'Adria come una microplacca indipendente (Dercourt et al., 1986; Anderson, 1987; Catalano et al., 2001; Finetti, 2005).

Durante il Mesozoico, le spesse successioni carbonatiche ampiamente esposte nell'Appennino Meridionale facevano parte di un unico paleodominio tettonico chiamato Adria o Apula, che era situato nella porzione sud occidentale del margine oceanico della Neo-Tetide. Questo dominio è stato interpretato come una porzione del continente africano (Schettino e Turco, 2011) o come un frammento separato dall'Africa dalla crosta oceanica nel Mar Ionio (Dercourt et al., 1986; Bosellini, 2002). I profili sismici regionali, e le relative interpretazioni, avallano la ricostruzione paleogeografica più semplice che consiste nella formazione di due diverse piattaforme, quella Apula ad est e quella Appenninica ad ovest, separate da un bacino profondo, ossia il Bacino Lagonegrese-Molisano (Mostardini & Merlini, 1986; Menardi Noguera & Rea, 2000; Patacca & Scandone, 2007; Vitale & Ciarcia, 2013).

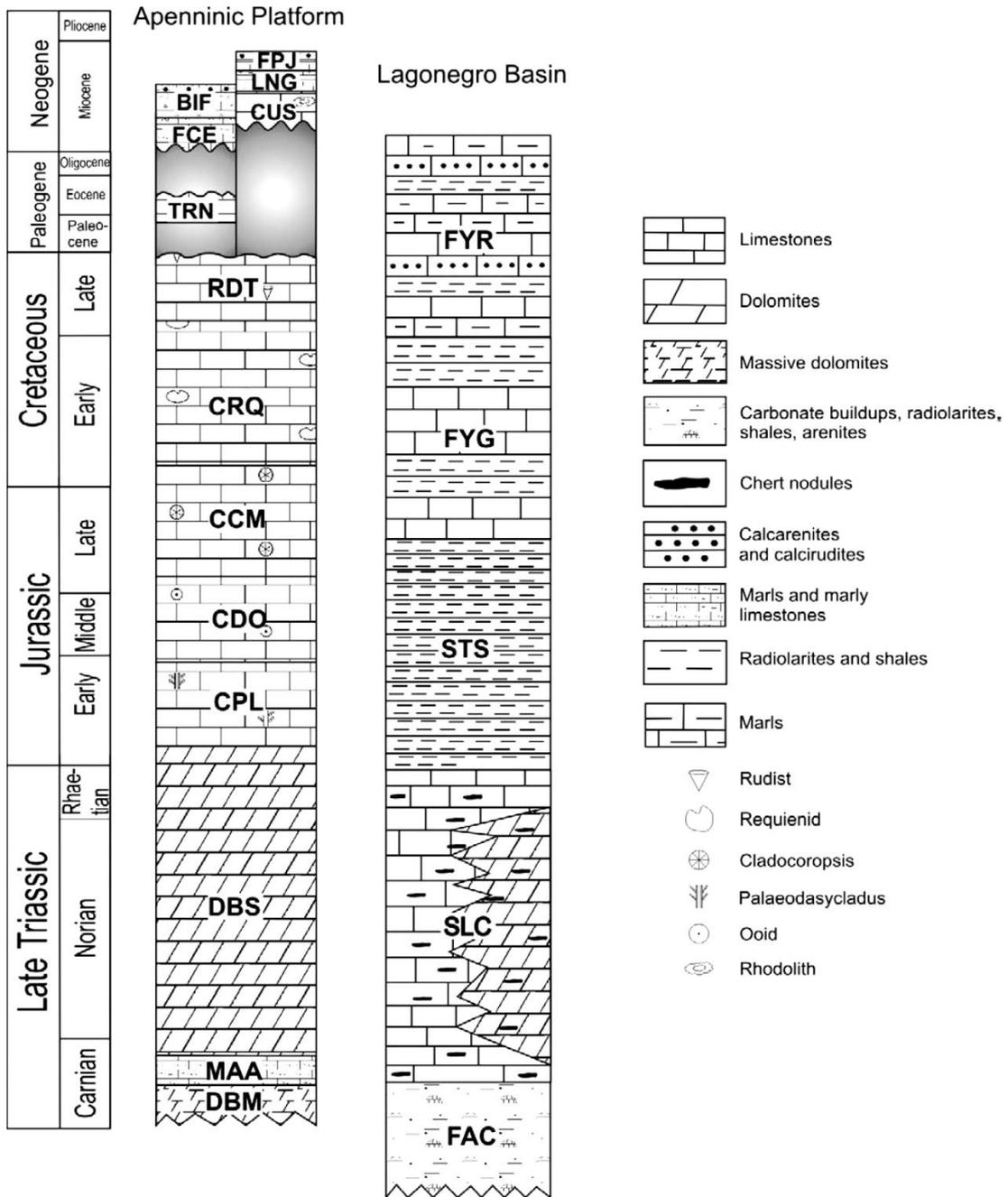


Fig. 3.3 Colonne stratigrafiche relative alla Piattaforma Carbonatica Appenninica e alla Successione Bacinale Lagonegrese (modificato da Gabellone et al., 2014)..

A più piccola scala, è possibile evidenziare bacini intra-piattaforma che interrompono i grandi domini carbonatici Mesozoici (Boni et al. 1990; Zappaterra 1994; Iannace et al. 2005). In questi bacini ristretti è favorita la sedimentazione di rocce con elevato contenuto in materia organica, quindi una potenziale *source rock*.

A testimonianza della progressiva evoluzione della catena, è osservabile una serie di depositi di bacini da wedge-top la cui età va dal Miocene Medio al Pleistocene e che poggiano in discordanza sul cuneo d'accrezione (Bonardi et al., 2009; Ascione et al.,

2012; Mazzoli et al., 2012; Ciarcia & Vitale, 2013). Il processo di thrusting ha inoltre portato all'accavallamento del Complesso d'Accrezione Appenninico al di sopra della porzione occidentale della Piattaforma Apula, in parte sepolta, con un movimento orientato in direzione NE (Mostardini & Merlini, 1986; Cello & Mazzoli, 1998; Shiner et al., 2004; Mazzoli et al., 2008). Lo scollamento fra il cuneo tettonico alloctono e la Piattaforma Apula sepolta è marcato da una zona di mélange tettonico spessa alcune centinaia di metri, localmente anche più di un chilometro, costituita da evaporiti Messiniane, argilliti e siltiti Mio-Plioceniche erose dal bacino di avanpaese durante l'avanzamento del thrust frontale (Mazzoli et al., 2001; Butler et al., 2004) (fig. 3.2).

I carbonati Mesozoici Apuli sepolti sono la continuazione di quelli ancora esposti nell'avampaese, e sono stati i sedimenti coinvolti nell'ultima fase Pliocenica-Quaternaria di raccorciamento Appenninico (Ciarcia e Vitale, 2013). Ciò ha comportato la riattivazione di faglie inverse profonde Permo-Triassiche, a cui sono associate pieghe aventi grande ampiezza e lunghezza d'onda, che possono formare trappole per idrocarburi (Shiner et al., 2004).

Le spesse successioni carbonatiche Mesozoiche, che affiorano in tutto l'Appennino Meridionale, rappresentano l'alloctono dell'orogene. Queste sono spesso formate da sedimenti di bacino, di laguna intrapiattaforma o di margine nell'intervallo stratigrafico Triassico Superiore-Giurassico Inferiore (Iannace et al. 2005); sedimenti di laguna e di laguna ristretta in quelli Giurassici e del Cretaceo Inferiore (D'Argenio et al., 1975; 2004; Trecalli et al., 2012; Iannace et al., 2014); fino a depositi di rampa biocostruita nel Cretaceo Superiore (Carannante et al., 1995).

Infine depositi bauxitici ed evidenze paleocarsiche (Csoma et al., 2004; Boni et al 2012) sono testimonianza di ripetuti episodi di esposizioni subaeree nell'intervallo Aptiano-Cenomaniano in vari settori della piattaforma.

3.2 Successione dei carbonati Mesozoici dei Monti Lattari

La Penisola Sorrentina è situata nel Mar Tirreno tra il Golfo di Napoli e quello di Salerno. La Penisola ha una direzione ENE-WSW, e si unisce a nord con la Pianura Campana, a sud con la Piana del Sele mentre ad est affiorano le Unità carbonatiche dell'Appennino Campano. È essenzialmente costituita da carbonati Mesozoici di mare basso, che compongono i Monti Lattari, che spesso sono ricoperti da depositi vulcanici di ceneri e lapilli provenienti dalle eruzioni dei vicini Campi Flegrei e del Vesuvio.

Le successioni affioranti in Penisola sono costituite da circa 3500-4000 m di carbonati appartenenti al Triassico-Cretaceo Superiore, di mare poco profondo (De Castro, 1962; Robson, 1987; Carannante et al., 2000).

Ai carbonati del Cretaceo si sovrappongono sedimenti silicoclastici di avanssola del Miocene Medio e depositi bacinali di wedge-top del Miocene Superiore (Scandone & Sgroso, 1965; De Blasio et al., 1981; Cocco & D'Argenio, 1988), generalmente localizzati nella porzione sud-occidentale della Penisola. Infine successioni torbiditiche immature ricoprono la successione (De Blasio et al., 1981).

Dal punto di vista strutturale, la dorsale dei Monti Lattari è caratterizzata da due gruppi di faglie estensionali Pleistoceniche, con direzione circa NE-SW e NW-SE rispettivamente, che mostrano frequentemente strie e fibre di calcite sovrapposte che registrano una cinematica anche strike-slip (Caiazza et al., 2000). Lo sviluppo e la storia della riattivazione del sistema di faglie è, comunque, ancora dibattuto. Il contatto tettonico primario, è interpretato sia come thrust (Cinque, 1981) che, più frequentemente, come una faglia normale a basso angolo (D'Argenio et al., 1987; Ferranti et al., 1996), che borda un klippe carbonatico conservato nell'area del Monte Faito-Agerola.

Riguardo l'evoluzione tettonica, a partire dal Cretaceo Superiore è iniziata l'orogenesi appenninica, che ha coinvolto la zona dei Monti Lattari solo nel Miocene ed ha incorporato la Piattaforma Appenninica nella Catena dell'Appennino Meridionale (Malinverno & Ryan, 1986; Dewey et al., 1989; Patacca & Scandone, 2007). Fra il rifting Mesozoico e la strutturazione Cenozoica della Catena è riportata una fase tettonica estensionale di età compresa tra il Cretaceo "Medio" ed il Superiore che ha prodotto poche ma importanti strutture tettoniche (Tavani et al., 2013; Iannace et al., 2013).

Il sollevamento finale ha prodotto l'attuale morfologia asimmetrica della Penisola Sorrentina, comunemente caratterizzata da ripidi pendii verso sud e pendii meno

acclivi verso nord, con massicci montuosi che possono raggiungere anche a più di 1000 m di altezza.

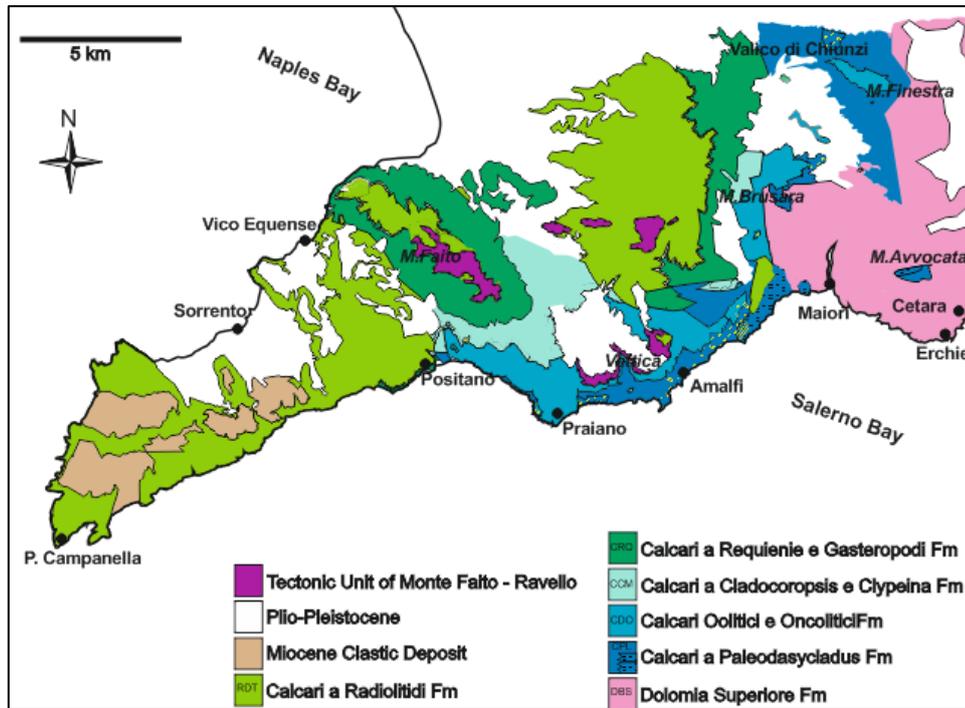


Fig. 3.4 Schema delle principali formazioni cartografate in Penisola Sorrentina (modificato da Galluccio, 2009)

Per quanto riguarda lo studio dei corpi dolomitici in Penisola Sorrentina, Iannace et al. (2011) hanno analizzato la distribuzione e la genesi delle dolomie nella successione dei Monti Lattari: più precisamente sono stati riconosciuti diversi stili di dolomitizzazione, legati ad eventi limitati nel tempo ma con una grande distribuzione areale.

In dettaglio, nel Triassico Superiore sono stati individuati due diversi stili di dolomitizzazione. Nel Norico, totalmente dolomitizzato, è possibile distinguere una dolomitizzazione dovuta a continuo reflux di fluidi ad alta salinità nella piattaforma stessa, che ha consentito la formazione di dolomia in cui la texture e le strutture sedimentarie del carbonato originario risultano preservate. Lo stile della dolomitizzazione nel Norico, riconosciuto sia in Penisola Sorrentina, sia nelle Alpi (Iannace e Frisia, 1994), sia nei Carpazi, implica che questo fenomeno è controllato stratigraficamente, e relativo ad uno specifico intervallo. Ciò significa che la diagenesi della Dolomia Principale è controllata da un ambiente sedimentario comune a tutto il Mediterraneo.

Nel Retico e nel Giurassico Inferiore, invece, la dolomitizzazione forma corpi discordanti di dolomia saccaroide e porosa, formatasi per la circolazione di fluidi durante il seppellimento (Iannace e Frisia, 1994). Ciò significa che c'è stato un cambiamento nelle condizioni ambientali al passaggio Norico-Retico (Iannace et al., 2011).

La dolomitizzazione nel Cretaceo Inferiore risulta totalmente differente rispetto a quella Giurassica e Triassica, sia per quanto riguarda la geometria dei corpi dolomitici, sia per le caratteristiche petrofisiche. La dolomia che si forma nel Cretaceo, come anche nel Norico, sembra essere associata a processi diagenetici precoci, intimamente legati all'ambiente di deposizione, ma, a differenza di quella del Norico, questa non sembra essere favorita da faglie estensionali ad alto angolo (Iannace, 1993). Nel Cretaceo si assiste spesso, infatti, all'associazione della dolomia con evaporiti e quarzo, indicatori paleo-ambientali di climi aridi, che possono far presupporre ad uno scarso riciclo dei fluidi nei bacini isolati.

3.3 Successione stratigrafica Lagonegrese affiorante in Basilicata

La successione del Bacino Lagonegrese, come la Piattaforma Appenninica, è adesso imbriciata nella Catena Appenninica.

La successione emipelagica Lagonegrese comprende calcari Mesozoici, che sono testimonianza del passaggio da piattaforma a bacino, che vanno dal Triassico Superiore al Cretaceo Superiore. Tale successione inizia con la formazione di Monte Facito, ed è composta da depositi carbonatici terrigeni di mare basso appartenenti al Triassico Inferiore-Medio (Scandone, 1967; Ciarapica et al., 1990) (fig. 3.2). Dato il progressivo inabissamento della piattaforma, nel Triassico Superiore si formano calcari micritici di mare profondo, a volte sostituiti da calcareniti o calciruditi, spesso dolomitizzati, con liste e noduli di selce (Formazione dei Calcari con Selce). Questa successione risulta spesso dolomitizzata, presentandosi soprattutto in corpi irregolari e discontinui (Scandone, 1967).

La successione passa gradualmente a sedimenti di mare via via più profondo, con formazione di rocce pelitiche e presenza di radiolariti, e carbonati silicizzati (formazione degli Scisti Silicei). Al top, infine, è possibile distinguere il Flysh Rosso ed il Flysh Galestrino, formazioni che rappresentano l'ultimo stadio di evoluzione del bacino profondo in cui è possibile distinguere marne e peliti silicee torbiditiche appartenenti al Cretaceo.

Le dolomie presenti nella successione emipelagica Lagonegrese sono essenzialmente afferenti alla formazione Triassica dei Calcari con Selce. Tali dolomie si presentano in corpi discordanti rispetto alla stratificazione e sono situati nella zona di Monte Marrone, Monte Pierno e San Fele. La dolomia che è presente in questi affioramenti consiste in cristalli di dimensioni di alcune decine di micron, e vugs.

Nelle zone dolomitizzate, la transizione alla formazione degli Scisti Silicei è marcata dalla presenza di calcareniti e calciruditi parzialmente dolomitizzate (Scandone, 1967), in cui la tessitura della roccia originaria risulta essere preservata.

In alcune zone, soprattutto in affioramenti presenti sulla strada provinciale che collega i comuni di Pignola ed Abriola (PZ), è possibile riscontrare una dolomitizzazione con peculiari strutture a zebra, che consistono nell'alternanza di dolomia grigia, con vuoti riempiti da dolomia spatica molto più chiara (Iannace et al., 2012).

Sono, infine presenti, anche dolomie brecciate, formate da clasti centimetrici e decimetrici di dolomia e selce, cementate con dolomite spatica (Gabellone et al., 2014).

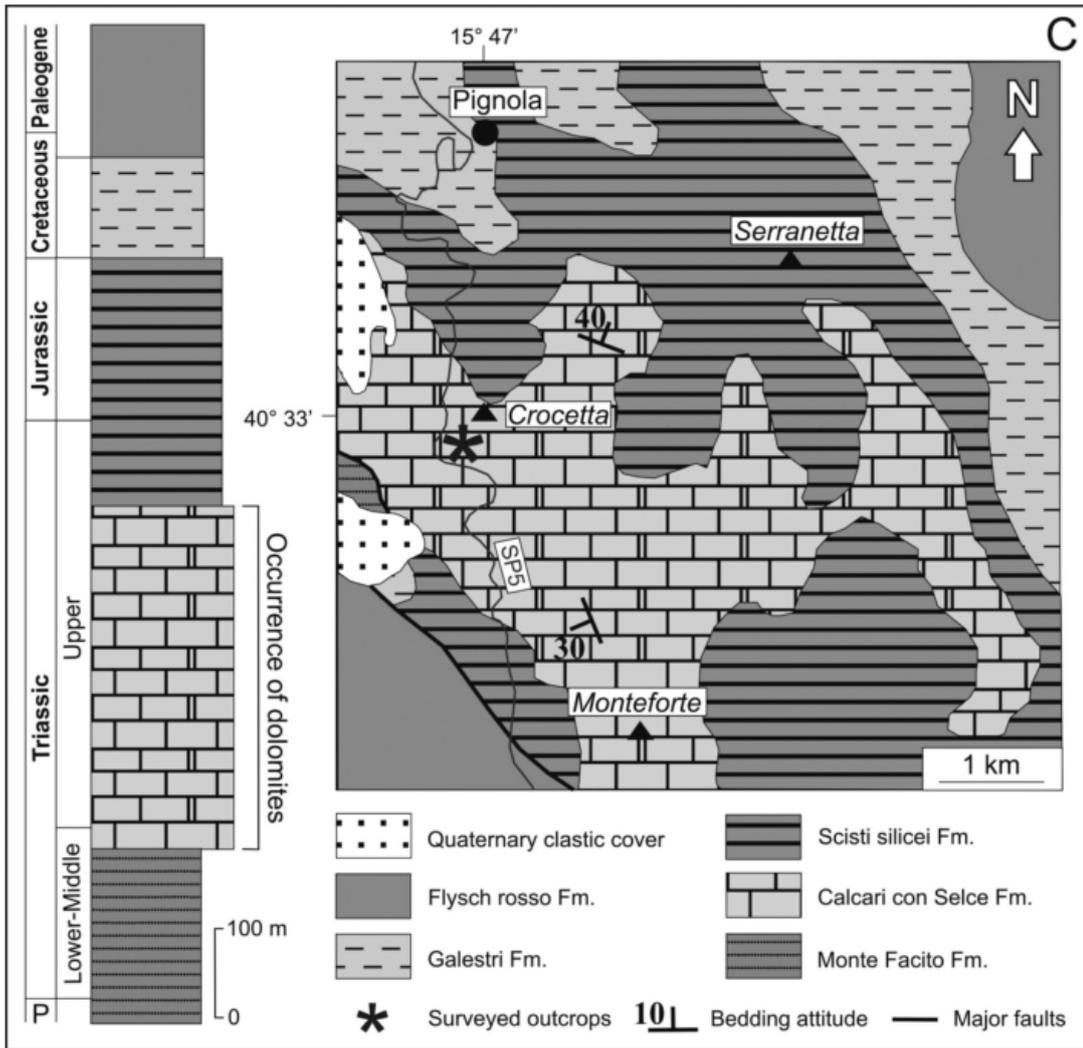


Fig. 3.5 Schema geologico-strutturale dell'area di studio nella successione del Bacino Lagonegrese (modificata da Iannace et al., 2012).

3.4 Successione stratigrafica dell'Avanpaese Apulo affiorante in Gargano

Il promontorio del Gargano rappresenta l'avanpaese della Catena Appenninica. A scala regionale tale promontorio risulta formato da una successione che va dal Giurassico Superiore all'Eocene di circa 3000 m di carbonati, organizzati in un'anticlinale blanda con asse NW-SE (Tondi et al 2005). Le successioni che affiorano sono approssimativamente carbonati di mare poco profondo, che passano poi a slope, fino arrivare ai carbonati di bacino pelagico (Martinis e Pavan 1967; Bosellini et al., 1999). Tali successioni appartengono paleogeograficamente alla Piattaforma Apula che, in particolare, costituiva il margine meridionale della Tetide (Bernoulli, 1972), bordato dal Bacino Ionico-Adriatico ad est e da quello Lagonegrese-Molisano ad ovest (Zappaterra, 1994).

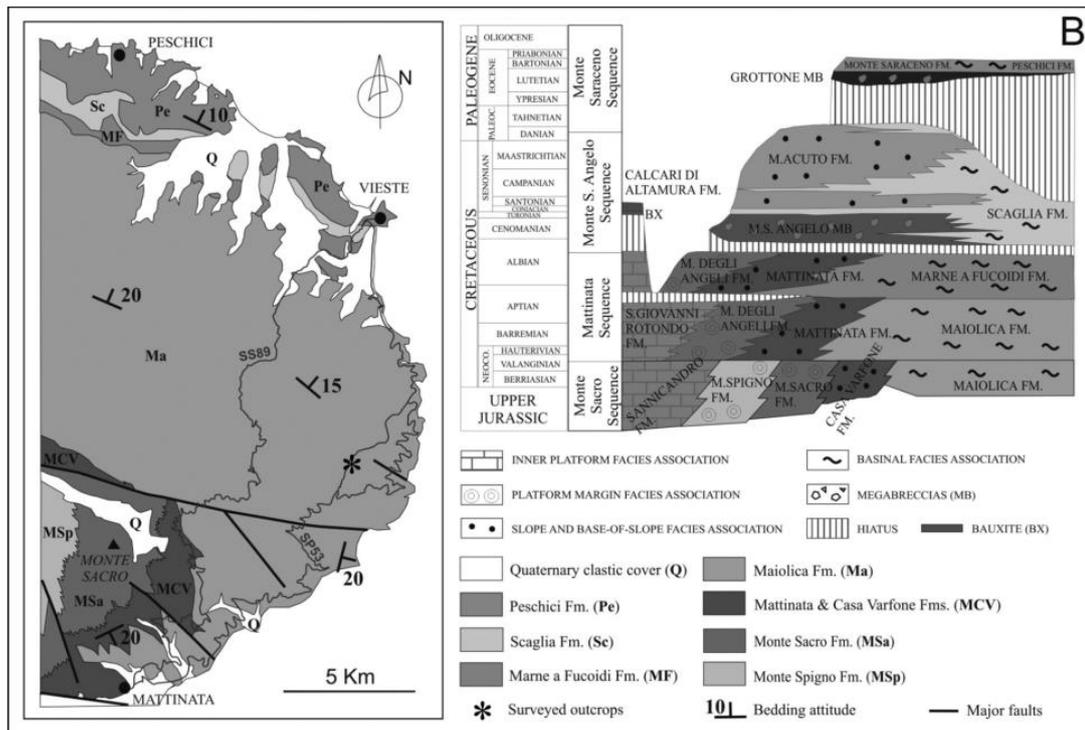


Fig. 3.6 Schema strutturale della parte esterna del Gargano e della successione Carbonatica esposta (Martinis e Pavan, 1967, Bosellini et al., 1999).

Questa enorme piattaforma, la quale passa verso est a depositi di scarpata e bacinali (Maiolica e Scaglia), ricopre una spessa successione dolomitica ed evaporitica denominata Anidriti di Burano (Martinis e Pieri, 1964) del Triassico Superiore.

Per quanto riguarda le successioni Cretacee, un margine ben definito è assente ad eccezione di una piccola area vicino all'abitato di Monte S. Angelo. Estese

esposizioni di calcari di piattaforma interna affiorano a sud della Faglia di Mattinata, tra S. Giovanni Rotondo e Monte S. Angelo. Mentre, depositi di scarpata e bacinali del Cretaceo-Paleocene (Formazione di Mattinata, Maiolica, Scisti a Fucoidi, Formazione di Monte Acuto, Formazione di Monte S. Angelo, Scaglia) affiorano estesamente nella parte orientale del Gargano, creando il tipico paesaggio costiero da Mattinata a Vieste fino a Peschici e Rodi Garganico. Sopra i sedimenti Cretacei si trovano i depositi Eocenici messi in posto in onlap da depositi gravitativi e da sedimenti pelagici (Bosellini et al., 1993; 1999).

Il promontorio è interessato da numerose faglie (inverse, subverticali, normali e trascorrenti) orientate in vario modo: E-W, NE-SW e NW-SE. Una delle principali strutture del Gargano è una zona di taglio trascorrente orientata E-W che attraversa la parte meridionale del promontorio, chiamata Faglia di Mattinata che, come mostrano i profili sismici, continua in mare per decine di chilometri (De Dominicis & Mazzoldi, 1989).

In generale il Gargano è stato interpretato come un'area deformata in regime compressivo durante il Neogene attraverso numerosi sovrascorrimenti di cui il principale, ipotizzato a diversi chilometri di profondità alla base delle successioni sedimentarie, avrebbe vergenza Dinarica (Bertotti et al., 1999).

Le dolomie presenti in quest'area sono, essenzialmente, presenti in sedimenti di tipo bacinale e di scarpata, afferenti all'intervallo stratigrafico Giurassico Superiore e Cretaceo Inferiore, e ricadono nelle formazioni di Casavarfone, anche nota come Calcari e Dolomie di Monte Iacotenete, e alla Formazione della Maiolica. La dolomitizzazione si è sviluppata in corpi discordanti rispetto alla stratificazione, ed allungati lungo la direzione di faglie quaternarie.

METODOLOGIA

4.1 Approccio alla Macroscale: il rilievo fotogrammetrico e la costruzione del Virtual Outcrop

L'acquisizione in campagna di dati geologici strutturali e sedimentologici risulta spesso difficoltosa. Gli affioramenti, infatti sono spesso ricoperti da una fitta vegetazione, soprattutto alle medie latitudini, che rende difficile l'acquisizione dei dati. Per ovviare a ciò risulterebbe necessario individuare zone esposte prive di vegetazione; queste, generalmente, o sono pareti verticali messe a giorno da crolli parziali di versante o pareti verticali in cave attive o abbandonate, che possono essere soggette a crolli parziali.

Un'ulteriore problematica risulta nel tempo di acquisizione dei dati che spesso porta l'operatore a recarsi in affioramento più volte e quindi aumentare la tempistica del solo rilevamento geologico.

Inoltre, la sola analisi di immagine di strutture (faglie, fratture, ecc..) da foto, per effettuare ad esempio scan line o scan area digitali, sfruttando software come ImageJ, limitano l'operatore a determinare un quadro di tipo qualitativo, senza poter ottenere dati che permettono una vera e propria analisi quantitativa. Le analisi d'immagini in foto restituiscono, infatti, un'indicazione solo parziale dell'andamento del piano, rendendo i dati poco consistenti.

Lo sviluppo di tecniche di modelling 3D è cresciuto negli ultimi anni a causa delle crescenti potenzialità del metodo, che permette il suo impiego in diversi ambiti geologici: dal modelling di reservoir all'applicazione in ambito geomorfologico e geologico applicato per la determinazione della pericolosità di frana di pendii, dalla ricostruzione topografica di dettaglio per la microgravimetria all'analisi stratigrafica di successioni in pareti verticali.

A tal proposito negli ultimi anni sono state sviluppate metodologie, quali Terrestrial Laser Scanning (McCaffrey et al., 2005; Pringle et al., 2006; Buckley et al., 2008) e Fotogrammetria (Haneberg, 2008; Gessner et al., 2009; Tavani et al., 2013), in grado di ricreare modelli 3D di affioramenti, in alta risoluzione e che possono essere georeferenziati, in modo da permettere all'operatore di investigare in dettaglio la problematica geologica (Xu et al., 2000; Bellian et al., 2005; Buckley et al., 2008).

In particolare il rilievo fotogrammetrico rappresenta un valido strumento di indagine non distruttiva, che permette l'acquisizione di dati di varia natura di versanti altrimenti difficilmente raggiungibili. Questa metodologia di approccio permette la creazione di modelli 3D anche a non specialisti, in modo economico e con costi computazionali non eccessivi.

Per l'estrazione di informazioni di tipo litologico stratigrafiche, e per la determinazione del log stratigrafico e meccanico è stata utile la creazione di un modello 3D della successione analizzata attraverso la tecnica sviluppata da Tavani et al. (2013).

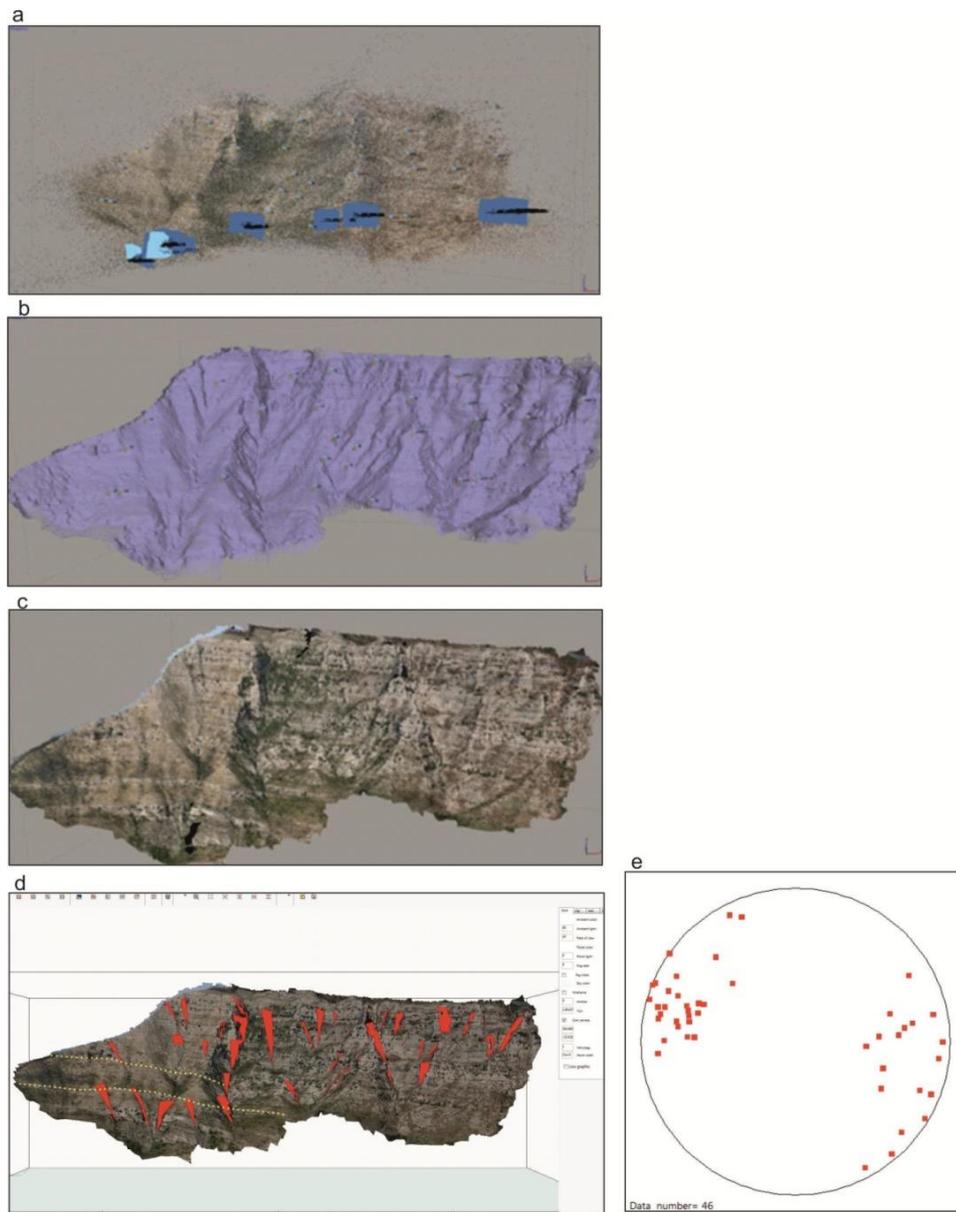


Fig. 4.1 Procedimento di elaborazione di immagini per la realizzazione di un modello 3D: a) Costruzione della nube di punti attraverso l'implementazione di foto; b) costruzione del modello geometrico in triangoli; c) costruzione della immagine reale; d) acquisizione ed e) elaborazione dei dati virtuali.

4.2 Approccio alla mesoscala: analisi geo-meccaniche di successioni di rocce carbonatiche

Numerosi campi di ricerca applicati alla terra e all'ambiente, come l'ingegneria geotecnica ed ambientale o anche geologia tecnica ed applicata, cercano di investigare le proprietà meccaniche delle rocce, specialmente riguardo le rocce carbonatiche che sono rocce molto eterogenee.

L'interesse riguardo le rocce carbonatiche, inoltre è cresciuto negli ultimi vent'anni grazie al fatto che tali rocce possono essere reservoir di idrocarburi; proprio per tale ragione lo sviluppo della ricerca riguardo i reservoir carbonatici ha assunto sempre maggiore importanza per le compagnie petrolifere.

Generalmente le varie branche della ricerca, come ad esempio l'ingegneria civile ed ambientale, la geologia tecnica, stratigrafica e strutturale, tendono ad investigare le proprietà meccaniche delle rocce in modo indipendente, non effettuando un confronto tra i dati provenienti dai vari campi di ricerca. Tale comportamento impedisce la visione d'insieme a varie scale di osservazione rendendo difficile determinare in maniera univoca quali sono le caratteristiche che favoriscono o meno la resistenza delle rocce. Spesso accade che studi di un ambito specifico non citano lavori presenti in altri ambiti ma che trattano della stessa problematica, così da determinare una lacuna nella conoscenza.

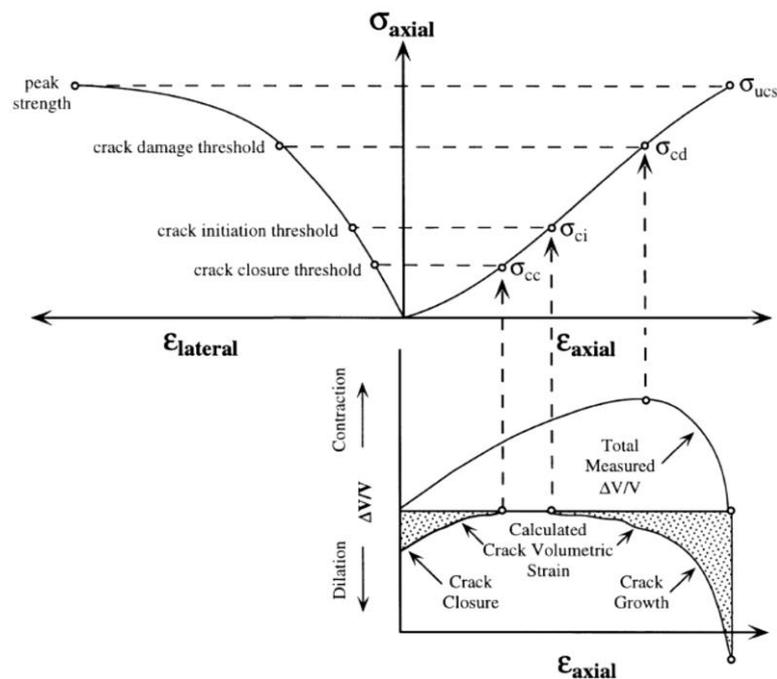


Fig. 4.2 Schema della curva stress-strain e relativi parametri utilizzati nelle analisi meccaniche.

(Martin and Chandler, 1994)

La problematica più importante che coinvolge il comportamento fragile delle rocce carbonatiche riguarda quale siano i parametri che determinano la circolazione di fluidi nella roccia. Trovare la risposta a tale quesito significherebbe “fare centro” nell’investigazione petrolifera.

Al fine di comparare le varie proprietà delle rocce è necessario fare alcune chiarificazioni: in campagna ed in laboratorio non si hanno le stesse condizioni, infatti la maggior parte dello stress, in campagna, è accomodato da elementi strutturali (come ad esempio joint e faglie), mentre in laboratorio lo sforzo è applicato su campioni indeformati.

È, inoltre, importante tenere a mente il fatto che in campagna il comportamento delle rocce non può essere tenuto sempre sotto controllo, infatti in affioramento esistono tanti fattori che possono determinare una variazione nel comportamento meccanico: è facile, quindi, passare da un comportamento fragile ad un comportamento duttile se le condizioni ambientali, come ad esempio pressione, temperatura, strain rate, cambiano.

In questo lavoro sono stati utilizzati due approcci alla mesoscala: analisi in affioramento e analisi di laboratorio.

Le analisi effettuate in affioramento si compongono di scan line e di martello di Schmidt (sclerometro); in laboratorio invece sono state effettuate prove di Point Load e prove di compressione uniassiale (UCS).

4.2.1 Scan line e scan area

Al fine di identificare il differente comportamento fragile delle rocce carbonatiche in affioramento è stato ritenuto necessario applicare dei metodi statistici per fornire informazioni quantitative sullo stato di fratturazione dei vari strati e le relazioni tra la frequenza di queste fratture ed altri parametri che possono ritenersi di controllo sulla fratturazione.

La prima fase nella caratterizzazione meccanica delle rocce risulta quindi l’identificazione in affioramento dei principali set di fratture e la relazione che questi set hanno con il bedding.

Il campionamento statistico consiste nella rilevazione degli attributi dei set di fratture più rappresentativi, individuate dalla precedente analisi qualitativa. Tali

attributi delle fratture su cui si necessita effettuare l'analisi statistica generalmente sono orientazione, riempimento, distanza relativa, apertura.

Le tecniche di acquisizione dei dati di fratturazione in campagna sono essenzialmente di due tipologie: analizzare fratture che intersecano una superficie, solitamente contenuta nel piano campagna o in affioramento (scan area), oppure che intersecano una retta ideale, opportunamente orientata, sul piano dell'affioramento (scan line). Per quanto riguarda questo lavoro è stata essenzialmente utilizzata la tecnica della scan line.

La modalità di esecuzione della scan line, dipende dalle caratteristiche dei set di fratture che si analizzano e dagli scopi dell'analisi statistica. Per quanto riguarda la valutazione dei parametri in questo studio, sono stati misurati: l'orientazione delle fratture, l'orientazione del bedding, lo spessore dello strato, la distanza relativa tra le fratture, l'apertura ed il riempimento, riferendosi a fratture aperte o chiuse come joint ed a fratture riempite da spatite come vene. È stata inoltre valutata, non per tutti gli studi effettuati, anche la rugosità delle fratture attraverso un comparatore grafico standard (Barton e Choubey, 1977)

La rappresentazione più diffusa, per statistiche riguardanti le giaciture delle strutture planari, consiste nel riportare le orientazioni delle normali a tali piani su proiezione stereografica equivalente. Solitamente i dati sono riportati come contour plot, ossia diagrammi con isolinee congiungenti punti del piano caratterizzati dalla stessa densità di poli (numero di poli per unità di superficie).

4.2.2 Resistenza a compressione uniassiale: le prove sclerometriche

Lo sclerometro, meglio conosciuto come martello di Schmidt, è uno strumento utilizzato per effettuare prove empiriche non-distruttive, chiamate prove sclerometriche, ampiamente utilizzate per effettuare una valutazione qualitativa della resistenza meccanica delle rocce in termini di durezza della superficie.

Il martello di Schmidt è un utile strumento per la caratterizzazione meccanica delle rocce in quanto questo risulta essere speditivo, poco costoso e facile da utilizzare, ed inoltre è in grado di valutare la resistenza della compressione uniassiale, parametro importante per la caratterizzazione meccanica dei materiali.

Il martello di Schmidt è uno strumento creato nel 1948 essenzialmente per la valutazione della durezza dei calcestruzzi. Ad oggi questo strumento viene

utilizzato abitualmente per caratterizzare diversi tipi di roccia (Roxborough e Whittaker, 1964-65; Knill e Jones, 1965; Aydin e Basu, 2005).

Questo strumento consiste in un pistone legato ad una molla che viene compresso ortogonalmente alla parete su cui si vuole effettuare la prova.

L'energia d'impatto rappresenta la resistenza d'impatto alla penetrazione (o durezza) sulla superficie. Non tutta l'energia che viene impressa nella prova viene utilizzata: una parte di energia viene assorbita dalla roccia, un'altra parte si trasforma in onde acustiche (Basu and Aydin 2004).

Il rimbalzo risulta essere maggiore se la superficie è più dura e il tempo di penetrazione è più breve. La distanza impiegata dal pistone dopo il rimbalzo, espressa come la percentuale dell'estensione iniziale della molla legata al pistone, è chiamata "valore di rimbalzo r ". questa è considerata come l'indice della durezza della superficie.

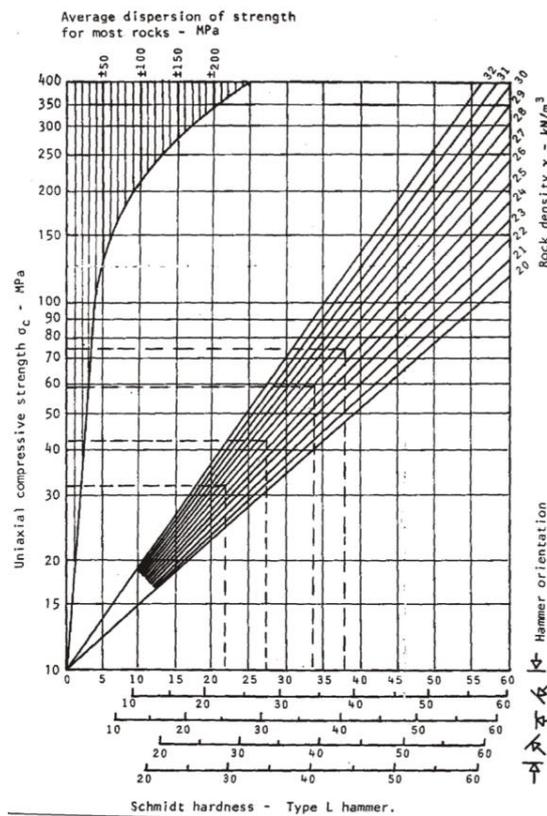


Fig. 4.3 Grafico che rappresenta la relazione tra l'indice di rimbalzo misurato in affioramento con il martello di Schmidt e il valore di compressione uniassiale. Le diverse curve sono rappresentative di tale correlazione in relazione alle diverse densità (Hoek and Bray, 1981).

Per avere dei buoni valori di r da questo tipo di analisi, è necessario effettuare in campagna 20 misure per ogni strato da investigare, per estrapolarne poi il valor medio. In particolare è meglio escludere dal calcolo della media i due valori più bassi e i due valori più alti.

Dal valor medio di rimbalzo, è possibile ottenere il valore di resistenza a compressione uniassiale della roccia analizzata attraverso una relazione di tipo esponenziale (Hoek and Bray, 1981):

$$UCS = 10^{0.00088 \cdot \gamma \cdot r + 1.01} \quad (\text{MPa}) \quad (1)$$

dove:

γ =densità specifica (kN/m³)

r =valore di rimbalzo

4.3 Approccio alla microscala: analisi di laboratorio su campioni di roccia e su sezioni sottili

4.3.1 Point Load test

Il Point Load test (PLT) è una procedura utilizzata nello studio della meccanica delle rocce (Broch e Franklin, 1972) al fine di determinare un indice che rappresenta lo sforzo tensile (Hoek, 1977) di differenti tipo di roccia. Questo risulta essere un modo più semplice e più economico per trovare delle differenze meccaniche in differenti tipi di rocce, rispetto a tecniche come il test di compressione uniassiale e triassiale.

Lo strumento si compone di due piastre, un pistone attivato idraulicamente con un misuratore di pressione, ed un dispositivo per misurare la distanza tra i punti di applicazione dello sforzo. Il misuratore di pressione è connesso ad un display che mostra la massima pressione applicata su ogni campione.

La procedura standard del Point Load è stata stabilita dall'International Society of Rock Mechanics (1985) per calcolare l'indice dello sforzo tensile massimo che può essere applicato su di una roccia prima della creazione della frattura. Generalmente la procedura è condotta su campioni di roccia di forma cilindrica avente diametro di 50 mm, e consiste nella compressione del provino di roccia attraverso due pistoni di forma conica, finchè non sopraggiunge la frattura, che decreta la fine del test. Nonostante la procedura standard dovrebbe essere fatta su campioni di roccia cilindrici, è comune utilizzare campioni di forma cubica o cilindrica, non perfetti, ed utilizzare formule per correggere l'effetto di forma e riportarli al diametro equivalente standard di 50 mm (De).

L'apparato che compone il Point Load dà il massimo valore di pressione applicata sul pistone conico, mentre l'indice dello sforzo tensile è dato da:

$$IS_{50} = \frac{P}{De^2} \quad (2)$$

dove P è il valore della pressione applicata dalla punta sul provino (pressione x area del pistone), mentre De rappresenta il diametro equivalente del cilindro, calcolato attraverso la formula:

$$De = \sqrt{\frac{4(W * D)}{\pi}}$$

In cui W e D sono il lati della superficie più piccola parallela al pistone utilizzato per il punzonamento.

L'accuratezza del Point Load test nella stima del valore di resistenza a compressione uniassiale dipende dal rapporto tra UCS e sforzo tensile. Per la maggior parte delle rocce fragili, il rapporto è approssimativamente 10. Per mudstone e claystone, il rapporto è più vicino a 5. Questo implica che i risultati del Point Load test e la resistenza a compressione ricavata dalle prove UCS (Bieniawski, 1975; Broch and Franklin, 1972) possono essere espressi come:

$$UCS = (K)Is50 \quad (3)$$

Dove K è il fattore di conversione adimensionale, che comunemente è 24. Da studi successive si è verificato che $K=24$ non è un valore universale così come era stato stimato in precedenza, ma sembra che sia legato ad una gamma di fattori di compressione, associati generalmente con la litologia.

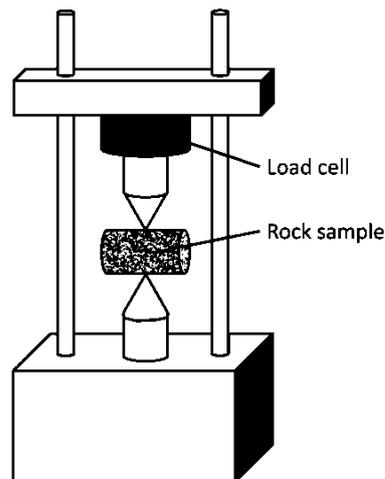


Fig. 4.4 Riproduzione schematica del Point Load Tester.

In generale, la variabilità nella relazione tra PLT-UCS può essere attribuita a tre cause:

- non buona accuratezza nella stima del vero valore di UCS ottenuta dal valore dell'UCS test;
- l'errata stima del vero valore di PLT ottenuto dal test;
- le differenze tra i due test che si traducono nella misura di due attributi diversi (fratture modo 1 nel PLT e fratture di modo 2 nel UCS).

4.3.2 Resistenza alla compressione uniassiale

Le prove di resistenza a compressione uniassiale sono usate, generalmente, nello studio della meccanica delle rocce per effettuarne una caratterizzazione in merito alle proprietà elastiche.

Questa risulta essere una metodologia molto comune nello studio dei materiali dato che non richiede strumentazioni molto sofisticate e permette di avere informazioni sul comportamento elasto-plastico dei materiali sottoposti alla prova.

La prova di compressione uniassiale consiste nel sottoporre dei provini di forma cilindrica ad uno sforzo compressivo σ_1 tramite l'introduzione del provino tra le due piastre di una pressa rigida. Il carico applicato sarà crescente, secondo i tempi impostati dall'operatore allo strumento, attraverso cui si creerà uno stato tensionale del tipo:

$$\sigma_z = \sigma_1 = \frac{P_i}{A} \quad (4)$$

dove P è la forza applicata per valori "i" crescenti, e A è l'area della base del provino.

A tale sforzo corrisponde una deformazione dovuta all'accorciamento elasto-plastico del campione durante la prova. Tale accorciamento è definito come:

$$\varepsilon = \frac{\Delta l}{l_0} \quad (5)$$

dove Δl rappresenta il raccorciamento del provino sottoposto a carico, ed l_0 la lunghezza iniziale del provino.

La prova permette inoltre di ricavare le costanti elastiche della roccia sottoposta a carico, attraverso le seguenti relazioni:

$$\text{Modulo di Young} \quad E = \frac{\sigma}{\varepsilon} \quad (6)$$

ricavato dalla legge di Hooke e calcolato per la porzione elastica della curva *stress-strain* (ossia per il primo tratto rettilineo della curva);

$$\text{Coefficiente di Poisson} \quad \nu = -\frac{\varepsilon_{trasv}}{\varepsilon_{long}} \quad (7)$$

Dove ε_{trasv} rappresenta lo strain trasversale mentre ε_{long} quello longitudinale.

Tali valori sono automaticamente misurati dalla strumentazione mediante l'utilizzo di estensimetri meccanici o elettrici. Utilizzando questi dati è possibile ricavare l'andamento dello stato tensionale all'interno del provino durante tutta la prova e, dunque, costruire i diagrammi stress-strain.

Il valore che determina la massima resistenza a compressione uniassiale è rappresentato dal picco della curva stress-strain (fig. 4.2).

Lo strumento utilizzato per questo tipo di analisi in questo lavoro è stato il MTS-815, in grado di effettuare test uniassiali e triassiali, anche a varie pressioni di confinamento, su diversi tipi di roccia. La capacità di carico massima che può applicare varia dai 250 ai 1000 kN, il telaio altamente rigido e l'attuatore idraulico assiale montato sul telaio rende lo strumento estremamente preciso sul valore di stress-strain misurato, minimizzando il noise nel segnale, e controlla lo scarico del provino dopo la rottura in modo tale da prevenirne la distruzione totale e quindi studiarne anche il comportamento post-rottura. Al provino si collegano dei trasduttori sia per monitorare la distanza verticale, e quindi il raccorciamento, sia per misurare la deformazione circonferenziale (fig. 4.2).

Il software per le applicazioni geo-meccaniche è basato sul software MTS Series 793, e fornisce modelli standard (basati su ISRM) e non standard di test per la meccanica delle rocce.

4.3.3 Velocità delle onde elastiche

Le velocità soniche sono prove non distruttive dove si misura la velocità di propagazione di onde elastiche attraverso campioni di forma regolare di materiale roccioso.

La prova, eseguita secondo le specifiche *Raccomandazioni UNI EN 14579:2005*, consente di registrare il tempo che le onde ultrasoniche impiegano nell'attraversare il campione; tale dato è direttamente correlabile alla densità del materiale ed alle eventuali discontinuità presenti al suo interno. Tale misura, non comportando alcun tipo di modifica delle caratteristiche originarie del campione, rientra nel novero delle prove "non distruttive".

E' stata utilizzata, in questo lavoro, un'apparecchiatura DSP UTD 1004 Ultrasonic dotata di una coppia di trasduttori, aventi diametro pari a 50 mm e frequenza di 55 kHz, i quali registrano il tempo t che intercorre tra l'emissione e la ricezione del segnale sonoro che attraversa il campione.



Fig. 4.5 DSP UTD 1004 Ultrasonic.

Per garantire una migliore aderenza dei trasduttori ai campioni, prima delle prove le loro superfici sono state cosparse di un sottile strato di gel idrosolubile. Le misure sono state effettuate lungo le tre direzioni dello spazio x , y e z , per ciascuna serie ed in “trasparenza diretta” su ogni campione. Le prove sono state portate a termine sui campioni allo stato “secco”, ossia dopo aver sottoposto i campioni a temperature di $101\text{ }^{\circ}\text{C}$ per 48 ore.

In entrambi i casi la velocità è stata calcolata attraverso la seguente formula:

$$V = \frac{L}{T}$$

dove: V è la velocità dell’impulso, espresso in m/s ; L è la lunghezza del campione, espresso in m ; T è il tempo, espresso in μs , impiegato dall’impulso ad attraversare il provino.

4.3.4 Analisi al SEM

Al fine di investigare il micropattern delle rocce studiate, è stato usato il microscopio a scansione elettronica (SEM). Il SEM è un tipo di microscopio che restituisce immagini ad alta risoluzione delle superfici investigate, come ad esempio graniglie o sezioni sottili, attraverso la scansione con un fascio di elettroni ad alta energia. Il fascio di elettroni interagisce con gli atomi che compongono il campione, dando informazioni riguardo la superficie, la composizione ed altre proprietà. L'immagine che viene restituita dal microscopio ha una risoluzione dell'ordine dei nm, e ciò rende possibile la visione di dettagli anche di 1-5 μm .

Per ottenere l'informazione morfologica della porzione di roccia investigata, che permette la visualizzazione tridimensionale dei cristalli e delle superfici di contatto tra i cristalli, sono state acquisite immagini usando gli elettroni secondari (SE). Per effettuare le analisi granulometriche a piccola scala, e per lo studio dei minerali residuali che possono essere presenti nella roccia, è stato utilizzato il SEM in modalità back-scattering (BSE), che restituisce un'immagine che dipende dalla composizione chimica della roccia. Infine sono stati utilizzati i raggi X per avere una valutazione semi-quantitativa dello spettro di composizione chimica dei minerali che sono stati investigati.

Le osservazioni che sono state fatte attraverso il microscopio elettronico, riguardano essenzialmente la valutazione del grain-crystal size, per classificare il pattern delle diverse rocce analizzate, e per effettuare una stima del tipo di porosità e di pore space.

4.3.5 Grain size per le rocce carbonatiche: analisi d'immagine di sezioni sottili

Effettuare una valutazione del grain size per una roccia lapidea ad oggi è una vera e propria sfida. Infatti esiste, oramai, una procedura standardizzata per la valutazione del grain size per rocce sciolte, ma nessuna procedura standard per la valutazione in roccia compatta. Per avere una stima della granulometria spesso ci si serve dell'analisi d'immagine di sezioni sottili rappresentative della roccia da indagare.

La sequenza di operazioni consiste nell'acquisizione dell'immagine, generalmente in sezione sottile, attraverso un microscopio (ottico, petrografico, finanche

elettronico), il processing dell'immagine, la misura dei granuli o cristalli, il processing dei dati, e l'interpretazione. Tale procedura presenta enormi difficoltà soprattutto nella misura dei granuli che compongono la matrice della roccia. Queste problematiche risiedono essenzialmente in:

- limiti dello strumento di acquisizione (microscopio utilizzato), è infatti importante scegliere, a seconda della granulometria il microscopio adatto. Tale scelta però non è semplice in quanto, spesso, le rocce, anche quelle che possiedono un buon sorting, possono avere granuli di piccole dimensioni, che possono non essere apprezzati ad una scala molto grande, sovrastimando la misura;
- tempo di acquisizione delle misure dei singoli granuli, per avere una buona statistica della granulometria della roccia risulta necessario effettuare l'analisi in più sezioni sottili della stessa roccia, e in più parti della sezione sottile. Tale procedura diminuisce l'errore ma aumenta enormemente il tempo di acquisizione (Ibekken e Schleyer, 1986; Butler et al., 2001);
- bontà della sezione sottile per questo tipo di valutazione, infatti, la sezione sottile che generalmente si utilizza nello studio di rocce sedimentarie ha, generalmente, uno spessore maggiore dei 30 μm . Tale spessore da un effetto di tridimensionalità ai cristalli, rendendo difficile la distinzione dei contatti tra i cristalli (Murphy et al., 1977; Francus, 1998; Fueten, 1997), ed impendo l'applicazione di algoritmi creati per l'acquisizione ed elaborazione rapida della misura dei cristalli (Butler et al., 2001; Sime e Ferguson, 2003; Graham et al., 2005).

Per minimizzare tali problematiche, la valutazione del grain size in questo lavoro è stata effettuata su più sezioni sottili di una stessa roccia, analizzata acquisendo immagini al SEM e al microscopio ottico.

Da ogni immagine catturata dalla sezione sottile sono stati presi in considerazione 200 cristalli, di grandezza diversa, misurandone l'asse maggiore e l'asse minore.

È stata quindi fatta la media delle misure per ogni singola foto; queste medie, risultanti dalle diverse foto dello stesso campione, sono state mediate affinché si potesse ottenere una misura quanto più rappresentativa possibile.

4.3.6 He-porosity sui cilindri utilizzati nelle prove di compressione uniassiale

Per effettuare la stima della porosità di campioni di dimensione regolare è stata utilizzata la metodologia della porosità ad Elio.

La porosità ad Elio è stata valutata utilizzando di un picnometro ad elio (Multi Volume Pycnometer 1305 Micromeritics), costituito da una camera con volume noto e di una seconda camera in comunicazione con la prima.

Prima di cominciare con le misurazioni, si effettua la calibrazione dello strumento con sfere di volume noto.

Per ogni campione è stato calcolato il peso di volume:

$$\gamma = \frac{P}{V}$$

dove P è la massa del campione secco, espressa in grammi, e V è il volume del campione comprensivo di pori, espresso in cm^3 .

Il volume apparente di ciascun campione analizzato è stato calcolato con un calibro.

L'errore nella misurazione del volume dei pori è inferiore allo 0.2%.



Fig. 4.6 Multi Volume Pycnometer 1305 Micromeritics

Il campione viene inserito in una camera di dimensioni standard (150 cm³) e viene immesso gas (Elio) fino ad una pressione di circa 20 psi. Successivamente si fa espandere il gas in pressione in un secondo volume di dimensione nota.

Dai due valori di pressione, misurati prima e dopo l'espansione del gas, è possibile determinare il volume reale del campione (privo dei vuoti) e quindi la sua densità reale (γ_s).

Questo valore, unitamente a quello della densità apparente (γ) permette di ottenere il valore di porosità (in percentuale) attraverso la relazione:

$$n = \frac{\gamma - \gamma_s}{\gamma} \cdot 100$$

dove γ è il peso specifico apparente della roccia, espresso in g/cm³, γ_s è il peso specifico reale della roccia, espresso in g/cm³.

4.3.7 Porosità per saturazione dei campioni in acqua distillata (ISRM)

La porosità valutata con l'acqua è stata eseguita utilizzando la procedura standard ISRM, su campioni di roccia cubici, di circa 2 cm di lato.

I campioni sono misurati con un calibro, avente precisione dell'ordine dei centesimi di millimetro al fine di determinare il volume reale della roccia. Dopo la valutazione del volume i campioni sono stati posizionati in una giara, in modo tale da non permettere il contatto reciproco di questi. In questa giara è stato, poi, creato il vuoto e quindi riempita d'acqua distillata mantenendone il vuoto in modo tale da facilitare la saturazione dei campioni. I campioni così saturati sono stati successivamente pesati: ed in particolare viene misurato il peso del campione saturo, il peso idrostatico, per poi passare alla misura del peso secco, dopo aver lasciato i campioni ad asciugare per 24 ore in forno a 110 °C.

Le misure di porosità e densità sono poi state ottenute attraverso le relazioni espresse nel volume dell'ISRM (PART 1: suggested methods for determining water content, porosity, density, absorption and related properties).

4.3.8 Residuo insolubile

Per effettuare la valutazione del residuo insolubile, ogni campione è stato ridotto in granuli con apposito frantoio e successivamente ridotto in polvere tramite un passaggio in pestello. Per ogni campione sono stati pesati 15.000 g di polvere da disciogliere in 200 ml di HCl 10% mol. Dopo 40 min sono stati aggiunti altri 50 ml al fine di verificare l'eventuale presenza di materiale non disciolto del tutto. Al termine di questa operazione, i residui insolubili sono stati filtrati con carta filtro fascia blu, ogni filtro è stato pesato preliminarmente con bilancia di precisione. Terminato il processo, i filtri contenuti i residui insolubili sono stati essiccati e pesati in modo da ottenere il valore percentuale di residuo.



Fig. 4.7 Campioni di dolomia sciolti in HCl avente concentrazione al 10% per ricavarne il residuo insolubile.

SEZIONE 3:
ANALISI
DEI DATI

ANALISI DI FRONTI DI DOLOMITIZZAZIONE IN CALCARI PELAGICI MESOZOICI

5.1 Perché analizzare carbonati pelagici dolomitizzati

La dolomitizzazione è un processo che coinvolge, generalmente, carbonati di mare basso, che sono caratterizzati da strati con spessore decimetrico e metrico. Tale spessore dello strato è dovuto al rimescolamento dei sedimenti da parte degli organismi. È meno frequente osservare rocce carbonatiche pelagiche, caratterizzate da spessori di strato centimetrici, soggette a processi di dolomitizzazione. In questo caso la dolomitizzazione è data, in prevalenza, da fluidi caldi e ricchi in Mg, che attraversano faglie sindiagenetiche o preesistenti (Gabellone et al., 2014).

In questo studio sono stati proposti due affioramenti di carbonati pelagici, in cui sono presenti fronti di dolomitizzazione con caratteristiche diverse, che presentano un contrasto nella deformazione fragile tra calcari e dolomie. Gli affioramenti oggetto di studio sono posti il primo in Gargano, nella formazione della Maiolica, e l'altro in Basilicata, nella formazione dei Calcari con Selce.

Lo scopo del lavoro è quello di cercare di comprendere i motivi del diverso comportamento meccanico di calcari e dolomie sottoposte al medesimo campo di stress, e soprattutto in che modo lo spessore degli strati può influire nella distribuzione delle fratture.

La prima fase di analisi, comprende la raccolta di dati e campioni in campagna per le analisi di laboratorio. Su entrambi gli affioramenti sono state fatte analisi qualitative per determinare la tipologia e le relazioni tra i vari set di fratture.

L'analisi quantitativa è stata, invece, effettuata attraverso la tecnica della scan line, in zone distanti da faglie per meglio valutare la sola fratturazione di background. Tali attributi sono stati misurati su 14 strati lungo l'affioramento in Maiolica, e 11 lungo l'affioramento dei Calcari con Selce, aventi diverso spessore, per un totale di 25 strati misurati.

Sono state poi eseguite, sui medesimi strati sui quali sono state effettuate le scan line, le analisi sclerometriche, ovviamente effettuando una calibrazione per il tipo di roccia, ed effettuando le misure lontano da discontinuità strutturali. Sono state fatte,

per ogni strato indagato, 20 misure, scegliendo zone in cui fosse garantita la verticalità della superficie, e mantenendo lo strumento ortogonale alla superficie misurata. Il valor medio, che dovrebbe essere rappresentativo dello strato di roccia misurato, è stato ottenuto scartando, dalle 20 misure, fatte per ogni strato, le 5 misure più alte e le 5 più basse, e facendo la media delle restanti misure. L'indice di rimbalzo medio è stato convertito in UCS attraverso l'equazione 1.

In laboratorio sono state effettuate analisi petrografiche su 24 sezioni sottili risultanti da 18 campioni. Attraverso l'utilizzo del microscopio ottico binoculare e quello a luce polarizzata, sono state fatte osservazioni riguardo la tessitura, la facies, il tipo di diagenesi, il tipo di cristalli, la geometria dei pori, e le caratteristiche microstrutturali.

Infine, è stato utilizzato il microscopio elettronico (SEM) su 8 frammenti di roccia per la valutazione della micro-granulometria e micro-porosità.

I risultati dell'applicazione di queste metodologie sono parte dell'articolo dal titolo "Dolomitization impact on fracture density in pelagic carbonates: contrasting case studies from the Gargano Promontory and Southern Apennines (Italy), pubblicato sull'Italian Journal of Geosciences vol. 134 N°1 (2015).

5.2 Descrizione degli affioramenti

Sono stati presi in considerazione due affioramenti di calcari pelagici, il primo affiorante in Puglia, e l'altro in Basilicata. Tali affioramenti si presentano con strati di spessore centimetrico-decimetrico, ognuno dei quali presenta un fronte di dolomitizzazione.

I fronti di dolomitizzazione presenti in queste due zone appaiono molto diversi: in Gargano (Puglia) la dolomitizzazione sembra aver provocato un'omogeneizzazione degli strati calcarei originari, a differenza dell'affioramento in Basilicata in cui gli strati sembrano preservati. Inoltre la dolomia in Gargano, a differenza di quella affiorante in Basilicata, risulta essere grossolana, a discapito del calcare micritico originario. Infine lo stato di fratturazione tra i calcari e le dolomie del Gargano risulta essere, ad una prima analisi, molto più eterogeneo rispetto ai calcari e dolomie dell'affioramento preso in considerazione in Basilicata.

5.2.1 Affioramento relativo alla formazione della Maiolica (Gargano)

L'affioramento in Gargano, situato nella strada provinciale SP53, che collega le città di Mattinata e Vieste, rientra nella formazione della Maiolica. Tale successione Cretacea di carbonati di bacino profondo si presenta come sottilmente stratificata, e si compone di circa 400-500 m di spessore di calcari micritici con liste e noduli di selce, in cui è possibile osservare frequenti slump.

La stratificazione è prevalentemente sub-orizzontale, con direzione media degli strati SE-NW.

Il fronte di dolomitizzazione si presenta con una morfologia irregolare; ed, ad una prima analisi, sembra che lo spessore degli strati si modifichino al passaggio calcare-dolomia (fig. 5.1).

Il fronte dolomitico è ben visibile grazie al taglio stradale, e si presenta con direzione N120, come un netto passaggio tra un calcare micritico biancastro sottilmente stratificato, ed una dolomia grigia cristallina grossolana. Entrambe le litologie presentano livelli o noduli di selce che, a volte, disegnano sulla roccia degli slump (fig. 5.1); inoltre questi presentano strutture sedimentarie riferibili a laminazione bed-parallel ed incrociata.



Fig. 5.1 Fronte di dolomitizzazione nella formazione della Maiolica (Giurassico Superiore-Cretaceo Inferiore). SP53 Gargano

Lo spessore degli strati calcarei e dolomitici è fortemente variabile: il calcare si presenta con una stratificazione sottile, avendo spessori di strato che variano dai 2 ai massimo 20 cm; a differenza della dolomia il cui spessore dello strato varia dai 2 ai 50 cm (fig. 5.2).

Il fronte dolomitico, che mostra il passaggio netto tra calcari e dolomie mette in evidenza il fatto che, la dolomitizzazione non ha preservato la stratificazione.

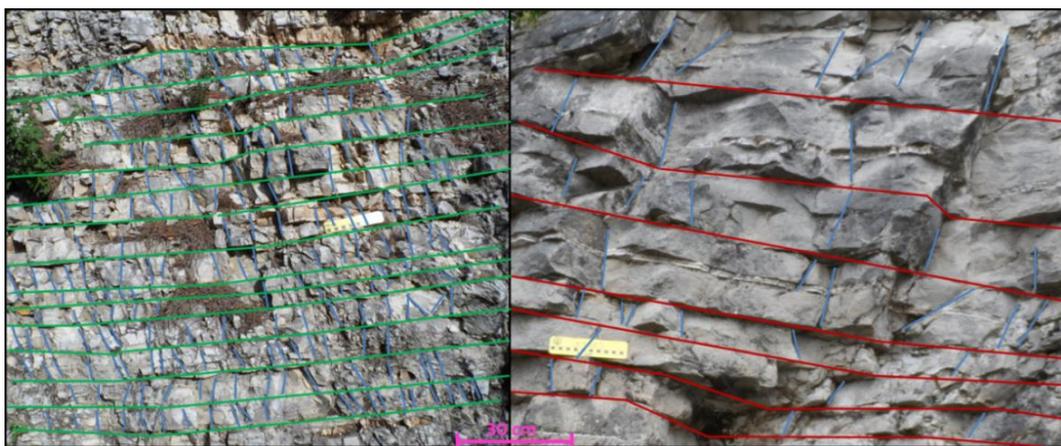


Fig. 5.2 Dettaglio dello stato di fratturazione dei calcari (a sinistra) e delle dolomie (a destra) nei pressi del fronte dolomitico dell'affioramento in Maiolica (Gargano). A.sinistra in verde i limiti di strato dei calcari, a destra in rosso i limiti di strato delle dolomie. In blu sono evidenziate le fratture

Da analisi più accurate, infatti, è possibile vedere all'interno degli spessi strati dolomitici fantasmi stilolitici, derivanti dai limiti di strato del calcare originario, o residui intrastrato rossastri (fig. 5.6 a). È infine possibile notare dei piccoli seams dolomitici rossastri all'interno dello strato, probabilmente formati da residuo insolubile ferroso localizzato in alcuni punti.

Dalle misure effettuate con il martello di Schmidt risulta che il valore di compressione uniassiale di calcari e dolomie in situ è rispettivamente 79 MPa e 81 MPa.

5.2.2 Affioramento relativo alla formazione dei Calcari con Selce (Basilicata)

L'affioramento lucano, è situato lungo la SP5, strada provinciale che collega i paesi di Pignola e Abriola (fig. 5.3).



Fig. 5.3 Fronte di dolomitizzazione nella formazione dei Calcari con Selce (Triassico Superiore) SP5 Pignola.

Tale affioramento fa parte della formazione Triassica dei Calcari con Selce, che consiste in calcari micritici di bacino profondo, anch'essi con liste e noduli di selce, in cui sono presenti piccoli bivalvi e radiolari (Scandone, 1967).

Le dolomie presenti in questa formazione sono descritte da Iannace et al. (2012), e si presentano come dolomie con strutture tipo zebra. Tali dolomie sembrano essersi formate durante la fase di deformazione Miocenica da fluidi marini salini caldi, espulsi dalle rocce per sovrappressione durante il thrusting.

Questo affioramento esibisce un fronte di dolomitizzazione molto irregolare nella formazione dei Calcari con Selce. A differenza dell'affioramento in Gargano, il fronte presente nei Calcari con Selce si presenta come molto più controllato dalla stratificazione. Entrambe le litologie presentano spessori degli strati che variano da 3 a 50 cm.

Ciò è dovuto al fatto che la dolomitizzazione, in questo caso, sembra aver preservato la stratificazione del calcare originario. I limiti di strato, anch'essi stilolitici, sembrano separati da peliti (fig. 5.8 b).

I calcari e le dolomie presentano valori del martello di Schmidt rispettivamente di 87.5 MPa e 86 MPa in media.

Le stiloliti presentano residuo insolubile pelitico di colore rossastro e sembrano essere più frequenti nei calcari rispetto alle dolomie (fig. 5.8 b).

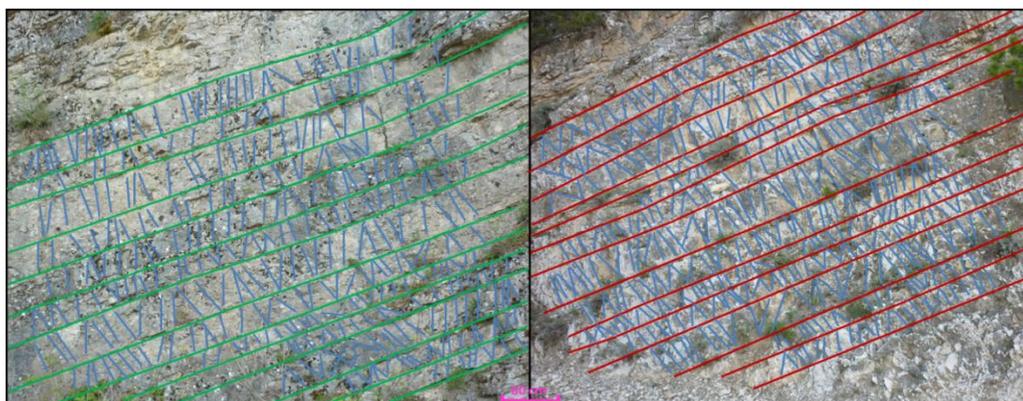


Fig. 5.4 Dettaglio dello stato di fratturazione dei calcari (a sinistra) e delle dolomie (a destra) nei pressi del fronte dolomitico dell'affioramento relativo alla formazione dei Calcari con Selce (Basilicata). A sinistra in verde i limiti di strato dei calcari, a destra in rosso i limiti di strato delle dolomie. In blu sono evidenziate le fratture

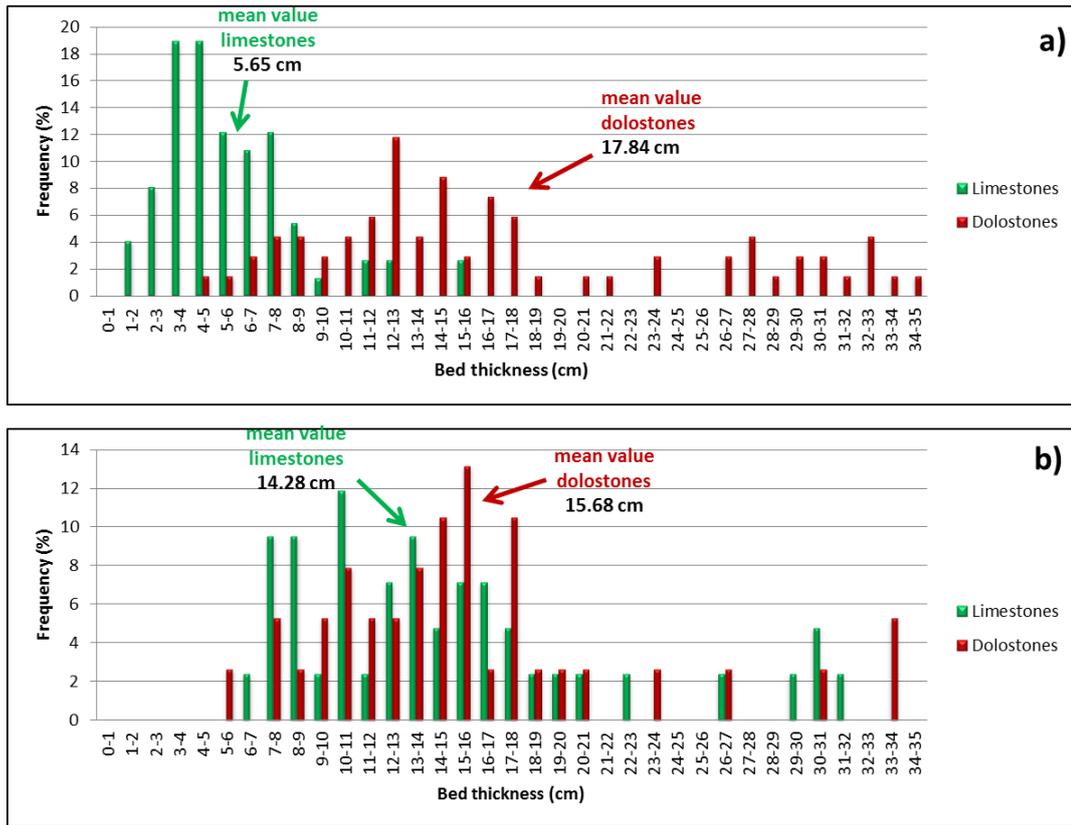


Fig. 5.5 Grafico che mostra la variazione dello spessore degli strati di calcari e dolomie dell'affioramento nella formazione della Maiolica (a) e dell'affioramento nella formazione dei Calcarei con Selce (b)

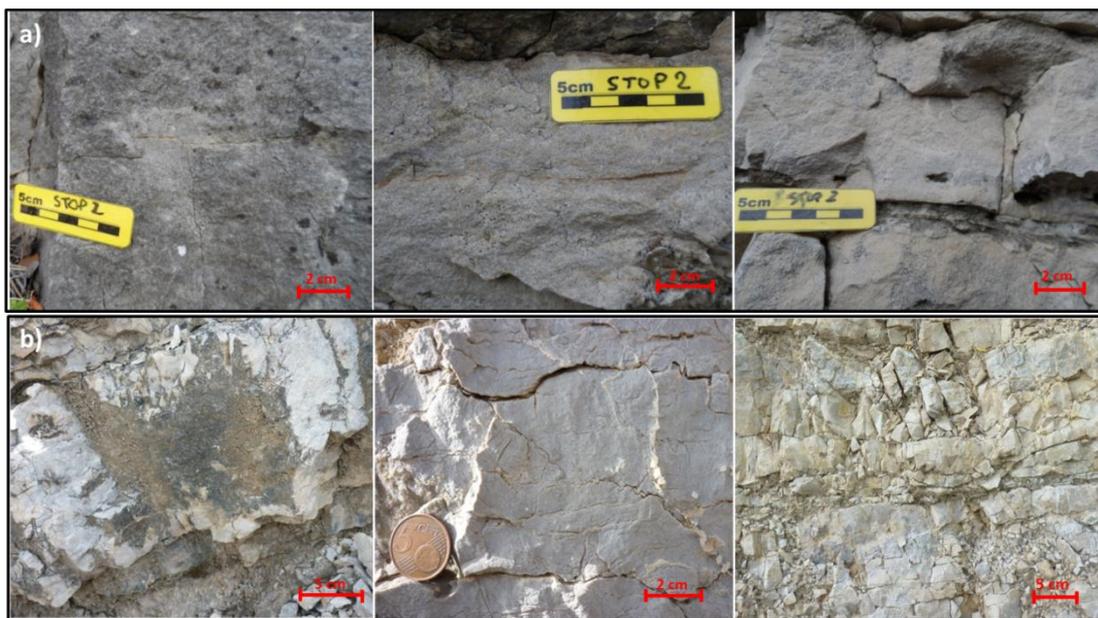


Fig. 5.6 Dettaglio delle superfici di strato delle dolomie presenti nell'affioramento della formazione della Maiolica (a) della formazione dei Calcarei con Selce (b).

5.3 Petrografia ottica e osservazioni al SEM

In sezione sottile i calcari del Gargano si mostrano con una matrice micritica (con grain size inferiore ai 4 μm), con radiolari, foraminiferi planctonici e, occasionalmente, qualche spugna. La roccia sembra avere una porosità molto inferiore all'1%. Al SEM è possibile, inoltre, apprezzare la presenza di nanoplancton (Coccoliti) e la presenza di microporosità (fig. 5.7 c, d).

La dolomia, invece, si presenta con cristalli molto grandi (fig. 5.7 e, f) che, quindi, sembrano non aver preservato la struttura della roccia preesistente. Il mosaico cristallino è di tipo euedrale (planar-e), con cristalli di grandezza anche superiore ai 300 μm , e di media 200 μm . La porosità stimata attraverso l'utilizzo dell'elio, è di circa 7-8%.

Al SEM in backscattering, i cristalli si presentano come zonati (fig. 5.7 h), in cui le zone più scure ricadono all'esterno del cristallo. Ciò probabilmente è dovuto alla percentuale di magnesio presente nel rapporto Ca-Mg della dolomia.

In sezione sottile, i calcari dell'affioramento relativo alla formazione dei Calcari con Selce, si presentano come un wackestone-mudstone, con granulometria media di circa 6 μm . È stato possibile individuare fossili di bivalvi pelagici (Alobia) e radiolari (fig. 5.8 a, b). La porosità di matrice stimata, come anche per i calcari del Gargano, è molto inferiore all'1%.

Al SEM è possibile apprezzare una matrice microspatitica che funge da cemento per i granuli presenti. Questi granuli sembrano essere bioclasti e litoclasti ricristallizzati; inoltre è da ascrivere la presenza di nanoplancton (fig. 5.8 c, d). Per quanto riguarda la porosità, è possibile confermare dalle analisi al SEM che la roccia presenta una micro-porosità scarsa.

La dolomia, in sezione sottile, appare, invece, con un mosaico sub-edrale anedrale (generalmente non planar-a), di color ocre scuro, probabilmente ricca in minerali ferrosi (fig. 5.8 e, f).

Il grain size della dolomia risulta essere compreso tra i 20 e i 180 μm , con una media di 70 μm , mentre la porosità risulta bassa, dell'ordine circa dell'1%. Nella roccia sono presenti vug riempiti da dolomite spatica avente grain size che varia dai 100 ai 500 μm . Al SEM la dolomia sembra avere microporosità intercristallina e fracture porosity data da microcrack tra i cristalli (fig. 5.8 g, h).

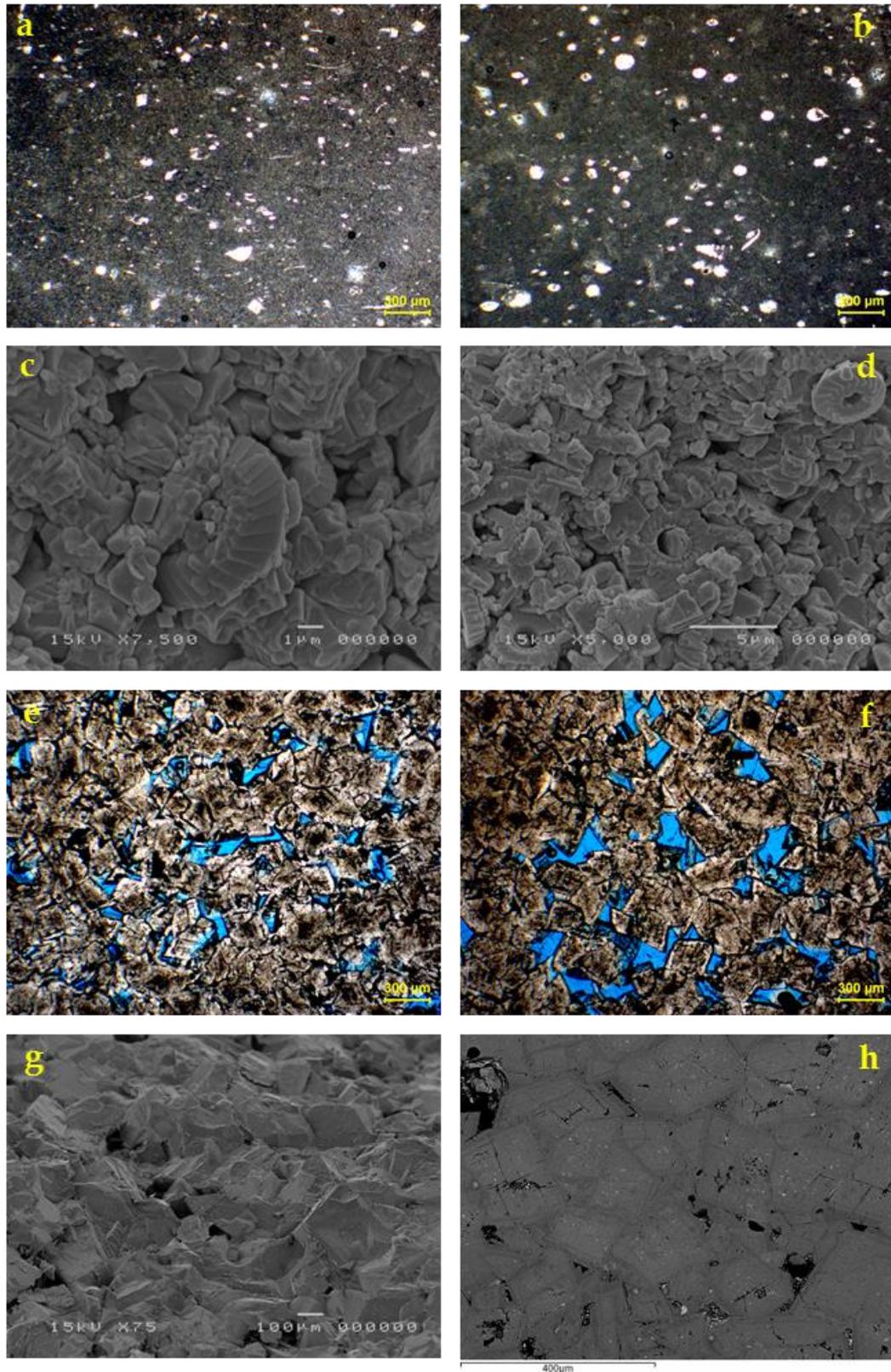


Fig. 5.7 Foto di sezioni sottili dei calcari micritici con il microscopio ottico (a, b) e al SEM (c, d) e delle dolomie con il microscopio ottico (e, f) e al SEM (g, h) dell'affioramento relativo a la formazione della Maiolica

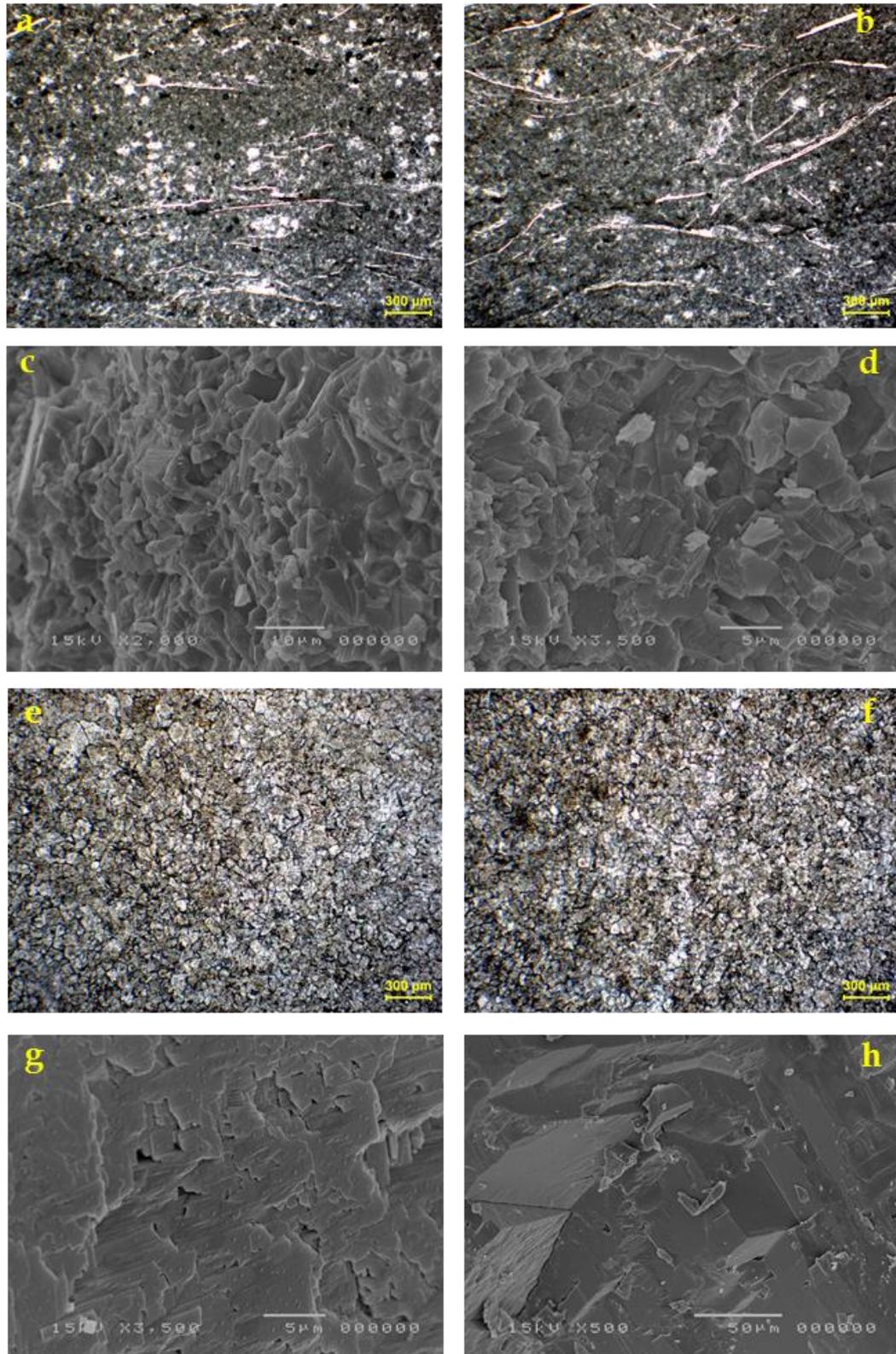


Fig. 5.8 Foto di sezioni sottili dei calcari micritici con il microscopio ottico (a, b) e al SEM (c, d) e delle dolomie con il microscopio ottico (e, f) e al SEM (g, h) dell'affioramento relativo alla formazione dei Calcari con Selce.

5.4 Caratteri strutturali

I risultati dello studio sugli spessori hanno dimostrato che nell'affioramento relativo alla Maiolica è presente un incremento dello spessore degli strati di dolomia (spessore medio 17.84 cm) rispetto ai calcari (spessore medio 5.65 cm), mentre per quanto riguarda l'affioramento relativo alla formazione dei Calcari con Selce gli spessori sembrano essere gli stessi (spessore medio dei calcari 14.28 cm; spessore medio dolomia 15.68 cm).

L'analisi, fatta attraverso scan line, suggerisce una maggiore densità di fratturazione delle dolomie dell'affioramento dei Calcari con Selce, rispetto a quelle presenti in nella Maiolica (fig. 5.10 a).

Nell'affioramento della Maiolica, la fratturazione è molto più evidente nella parte calcarea della successione, con fratture di tipo stratabound (fig. 5.2). Le fratture, generalmente, si presentano ad alto angolo o sub-verticali, e si dividono in joint, con aperture prevalenti al di sotto di 1 mm, e vene con riempimenti prevalenti di calcite spatica.

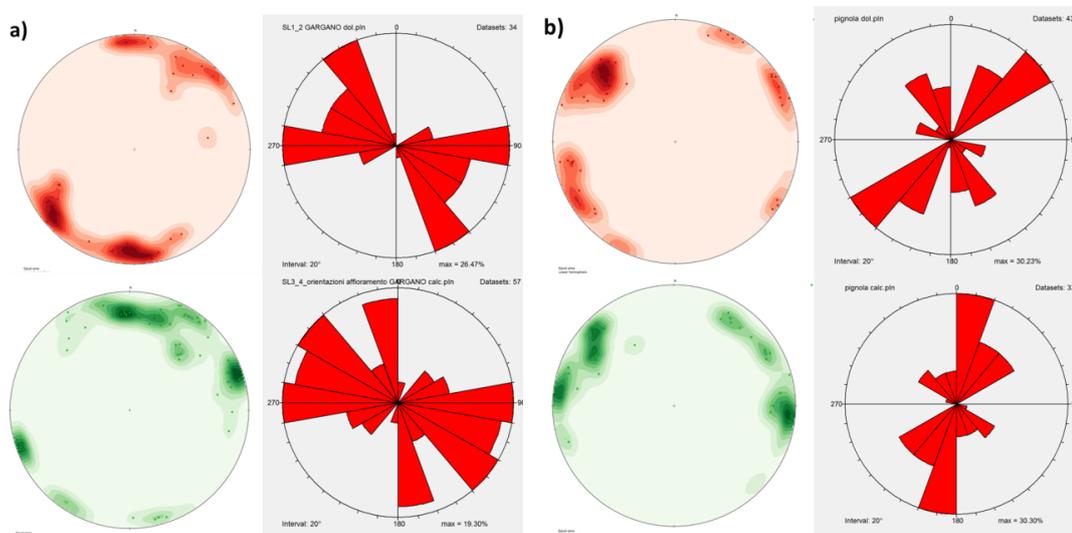


Fig. 5.9 Stereoplot e relativo rose diagram delle dolomie (in alto) e dei calcari (in basso) relative alle scan line relativi rispettivamente agli affioramenti nella formazione della Maiolica (a) e nella formazione dei Calcari con Selce (b).

Il set di fratture dominante nei calcari ha orientazione WSW-ENE, mentre nelle dolomie la direzione prevalente delle fratture è WNW-ESE (fig. 5.9 a). Set minori hanno orientazione NNW-SSE per i calcari e N-S per le dolomie.

Non è stato possibile apprezzare il set coniugato di fratture in quanto è stato possibile valutare solo le fratture perpendicolari alla direzione dell'affioramento.

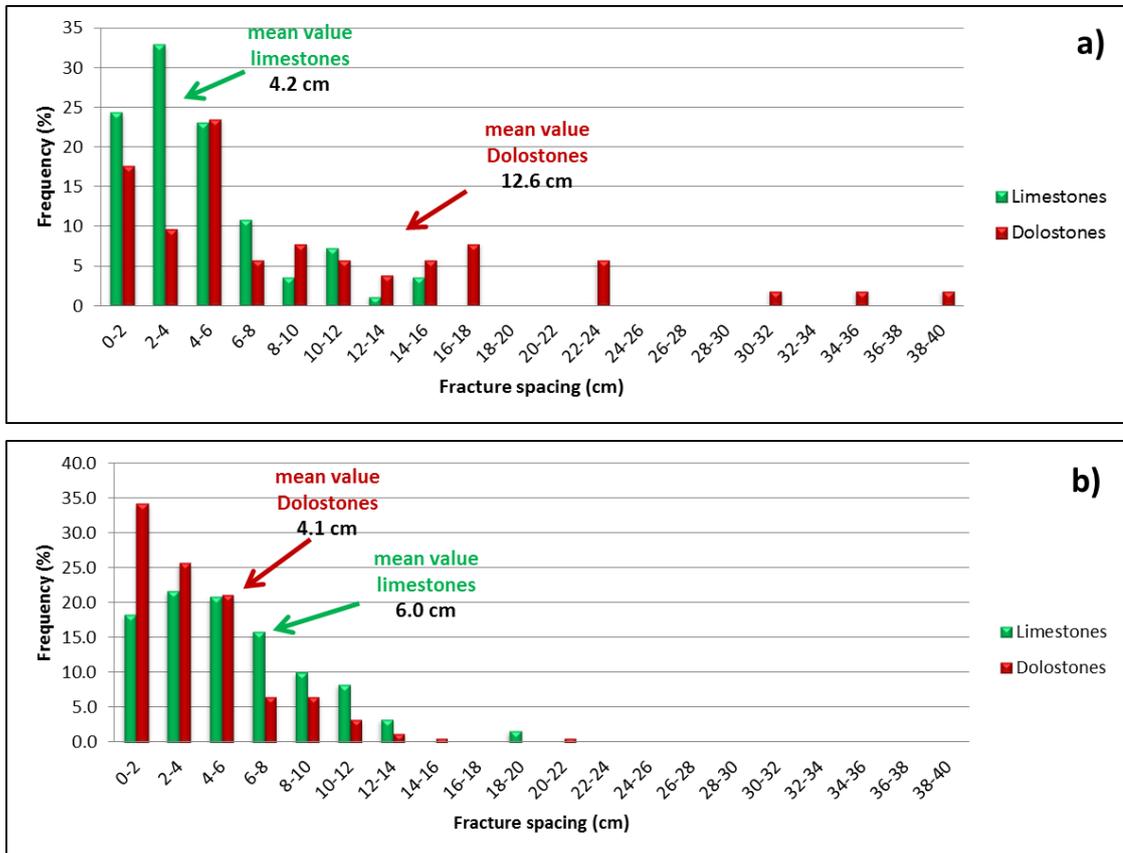


Fig. 5.10 Grafico che mostra la frequenza delle fratture presenti in determinate classi di spaziatura dell'affioramento nella Maiolica (a) e dell'affioramento dei Calcarei con Selce (b)

Per quanto riguarda l'affioramento relativo alla formazione dei Calcarei con Selce, la densità di fratturazione per calcari e dolomie sembra, ad una prima analisi, la stessa (fig. 5.10 b). Joint e vene sono prevalentemente subverticali, ed in particolare circa-ortogonali alla stratificazione (fig. 5.9 b).

I joint hanno per la maggior parte un'apertura inferiore ad 1 mm come anche le vene, che sono formate sia da riempimenti di calcite spatica, sia da dolomite spatica. La maggior parte dei joint e vene sono di tipo stratabound. L'orientazione media dei joint e vene sia di calcari che di dolomie è N-S ed E-W in cui la direzione N-S rappresenta il set dominante (fig. 5.9 b). Sembra inoltre esserci una maggiore abbondanza di vene nella dolomia rispetto al calcare.

I limiti di strato nei calcari, per la maggior parte stiloliti, non conservano il residuo insolubile interstrato.

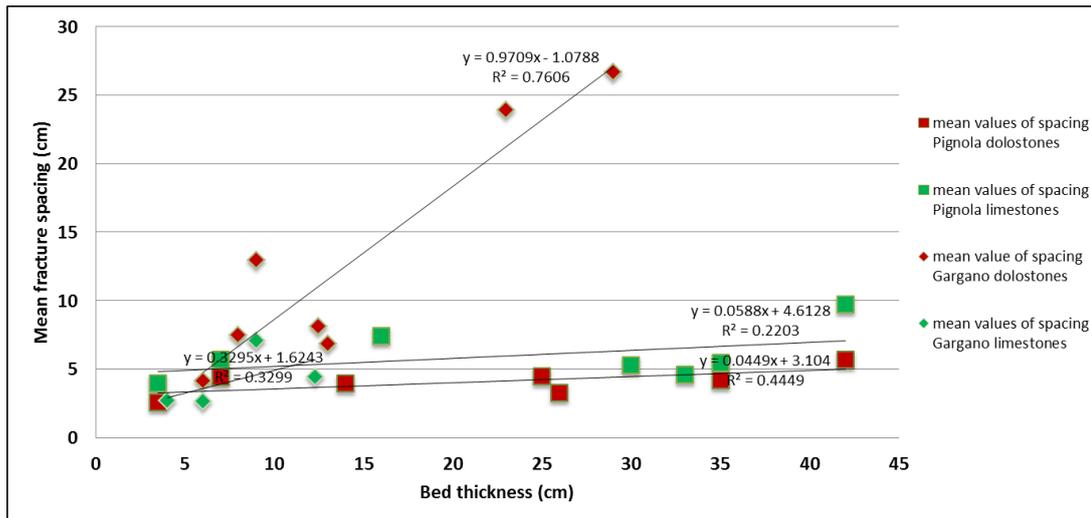


Fig. 5.11 Grafico che mostra la relazione tra lo spessore degli strati e il valor medio della spaziatura per gli strati misurati.

In generale il fracture spacing dei calcari risulta essere non superiore ai 20 cm, a differenza delle dolomie, specialmente quelle della Maiolica, in cui la spaziatura massima può superare i 20 cm. Ciò si contrappone alle dolomie lagonegresi, le quali risultano meno spaziate. In particolare il 95% delle fratture nelle dolomie dell'affioramento dei Calcari con Selce risulta avere una spaziatura massima inferiore ai 10 cm; mentre nella Maiolica solo il 64% delle fratture ricadono in tale intervallo di spaziatura. La spaziatura media delle fratture misurate nelle dolomie dei Calcari con Selce è di 4.1 cm, mentre nella Maiolica è di 12.6 cm.

Per quanto riguarda i calcari, nella formazione della Maiolica il 90% delle fratture ricade nell'intervallo 0-10 cm, mentre nella formazione dei Calcari con Selce la percentuale si aggira attorno all'83%. La spaziatura media delle fratture misurate nei calcari della Maiolica è 4.1 cm, mentre quella dei Calcari con Selce è di 6.0 cm.

ANALISI DI CALCARI E DOLOMIE DI PIATTAFORMA INTERSTRATIFICATI DELLA SUCCESSIONE MESOZOICA DELLA PENISOLA SORRENTINA

6.1 Perché indagare i carbonati di piattaforma

Nello studio proposto sono state indagate le relazioni quantitative dalla micro alla mesoscala tra lo stato di fratturazione e le caratteristiche meccanico-tessiturali di affioramenti nei quali strati dolomitici e strati calcarei sono alternati. Tale studio è finalizzato ad ottenere elementi per predire la deformazione fragile in reservoir carbonatici, ed in particolare riconoscere quali fattori, o combinazione di fattori, ne determinano il diverso stato di fratturazione.

L'alternanza di calcari e dolomie stratificate risulta essere la situazione geologica più frequente: come detto in precedenza, il fenomeno della dolomitizzazione coinvolge generalmente carbonati di mare basso, che sono caratterizzati da strati con spessore decimetrico e metrico. Tale spessore dello strato è dovuto al rimescolamento dei sedimenti da parte degli organismi.

Sono stati scelti affioramenti in successioni di piattaforma carbonatica in Appennino Meridionale (Penisola Sorrentina) relative al periodo Giurassico Medio-Superiore e Cretaceo Inferiore; confrontate poi con le successioni pelagiche Cretacee studiate in Avampaese Apulo (Gargano), così da avere un range, sia in termini di grain size che di porosità, elevato. La scelta degli affioramenti di età diversa discende dai risultati dello studio di Iannace et al. (2011) che hanno stabilito che Triassico, Giurassico e Cretaceo presentano una grande differenza di stili di dolomitizzazione e conseguenti caratteristiche geometriche e tessiturali. Il Triassico non è stato preso in considerazione in quanto tutto dolomitizzato e quindi non era possibile effettuare il confronto con dati relativi al calcare dello stesso intervallo stratigrafico.

L'approccio utilizzato per effettuare questo studio è di tipo multidisciplinare, ricoprendo ambiti che vanno dall'analisi strutturale e stratigrafica, all'indagine meccanica delle rocce, sia in situ che in laboratorio.

In particolare, in affioramento è stato effettuato uno studio stratigrafico-strutturale e meccanico, mediante acquisizioni di dati di scan line e martello di Schimdt; in laboratorio si è proceduto alle analisi sia meccaniche con il Point Load Test e l'Uniaxial Compressive Strength test, sia petrofisiche con analisi di sezioni sottili al microscopio ottico e al SEM per determinarne la granulometria, sia con analisi picnometriche con il porosimetro ad Elio per la valutazione della porosità. È stata infine effettuata un'analisi sul residuo insolubile per verificare se la presenza di minerali non carbonatici potessero inficiare nella risposta meccanica.

6.2 Acquisizione ed analisi dei dati in affioramento

In questa parte di studio sono stati scelti affioramenti relativi ad alternanze di calcari e dolomie interstratificate appartenenti alla Piattaforma Appenninica affiorante in Penisola Sorrentina.

Gli affioramenti sono afferenti al periodo Giurassico Medio-Superiore e Cretaceo Inferiore che presentano una grande differenza di stili di dolomitizzazione e conseguenti caratteristiche geometriche e tessiturali.

In Penisola Sorrentina, le successioni Giurassiche, come descritto da Iannace et al. (2011), sono caratterizzate da corpi dolomitici a grande scala in cui le dolomie sono solite formare lingue dolomitiche che seguono la stratificazione in modo da avere un'alternanza calcare-dolomia. Le successioni Cretacee sono invece caratterizzate da alternanze di calcari di mare basso e dolomie precoci in modo tale da averne un'alternanza.

6.2.1 Giurassico Medio (Monte Brusara)

L'affioramento studiato al Monte Brusara si trova lungo la SP1, strada che congiunge il valico di Chiunzi e Ravello, a circa 3 km dall'abitato di Ravello. È stata eseguita in affioramento una prima fase qualitativa per determinare litologie, tessitura e facies, per poi passare all'analisi dei set di fratture principali e le relazioni esistenti tra i vari set di fratture.

Quest'affioramento consta di 38 m di successione di calcari Giurassici, in particolare relativi al Dogger, le cui microfacies sono essenzialmente di grainstone ad ooliti (fig. 6.2) con ooidi, oncoidi e gasteropodi alternati a wackestone bioclastici di colore grigio scuro e avana, con strati di spessori tra 15 e 90 cm, nei quali sono evidenti strati di dolomia saccaroide biancastra all'alterazione. Spesso i contatti dolomia calcare sono sfumati, passando gradualmente da una dolomia, ad un calcare dolomitico, ad un calcare con qualche cristallo di dolomite. Nella parte basale di ogni strato dolomitico sono presenti superfici stilolotiche.

Dall'analisi petrografica di sezioni sottili è stato possibile mettere in evidenza una dolomitizzazione che ha quasi completamente cancellato la facies calcarea preesistente (fig. 6.3), fatta essenzialmente da grainstones oolitico.



Fig. 6.1 Affioramento di carbonati Giurassici affioranti al Monte Brusara.

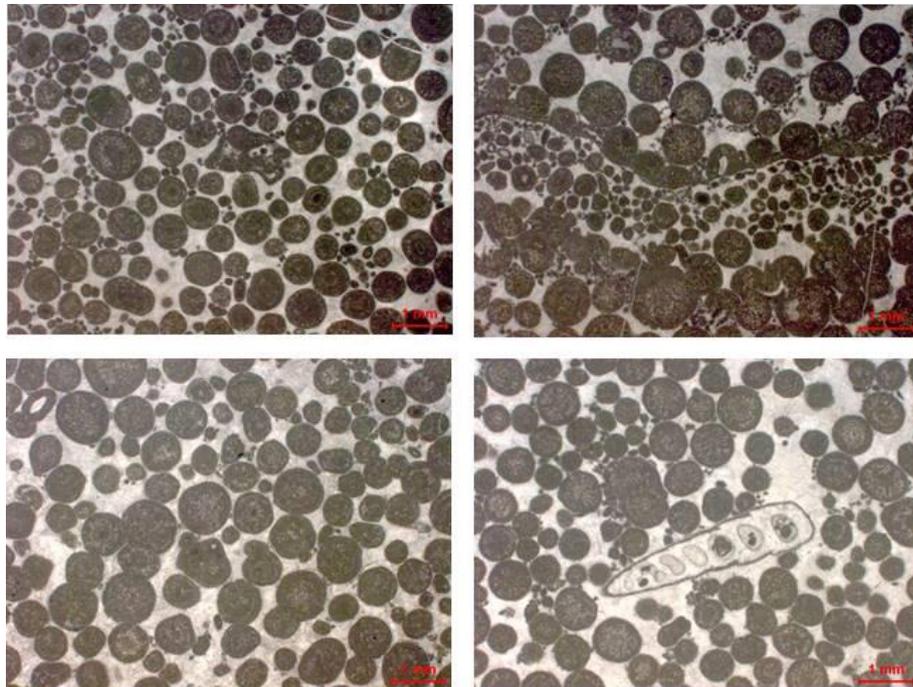


Fig. 6.2 Calcari oolitici della successione affiorante al Monte Brusara (Giurassico Medio)

La dolomia presente in questo affioramento è caratterizzata da romboedri con facce ben sviluppate e dimensione media dei cristalli di circa 150-250 μm , spesso zonati,

con mosaico xenotopico dove i relitti delle strutture primarie tendono a diventare sfumati ma non a sparire del tutto (fig. 6.3).

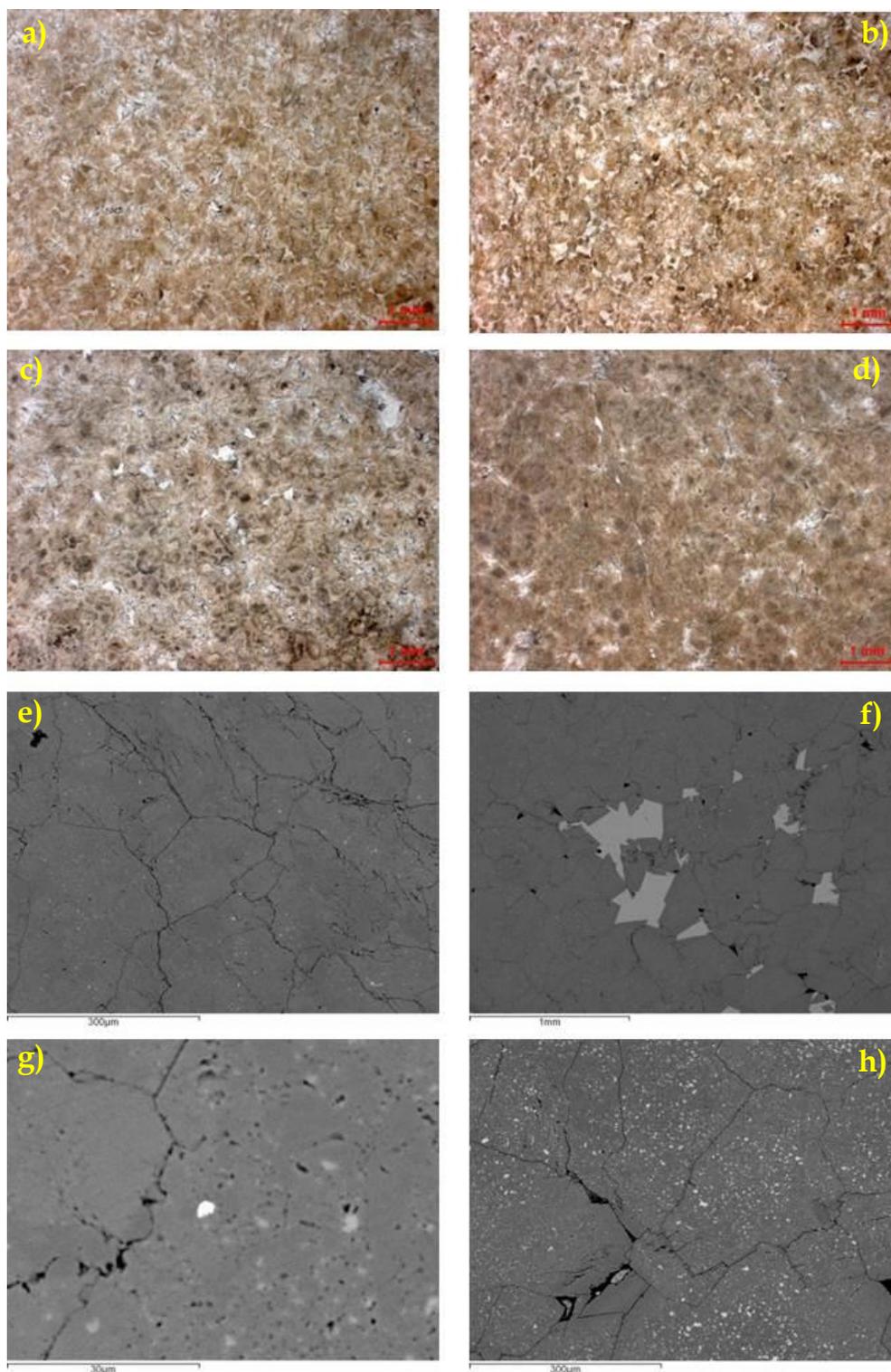


Fig. 6.3 Foto di sezioni sottili al microscopio ottico (a, b, c, d) e al SEM (e, f, g, h) delle dolomie relative all'affioramento del Monte Brusara

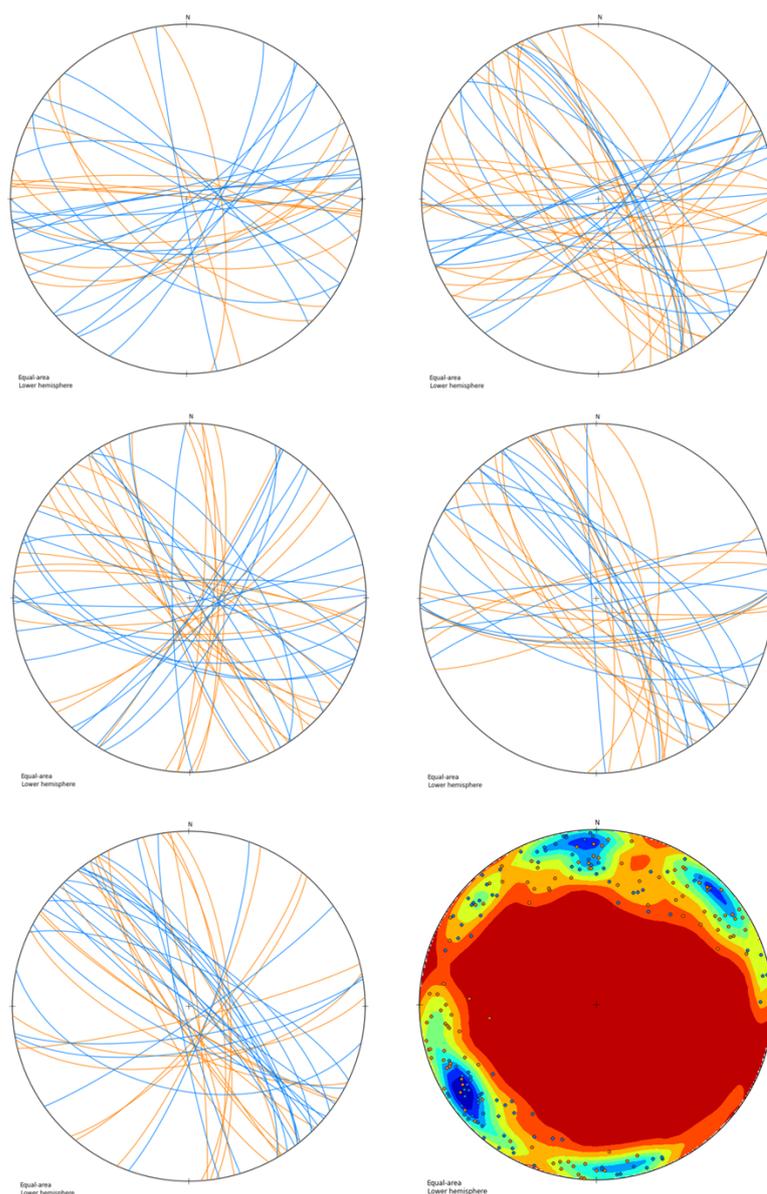


Fig. 6.4 Stereoplot dei dati di fratturazione relativi all'affioramento studiato al Monte Brusara

Il mosaico dolomitico è di tipo planar-e planar-s, con contorni dei cristalli quasi rettilinei in cui i vuoti sono a volte riempiti da calcite di precipitazione tardiva.

In particolare, nelle cavità e nelle fratture è possibile individuare cristalli di dolomite grossolana, avente grain size di circa 500 μm .

Probabilmente la dolomitizzazione che ha portato alla formazione di cristalli da 200 μm è precedente alla dolomitizzazione che ha portato la formazione di questa dolomia più grossolana, soprattutto per il fatto che quest'ultima si rinviene in cavità con cristalli i quali sembrano aver sostituito la spatite precipitata in fasi diagenetiche precedenti (void filling), con contatti "compromise boundaries" (tesi di laurea specialistica Capuano, 2006).

Dalle analisi al SEM si può notare che il mosaico precedentemente definito come planar-e, in realtà non è perfettamente regolare. I cristalli dolomitici si presentano come quasi totalmente privi di calcite, tranne che in piccoli spot bianchi intracristalli (fig. 6.3 e, f). I contatti dei cristalli sono spesso irregolari, quasi stilolitici, ed inoltre è possibile notare difetti intracristallini, indicati come puntini neri all'interno del cristallo, a volte allineati in vere e proprie microfratture.

È presente una porosità di tipo vug ed intracristallina, spesso associata ad una porosità per microfratturazione.

L'analisi degli attributi delle fratture è stata eseguita attraverso l'acquisizione di 5 scan line in calcare, e 5 in dolomia, cercando di analizzare strati aventi gli stessi spessori. Sono state misurate 279 tra fratture e vene, di cui 143 fratture in dolomia e 135 in calcare. Joint e vene sembrano essere, ad una prima analisi, tendenzialmente sub-ortogonali alla stratificazione. Questa si presenta sub-orizzontale, con direzione prevalente E-W.

I risultati mostrano una fratturazione con direzione prevalente NW-SE E-W (fig. 6.4) sia nei calcari che nelle dolomie deducendo, dunque, che la fratturazione analizzata sia post dolomitizzazione.

L'elaborazione riguardante i dati di fracture spacing mostra una differenza tra calcari e dolomie, in quanto i valori medi rispettivamente di calcari (spaziatura media 4.4 cm) e dolomie (spaziatura media 6.4 cm) sembrano confermare la maggiore densità di fratturazione dei calcari rispetto alle dolomie (fig. 6.5).

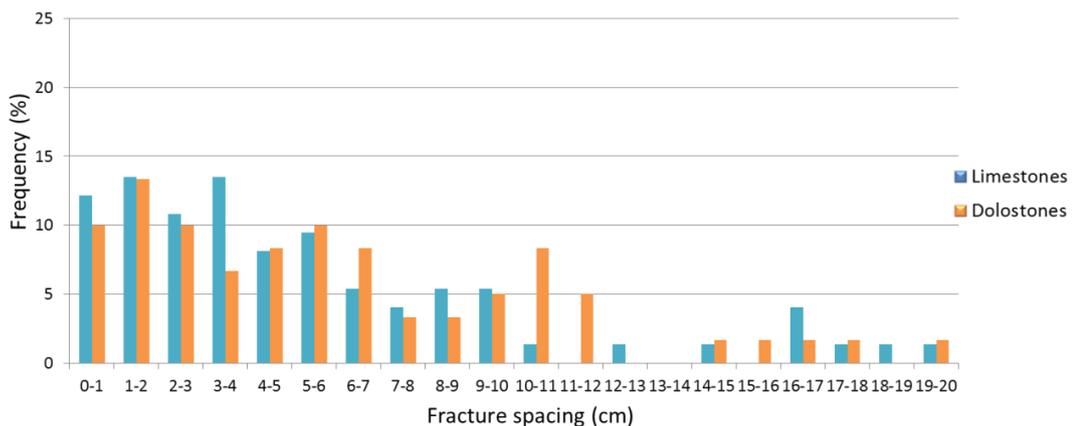


Fig. 6.5 Istogramma che indica la frequenza delle fratture in relazione alle classi di spaziatura del Giurassico Medio

Attraverso l'analisi sclerometrica si è evidenziato che i calcari mostrano valori di UCS proporzionalmente più alti nei calcari, il cui range varia dai 70 ai 128 MPa, rispetto alle dolomie, il cui range varia dai 65 ai 124 MPa (fig. 6.16). I valori ottenuti dalle prove sclerometriche sugli affioramenti del Giurassico Medio sembrano confermare i risultati ottenuti attraverso le scan line, dimostrando una maggiore resistenza dei calcari rispetto alle dolomie, e quindi una maggiore propensione di questi al comportamento fragile.

6.2.2 Giurassico Superiore (Vallone Prunillo)

L'affioramento di Vallone Prunillo è localizzato al chilometro 16 della SP1, in direzione Ravello. Esso consiste in circa 10 m di successione che interessa il passaggio stratigrafico tra Giurassico Superiore-Cretaceo Inferiore.

Le litologie presenti in quest'intervallo sono prevalentemente costituite da strati, con spessori che variano dai 10 ai 70 cm, di mudstone grigio avana talvolta laminati, a volte alternati a wackestone più scuri.

Sono inoltre presenti corpi dolomitici massivi, di colore grigio molto chiaro, che tagliano la stratificazione. Tali corpi si estendono lungo la stratificazione come lingue dolomitiche interrompendosi bruscamente dopo qualche metro.



Fig. 6.6 Affioramento di carbonati del Giurassico Superiore.

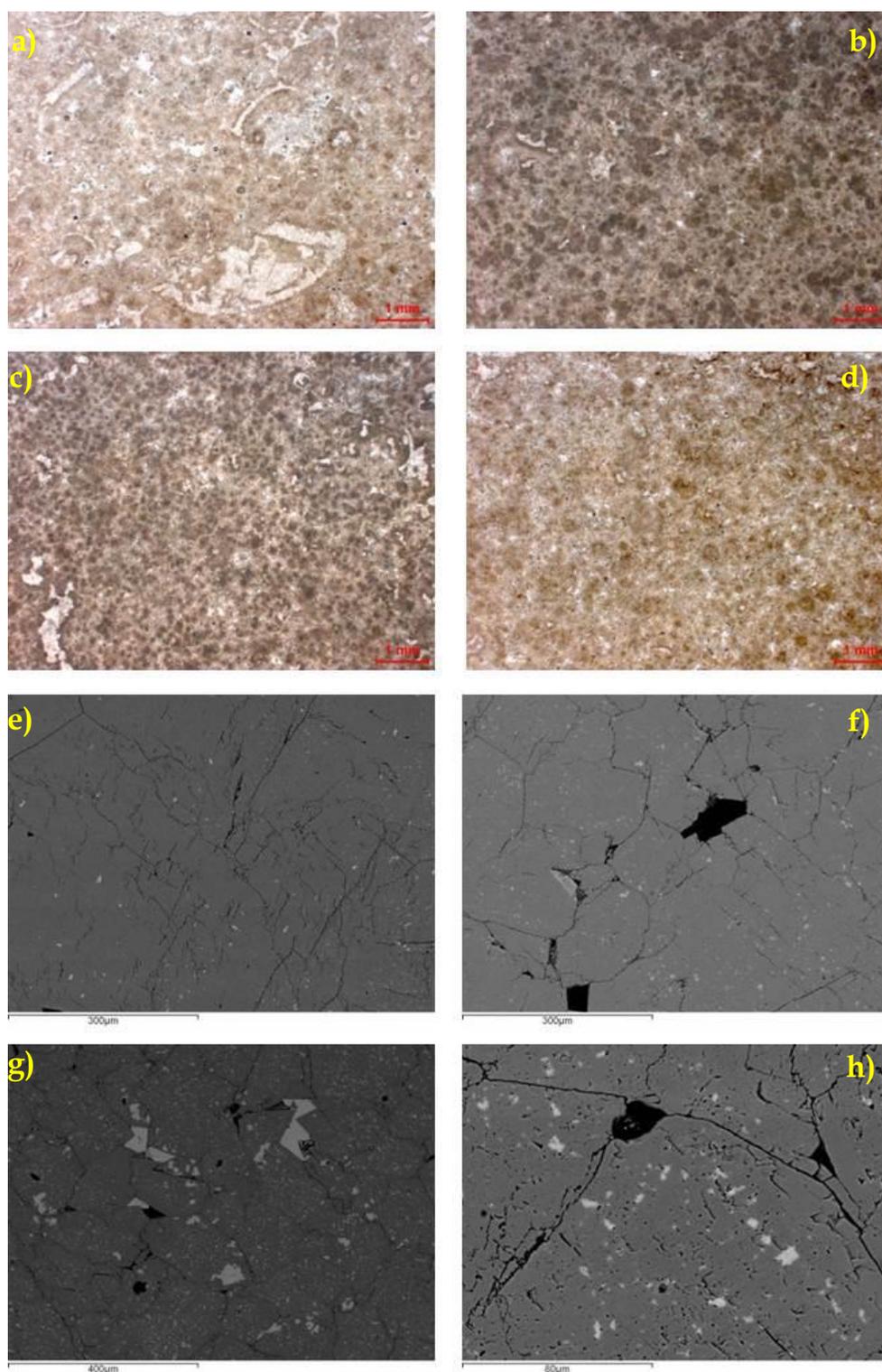


Fig. 6.7 Foto di sezioni sottili al microscopio ottico (a, b, c, d) e al SEM (e, f, g, h) delle dolomie relative all'affioramento del Vallone Prunillo

In alcuni punti la dolomia si presenta come molto farinosa con fratturazione pervasiva, quasi isorientata.

La dolomia presente in questo affioramento risulta avere caratteristiche molto simili a quella presente nell'affioramento in Giurassico Medio. Effettuando l'analisi di sezioni sottili al microscopio a luce trasmessa, la dolomia si presenta con cristalli di tipo planar-e planar-s, con bordi limpidi e una parte centrale del cristallo molto più opaca. È possibile inoltre notare una intensa porosità per fratturazione che spesso coinvolge anche il cristallo stesso, e non solo i contatti tra i cristalli. Il grain size risulta essere leggermente maggiore rispetto all'affioramento in Giurassico Medio, ed in particolare le dimensioni medie dei cristalli vanno dai 200 μm ai 300 μm (fig. 6.7).

I romboedri di dolomite più grossolana, presente prevalentemente nei vug, appaiono molto spesso zonati, di dimensioni massime anche di 600 μm con un bordo più limpido e di forma leggermente ricurva (tesi di laurea specialistica Capuano, 2006).

Lo studio sulla fratturazione di background è stato eseguito mediante l'acquisizione di 5 scan line in calcare ed 5 in dolomia misurando circa 292 tra fratture aperte e vene, divise in 142 in calcare e 150 in dolomia. Ad una prima analisi qualitativa, le discontinuità presenti nell'affioramento hanno un'orientazione prevalente E-W, ed un'inclinazione circa sub-ortogonale alla stratificazione, la cui direzione media risulta essere NNE-SSW.

Dall'elaborazione dei dati di scan line è possibile individuare un set di fratture principali con orientazione ENE-WSW, ed altri due set minori con orientazione NW-SE ed NNW-SSE (fig. 6. 8).

Come per l'affioramento precedentemente analizzato, anche in questo caso risulta marcata la differenza di fracture spacing tra calcari e dolomie. La spaziatura media delle fratture nei calcari risulta essere circa 2.7 cm, mentre in dolomia la spaziatura media risulta essere circa 5.3 cm (fig. 6.9). Come nel caso dell'affioramento in Giurassico Medio, i dati sembrano confortare le analisi del fracture spacing imputando ai calcari un comportamento più fragile rispetto alle dolomie.

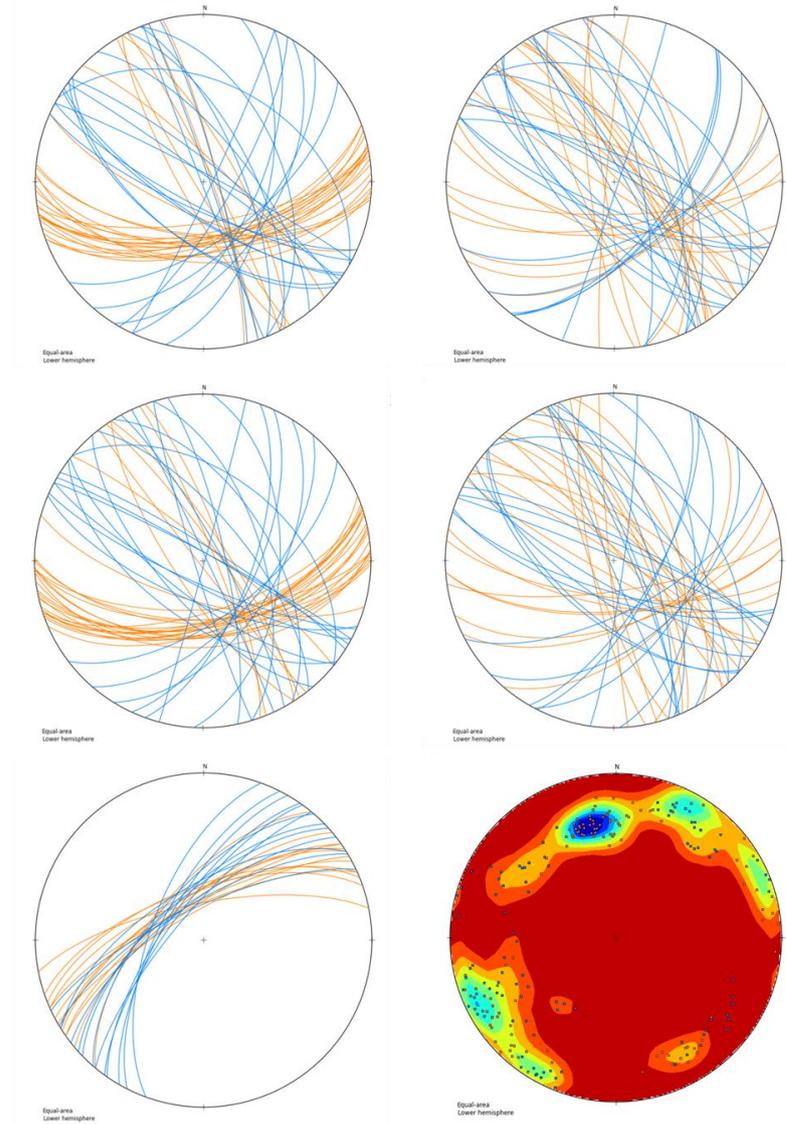


Fig. 6.8 Stereoplot dei dati di fratturazione relativi agli affioramenti studiati lungo la SP1

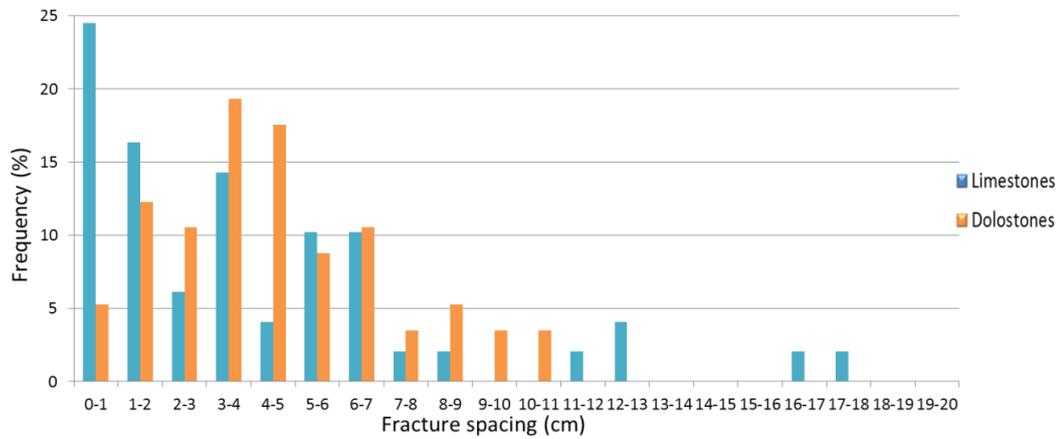


Fig. 6.9 Istogramma che indica la frequenza delle fratture in relazione alle classi di spaziatura del Giurassico Superiore

Dalle analisi effettuate con il martello di Schmidt sugli strati su cui sono state eseguite le misure del fracture spacing, è possibile nuovamente evincere che la resistenza a compressione misurata risulta essere maggiore nei calcari che nelle dolomie. Nella fattispecie i valori di compressione uniassiale nei calcari risulta oscillare da 85 MPa a 130 MPa, mentre nelle dolomie risulta essere compresa tra 69 e 126 MPa (fig. 6.16).

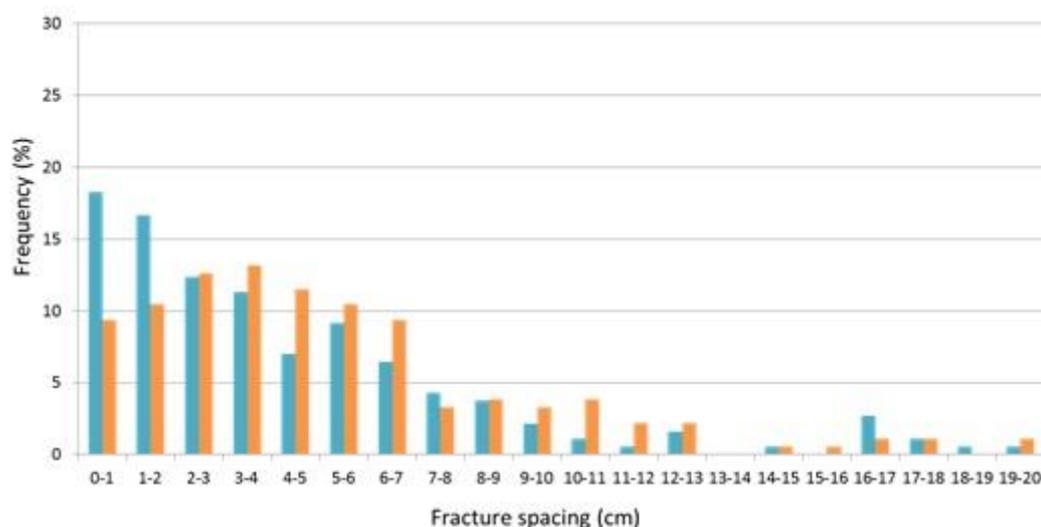


Fig. 6.10 Istogramma che indica la frequenza delle fratture in relazione alle classi di spaziatura di tutto il Giurassico

6.2.3 Cretaceo Inferiore (Croce dell'Eremita)

L'affioramento in di Croce dell'Eremita è situato sulla Via Nuova Monte Faito, tra il km 9 e 10, strada che, partendo dalla località Moiano, frazione del comune di Vico Equense (NA), sale lungo il versante NW del Monte Faito. Tale successione ricade nell'intervallo stratigrafico corrispondente all'Hauteriviano-Barremiano, con uno spessore totale di circa 60 m. Ad una prima analisi, la successione si presenta come formata da calcari di mare basso con numerose superfici di erosione (subaerial exposure) accompagnate da facies laminate; la facies dominante è rappresentata da packstone bioclastici e wackestone a ostracoidi.

Le osservazioni sulle facies sono state effettuate lungo un profilo, di cui sarà trattazione del capitolo successivo. La dolomia presente in quest'intervallo sembra

essere controllata dalla stratificazione, in quanto è possibile individuare alternanze di calcari e dolomie stratificate, i cui strati non presentano variazioni litologiche locali ma fanno parte di un unico evento di dolomitizzazione che ha coinvolto tutti i punti della piattaforma. Ciò si traduce in una distribuzione areale degli strati costante, motivo per il quale è possibile studiare la stessa successione in diversi punti. Dal profilo (descritto nel capitolo successivo), è infatti possibile constatare che esiste una ciclicità, con la presenza della dolomia legata alle variazioni relative del livello del mare.



Fig. 6.11 Affioramento di carbonati del Cretaceo Inferiore.

In particolare, nella parte bassa dell'intervallo stratigrafico, sono stati individuati strati dolomitici per uno spessore totale di circa 15-20 m che corrispondono alla parte superiore dell'intervallo B della successione (discussa nel capitolo successivo). Più in alto nella serie calcarea la dolomitizzazione è poco spinta e quando presente si organizza in bande stratiformi, di spessore metrico, con tessitura sia fine che grossolana. In particolare la dolomia fine è possibile individuarla nella parte bassa della successione studiata, mentre quella grossolana risulta essere preponderante salendo la successione.

Le osservazioni petrografiche sulle dolomie in sezione sottile hanno permesso di identificare due tipi di dolomia: una dolomia grossolana, in affioramento di colore avana chiaro, ed una più fine di colore giallastro.

La dolomia più grossolana risulta avere cristalli di dimensione circa 80-150 μm , con contorni molto regolari ed una porosità intercrystallina. Il mosaico cristallino è di tipo planar-e con bordi limpidi.

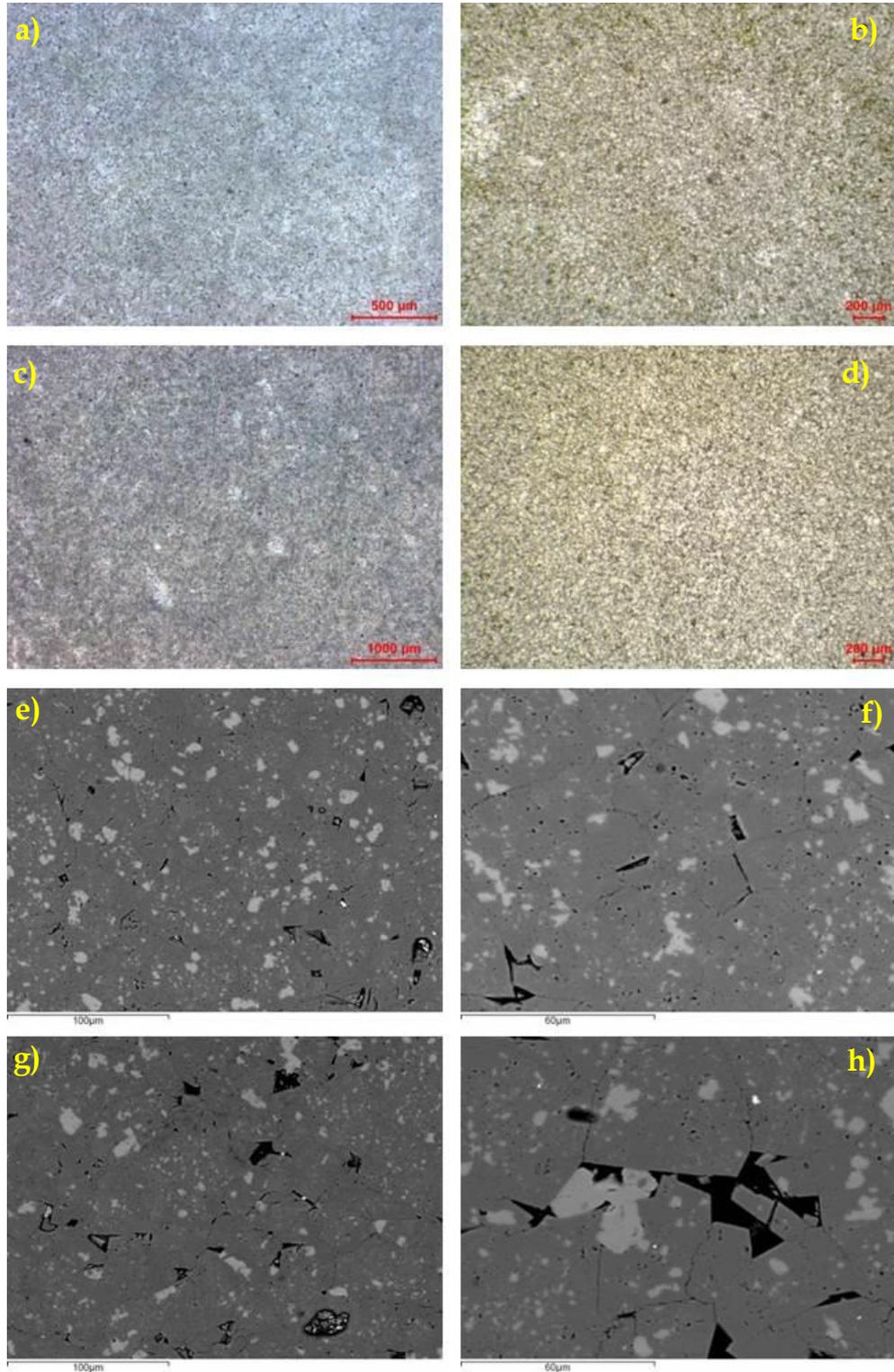


Fig. 6.12 Foto di sezioni sottili al microscopio ottico (a, b, c, d) e al SEM (e, f, g, h) delle dolomie relative all'affioramento di Croce dell'Eremita affiorante su via Nuova Monte Faito

La dolomia fine è stata rinvenuta maggiormente nella parte basale della successione e come ultimo strato al top di altri strati dolomitici, probabilmente indicatore di fine ciclo elementare per quanto concerne la stratigrafia sequenziale. Anche per la dolomia fine, il mosaico cristallino si presenta come planar-e con bordi regolari. Il grain size di questa dolomia è circa 20-40 μm e presenta una porosità intercristallina, a volte associata a piccoli vug (fig. 6.12).

Al SEM è possibile notare il fatto che la dolomia non sostituisce completamente il calcare originario, ma questo tende ad essere preservato all'interno del cristallo stesso. Inoltre è da notare che alcuni vug sono riempiti da calcite spatica (fig. 6.12 h). Per le analisi riguardanti la fratturazione di background, sono stati scelti strati di calcari e dolomie più rappresentativi dell'affioramento. In particolare sono state acquisite 8 scan line in calcare e 8 scan line in dolomia, sempre cercando di analizzare strati con spessori simili per entrambe le litologie. Sono stati presi attributi di 250 tra joint e vene in dolomia e 182 tra joint e vene in calcare per un totale di 432 fratture.

La stratificazione si presenta sub-orizzontale, con direzione circa E-W, e le fratture presenti in questa successione sono per la maggior parte ad alto angolo.

Dall'analisi dello stato di fratturazione di background degli strati calcarei e dolomitici, attraverso la tecnica della scan line, è stato possibile rilevare set di fratture prevalenti circa E-W, associato a due set coniugati di fratture orientati NW-SE e NE-SW (fig. 6.13).

Dal grafico del fracture spacing è possibile intuire, a parità di spessori, una maggiore densità di fratturazione negli strati calcarei, rispetto a quelli dolomitici, a differenza di quello che era suggerito dai precedenti affioramenti studiati. In effetti il fracture spacing medio dei calcari (spaziatura media di 6.3 cm) risulta essere minore rispetto a quello delle dolomie (5.1 cm) (fig. 6.14).

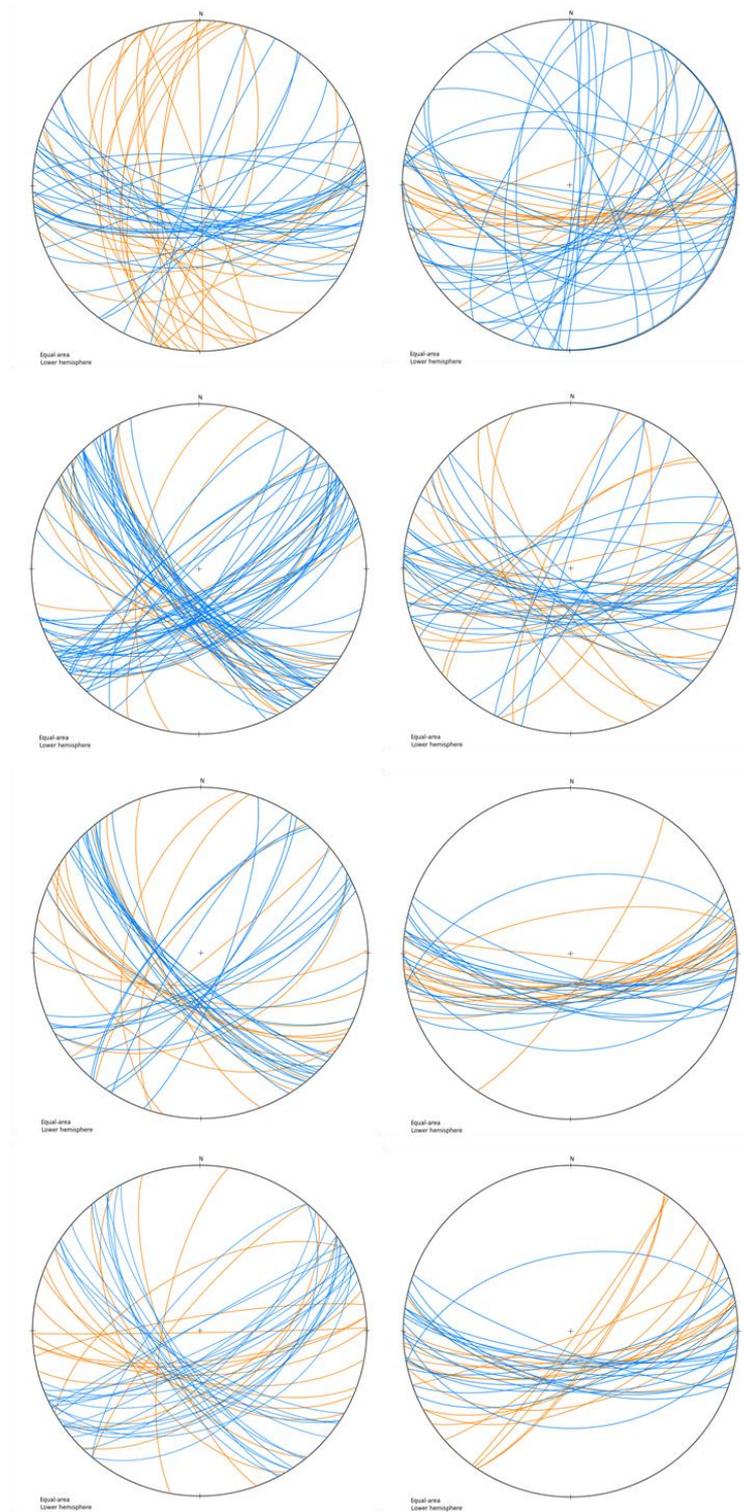


Fig. 6.13 Stereoplot dei dati di fratturazione relativi agli affioramenti di Croce dell'Eremita studiati lungo via Nuova Monte Faito

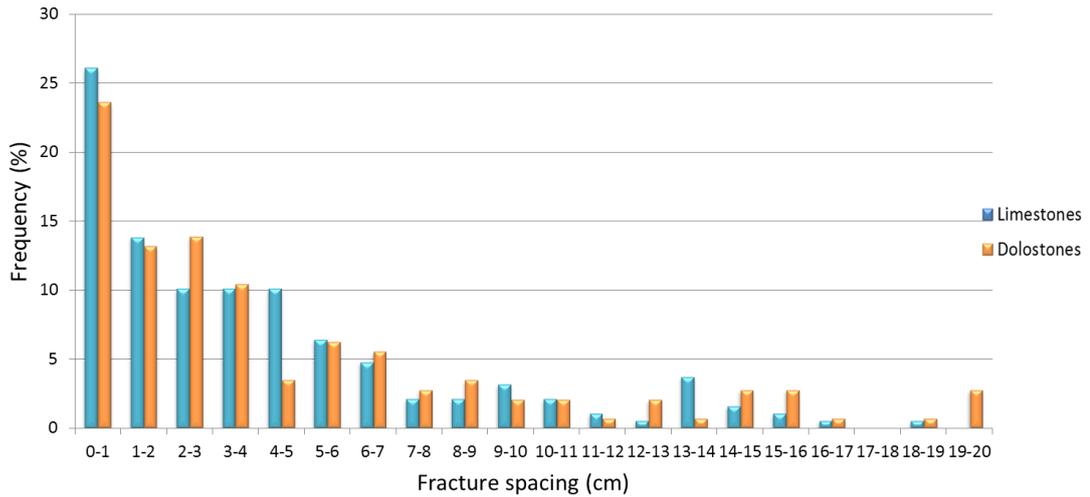


Fig. 6.14 Istogramma che indica la frequenza delle fratture in relazione alle classi di spaziatura del Cretaceo Inferiore

Sono state eseguite, anche per la successione appartenente al Cretaceo Inferiore, le misure del martello di Schmidt per ogni strato misurato. Dalle analisi si evince che la resistenza a compressione risulta essere maggiore nelle dolomie che nei calcari. I valori di compressione uniassiale nei calcari risultano variare da 96 a 114 MPa, mentre nelle dolomie la resistenza a compressione varia da 102 a 138 MPa (fig. 6.16).

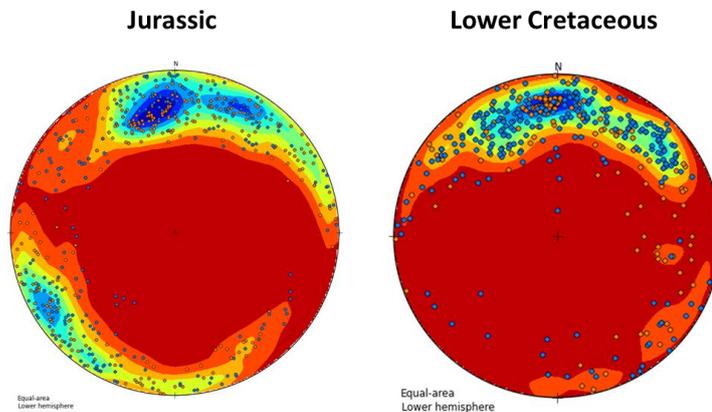


Fig. 6.15 Stereoplot di sintesi delle fratture risultanti dalle analisi delle scan line per gli affioramenti del Giurassico e del Cretaceo Inferiore

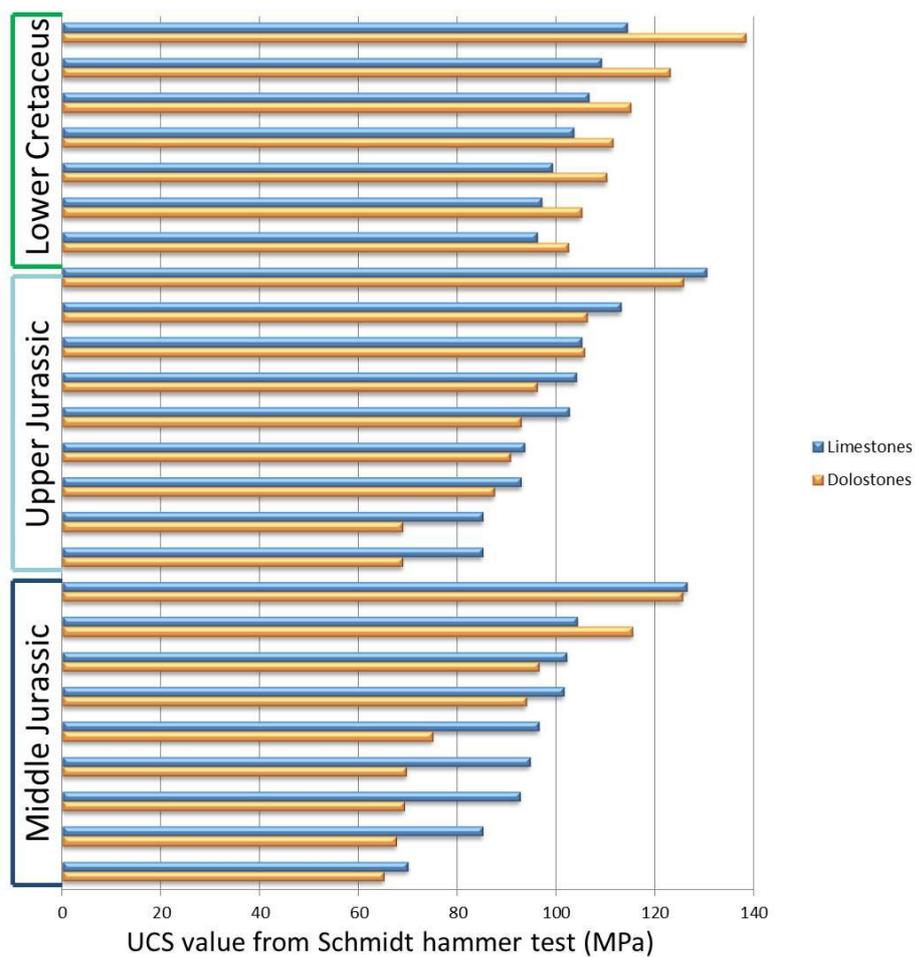


Fig. 6.16 Valori di compressione uniassiale valutati attraverso la prova sclerometrica su tutti gli affioramenti presi in considerazione in Penisola Sorrentina.

6.3 Analisi meccaniche in laboratorio

Per lo studio delle caratteristiche meccaniche, dopo l'acquisizione e l'analisi dei dati in affioramento, si è passati all'analisi, attraverso diverse metodologie, di campioni di roccia in laboratorio, al fine di discriminare i parametri che possono determinare delle variazioni del comportamento meccanico. Le rocce carbonatiche presentano un'ampia variabilità sia nelle caratteristiche tessiturali sia in quelle petrofisiche. Dalla letteratura è noto che la resistenza di una roccia alla rottura dipende, in primo luogo, dalla litologia (Paterson e Wong, 2005; Ortega et al., 2010; Lapponi et al., 2011; Barbier et al., 2012), ed, a parità di litologia, sono due i parametri che risultano determinanti: porosità e grain size (Brace, 1978; Olsson, 1974; Hugman and Friedman, 1979; Hatzor et al., 1997; 1998; Eberhardt et al, 1999; Wennberg et al., 2006 Austin, 2003).

La prima analisi di laboratorio che è stata eseguita è stata il Point Load, test speditivo per verificare come si comportano le rocce sottoposte a carico. È stato eseguito questo test su più di 100 campioni provenienti da diversi affioramenti di calcari e dolomie con caratteristiche litologiche e tessiturali differenti. L'idea era quella di individuare un numero sufficientemente elevato di campioni con varie tessiture di evidenziare l'influenza che ciascun parametro esercita sulle proprietà meccaniche e quindi sullo stato di fratturazione. Anche se i diversi affioramenti sono situati in aree diverse, e quindi non è possibile assicurare che in ciascuno di essi fattori locali influenzano la fratturazione, l'idea è quella di valutare la differenza di comportamento tra calcare e dolomia su ciascun affioramento e solo questo parametro viene confrontato tra i diversi affioramenti.

Sono stati selezionati i campioni che sembravano rappresentare le categorie estreme in termini di grain size e porosità, sui quali sono state effettuate le misure di Uniaxial Compressive Strength e le analisi di residuo insolubile.

Entrambi i test sono stati eseguiti su campioni analizzati dal punto di vista della fratturazione e della risposta meccanica in affioramento. In particolare sono stati presi in considerazione campioni provenienti dagli affioramenti in Penisola Sorrentina, compresi tra l'intervallo stratigrafico Giurassico Medio e Cretaceo Inferiore: Monte Brusara (Dogger), Vallone Prunillo (Malm), Croce dell'Eremita (Cretaceo Inferiore); con la comparazione dei campioni dell'affioramento in Gargano illustrato nel capitolo precedente.

I campioni utilizzati per le analisi sono rappresentativi delle successioni analizzate.

È stato dunque fatto un confronto tra i dati ottenuti dalle analisi in affioramento e quelli ottenuti attraverso le prove di laboratorio.

6.3.1 Point Load

Per le analisi meccaniche sui campioni di roccia è stato scelto di effettuare una prima analisi di laboratorio più speditiva su numerosi campioni di rocce aventi diverse caratteristiche in termini di tessitura, porosità e genesi.

Sono state dunque effettuate le misure di Point Load presso il British Geological Survey, in Keyworth (UK), su 104 campioni di calcari, calcari dolomitici e dolomie così suddivisi:

- 15 campioni provenienti dalla successione Cretacea studiata in Gargano;
- 24 campioni provenienti dalla successione Cretacea affiorante a Magliano Vetere (Dati, 2013);
- 27 campioni provenienti dalla successione Giurassica della Penisola Sorrentina;
- 27 campioni appartenenti alla successione Cretacea della Penisola Sorrentina;
- 6 campioni della formazione Triassica dei Calcari con Selce;
- 5 campioni provenienti dalla successione Imerese della formazione Triassica della dolomia principale.

Prima di iniziare le prove distruttive di Point Load, sui campioni sono state effettuate analisi di grain size, porosità e densità, quest'ultime seguendo la procedura sulla valutazione della porosità suggerita dall'ISRM (2006), come illustrato nel paragrafo 3.3.4.

Le prove di Point Load sono state eseguite su campioni asciutti, in quanto posti in forno per 24 h, e, successivamente, posizionati in giare al cui interno era presente gel di silice addizionato di sali di cobalto in grado di assorbire l'umidità e mantenere l'ambiente secco. La prova di punzonamento si effettua posizionando il campione in modo tale che il lato più lungo del provino sia posto perpendicolare al pistone.

Sono stati riscontrati valori di pressione che variano tra 0.98 kN a 20.01 kN, e valori di indice di punzonamento I_{s50} compresi tra 0.73 MPa e 17.13 MPa (fig. 6.17).

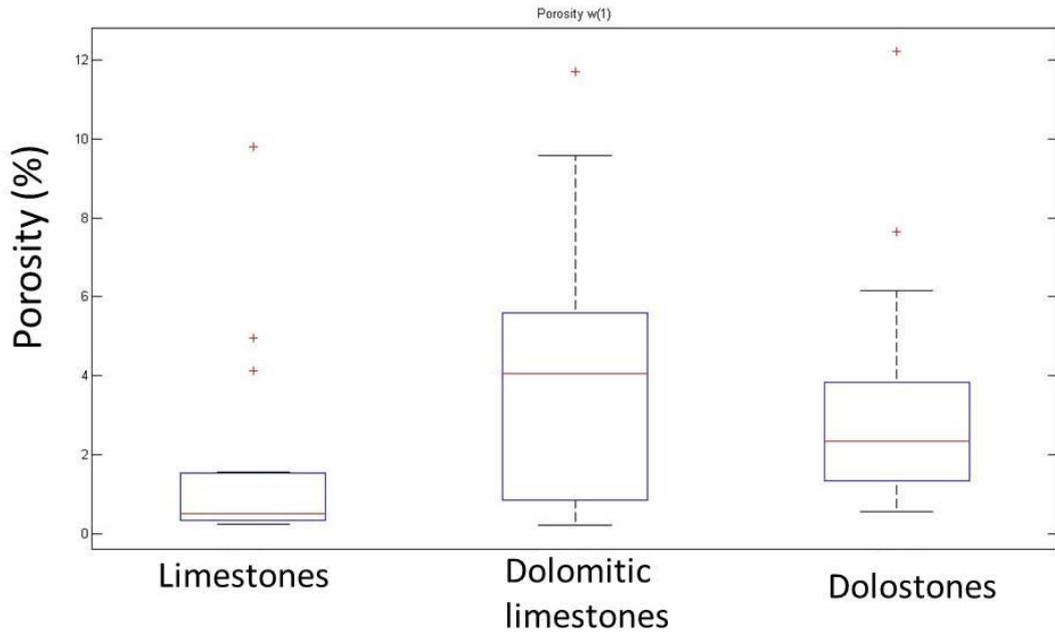


Fig. 6.17 Boxplot che indica la variabilità della porosità dei campioni utilizzati per il Point Load a seconda delle categorie distinte.

Sono stati quindi divisi i campioni secondo la litologia, ed i range di I_{s50} relativi sono così distribuiti:

- calcare 2.43-14.28 MPa;
- dolomia 1.44-17.13 MPa;
- calcare dolomitico 4.38-12.03 MPa.

I valori sono dunque stati elaborati e graficati mediante il boxplot. Questo tipo di grafico permette di determinare la mediana, i valori che ricadono tra il 25° e il 75° percentile dei dati (box), i punti più estremi non considerando gli outliers (whiskers), ed infine gli outliers ossia i punti isolati troppo distanti dalla mediana.

Da quest'analisi si è visto che i dati relativi ad I_{s50} dei calcari sembrano concentrarsi tra 3.8 e 7.4 MPa, quelli delle dolomie variano tra i 4.2 e 9.8 MPa, mentre i valori di calcare dolomitico sembrano essere estremamente variabili, con valori che variano tra i 3.6 MPa ai 10.2 MPa (fig. 6.18). L'ampio intervallo relativo ai calcari dolomitici, probabilmente, è dovuto alla percentuale di calcite presente, ovvero al rapporto tra la percentuale di calcite e di dolomite.

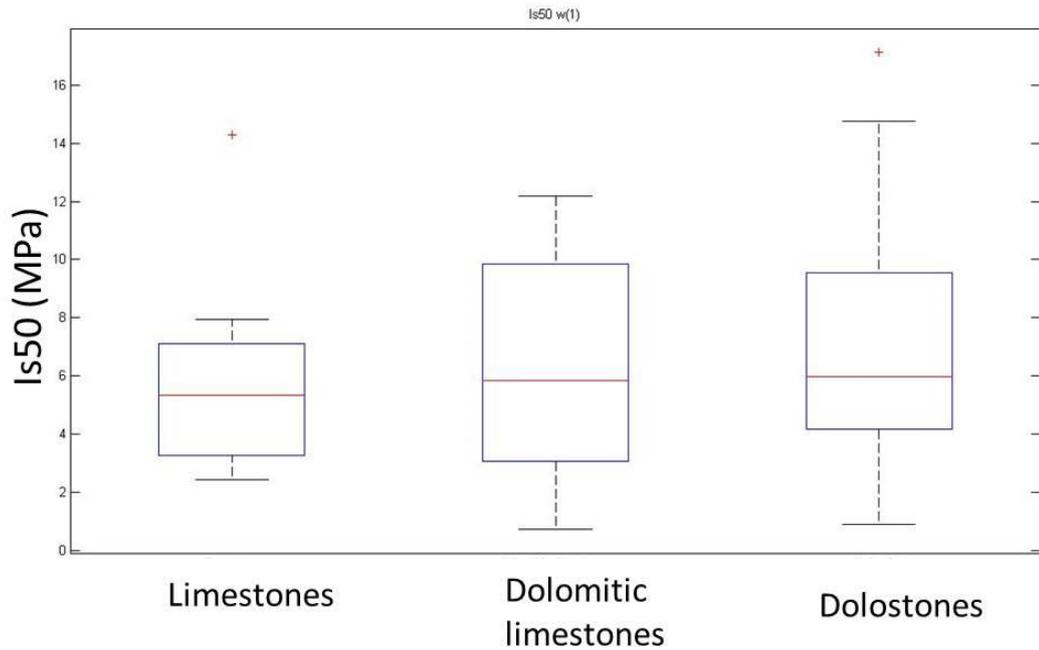


Fig. 6.18 Boxplot che indica la variabilità dei valori dell'indice di punzonamento a seconda delle categorie distinte.

Data l'ampia variabilità dei risultati ricavati attraverso le prove di Point Load, è stato scelto di soffermare le osservazioni sui campioni di dolomia ed in particolare indagare le relazione tra il valore di Is_{50} , porosità e grain size. A tale scopo i campioni di dolomia sono stati divisi in classi granulometriche e di porosità. Le classi granulometriche, in cui la granulometria è valutata tramite sezioni sottili al microscopio, sono state scelte in modo arbitrario, ed in particolare sono state divise in:

- grain size minore di 50 μm ;
- grain size compreso tra 50 e 100 μm ;
- grain size compreso tra 100 e 200 μm ;
- grain size maggiore di 200 μm .

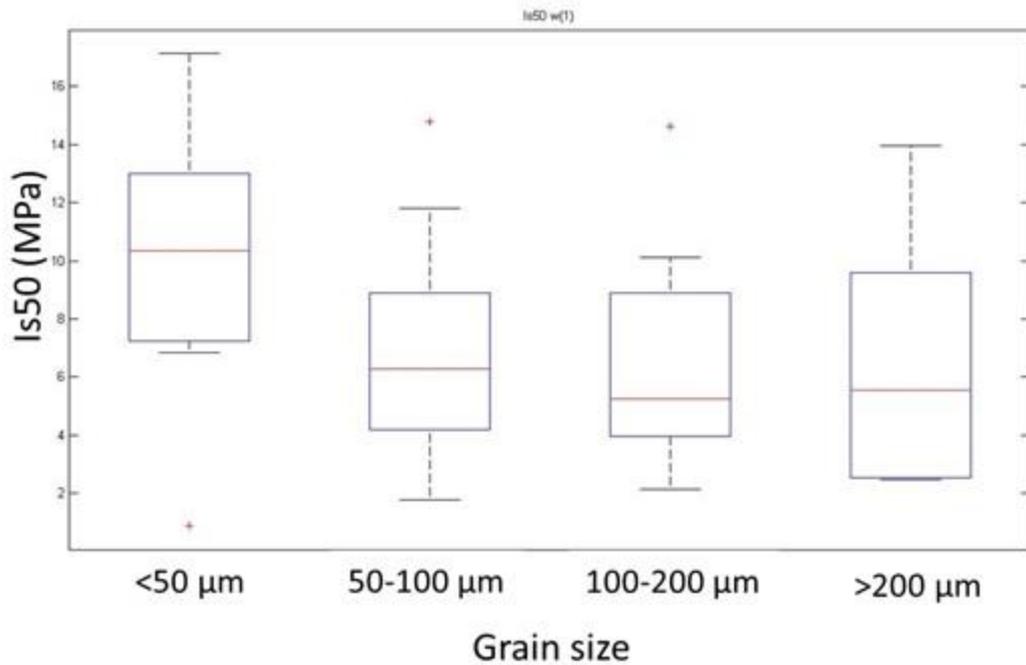


Fig. 6.19 Boxplot che indica la variabilità dei valori dell'indice di punzonamento (Is_{50}) a seconda delle categorie granulometriche distinte per le sole dolomie.

Dal grafico (fig. 6.19), valutando le sole mediane, sembra esserci un trend decrescente dell'indice di punzonamento all'aumentare della granulometria.

In modo equivalente sono state divise le dolomie in classi di porosità, valutate attraverso il metodo (ISRM) descritto nel paragrafo 3.3.4. Tali classi sono sempre state scelte in maniera arbitraria in:

- porosità minore del 2%;
- porosità compresa tra 2 e 4%;
- porosità compresa tra 4 e 6%;
- porosità compresa tra 6 e 9%;
- porosità maggiore di 9%.

Anche in questo caso, dal grafico (fig. 6.20) è possibile notare che sembra esserci un trend decrescente dell'indice di punzonamento all'aumentare della porosità.

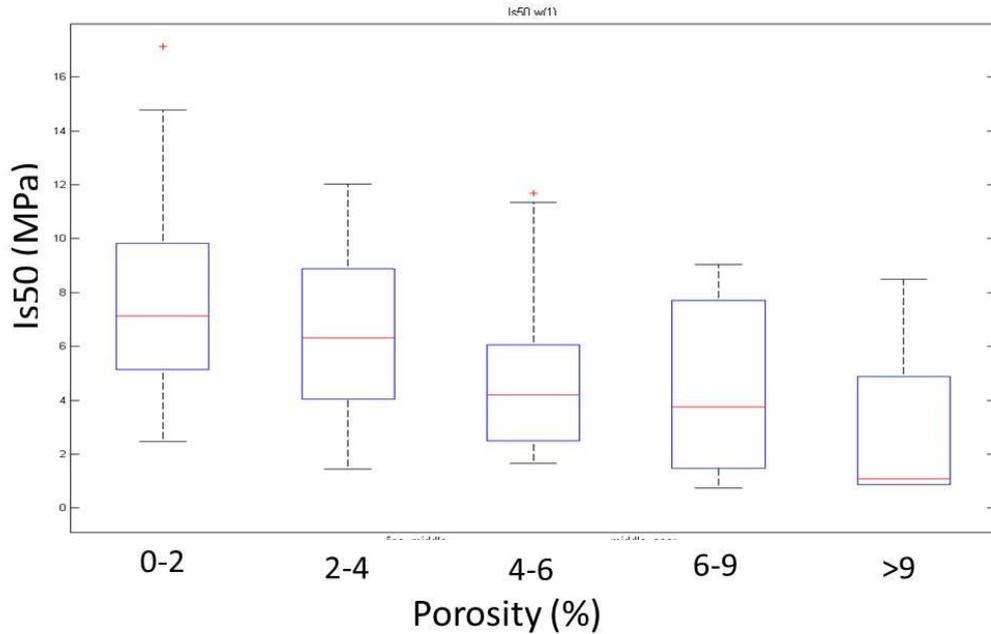


Fig. 6.20 Boxplot che indica la variabilità dei valori dell'indice di punzonamento (I_{s50}) a seconda delle categorie di porosità distinte per le sole dolomie.

Tale decremento è ben visibile prendendo in considerazione le sole mediane, ma i box che delimitano il 25° e il 75° percentile per ogni classe mostrano ancora una variabilità nelle misure.

6.3.2 Uniaxial Compressive Strength

Dato che la sola analisi effettuata attraverso il Point Load test non ha chiarificato quale sia il parametro che possa influenzare maggiormente la variabilità nel comportamento meccanico delle rocce carbonatiche, soprattutto quelle dolomitiche, si è proceduto ad una valutazione più dettagliata di pochi campioni. È stato scelto di eseguire prove di carico uniassiale su alcuni campioni di roccia, appartenenti alle serie stratigrafiche studiate, selezionati per tessitura e porosità.

Sono stati campionati blocchi di roccia in affioramento da cui sono state estratte le carote su cui è stata effettuata la prova di resistenza a compressione uniassiale.

Le prove di compressione uniassiale sono state eseguite presso il British Geological Survey.

Il set di campioni si componeva di:

- 9 carote di calcari oolitici appartenenti all'intervallo stratigrafico Giurassico Medio campionati nella successione affiorante in Penisola Sorrentina sulla SP1;
- 5 campioni cilindrici di calcare micritico relativi alla successione Cretacea Inferiore affiorante in Gargano;
- 7 campioni cilindrici di dolomie grossolane poco porose appartenenti all'intervallo stratigrafico Giurassico Medio affioranti sulla SP1, in Penisola Sorrentina;
- 5 campioni cilindrici di dolomie grossolane poco porose appartenenti all'intervallo stratigrafico Giurassico Superiore campionati nella successione affiorante in Penisola Sorrentina sulla SP1;
- 7 campioni cilindrici di dolomie grossolane molto porose appartenenti alla successione Cretacea Inferiore del Gargano;
- 10 campioni cilindrici di dolomie fini appartenenti alla successione Cretacea Inferiore del Monte Faito, in Penisola Sorrentina.

La dimensione delle carote si componeva di un diametro di 38 mm e di un'altezza di 76 mm. Le carote sono state livellate in modo da avere entrambe le facce del cilindro perfettamente piane e parallele tra di loro.

Prima di effettuare le prove uniassiali è stata eseguita la misurazione delle velocità ultrasoniche su ogni carota. Questa tecnica è stata applicata ai campioni cilindrici, tutti precedentemente messi ad asciugare in forno.

Per ogni misura veniva tarato lo strumento, interponendo tra i trasduttori una barra di acciaio di cui è noto il valore del tempo di percorrenza delle onde longitudinali.

I set di campioni cilindrici hanno mostrato un buon riscontro dei valori di velocità, con piccole variabilità. In particolare sono stati riscontrati valori che variano come quanto segue:

- da 5664 a 6125 m/s per i calcari oolitici del Giurassico Medio della Penisola Sorrentina,
- da 4597 a 5040 m/s per i calcari micritici del Cretaceo Inferiore del Gargano,
- da 3075 a 4135 m/s per le dolomie del Giurassico Medio della Penisola Sorrentina,
- da 3304 a 4124 m/s per le dolomie del Giurassico Superiore della Penisola Sorrentina,

- da 4425 a 4920 m/s per le dolomie del Cretaceo Inferiore del Gargano,
- da 5006 a 6219 m/s per le dolomie del Cretaceo Inferiore della Penisola Sorrentina.

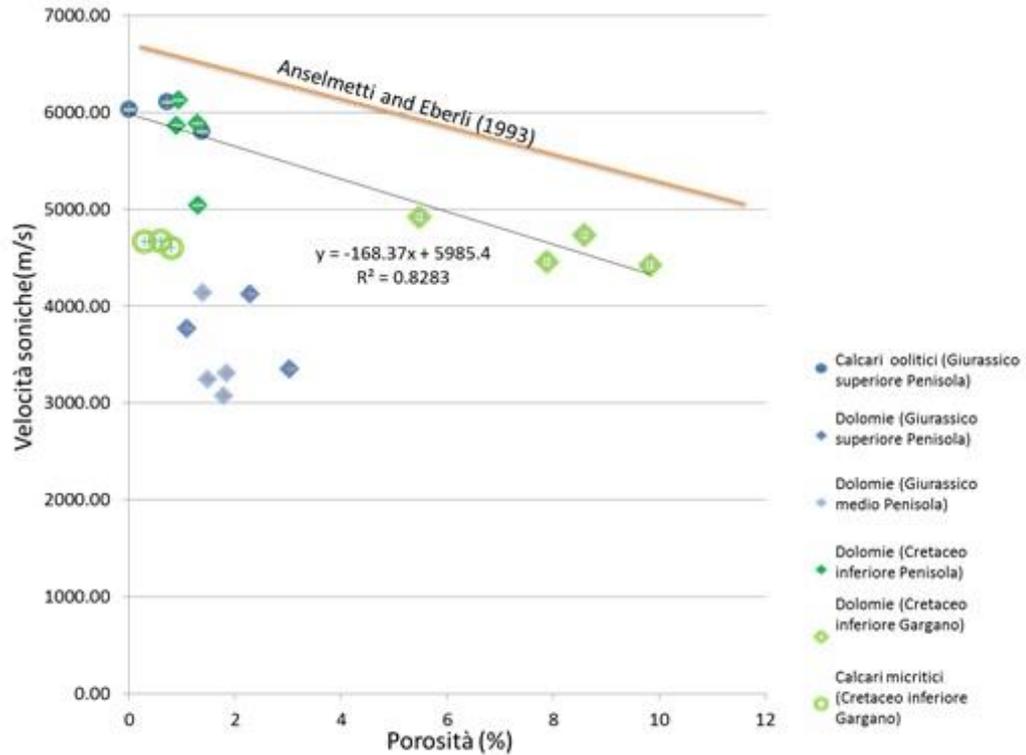


Fig. 6.21. Grafico che mostra la variazione del valore di velocità sonica al variare della porosità. Tali dati sono stati confrontati estrapolando la curva di interpolazione ricavata graficando i dati delle velocità soniche e quelli della porosità proposta da Anselmetti e Eberli (1993).

Successivamente sono state eseguite sulle stesse carote le prove di porosità ad elio, ricavando anche in questo caso buone stime di porosità. In particolare sono stati riscontrati valori che variano come quanto segue:

- da 0.1% a 1.38% per i calcari oolitici del Giurassico Medio della Penisola Sorrentina,
- da 0.01% a 0.03% per i calcari micritici del Cretaceo Inferiore del Gargano,
- da 1.39% a 3.50% per le dolomie del Giurassico Medio della Penisola Sorrentina,
- da 1.10% a 3.03% per le dolomie del Giurassico Superiore della Penisola Sorrentina,
- da 4.47% a 9.83% per le dolomie del Cretaceo Inferiore del Gargano,

- da 0.90% a 2.02% per le dolomie del Cretaceo Inferiore della Penisola Sorrentina.

-

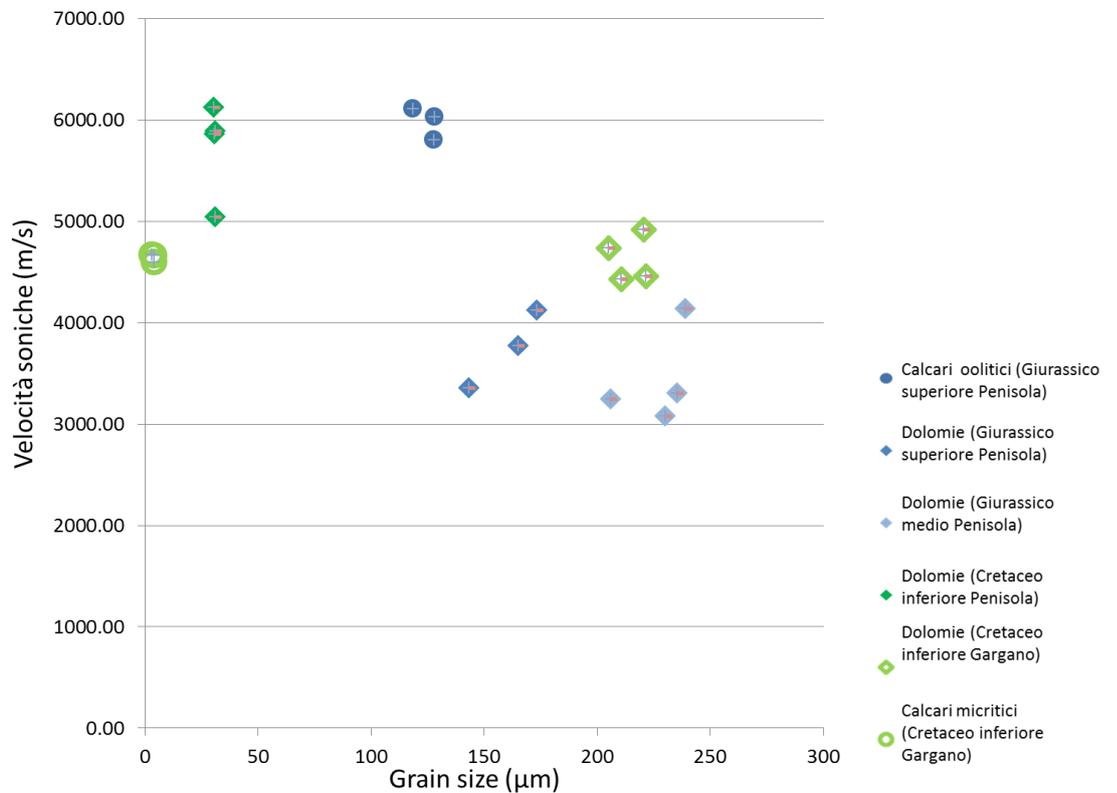


Fig. 6.22. Grafico che mostra la variazione delle velocità soniche al variare del grain size.

Sono state effettuate quindi le analisi meccaniche sui provini di roccia precedentemente analizzati, attraverso le prove di resistenza a compressione uniassiale (UCS).

Lo strumento utilizzato per effettuare le prove di compressione uniassiale è il MTS793: questo strumento permette di effettuare prove di compressione uniassiale e triassiale controllando la forza applicata sul provino, in modo tale da minimizzare l'errore. Ai campioni sono legati anche sensori che individuano la deformazione del campione durante la prova; inoltre al campione è legato un sensore che monitora le emissioni acustiche, che controllano il numero di micro-fratture per secondo che si formano durante la prova.

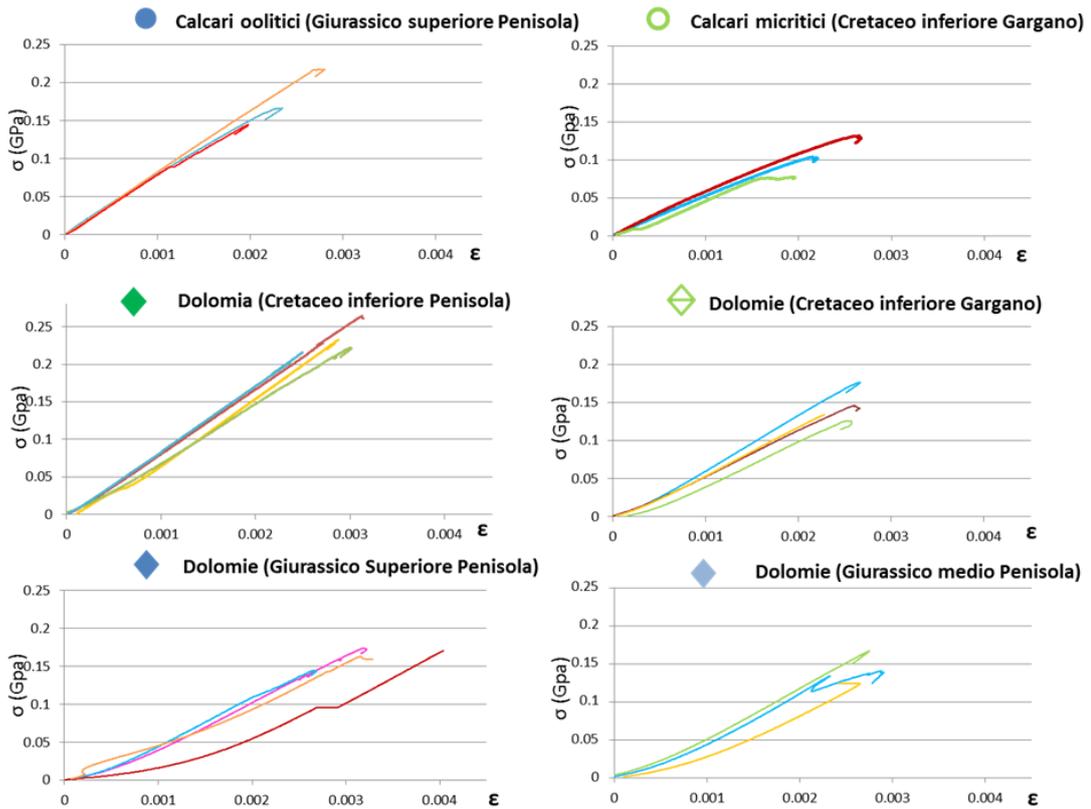


Fig. 6.23 Grafici raffiguranti le curve stress strain e le relative categorie. I differenti colori delle curve per ogni grafico sono relativi ai diversi campioni dello stesso affioramento utilizzati per le prove di compressione uniassiale.

I campioni cilindrici sono stati sottoposti a ad uno stress rate di 0.1 kN/s, utilizzando una pressa di 250 kN. La prova ha avuto successo su 21 campioni dei 43 sottoposti alla prova di schiacciamento. Ciò deriva dal fatto che i campioni, nonostante appaiano omogenei ed isotropi, facendo parte di successioni influenzate da fratturazione di background, possono presentare microdiscontinuità tali da compromettere l'esito del test.

Sono state dunque ricavate le curve stress strain su 3 dei campioni di calcare oolitico, 3 di quelli di calcare micritico, 4 per le dolomie del Giurassico Medio, 3 del Giurassico Superiore, 4 delle dolomie del Cretaceo Inferiore con piccolo grain size e 4 le dolomie ad elevata porosità.

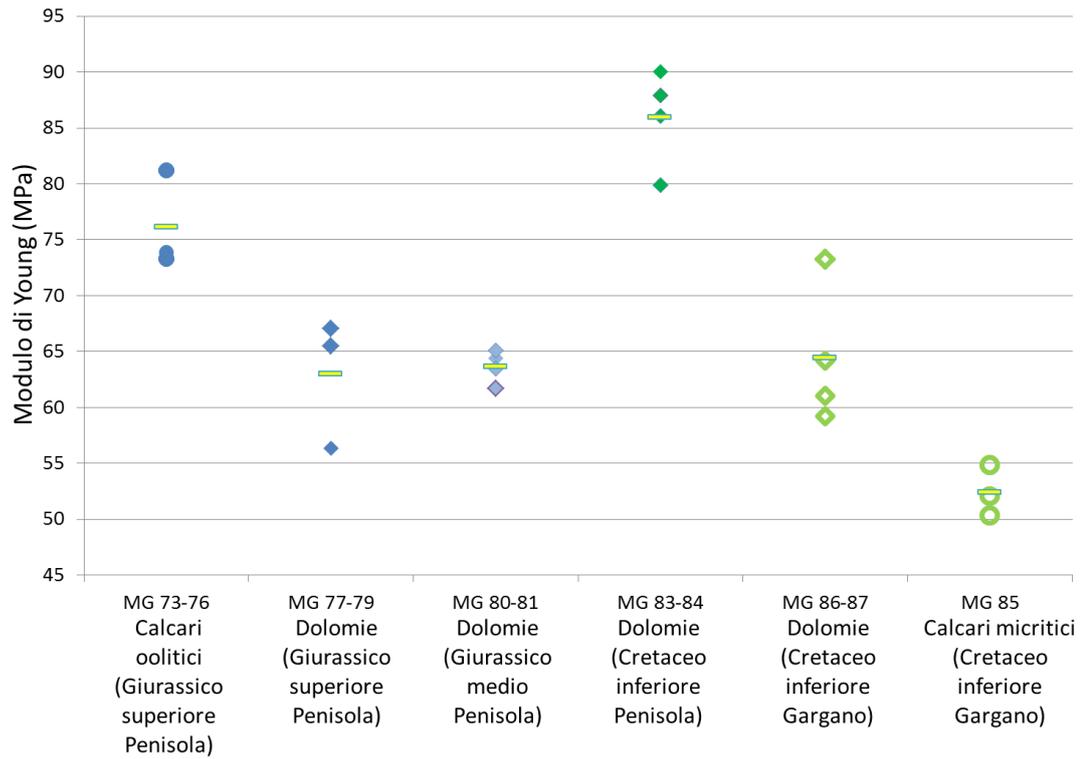


Fig. 6.24 Grafico raffigurante i valori del Modulo di Young calcolato dalle curve di stress strain per ogni categoria, e le relative medie (trattino giallo)

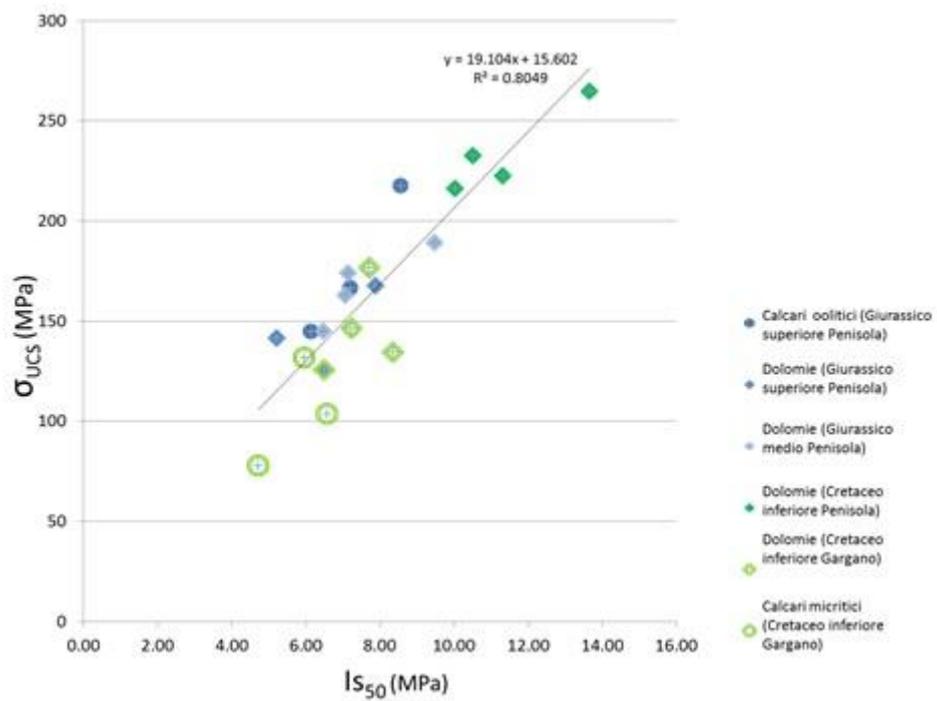


Fig. 6.25 Grafico che indica la variabilità del valore di compressione uniaxiale al variare dell'indice di punzonamento (IS₅₀).

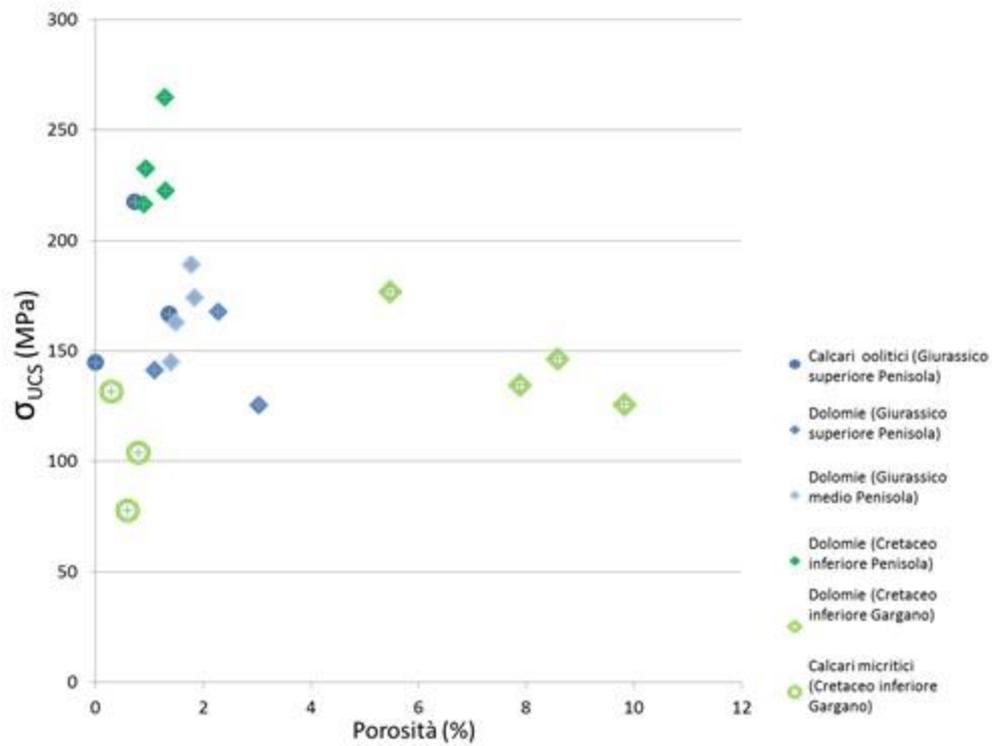


Fig.6.26 Grafico che indica la variazione del valore di stress a compressione uniassiale al variare della porosità

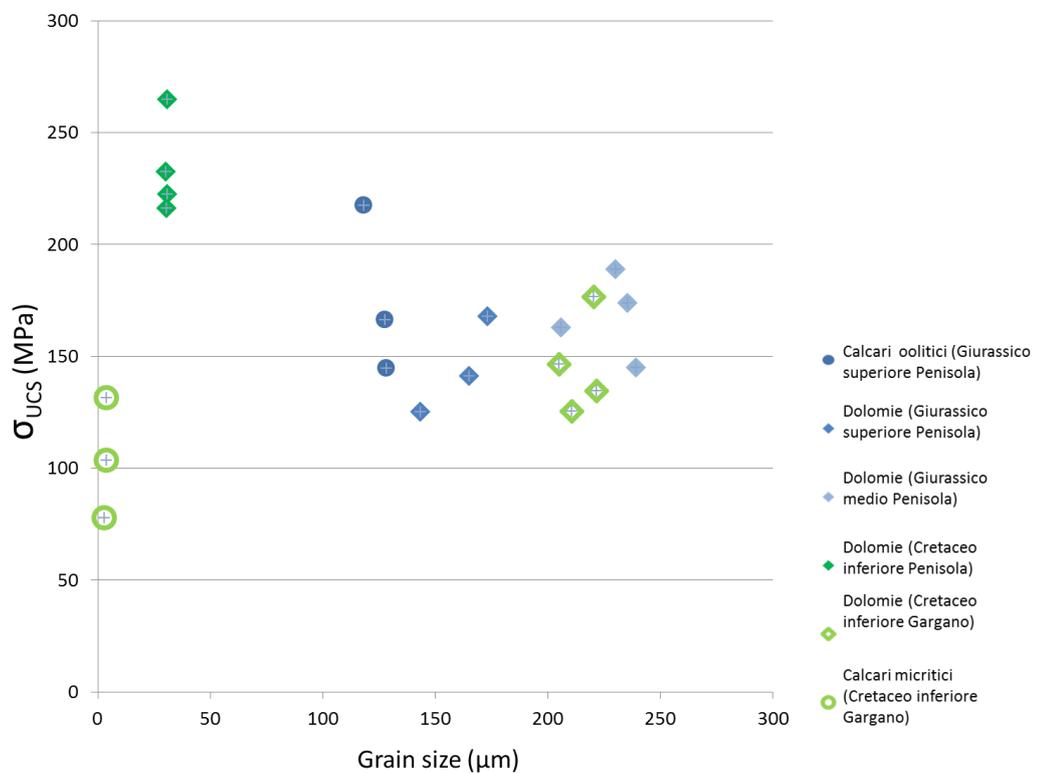


Fig. 6.27 Grafico che mostra la variazione del valore di resistenza a compressione uniassiale al variare del grain size.

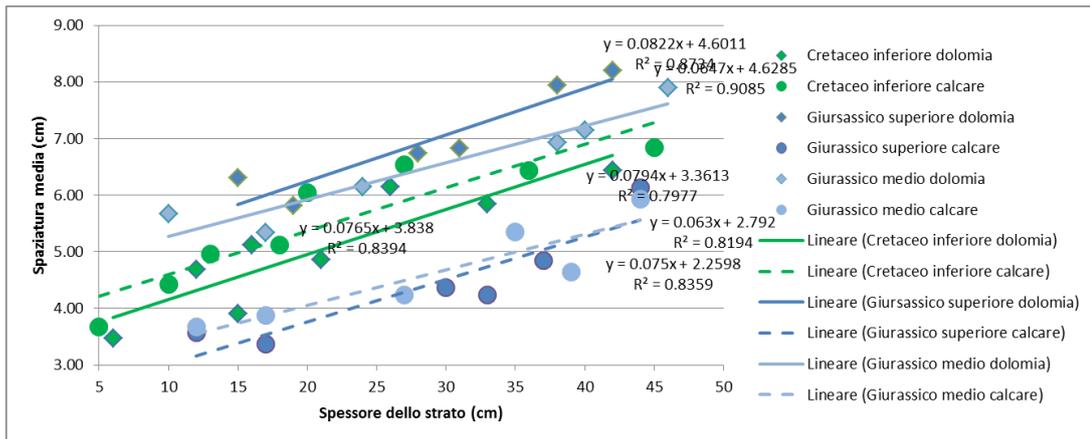


Fig. 6.28 Grafico che mostra la variabilità della spaziatura in relazione allo spessore dello strato.

6.3.3 Analisi sul residuo insolubile

Al fine di capire se, al di là della porosità e del grain size, possa esserci anche un contributo dei minerali argillosi, o comunque dei minerali non carbonatici, sulla stima del differente comportamento meccanico delle diverse tipologie di dolomie, si è scelto di eseguire le analisi del residuo insolubile.

Sono state eseguite le analisi su 10 campioni di dolomia, relative alla successione Giurassica della Penisola Sorrentina, del Cretaceo Inferiore della Penisola Sorrentina e dell'Avanpaese Apulo.

Dalle analisi effettuate sono stati riscontrate percentuali del residuo insolubile che non superavano lo 0.8%.

Successivamente i residui sono stati caratterizzati dal punto di vista mineralogico con analisi al SEM-EDS.

I valori percentuali sono compresi tra 0.03 e 0.8%.

Non sembra esserci relazione tra la resistenza a compressione uniassiale e la presenza di residuo insolubile data la percentuale scarsa di residuo presente.

I minerali che sono stati riscontrati sono essenzialmente quarzo, ossidi di ferro e K-feldspato, e cromite.

MECHANICAL STRATIGRAPHY IN SUCCESSIONI CALCAREO-DOLOMITICHE INTERSTRATIFICATE: UN ESEMPIO NELLA SUCCESSIONE CRETACEA DEL MONTE FAITO

7.1 Analisi stratigrafica e di facies della successione Hauteriviano-Barremiana del Monte Conocchia

La successione affiorante sul Monte Faito è composta da circa 700 m di carbonati di mare basso la cui età varia dal Berriasiano all'Albiano Superiore.

Numerosi sono stati i contributi che hanno riguardato la caratterizzazione di dettaglio di questa successione. Già nei primi anni 60, per la redazione della carta geologica d'Italia 1:100000, sono stati cartografati i carbonati Mesozoici della successione dei Monti Lattari, in particolare definendo la biozonazione di questi carbonati di mare basso (Robson, 1987).

Negli anni '90, sempre in queste zone, sono stati effettuati studi relativi alla ciclostratigrafia di alcune sezioni stratigrafiche della serie Aptiano-Albiano (D'Argenio et al., 1999; Raspini, 2001), le quali, anche attraverso la stratigrafia isotopica, hanno permesso la correlazione della successione sia in termini cronostratigrafici, sia spaziali (D'Argenio et al., 2004).



Fig 7.1 Panoramica del complesso del Monte Faito (Penisola Sorrentina) su cui è stato eseguito il log stratigrafico e meccanico.

Recentemente è stata descritta la successione Albiano Superiore del Monte Faito, in cui si annovera la presenza di croste silicizzate su numerosi strati completamente dolomitizzati, a volte con intercalazioni di livelli marnosi al top di cicli shallowing-upward. Tale evidenza paleoclimatica può essere interpretata come dovuta ad oscillazioni climatiche umido aride in un contesto essenzialmente caldo (Iannace et al., 2013).

Per quanto concerne questo lavoro, ci si è soffermati sulla parte bassa della successione Cretacea, del Monte Faito, in particolare nell'intervallo stratigrafico Hauteriviano- Aptiano Inferiore.

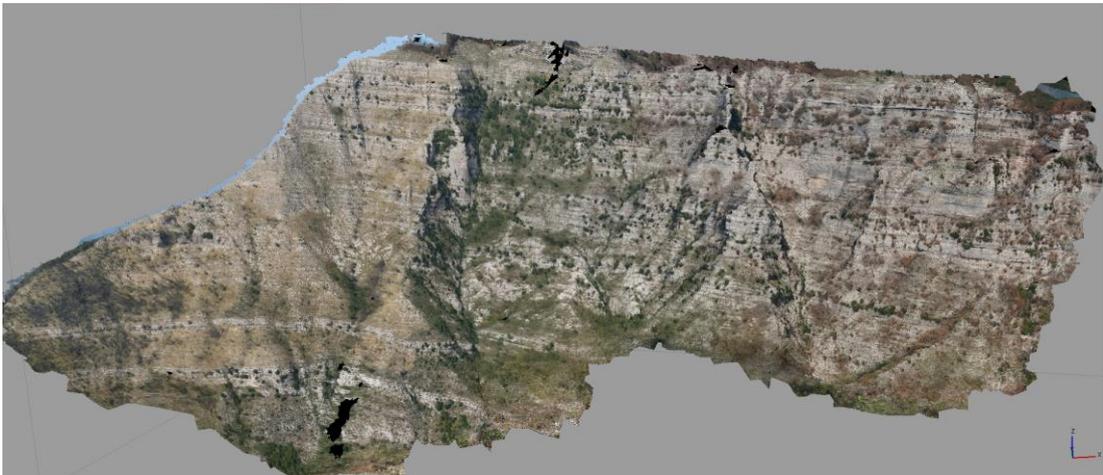


Fig 7.2. Modello 3D attraverso cui sono state estrapolate informazioni riguardanti i limiti degli intervalli B e C del complesso del Monte Faito

Questa successione, magistralmente esposta nella sul versante SW del Monte Faito, che partendo dalla località S. Maria a Castello raggiunge la Conocchia, si presenta come un affioramento didattico di ciclostratigrafia, in quanto i limiti dei cicli, evidenziati anche dal weathering, sono ben visibili se si osserva il profilo della montagna.

La successione in particolare, è stata suddivisa in tre intervalli stratigrafici: l'intervallo A (Berriasiano Medio-Hauteriviano Inferiore), l'intervallo B (Hauteriviano Superiore-Barremiano Inferiore), e l'intervallo C (Barremiano Superiore-Aptiano Inferiore). In questo studio è stata approfondita la parte della successione afferente agli intervalli B e C.

Per quanto riguarda la parte della successione relativa all'intervallo B lo studio meccanico e di facies è stato eseguito a Santa Maria del Castello, sul versante SW del Monte Faito; quella relativa all'intervallo C presentava una migliore superficie

esposta lungo il versante che porta dalla località di Moiano alla Conocchia. Su entrambi i versanti sono stati effettuati i log stratigrafici, con le relative descrizioni di facies. È stato possibile raccordare i due log, in quanto la stratificazione presente si manteneva costante. I log sono stati raccordati attraverso il modelling virtuale 3D dell'affioramento (fig. 7.2).

I log stratigrafici (appendice 3) presentano uno spessore totale di circa 228 m, e sono stati suddivisi in due intervalli, B e C, divisi in quanto si presentano litologicamente e geneticamente molto diversi. In particolare l'intervallo B si presenta essenzialmente con dolomie fini giallastre interstratificate a dolomie grossolane grigiastre; mentre l'intervallo C è composto essenzialmente da calcari, prevalentemente mudstone, wackestone e packstone di cui spesso il top è dolomitico, a volte intervallati da strati dolomitici, soprattutto nella prima parte della serie (appendice 4).

Le serie sono state misurate e descritte alla scala decimetrica-metrica. È inoltre stato effettuato un campionamento molto fitto, con la raccolta di campioni rappresentativi quasi per ogni strato. Sono stati infatti raccolti circa 250 campioni. Questi sono stati utilizzati per le sezioni sottili ed inoltre parte di questi sono stati destinati ad analisi geochimiche e mineralogico-petrografiche.

7.1.1 Descrizione delle facies nell'intervallo B

La serie stratigrafica B appartiene all'intervallo Hauteriviano Superiore-Barremiano Inferiore, e si compone di 91.5 m di dolomie con granulometria che varia da circa 8 μm a circa 150 μm . L'intervallo B è posizionato al top dell'intervallo A, il quale è composto essenzialmente da mudstone e packstone spesso molto fossiliferi, con presenza di quarzo ed evaporiti in alcuni livelli. Al top dell'intervallo A sono presenti breccie, da probabile formazione di paleokarst, e dolomie fini con croste di quarzo lentiformi di spessore centimetrico.

L'intervallo B, invece, si compone essenzialmente di interstratificazioni di dolomie fini, di colore giallastro spesso laminate, e dolomie grossolane, generalmente di colore grigiastro. Gli strati si mostrano molto regolari in tutta la successione ed hanno spessori che vanno dal centimetrico al decimetrico. La dolomia presente in quest'intervallo, soprattutto quella più fine, sembra essere molto più erodibile

rispetto agli intervalli in cui è confinato (A e C), tanto da rendere la morfologia della parte di pendio, relativa a questo intervallo, meno acclive (fig. 7.3).



Fig. 7.3 Profilo relativo all'intervallo B affiorante al Monte Conocchia

Di seguito sono riportate le facies più comuni nell'intervallo B.

- Dolomia grossolana si presenta spesso come la parte bassa di un singolo strato decimetrico, o come la parte iniziale di un ciclo elementare di stratigrafia sequenziale. Si tratta di una dolomia grigiastro-brunastra con spessori degli strati che variano dai 20 cm ad un metro. Macroscopicamente tale dolomia si presenta come omogenea, con la presenza di piccoli vug spesso riempiti da calcite o dolomite spatica. Tali vuoti sono riconducibili ai gusci di bivalvi e gasteropodi presenti nel calcare originario.

In sezione sottile il mosaico dolomitico si presenta come euedrale subedrale, con l'evidenza del replacement di facies più granulari. La granulometria varia dai 60 ai 130 μm , con una forma ben marcata dei bordi dei cristalli. Queste dolomie sembrano essere derivate da calcari con bivalvi e gasteropodi, e quindi di ambiente lagunare (fig. 7.4).

- Dolomia fine: le dolomie fini sono quelle più comuni nell'intervallo B e sono caratterizzate da dolomie di colore giallastro i cui strati presentano superfici con forma mammellonare, modellata dall'erosione. Generalmente il top degli strati si presentano più bruni, probabilmente questo è dovuto alla presenza un maggior contenuto marnoso, in cui spesso si possono osservare laminazioni stromatolitiche. Le superfici di strato sono spesso di forma mammellonare ed è possibile trovare degli interstrati marnosi.

Le dolomie fini possono spesso avere al top delle bande stromatolitiche, spesso coincidenti con top di cicli elementari. Le stromatoliti sono spesso piatte o leggermente ondulate e sono formate essenzialmente da sottili bande di materia organica straterellate in una dolomia fine. Sono presenti, anche se raramente, sheet cracks e cavità da dissoluzione. In alcuni strati sono anche state notate evidenze di breccie sin sedimentarie, spesso associate alle bande stromatolitiche, che possono essere interpretate come rimaneggiamento dovuto ad esposizione subaerea. A tal proposito questo tipo di dolomia presente nell'intervallo può essere associato geneticamente a dolomia precoce con periodiche esposizioni subaeree delle superfici durante la diagenesi.

In sezione sottile la dolomia giallastra si presenta con granulometrie che variano dagli 8 ai 20 μm con un mosaico euedrale subedrale, dove è possibile riconoscere le strutture precedenti (fig. 7.5).

In particolare le facies del calcare originario possono essere ricondotte a mudstone wackestone con pochi frammenti di bioclasti. È, inoltre, possibile notare anche la presenza di bacchette di anidride calcitizzata e quarzo, indicatore paleoambientale di clima arido.

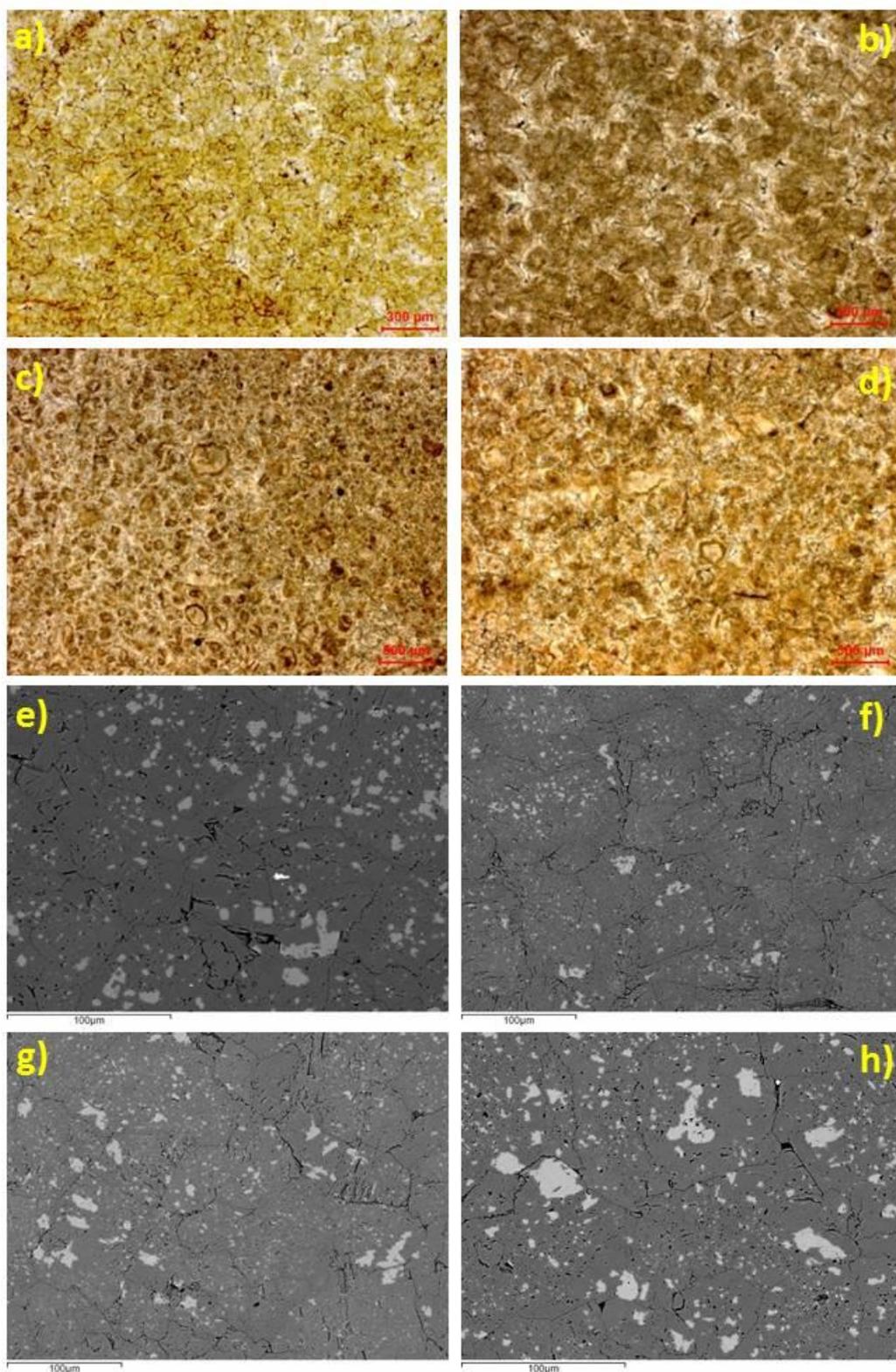


Fig. 7.4 Foto di sezioni sottili al microscopio ottico (a, b, c, d) e al SEM (e, f, g, h) delle dolomie grossolane relative all'affioramento nell'intervallo B del Cretaceo Inferiore

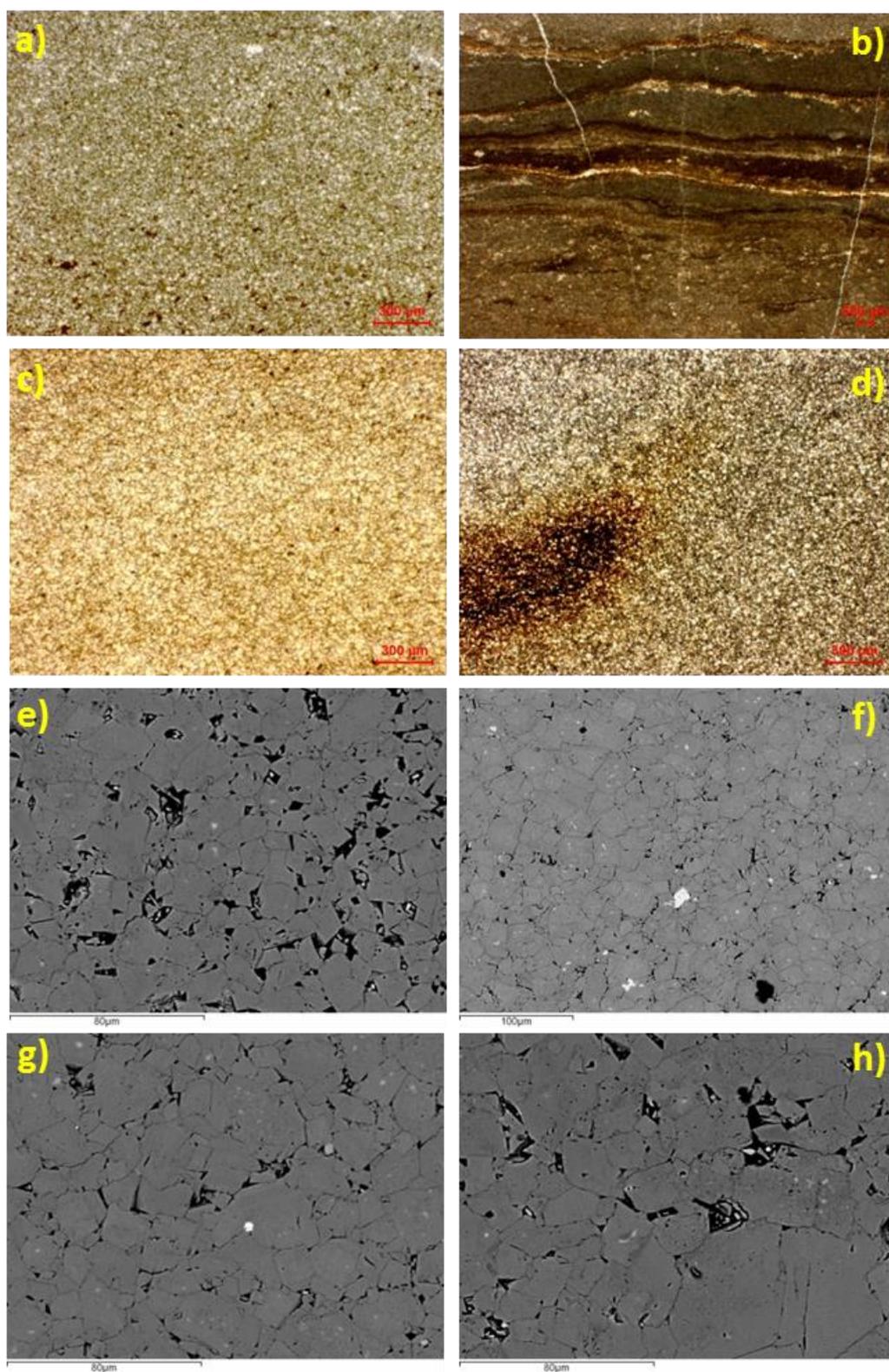


Fig. 7.5 Foto di sezioni sottili al microscopio ottico (a, b, c, d) e al SEM (e, f, g, h) delle dolomie fini relative all'affioramento nell'intervallo B del Cretaceo Inferiore

7.1.2 Descrizione di facies dell'intervallo C



Fig. 7.6 Profilo della parte alta dell'intervallo C affiorante al Monte Conocchia

L'intervallo C, ha uno spessore di circa 137 m, ed è stata descritta sul versante sud del Monte Faito, partendo dal paese di Moiano. Questo intervallo, a differenza dell'intervallo B, si presenta come principalmente calcareo, con strati di spessore che variano dal decimetrico al metrico, più raramente centimetrici. Gli strati calcarei spesso presentano al top un sottile strato dolomitico, chiamato "dolomite cap", a partire dal quale la dolomia si diffonde verso il basso attraverso una struttura reticolata (vedi appendice 4).

L'intervallo registra un trend trasgressivo, passando da una prima parte della successione quasi totalmente dolomitizzata, ad una di calcari più fossiliferi, caratteristica di facies di mare più aperto.

In questo trend trasgressivo sono stati riconosciuti 7 cicli di ordine minore (da C1 a C7) rispetto al trend trasgressivo. La parte bassa di C, che è stata suddivisa in C1 e C2, si presenta con numerosi strati dolomitici, che sono associati alle ultime fasi di emersione ma con evidenze dell'inizio del trend trasgressivo per la presenza di strati calcarei. I cicli C3 e C4 sono caratterizzati dalla diminuzione della presenza di

strati totalmente dolomitizzati, anche se la dolomia risulta persistente come dolomite cap. Nei cicli C5 e C6 e C7 la dolomia risulta quasi totalmente scomparsa, mentre i calcari presentano spessori maggiori rispetto i cicli precedenti, e si mostrano più fossiliferi.

All'interno dei vari cicli di ordine minore, è comunque possibile individuare la ripetizione di cicli elementari con spessori dell'ordine del metro. In generale il ciclo elementare si presenta con una parte bassa più calcarea e micritica, ed un'evoluzione a packstone grainstone verso il top, con presenza di intraclasti, gasteropodi e foraminiferi. Al top dei ciclo elementare è possibile trovare un cap dolomitico, con evidenze di percolazione verso il basso dei fluidi dolomitizzanti che formano delle gocce nel calcare sottostante.

Di seguito sono indicate le descrizioni delle facies più rappresentative della serie C.

- Mudstone wackestone: generalmente presente nella parte basse dei cicli elementari, questo calcare, in maggior parte composto da micrite, è caratterizzato dalla presenza, seppur sporadica, di peloidi, foraminiferi e gusci di gasteropodi e bivalvi. La facies sembra essere ascrivibile a depositi di laguna ristretta. In questa facies spesso sono stati ritrovati cristalli di dolomite sparsa. Nel wackestone è possibile distinguere intraclasti anche di 15 mm di grandezza, che in affioramento presentano bordi chiari, spesso spatitici, immersi nel mud grigio più scuro (fig. 7.7).
- Packstone grainstone: presenti nella parte alta della successione, molto comuni nei cicli da C5 a C7, sono composti da calcari grano-sostenuti, generalmente peloidi di dimensione centimetrica, molto ben cementati. Questa facies è molto ricca di gusci di gasteropodi e bivalvi, anche di dimensioni centimetriche (fig. 7.8).
- Calcari dolomitici e dolomia calcarea: molto comune in tutta la successione sono strati di calcare parzialmente e/o non totalmente dolomitizzato. L'interpretazione data alla formazione di questi strati risiede nell'azione di fluidi salini che attraversano dall'alto verso il basso gli strati calcarei. Il grado di dolomitizzazione cambia a seconda del grado di salinità delle acque, ma anche dalla porosità e permeabilità dei sedimenti coinvolti nei processi diagenetici, come anche la lunghezza del processo diagenetico.

La dolomia si presenta a contatto con il calcare con una struttura reticolata, enfatizzata da zone aventi una maggiore concentrazione di cristalli dolomitici. La struttura reticolata è stata probabilmente favorita dall'accomodamento delle brine dolomitiche in spazi generati dall'apparato radicale di piante. È possibile inoltre trovare, seppur non frequentemente dei seams dolomitici, probabilmente risultato di processi di pressure solution in cui il minerale residuale è formato dai cristalli dolomitici; infatti è noto che la dolomite oppone maggiore resistenza alla dissoluzione rispetto al calcare (fig. 7.9).

- Dolomia: nell'intervallo C la dolomia non è molto abbondante; infatti è possibile riscontrare gli strati dolomitici soprattutto nella prima parte della serie, negli intervalli C1 e C2. La dolomia presente in quest'intervallo è quasi sempre relativamente coarse, con pattern planar-s planar-e e con granulometrie che variano dai 60 ai 180 μm (fig. 7.10).

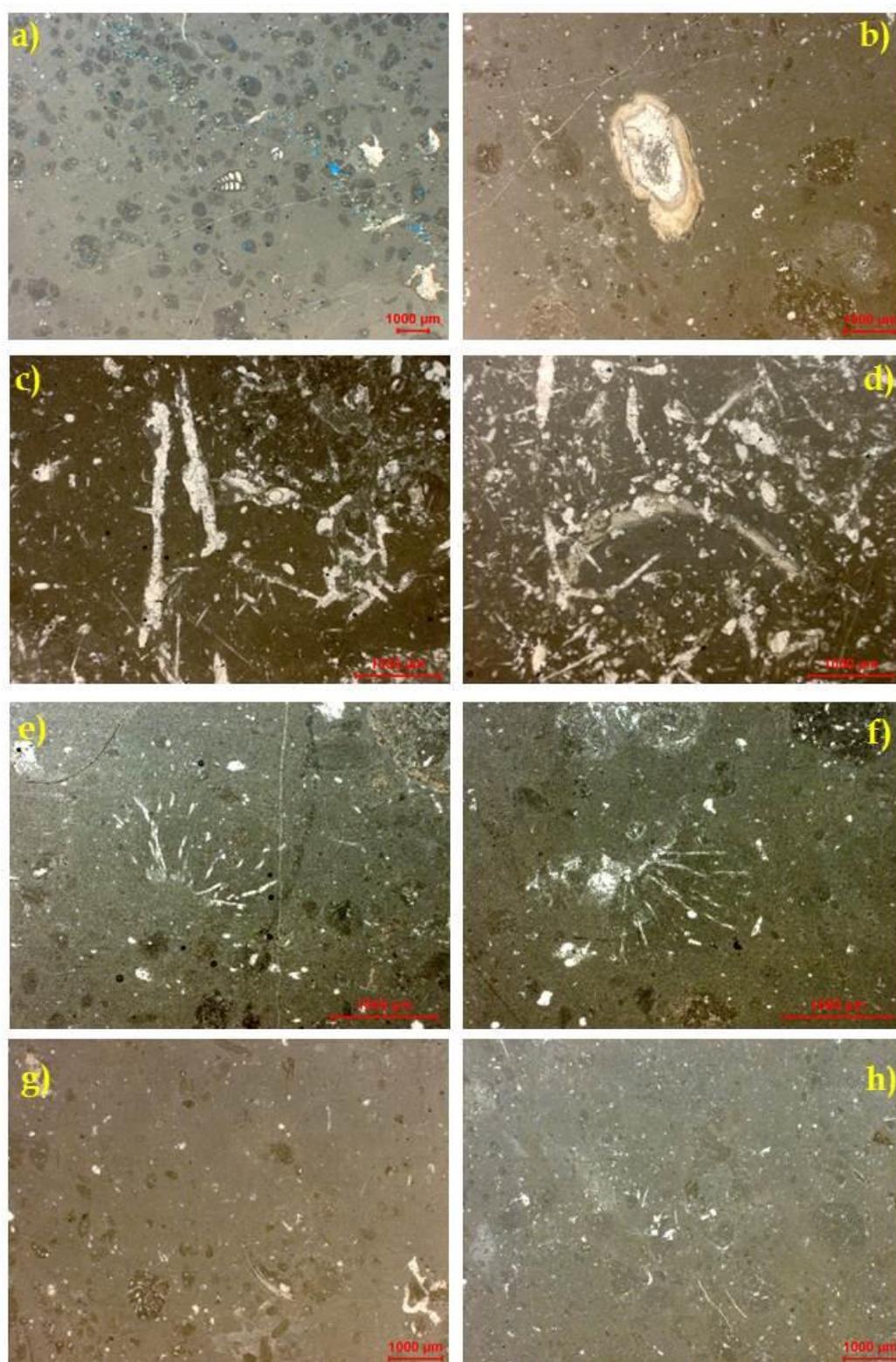


Fig. 7.7 Foto di sezioni sottili al microscopio ottico dei calcari (mudstone wackestone) dell'affioramento nell'intervallo C del Cretaceo Inferiore

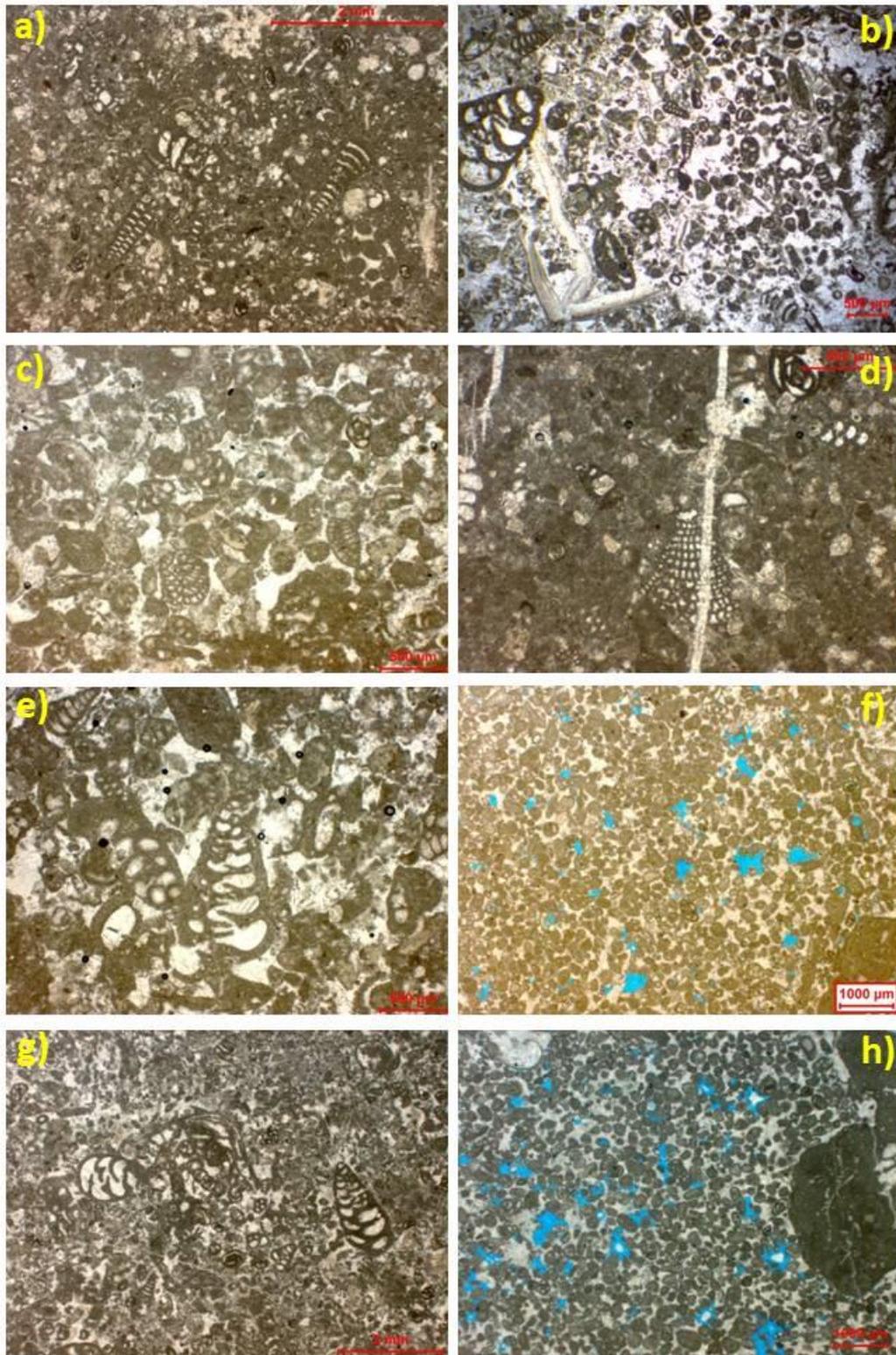


Fig. 7.8 Foto di sezioni sottili al microscopio ottico dei calcari (packstone grainstone) dell'affioramento nell'intervallo C del Cretaceo Inferiore

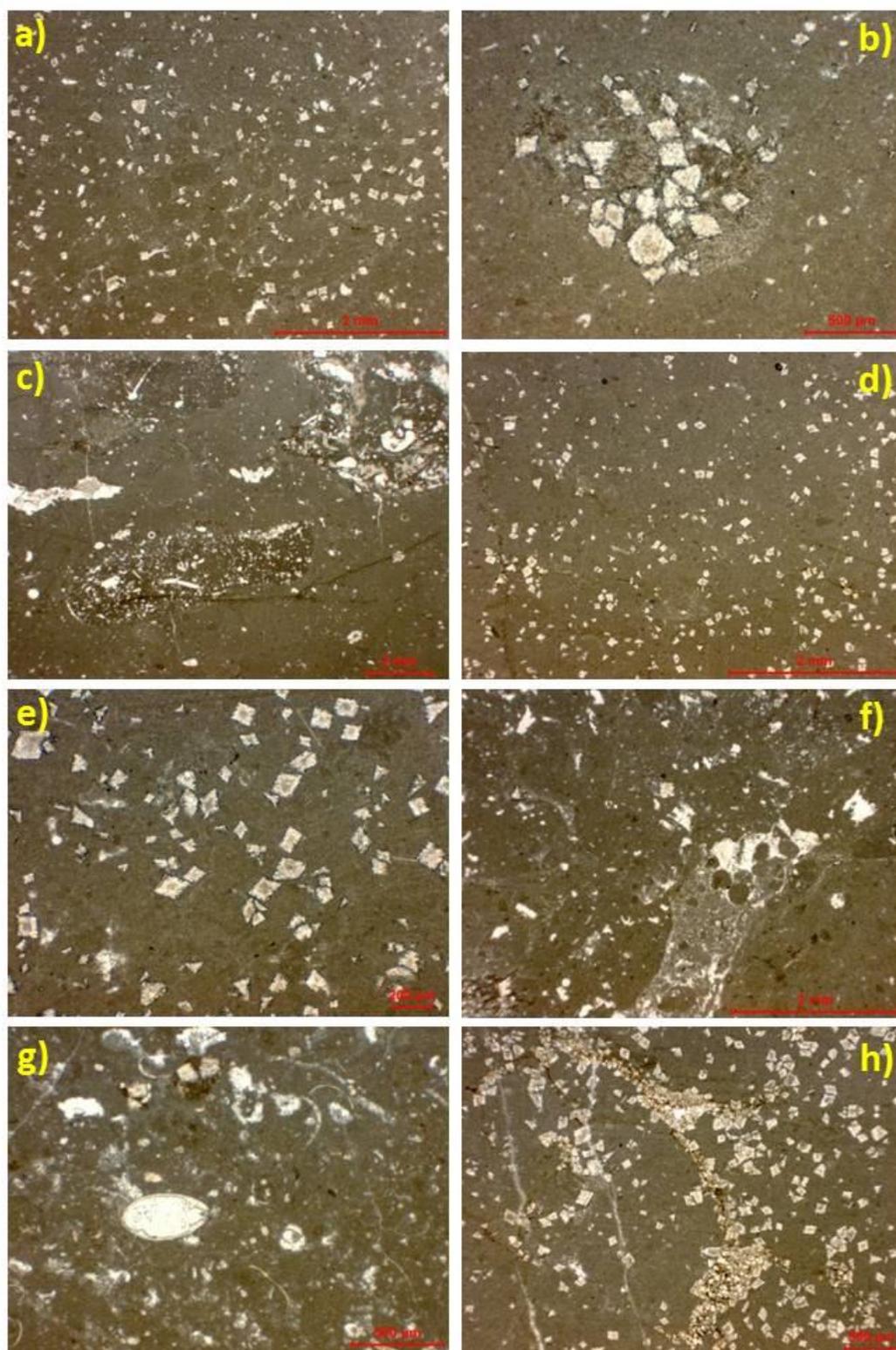


Fig. 7.9 Foto di sezioni sottili al microscopio ottico dei calcari dolomitici dell'affioramento nell'intervallo C del Cretaceo Inferiore

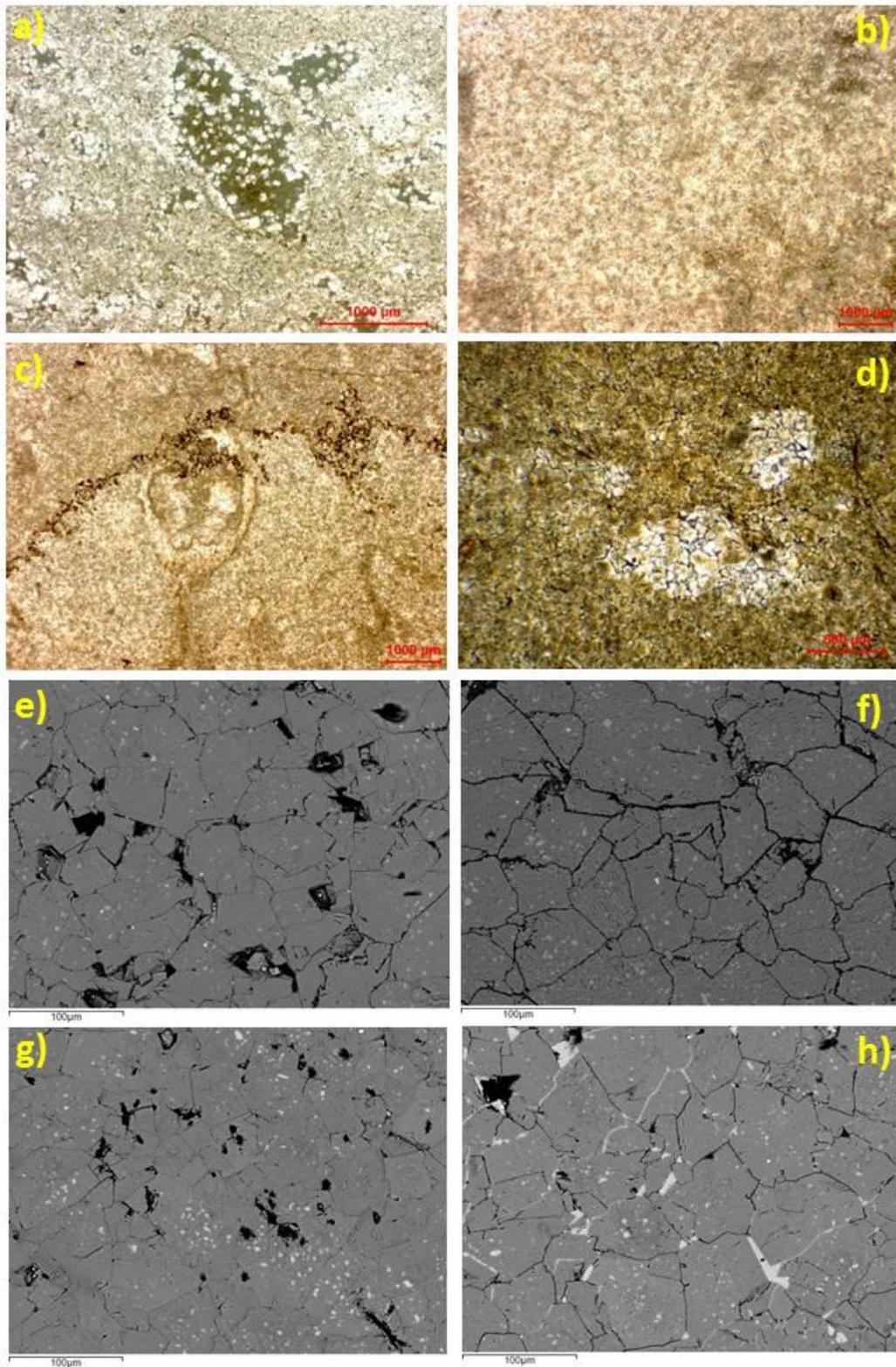


Fig. 7.10 Foto di sezioni sottili al microscopio ottico delle dolomie dell'affioramento nell'intervallo C del Cretaceo Inferiore

7.2 Analisi della *mechanical stratigraphy*

Alla descrizione delle facies presenti negli intervalli B e C, è stata associata l'analisi del comportamento meccanico attraverso l'utilizzo in campagna del martello di Schmidt. Tale strumento è stato utilizzato su buona parte della successione ottenendo un log della variazione del valore di compressione uniassiale ottenuto lungo la successione studiata.

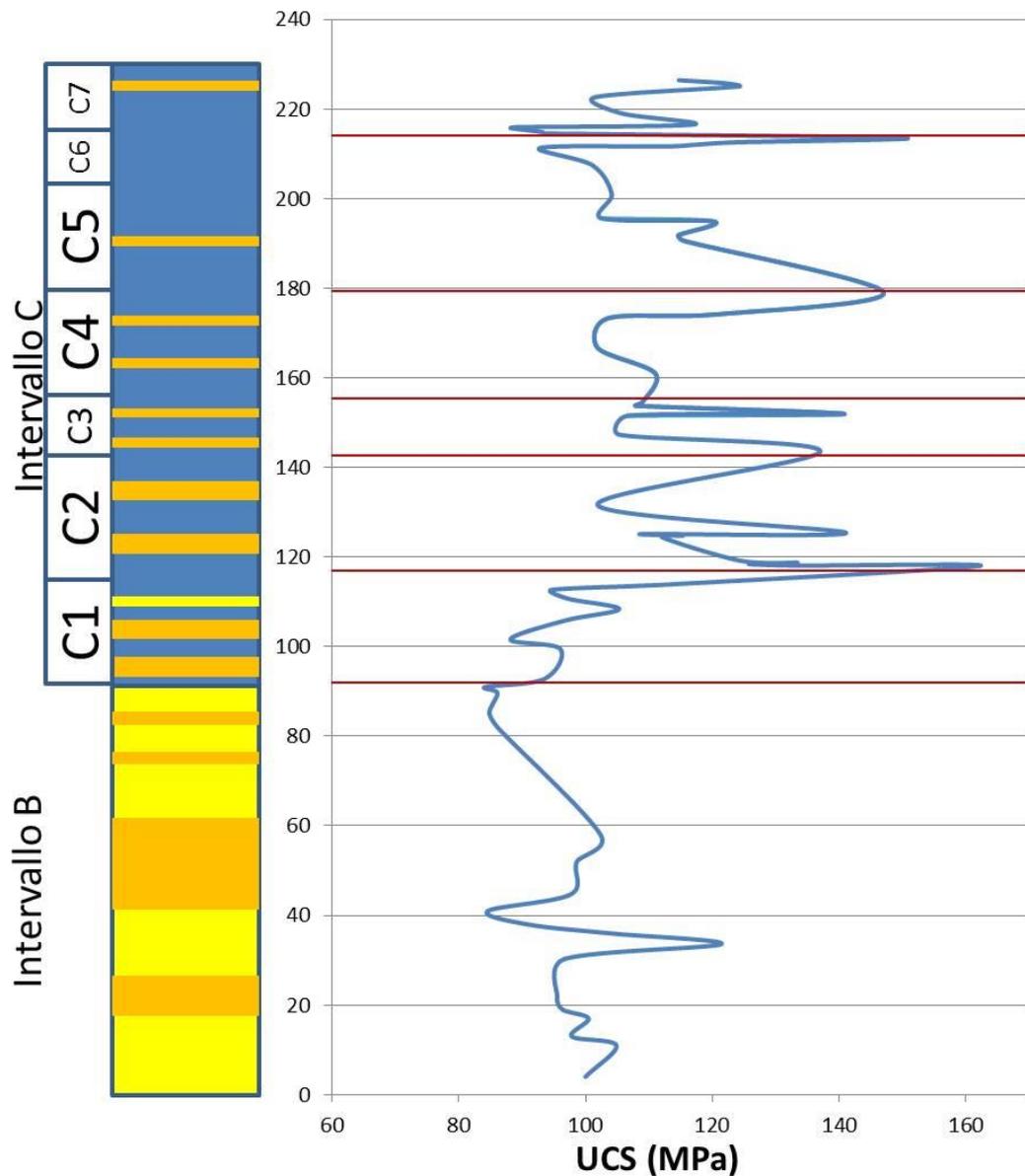


Fig. 7.11 Grafico di confronto tra i dati di compressione uniassiale ricavati dalle misure effettuate in campagna con il martello di Schmidt e il log stratigrafico semplificato della successione del Monte Faito.

La scelta del punto di misura è stata effettuata rispettando la condizione di omogeneità ed isotropia, valutando prima dell'inizio delle battute l'assenza di discontinuità o di grandi vuoti presenti nelle vicinanze dei punti di misura. Per avere una buona stima del valore di compressione uniassiale, per ogni strato analizzato sono state eseguite 20 misure, scegliendo zone in cui fosse garantita la verticalità della superficie, e mantenendo lo strumento ortogonale alla superficie misurata. Il valor medio, che dovrebbe essere rappresentativo dello strato di roccia misurato, è stato ottenuto scartando, dalle 20 misure, fatte per ogni strato, le 5 misure più alte e le 5 più basse, e facendo la media delle restanti misure. L'indice di rimbalzo medio è stato convertito in UCS attraverso l'equazione 1.

Dall'analisi effettuata è stato possibile notare due differenti comportamenti meccanici tra i due intervalli analizzati (fig. 7.11). Tale analisi mostra che l'intervallo B presenta valori mediamente più bassi rispetto all'intervallo C: in particolare la media dei valori di UCS in B risulta essere di 94 MPa, mentre in C la media risulta essere 113 MPa.

Tale variazione del comportamento meccanico tra la serie B e C può essere frutto della variabilità in termini di litologia e facies.

- Intervallo B: questo intervallo è essenzialmente caratterizzato dall'interstratificazione di dolomia fine e dolomia grossolana. Queste due dolomie sembrano essere diverse in ambito meccanico: è possibile infatti notare che la dolomia fine si presenta molto più "debole" rispetto a quella più grossolana. La dolomia fine ha un valore di compressione uniassiale che varia da 84 a 104 MPa, con valor medio di 93 MPa. La dolomia grossolana, invece ha valori di compressione uniassiale lievemente maggiori, con un minimo di 91 ad un massimo di 121 MPa, e un valor medio di 102 MPa.
- Intervallo C: questo intervallo risulta essere litologicamente più complesso in quanto in esso sono presenti diverse litologie che potrebbero portare ad una maggiore variabilità. Sono state distinte 4 litologie a seconda del contenuto in dolomite: in effetti i valori di compressione uniassiale ricavati dalle analisi fatte in C sembrano essere maggiori rispetto a quelli dell'intervallo precedente, anche a parità di litologia. La dolomia dell'intervallo C, infatti presenta valori che oscillano tra 91 e 133 MPa, con un valor medio di 111 MPa, al di sopra anche dei valori riscontrati nella dolomia grossolana dell'intervallo B. Le altre litologie presenti, distinte in affioramento, si attestano su questi stessi valori. In particolare i calcari hanno un valore di UCS compreso tra 92 e 150 MPa, con una media di 121 MPa; il calcare

dolomitico e la dolomia calcarea hanno valori compresi tra 93 e 162 MPa, con una media di 116 MPa.

Come è stato osservato, anche in precedenza, il log meccanico ha permesso di verificare la variabilità media del valore di compressione uniassiale rispetto alle differenti litologie analizzate. Un ulteriore utilizzo risulta essere l'individuazione di zone di impedenza meccanica per determinare possibili interlayer che determinano interruzioni nella propagazione delle fratture. L'integrazione tra i dati meccanici e sedimentologico-stratigrafici, inoltre, possono consentire l'individuazione dell'origine di tale comportamento, dando ulteriori informazioni nella predizione del network di fratture per il modeling del passaggio dei fluidi nel sottosuolo.

Il versante sud-occidentale del Monte Faito mostra un profilo gradinato, controllato dalla variazione sistematica di spessori di strato e litologia. L'analisi del profilo, attraverso foto panoramiche e ricostruzione 3D dell'affioramento, unito all'analisi stratigrafica e di facies, mostra che questo profilo a gradoni rappresenta cicli trasgressione regressione.

In variazione di facies, il dato ciclostratigrafico si traduce in una continua sovrapposizione di strati calcarei decimetrici su dolomie straterellate che ne provoca una variazione nel comportamento meccanico.

Si riscontrano infatti grosse variazioni di valori di martello di Schmidt in corrispondenza di limiti di ciclo che sono determinati da un cambio di sedimentazione. Nelle zone del log in cui si verifica un'impedenza meccanica, si è riscontrato anche un'interruzione delle fratture a grande scala.

7.3 Analisi del residuo insolubile

L'analisi dei residui insolubili è stata effettuata su 31 campioni provenienti dagli intervalli B e C. Nell'intervallo B sono state eseguite analisi del residuo insolubile su 7 campioni sono di dolomia fine di cui 5 laminati, 8 di dolomia grossolana di cui 4 laminati; nell'intervallo C sono state eseguite le analisi del residuo insolubile su 5 campioni di dolomie fini, 6 di dolomia grossolana e 3 di calcare/calcare dolomitico.

I valori di residuo percentuale sono compresi in un range fra lo 0,446% e il 2,000%, la distribuzione è unimodale con un picco dell'1,14%.

Le analisi al SEM, realizzate sulla carta filtro contenente il residuo insolubile, hanno evidenziato che nella maggior parte dei casi è costituito principalmente da K-feldspato e subordinatamente da quarzo e qualche minerale argilloso.

I minerali costituenti il residuo insolubile sono stati osservati anche al SEM effettuate sulle sezioni sottili. In particolare è stato possibile osservare la presenza di K-feldspato idiomorfo con composizione chimica da "end-member" potassico situato fra i cristalli di dolomia, sia fine che grossolana.

Anche in questo caso le percentuali di circa l'1%, in cui è scarsa la componente argillosa, sembrano poter escludere il fatto che ci possa essere un'influenza del residuo insolubile sul comportamento meccanico.

Dal punto di vista composizionale il risultato più interessante risulta essere la presenza del K-feldspato. Tale minerale è interpretato come indicatore di un'assente attività di weathering ricondotto alla trasgressione marina (Wendler et al., 2015).

SEZIONE 4:
DISCUSSIONE E
CONCLUSIONI

DISCUSSIONE

8.1 Analisi di fronti di dolomitizzazione in calcari pelagici Mesozoici

L'analisi comparata dei due affioramenti di fronti di dolomitizzazione in calcari pelagici Mesozoici, in Gargano e in Basilicata ha fornito risultati molto originali. Infatti, la dolomitizzazione è un processo che interessa successioni calcaree di mare basso e queste sono tipicamente costituite da strati molto spessi o finanche massive. In genere, la dolomitizzazione non oblitera i confini tra questi banchi che sono spesso rappresentati da superfici di emersione subaerea con depositi anche argillosi. I calcari fittamente stratificati dei due affioramenti hanno documentato come, in condizioni particolari, un fronte di dolomitizzazione possa modificare lo spessore degli strati. In letteratura (Huang e Angelier, 1989; Gross et al., 1995) è noto che lo spessore degli strati è uno dei fattori principali di controllo della densità di fratturazione e, se questo cambia per effetto di fenomeni di dolomitizzazione, allora si pone la dolomitizzazione come un ulteriore parametro di controllo sullo stato di fratturazione.

In effetti, questi due affioramenti di carbonati in facies di bacino pelagico esibiscono uno stato di fratturazione, tra i calcari e le dolomie dello stesso affioramento, differente.

In particolare, è possibile riscontrare nell'affioramento sito in Basilicata come la densità di fratturazione risulta essere leggermente maggiore nelle dolomie, rispetto ai calcari. Di fatto, nella transizione laterale tra le litologie, il processo di dolomitizzazione non ha compromesso la continuità laterale dello spessore degli strati.

In Gargano, invece, sono i calcari che si mostrano più densamente fratturati rispetto alle dolomie. La spiegazione del differente comportamento meccanico, tra le due litologie, soprattutto a fronte di quanto detto per il sito precedente, risiede nel fatto che, a parità di scala, i calcari appaiono più fittamente stratificati rispetto alle dolomie; come già descritto (vedi §5.2) la transizione tra calcari e dolomie è laterale, e lo spessore degli strati delle dolomie non è preservato, ma parzialmente omogeneizzato. La parziale omogeneizzazione degli strati è presumibilmente riconducibile al fatto che, nella formazione della Maiolica, gli interstrati pelitici non sono sempre presenti, come invece accade nella formazione dei Calcari con Selce

(relativa all'affioramento in Basilicata). Infatti, quando gli interstrati pelitici sono presenti, il limite di strato è preservato anche dopo la dolomitizzazione, mentre, quando non sono presenti (o comunque sono assenti limiti di strato marcati), la dolomitizzazione oblitera la stratificazione, cancellando quasi del tutto la presenza di superfici interstrato, a meno di qualche "fantasma" stilolitico ancora visibile.

In termini meccanici e strutturali è stato riscontrato come la densità di fratturazione media non è dipendente dalla sola dimensione (spessore) degli strati. È possibile notare che, a parità di spessore dello strato, mentre i calcari dei due affioramenti presentano un comportamento meccanico simile, le dolomie risultano avere comportamenti completamente differenti. Una possibile spiegazione è che, mentre le due tipologie di calcare risultano tessituralmente simili (in termini di grain size e porosità), le dolomie dei due affioramenti sono differenti tra loro, ma omogenee all'interno dell'affioramento stesso.

In particolare si è notato che, le dolomie della formazione della Maiolica, più porose e con grain size maggiore, presentano una densità di fratturazione minore rispetto alle dolomie più fini e meno porose presenti nella formazione dei Calcari con Selce.

La compressione uniassiale, legata allo stress compressivo (di modo 2), è direttamente proporzionale allo stress tensile (di modo 1) che determina lo stato di fratturazione delle rocce. La compressione uniassiale, da letteratura (Brace, 1961; Ollson, 1974; Hugman and Friedman, 1979; Fredrich et al., 1990; Palchick e Hatzor 1997; Eberhardt et al, 1999), risulta essere inversamente proporzionale a grain size e porosità.

È stato possibile acquisire valori diretti di compressione uniassiale (da test UCS) solo per le dolomie del Gargano (vedi §6.3.2), ed i dati si mostrano in accordo con la proporzionalità sopra descritta.

Per entrambi gli affioramenti sono stati ottenuti valori indiretti di compressione uniassiale, attraverso l'acquisizione di dati relativi all'indice di rimbalzo elastico (martello di Schmidt) e l'utilizzo dell'equazione (1) che lega i due parametri. I valori indiretti di compressione uniassiale risultano unimodali rispetto al grain size e alla porosità.

8.2 Analisi di calcari e dolomie di piattaforma interstratificati della successione Mesozoica della Penisola Sorrentina

Gli affioramenti mesozoici in Penisola Sorrentina hanno fornito la possibilità di indagare le relazioni tra i parametri relativi a tessitura e litologia, e le caratteristiche meccaniche in calcari e dolomie interstratificati in facies di piattaforma. In particolare, sono stati valutati separatamente il ruolo di grain size e porosità al fine di individuare quale tra questi due fattori possa influire maggiormente sulla risposta meccanica delle rocce.

L'analisi qualitativa eseguita attraverso il test Point Load, su oltre 100 campioni di calcari e dolomie, ha mostrato una forte dispersione dei dati. Questa dispersione è indice del fatto che il controllo meccanico non è dato da un singolo fattore, ma da una molteplicità di combinazioni di fattori. Infatti, prendendo in considerazione numerose tipologie di rocce carbonatiche, non solo si ottiene un'ampia variabilità in termini di grain size e di porosità, ma inevitabilmente entrano in gioco numerosi altri parametri tessiturali e litologici, come diversa tipologia di matrice, diverso grado di coesione ecc..., che favoriscono una dispersione del dato. Nonostante la dispersione, è comunque possibile intravedere, per quanto riguarda le dolomie, una blanda correlazione inversa sia tra porosità e stress applicato (fig. 6.20) sia tra grain size e stress applicato (fig. 6.19), anche se dai valori ottenuti non è possibile quantificare quale parametro tra grain size e porosità influisca maggiormente sulla risposta meccanica.

Per meglio caratterizzare quanto porosità e grain size condizionino il comportamento meccanico, si è scelto di effettuare le analisi di compressione uniassiale (UCS), analisi che risultano più accurate, ma che richiedono un tempo maggiore di acquisizione rispetto alle analisi di point load. Per questo sono stati presi in considerazione un numero minore di campioni, scelti in modo da poter avere classi granulometriche e di porosità estreme, e di cui era stato studiato il comportamento in affioramento.

I parametri elastici ricavati dalle curve stress-strain, come ad esempio il modulo di Young (fig. 6.24) rientrano nei range di appartenenza alle varie tipologie litologiche, come da letteratura (Hatzor e Palchik, 1997; Austin, 2003).

Nel confronto tra i dati ottenuti dalle analisi Point Load e quelli delle analisi UCS, per i campioni analizzati, è possibile notare che esiste una proporzionalità diretta (fig. 6.25). In effetti, è noto che esiste una correlazione tra il massimo valore di compressione uniassiale, valutato tramite le prove UCS, e l'indice di punzonamento,

valutato con le analisi Point load, ma tale correlazione varia al variare dei parametri litologici e tessiturali (Broch e Franklin, 1972; Bieniawski, 1975; Hassani et al., 1980; Panek e Fannon, 1992; Singh e Singh, 1993; Singh et al., 2012).

Dalle analisi di UCS sono stati individuati comportamenti differenti in funzione sia della litologia che dei caratteri tessiturali. Per quanto riguarda i calcari, è possibile distinguere comportamenti diversi tra quelli oolitici e quelli micritici. In particolare, il massimo valore di compressione uniassiale dei calcari oolitici risulta maggiore di quelli micritici; comportamento in disaccordo con la letteratura (Handin e Hager, 1957; Brace, 1961; Ollson, 1974; Hugman and Friedman, 1979; Fredrich et al., 1990) in quanto il grain size risulta essere direttamente proporzionale al σ_{UCS} . Questo fenomeno può essere spiegato dal fatto che i calcari oolitici analizzati risultano essere ben cementati ed avere matrice micritica.

Per quanto riguarda invece le differenti categorie di dolomie, in linea generale dai valori di compressione uniassiale ricavati dalle prove di carico, è possibile dire che esiste una relazione inversa tra stress applicato e porosità e grain size (vedi §6.3).

In particolare, gli affioramenti di dolomia grossolana di Monte Brusara (Giurassico Medio) e di Vallone Prunillo (Giurassico Superiore), come anche quelli della Maiolica dolomitizzata (Cretaceo del Gargano), mostrano valori di compressione uniassiale, sistematicamente più bassi dei campioni della dolomia più fine di Croce dell'Eremita. In effetti, dal grafico che mette in relazione grain size e σ_{UCS} è possibile vedere che i dati ottenuti si dispongono nettamente in due cluster: il primo in corrispondenza delle dolomie con grain size più piccolo che presentano valori più alti di σ_{UCS} , mentre quelli con valori di grain size intorno ai 150-230 μm , hanno valori di σ_{UCS} più bassi.

I dati di compressione uniassiale sulle dolomie aventi un ampio range di porosità, invece, hanno mostrato che, per i campioni analizzati, non sembra esistere una stretta relazione. In particolare si nota una inversa proporzionalità tra i campioni di dolomia fine del Cretaceo Inferiore della Penisola e quelli di dolomia grossolana del Gargano, trend che non è seguito dagli altri campioni analizzati (fig. 6.26).

Tale risultato è confortato dai dati delle velocità soniche che mostrano una relazione inversa con i dati di grain size. È inoltre possibile riscontrare una relazione inversa tra i dati di velocità soniche e la porosità solo per le dolomie che posseggono un pattern cristallino euedrale (fig 6.21), relazione che rispetta il trend della curva ricavata da Anselmetti e Eberli (1993).

Dalle analisi di laboratorio è possibile dedurre che entrambi i parametri sembrano giocare un ruolo molto importante nella risposta meccanica, ma il grain size risulta essere più sensibile allo sforzo applicato, rispetto alla porosità.

Un ulteriore interessante comportamento è dato dal fatto che, al valore minore di UCS dei campioni di dolomia grossolana (cioè quelli di Monte Brusara, Vallone Prunillo e Maiolica dolomitizzata), fa riscontro, nelle curve di stress-strain, la presenza di una concavità nella parte iniziale, che manca invece nelle curve stress-strain dei campioni di dolomia fine del Cretaceo Inferiore. La risposta dei campioni di dolomia grossolana è indice di un iniziale comportamento plastico del campione sottoposto a stress, che potrebbe essere imputato alla riorganizzazione del pattern cristallino per riaccomodamento del carico applicato. I campioni di dolomia dell'affioramento di Croce dell'Eremita, essendo costituiti da granuli più piccoli e addensati, non risentono di questa deformazione plastica.

Il differente comportamento meccanico tra questi due gruppi di dolomie è avvalorato dalle analisi di campagna. In effetti dalle analisi di densità di fratturazione in relazione allo spessore dello strato è possibile evincere che, a parità di spessore dello strato, le dolomie relative all'affioramento di Croce dell'Eremita si presentano più intensamente fratturate rispetto a quelle più grossolane di Monte Brusara, Vallone Prunillo e Maiolica dolomitizzata.

Il dato più evidente, che risalta dalle analisi effettuate sia in affioramento che in laboratorio per le dolomie prese in considerazione, risiede nel fatto che il grain size, più che la litologia e la porosità, risulta influenzare maggiormente la risposta meccanica.

Nel confronto tra strati calcarei e strati dolomitici, le analisi di fratturazione, mediante scan line, mostrano una maggiore densità di fratturazione dei calcari rispetto alle dolomie grossolane di entrambi gli affioramenti relativi al Giurassico. Ciò risulta in accordo con i dati ricavati dall'analisi effettuata sulla Maiolica in Gargano, ma in contrapposizione con i dati ricavati dagli affioramenti a Croce dell'Eremita e dei Calcari con Selce, in cui le dolomie fini presentano una densità di fratturazione maggiore rispetto ai calcari micritici.

Da ciò si evince che, a differenza di quanto mostrato in letteratura (Paterson e Wong, 2005; Ortega et al., 2010; Lapponi et al., 2011; Barbier et al., 2012), il controllo litologico non sembra essere determinante per la distribuzione dello stato di fratturazione in questo caso di studio.

I dati di fratturazione sono confortati, in questo caso, dalle analisi fatte con il martello di Schmidt. Dal grafico di comparazione tra le misure del martello di Schmidt sui calcari e sulle dolomie presenti in Penisola Sorrentina, si ha conferma dei risultati finora proposti. Infatti per gli affioramenti dove sono presenti dolomie più grossolane (Giurassico) i calcari risultano più resistenti rispetto alle dolomie; in quelli di dolomia fine (Cretaceo), sono le dolomie a risultare più resistenti.

8.3 Mechanical stratigraphy di successioni calcareo-dolomitiche interstratificate

Per quanto riguarda lo studio di mechanical stratigraphy intrapreso lungo la successione Cretacea studiata al Monte Conocchia, il dato più originale è stato quello di apprezzare la presenza di un controllo stratigrafico, imputabile alla diversa distribuzione di facies, sulla risposta meccanica, ottenuta attraverso le analisi di martello di Schmidt.

Il modello stratigrafico, ottenuto tramite la realizzazione e l'interpretazione del log stratigrafico relativo al Monte Conocchia, propone una successione tendenzialmente controllata dall'eustatismo in cui sono sovrapposte fluttuazioni marine a grande scala, associate a variazioni climatiche minori.

Dalla comparazione dei dati di facies, con quelli risultanti dalle prove del martello di Schmidt, si nota una differenza nel comportamento meccanico tra i due intervalli stratigrafici individuati. Dai dati indiretti di compressione uniassiale, infatti, è possibile evidenziare che la risposta meccanica dell'intervallo B, del tutto dolomitizzato, risulta essere più debole rispetto all'intervallo C, che presenta interstratificazioni di calcari e dolomie.

Il fatto che le dolomie risultano avere un valore più basso rispetto ai calcari, sembra essere in contrasto con i classici esperimenti eseguiti in laboratorio in cui la porosità e il grain size, più che la litologia, determinano una forte variazione nella risposta meccanica (Handin e Hager, 1957; Olsson, 1991; Palchik e Hatzor 1997).

In questo caso specifico la risposta così debole delle dolomie può essere data per effetto della frammentazione in straterelli sottili degli strati dolomitici laminati nei profili weathering. Questa intrinseca anisotropia evidentemente influenza la resistenza meccanica.

Un risultato molto interessante è dato dal fatto che, al passaggio dall'intervallo B al C, si può notare un incremento significativo nella risposta meccanica; questa, coincide con l'arresto delle grandi fratture che è possibile vedere in affioramento.

Gli altri punti in cui si notano variazioni repentine dei valori del martello di Schmidt risultano essere coincidenti con i limiti ciclostratigrafici suddivisi durante la fase di descrizione di facies.

Queste osservazioni consentono di dedurre che la risposta meccanica è fortemente influenzata dalla ciclicità. In particolare la ciclicità è caratterizzata dall'abbondanza di sottili strati dolomitici alla fine del ciclo e la comparsa di spessi strati calcarei alla base del ciclo successivo. Inoltre, gli strati dolomitici, aventi grosse discontinuità

intrinseche dovute a laminazioni e intraclasti producono una risposta meccanica debole, mentre i banchi calcarei, più omogenei, restituiscono una risposta più forte. Questo si traduce in interruzioni nella propagazione delle grandi fratture nelle interfacce di fine-inizio ciclo.

In sintesi, sulla base di questo studio, è evidente che le prove meccaniche sono sensibili alle variazioni litologiche e tessiturali, derivate dalla diversa sedimentazione e diagenesi dovuta alla ciclicità. Inoltre la ciclicità influenza la fratturazione, per cui lo studio comparato meccanico e stratigrafico può fornire elementi utili nella predizione dello stato di fratturazione nel sottosuolo.

CONCLUSIONI

In questo lavoro di tesi ci si è soffermati sulla caratterizzazione meccanica delle rocce carbonatiche aventi caratteristiche litologiche e tessiturali diverse e indagate a diverse scale.

Tale indagine, tesa a individuare le cause del diverso comportamento meccanico delle rocce carbonatiche, è risultata abbastanza ostica nel suo insieme. Il problema nasce dal fatto che non esistono leggi uniche ed univoche che possono descrivere il fenomeno, in quanto nell'indagare quale sia il fattore di controllo nella risposta meccanica, è necessario tenere sotto controllo le numerose variabili litologiche e tessiturali nei campioni di roccia. Questo ovviamente complica non poco il lavoro.

Nonostante tutto è stato possibile conseguire alcuni risultati interessanti, che possono essere utili per future ricerche.

Nell'ambito dello studio della diversa fratturazione alla mesoscala di calcari e dolomie, sono state estrapolate le seguenti conclusioni.

Dallo studio dei calcari pelagici dolomitizzati si è riscontrato che il fenomeno della dolomitizzazione può modificare lo spessore degli strati del calcare originario, omogeneizzando parzialmente gli strati che non presentano adeguati limiti di strato e/o materiale interstrato. Ciò induce una riduzione della densità di fratturazione delle dolomie rispetto al calcare sostituito.

La modifica dello spessore degli strati per effetto della dolomitizzazione è una ulteriore variabile, ed in particolare un nuovo elemento di complessità, che va ad aggiungersi alle modifiche tessiturali sulla predizione dello stato di fratturazione soprattutto in relazione alla creazione di modelli di reservoir carbonatici sepolti.

Per quanto riguarda l'influenza che le caratteristiche petrofisiche hanno sullo stato di fratturazione, dalle diverse analisi meccaniche effettuate sia in affioramento che in laboratorio, è stata riscontrata una coerenza tra i dati. Infatti grain size e porosità esercitano un controllo molto forte sulla differente densità di fratturazione dei carbonati soprattutto delle dolomie. In particolare, è emerso che rocce dolomitiche aventi genesi diversa presentano un differente stato di fratturazione.

Ovviamente la genesi non può spiegare una variazione meccanica delle rocce, ma può incidere nella tessitura della roccia. In effetti, ai processi diagenetici tardivi che hanno permesso la formazione delle dolomie del Giurassico della Penisola e del

Cretaceo del Gargano, è associata una dolomia più saccaroide, mentre nei processi diagenetici precoci la dolomia presenta cristalli molto piccoli.

Questo si evince, in affioramento, dal fatto che sia in successioni di carbonati pelagici, che in quelli di piattaforma, le dolomie con grain size e porosità maggiori si mostrano meno densamente fratturate rispetto ai calcari. Al contrario, per affioramenti di calcari micritici e dolomie fini, in cui la risposta in termini densità di fratturazione risulta variare di poco, con la dolomia tendenzialmente più fratturata.

Nei dati di laboratorio, sia i risultati delle prove uniassiali sia quelli di point load hanno mostrato che valori mediamente più bassi rispettivamente di UCS e di I_{s50} corrispondono ai campioni con valori di grain size e/o porosità più elevati. Un ulteriore indizio, soprattutto dell'influenza del grain size sul comportamento meccanico, risulta essere l'iniziale deformazione duttile delle dolomie grossolane, sintomo di una momentanea riorganizzazione del pattern cristallino in risposta al carico applicato.

In sintesi, è possibile affermare che la genesi delle dolomie condiziona la porosità, ma soprattutto la granulometria, e questa risulta essere molto sensibile allo sforzo applicato, e quindi condiziona fortemente la fratturazione alla mesoscala.

Per quanto riguarda la fratturazione a grande scala lungo una successione carbonatica continua, lo studio comparato dei log stratigrafico e meccanico ha mostrato notevoli potenzialità.

Da un lato, il log meccanico, effettuato mediante il martello di Schmidt sulla successione di carbonati Cretacei affioranti al Monte Conocchia, ha evidenziato forti variazioni nella risposta meccanica in zone in cui è stata riscontrata l'interruzione della propagazione di fratture a grande scala.

D'altro canto, l'interpretazione di facies eseguita a partire dall'analisi del log stratigrafico, ha messo in luce che questa successione è controllata stratigraficamente dall'eustatismo, con la formazione di cicli di diverso ordine.

La comparazione tra il modello meccanico e quello stratigrafico ha evidenziato che la stratigrafia meccanica, che controlla la distribuzione delle fratture alle diverse scale di osservazione, è strettamente controllata dalla stratigrafia sequenziale.

BIBLIOGRAFIA

- Adams J. E., Rhodes L. (1960). Dolomitization by seepage refluxion. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, **44**, 1912–1921.
- Aldega L., Corrado S., Giampaolo C., Mazzoli S. (2003a). Studio della mineralogia delle argille per la ricostruzione dei carichi tettonico/sedimentari: esempi dalle Unità Lagonegresi e Liguridi della Lucania sud-occidentale (Appennino Meridionale). *Bollettino della Società Geologica Italiana*, **122**, 203–216.
- Aldega L., Cello G., Corrado S., Cuadros J., Di Leo P., Giampaolo C., Invernizzi C., Martino C., Mazzoli S., Schiattarella M., Zattin M., Zuffa G. (2003b). Tectono-sedimentary evolution of the Southern Apennines (Italy): Thermal constraints and modelling. *Atti Ticinensi di Scienze della Terra, serie speciale*, **9**, 135–140.
- Anderson, H., (1987). Is the Adriatic an African promontory? *Geology*, **15**, 212–215.
- Argand, E., (1924). La tectonique de l'Asie. *Comptes Rendus Congrès Géologique International*, *XIII, Belgique 1922*, **1**, 171–372.
- Arvidson R. S., Mackenzie F. T. (1999). The dolomite problem: control of precipitation kinetics by temperature and saturation state. *American Journal of Science*, **299**, 257–288. doi: 10.2475/ajs.299.4.257
- Ascione A., Ciarcia S., Di Donato V., Mazzoli S., Vitale S. (2012). The Pliocene-Quaternary wedge-top basins of southern Italy: an expression of propagating lateral slab tear beneath the Apennines. *Basin Research*, **24**, 456–474. doi:10.1111/j.1365-2117.2011.00534.x
- Ascione A., Mazzoli S., Petrosino P., Valente E. (2013). A decoupled kinematic model for active normal faults: Insights from the 1980, MS = 6.9 Irpinia earthquake, southern Italy. *Geological Society of America Bulletin*, **125**, 1239–1259, doi: 10.1130/B30814.1.
- Austin N. J. (2003). An experimental investigation of textural controls on brittle deformation of dolomite. *PhD thesis*.
- Austin N. J., Kennedy L. A. (2005). Textural controls on the brittle deformation of dolomite: variations in peak strength. *From: Gapais, D., Brun, J. P. & Cobbold, P. R. (eds) 2005. Deformation Mechanisms, Rheology and Tectonics: from Minerals to the Lithosphere. Geological Society, London, Special Publications*, **243**, 37–49.
- Aydin A., Basu A (2005). The Schmidt hammer in rock material characterization. *Engineering Geology*, **81**, 1-14
- Bai T., Pollard D. D., Gao H. (2000). Explanation for fracture spacing in layered materials. *Nature*, **403**, 753-756.
- Baker P. A., Kastner M. (1981). Constraints on the formation of sedimentary dolomite. *Science*, **213**, 214-216.
- Barbier M., Hamon Y., Callot J.-P., Floquet M., Daniel J.-M. (2012). Sedimentary and diagenetic controls on the multiscale fracturing pattern of a carbonate reservoir: The

- Madison Formation (Sheep Mountain, Wyoming, USA). *Marine and Petroleum Geology*, **29**, 50- 67.
- Barton N. R., Lien R., Lunde J. (1974). Engineering classification of rock masses for the design of tunnel support. *Rock Mechanics*, **6**, 189–239
- Barton N., Choubey V. (1977). The shear strength of rock joints in theory and practice. *Rock Mechanics*, **10**, 1–54.
- Basu A., Aydin A. (2004). A method for normalization of Schmidt hammer rebound values. *International Journal of Rock Mechanics and Mining Sciences*, **41**, 1211-1214. Doi: 10.1016/j.ijrmms.2004.05.001
- Baud P., Schubnel A., Wong T. F. (2000). Dilatancy, compaction, and failure mode in Solnhofen limestone. *Journal of Geophysical Research*, **105**, 19289-19303.
- Becker A., Gross M. R. (1996). Mechanisms for joint saturation in mechanically layered rocks: an example from southern Israel. *Tectonophysics*, **257**, 223–237.
- Bellian J. A., Kerans C., Jennette D. C. (2005). Digital outcrop models: applications of terrestrial scanning LiDAR technology in stratigraphic modeling. *Journal of Sedimentary Research*, **75**, 166–176.
- Bernoulli D. (1972). North Atlantic and Mediterranean Mesozoic facies: a comparison. In: *Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project (C.D. Hollister, J.I. Ewing et al. eds.)*, **11**, 801-871.
- Bertello F., Fantoni R., Franciosi R., Gatti V., Ghielmi M., Pugliese A. (2010). From thrust and fold belt to foreland: hydrocarbon occurrences in Italy. In: *Vining BA, Pickering SC (eds) Petroleum geology: from mature basin to new frontiers, proceedings of the 7th petroleum geology conference, Geological Society, London*, 113–126
- Bertotti G., Casolari E. & Picotti V. (1999). The Gargano Promontory: a Neogene contractional belt within the Adriatic plate. *Terra Nova*, **11**, 168-173.
- Bieniawski Z. T. (1973). Engineering classification of jointed rock masses. *South African Institution of Civil Engineers*, **15**, 335–344
- Bieniawski Z. T. (1975). The Point Load Test in Geotechnical Practice. *Engineering Geology*, **9**, 1-11.
- Blatt H., Middleton G., Murray R. (1980). *Origin of Sedimentary Rocks*. 2nd ed.:Prentice-Hall, Englewood Cliffs, NJ.
- Blatt H., Jones R. L., Charles R. G. (1982). Separation of quartz and feldspars from mudrocks. *Journal of Sedimentary Petrology*, **52**, 660–662.
- Boggs S. J. (2009). *Petrology of sedimentary rocks*. 2nd ed. Cambridge University Press, NY. ISBN-13 978-0-511-71933-2
- Bonardi G., D'Argenio B., Perrone V. (1988). Carta Geologica dell'Appennino meridionale alla scala 1:250.000. *Memorie della Società Geologica Italiana*, **41**, 1341-1341.
- Bonardi G., Ciarcia S., Di Nocera S., Matano F., Sgrosso I., Torre M. (2009). Carta delle principali unità cinematiche dell'Appennino meridionale. Nota illustrativa. *Bollettino della Società Geologica Italiana*, **128**, 47–60

- Boni M., Reddy S. M., Mondillo N., Balassone G., Taylor R. (2012). A distant magmatic source for Cretaceous karst bauxites of Southern Apennines Italy, revealed through SHRIMP zircon age dating. *Terra Nova*, **24**, 326-332
- Boni, M., Iannace, A., Koster, J. & Parente, M., 1990. Anoxic facies in the Upper Triassic of Picentini Mountains (southern Apennines, Italy). *Bollettino della Società Geologica Italiana*, **109**, 171-185.
- Borgomano J. R. F. (2000). The Upper Cretaceous carbonates of the Gargano-Murge region, southern Italy: a model of platform-to-basin transition. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, **84**, 1561-1588
- Bosellini A., Neri C., Luciani V. (1993). Guida ai carbonati Cretaceo-Eocenici di scarpata e bacino del Gargano (Italia Meridionale). *Annali dell'Università di Ferrara, Sezione di Scienze della Terra*, **4**, 1-77.
- Bosellini A., Morsilli M. & Neri C. (1999). Long-term event stratigraphy of the Apulia Platform margin: Upper Jurassic to Eocene, Gargano, southern Italy. *Journal of Sedimentary Research*, **69**, 1241-1252.
- Bosellini A. (2002). Dinosaurs "re-write" the geodynamics of the eastern Mediterranean and the paleogeography of the Apulia Platform. *Earth-Science Reviews*, **59**, 211-234
- Bosellini, A. (2004). The western passive margin of Adria and its carbonates platforms. *Special Volume of the Italian Geological Society for the IGC 32 Florence*, pp.79-92
- Brace W. F. (1961). Mohr construction in the analysis of large geologic strain. *Bulletin of the Geological Society of America*, **72**, 1059-1097.
- Brace W. F., Bombolakis E. G. (1963). A note on brittle crack growth in compression. *Journal of Geophysical Research*, **68**, 3709-3713.
- Brace W. F., Paulding B. W., Scholtz C. (1966). Dilatancy in the fracture of crystalline rocks. *Journal of Geophysical Research*, **71**, 3939-3953.
- Brace W.F. (1978). Volume changes during fracture and frictional sliding. *Pure Applied Geophysics*, **116**, 603-614.
- Braithwaite C. J. R. (1991). Dolomites, a review of origins, geometry and textures. *Transactions of the Royal Society of Edinburgh: Earth Sciences*, **82**, 99-112.
- Broch E., Franklin J. A. (1972). The Point Load Strength Test. *International Journal of Rock Mechanics and Mining Sciences*, **9**, 669-697.
- Brown E. T. (1981). Rock characterization, testing and monitoring. ISRM suggested methods. *Pergamon, Oxford*, 171-183
- Buckley S., Howell J., Enge H., Kurz T. (2008). Terrestrial laser scanning in geology: data acquisition, processing and accuracy considerations. *Journal of the Geological Society*, **165**, 625-638.
- Budd D. A., Saller A. H., and Harris P. M. (1995). Unconformities and Porosity in Carbonate Strata. *American Association of Petroleum Geologists Memoir* 63.
- Budd D. A., (1997). Cenozoic dolomites of carbonate islands: Their attributes and origin. *Earth-Science Reviews*, **42**, 1-47.

- Buscombe D. (2008). Estimation of grain-size distributions and associated parameters from digital images of sediment. *Sedimentary Geology*, **210**, 1-10.
- Butler J. B., Lane S. N., Chandler J. H. (2001). Automated extraction of grain-size data from gravel surfaces using digital image processing. *Journal of Hydraulic Research*, **39**, 519-529.
- Butler, R. W. H., Mazzoli S., Corrado S., De Donatis M., Di Bucci D., Gambini R., Naso G., Nicolai C., Scrocca D., Shiner P., and Zucconi V. (2004). Applying thick-skinned tectonic models to the Apennine thrust belt of Italy: limitations and implications, in McClay K. R., ed., *Thrust tectonics and hydrocarbon systems: American Association of Petroleum Geologists Memoir*, **82**, 647-667.
- Caiazza C., Cinque A., Merola D. (2000). Relative chronology and kinematics of the Apenninic and anti-Apenninic faults in the Sorrento Peninsula. *Memorie della Società Geologica Italiana*, **55**, 165-174.
- Caiazza C., Ascione A., Cinque A. (2006). Late Tertiary-Quaternary tectonics of the Southern Apennines (Italy): New evidences from the Tyrrhenian slope. *Tectonophysics*, **421**, 23-51.
- Candela S., Mazzoli S., Megna A., Santini S. (2015). Finite element modelling of stress field perturbations and interseismic crustal deformation in the Val d'Agri region, southern Apennines, Italy. *Tectonophysics*, **657**, 245-259
- Capuano M. (2006). Studio comparato dei corpi dolomitizzati della successione carbonatica dei Monti Lattari. *Tesi di laurea specialistica*.
- Carannante G., Cherchi A., Simone L. (1995). Chlorozoan versus foramol lithofacies in Late Cretaceous rudist limestones. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **119**, 137-154.
- Carannante, G., Ruberti, D. & Sirna, M., (2000). Upper Cretaceous ramp limestones from the Sorrento Peninsula (southern Apennines, Italy): micro- and macrofossil associations and their significance in the depositional sequences. *Sedimentary Geology*, **132**, 89-123.
- Carballo J. D., Land L. S. (1984). Holocene dolomitization of supratidal sediments by active tidal pumping, Sugarloaf Key, Florida (abstract): *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, **68**, 459.
- Carballo J. D., Land L. S., Miser D. E. (1987). Holocene dolomitization of supratidal sediments by active tidal pumping, Sugarloaf Key, Florida: *Journal of Sedimentary Petrology*, **57**, 153-165.
- Carter P. G., Snedden M. (1977). Comparison of Schmidt Hammer, Point Load and Unconfined Compression Tests in Carboniferous Strata. *Proceeding of a Conference on Rock Engineering. University of New Castle, Tyne, England*, 197-210.
- Catalano, R., Doglioni, C. & Merlini, S., (2001). On the Mesozoic Ionian Basin. *Geophysical Journal International*, **144**, pp.49-64.
- Cello G., and Mazzoli S. (1998). Apennine tectonics in southern Italy: a review. *Journal of Geodynamics*, **27**, 191-211.
- Cello G., Coccia B., Mancinelli A., Mattioni L., Mazzoli S., Shiner P. (2002). Architettura preorogena della piattaforma carbonatica appenninica nell'alta Val d'Agri (Lucania, Italia meridionale). *Studi Geologici Camerti, Nuova Serie*, **2**, 45-52.

- Chandler R. J., de Freitas M. H., Marinos P. (2004). Geotechnical characterization of soils and rocks: a geological perspective. Advances in geotechnical engineering. *The Skempton conference, vol 1, Thomas Telford, London, 67-102.*
- Channell, J.E.T., 1996. Palaeomagnetism and palaeogeography of Adria. *Geological Society, London, Special Publications, 105, 119-132.*
- Chau K. T., Wong R. H. C. (1996). Uniaxial Compressive Strength and Point Load Strength of Rocks. *International Journal of Rock Mechanics Mining Sciences and Geomechanics, 33, 183-188.*
- Choquette P. W., Pray L. C. (1970). Geologic nomenclature and classification of porosity in sedimentary carbonates. *The American Association of Petroleum Geologists Bulletin, 54, 207-244.*
- Ciarapica, G., Cirilli, S., Panzanelli Fratoni, R., Passeri, L., And Zaninetti, L. (1990). The Monte Facito Formation (Southern Apennines). *Bollettino della Società Geologica Italiana, 109, 135-142.*
- Ciarcia S., Vitale S. (2013) Sedimentology, stratigraphy and tectonics of evolving wedge-top depozone: Ariano Basin, southern Apennines, Italy. *Sedimentary Geology, 290, 27-46.*
- Cinque, A. (1981). sovrascorrimento di Monte Faito-Agerola (Penisola Sorrentina). *Rendiconto dell' Accademia di Scienze Fisiche e Matematiche, 47, 91-117.*
- Cinque A., Patacca E., Scandone P., Tozzi M. (1993). Quaternary kinematic evolution of the Southern Apennines. Relationships between surface geological features and deep lithospheric structures, *Annali di Geofisica, 36, 249-260.*
- Cocco, E. & D'Argenio, B. (1988). L'Appennino Campano-Lucano nel quadro geologico dell'Italia meridionale. *74° Congresso della Società Geologica Italiana, Sorrento, Guida alle escursioni.*
- Cooke M. L., Underwood C. A. (2001). Fracture termination and step-over at bedding interfaces due to frictional slip and interface debonding. *Journal of Structural Geology, 23, 223-238.*
- Cooke M. L., Simo J. A., Underwood C. A., Rijken P. (2006). Mechanical Stratigraphic controls on fracture patterns within carbonates and implications for groundwater flow. *Sedimentary Geology, 184, 225-239.*
- Cook, T. S., Erdogan F. (1972). Stresses in materials with a crack perpendicular to the interface. *International Journal of Engineering Science, 10, 677-697.*
- Corbett K., Friedman M., Spang J. (1987). Fracture development and mechanical stratigraphy of Austin Chalk, Texas. *The American Association of Petroleum Geologists Bulletin, 71, 17-28.*
- Corbett K. P., Friedman M., Wiltschko D. V., Hung J. H. (1991). Controls on Fracture Development, Spacing, and Geometry in the Austin Chalk Formation, Central Texas: Considerations for Exploration and Production. Dallas. *Geological Society, Annual Convention, Field Trip, 4.*

- Corrado S., Aldega L., Di Leo P., Giampaolo C., Invernizzi C., Mazzoli S., Zattin M. (2005). Thermal maturity of the axial zone of the southern Apennines fold-and-thrust belt (Italy) from multiple organic and inorganic indicators. *Terra Nova*, **17**, 56–65.
- Csoma A. É., Goldstein R. H., Mindszenty A., Simone L. (2004). Diagenetic salinity cycles and sea level along a major unconformity, Monte Camposauro, Italy. *Journal of Sedimentary Research*, **74**, 889–903.
- D'Argenio B., De Castro P., Emiliani C., Simone L. (1975). Bahamian and Apenninic limestones of identical lithofacies and age. *The American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, **59**, 524–533.
- D'Argenio, B., Ietto, A. & Oldow, J.S., (1987). Low angle normal faults in the Picentini Mountains, Southern Apennines. *Rendiconti della Societa Geologica Italiana*, **9**, 113–122.
- D'Argenio B., Ferreri V., Weissert H., Amodio S., Buonocunto F. P., Wissler L. (2004) A multidisciplinary approach to global correlation and geochronology: the Cretaceous shallowwater carbonates of southern Apennines, Italy. In: D'Argenio B, Fischer AG, Premoli Silva I, Weissert H, Ferreri V (eds) *Cyclostratigraphy: approaches and case histories*, *SEPM Special Publication*, **81**, 103–122.
- Das B. M. (1985). Evaluation of the Point Load Strength for Soft Rock Classification. *Proceeding of the 4th International Conference on Ground Control in Mining*. Morgantown, WV, 220–226.
- Dati F. (2013). Characterization of a fractured carbonate reservoir analogue in the southern Apennines (Italy). *PhD Thesis*.
- Davis N. E., Kronenberg A. K., Newman J. (2008). Plasticity and diffusion creep of dolomite. *Tectonophysics*, **456**, 127–146. doi:10.1016/j.tecto.2008.02.002
- De Blasio, I., Lima, A., Perrone, V. & Russo, M., (1981). Nuove vedute sui depositi miocenici della Penisola Sorrentina. *Bollettino della Societa Geologica Italiana*, **100**, pp.57–70.
- De Castro, P., (1962). Il Giura-Lias dei Monti Lattari e dei rilievi ad ovest della Valle dell'Irno e della Piana di Montoro. *Bollettino della Societa dei naturalisti in Napoli*, **71**, 3–34.
- De Castro, P., (1991). Mesozoic. In F. Barattolo, P. De Castro, & M. Parente, eds. *Field trip guide-book, "5th international symposium on Fossil Algae"*. pp. 21–38.
- De Dominicis A. & Mazzoldi G. (1989). Interpretazione geologico-strutturale del margine orientale della Piattaforma Apula. *Memorie Società Geologica Italiana*, **38**, 163–176.
- Deere D. U. (1964). Technical description of rock cores for engineering purposes. *Rock Mechanics and Engineering Geology*, **1**, 17–22
- Dercourt, J., Zonenshain, L.P., Ricou, L.-E., Kazmin, V.G., Le Pichon, X., Knipper, A.L., Grandjacquet, C., Sbertshikov, I.M., Geyssant, J., Lévrier, C., Pechersky, D.H., Boulin, J., Sibuet, J.-C., Savostin, L.A., Sorokhtin, O., Westphal, M., Bazhenov, M.L., Lauer, J.P. & Biju-Duval, B. (1986). Geological evolution of the tethys belt from the atlantic to the pamirs since the LIAS. *Tectonophysics*, **123**, 241–315.
- Dewey, J.F., Helman, M.L., Knott, S.D., Turco, E. & Hutton, D.H.W., (1989). Kinematics of the western Mediterranean. *Geological Society, London, Special Publications*, **45**, 265–283.

- Eberhardt E., Stead D., Stimpson B. (1999). Quantifying progressive pre-peak brittle fracture damage in rock during uniaxial compression. *International Journal of Rock Mechanics and Mining Sciences*, **36**, 361–380
- Eberli G. P., and Grammer G. M. (2004). Carbonate sequence stratigraphy. *American Association of Petroleum Geologists Field Guide*, 1-15.
- Erdogan F. (1972). Fracture problems in composite materials. *Engineering Fracture Mechanics*, **4**, 811–840.
- Evans B., Fredrich J. T., Wong T. F. (1990). The brittle-ductile transition in rocks: recent experimental and theoretical progress. *Geophysical Monograph*, **56**, 1-20.
- Ferranti L., Oldow J. S., Sacchi M. (1996). Pre-Quaternary fore-parallel extension in the Southern Apennine belt, Italy. *Tectonophysics*, **260**, 325-347.
- Finetti, I.R., 2005. Geodynamic evolution of the Mediterranean region from the permo-triassic Ionian opening to the present, constrained by new lithospheric CROP seismic data. In I. R. Finetti, ed. *CROP PROJECT, Deep Seismic Exploration of the Central Mediterranean and Italy*. Elsevier, pp. 767–776.
- Fischer M. W., Woodward N., Mitchell M. M. (1992). The kinematics of break-thrust folds. *Journal of Structural Geology*, **14**, 451-460.
- Folk R. L., Land L. S. (1975). Mg/Ca ratio and salinity: Two controls over crystallization of dolomite. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, **59**, 60–68.
- Francus P. (1998). An image analysis technique to measure grain size variation in thin sections of soft clastic sediments. *Sedimentary Geology*, **121**, 289-298.
- Fredrich J. T., Evans B., Wong T. F. (1990). Effect of grain size on brittle and semi-brittle strength: implications for micromechanical modeling of failure in compression. *Journal of Geophysical Research*, **95**, 10907-10920.
- Friedman M., Kwon O., French V. L. (1994). Containment of natural fractures in brittle beds of the Austin Chalk, rock mechanics, models and measurements challenges from industry. In: Nelson, P.P., Laubach, S.E. (Eds.), *Proceedings of the 1st North American Rock Mechanics Symposium*. Balkema, Texas, Austin, 833–840.
- Frijia G., Parente M., Iannace A. (2005). Thermal maturity of the Southern Apenninic Platform Unit (Southern Italy): constraints from Rock-Eval Pyrolysis Tmax data. *Atti Ticinensi di Scienze della Terra, Serie Speciale*, **10**, 95-98.
- Fuerten F. (1997). A computer-controlled rotating polarizer stage for the petrographic microscope. *Computer Geoscience*, **23**, 203– 208.
- Gabellone T., Gasparrini M., Iannace A., Invernizzi C., Mazzoli S., D'Antonio M. (2013). Fluid channeling along thrust zones: The Lagonegro case history, southern Apennines, Italy. *Geofluids*, **13**, 140-158. doi:10.1111/gfl.12020
- Gabellone T., Iannace A., Gasparrini M. (2014). Multiple dolomitization episodes in deep-water limestones of the Triassic Lagonegro basin (Southern Italy): From early reflux to tectonically driven fluid flow. *Journal of Sedimentary Research*, **84**, 435-456. doi: 10.2110/jsr.2014.39

- Galluccio L. (2009). Dolomites within the mesozoic carbonates of sorrento peninsula (Southern Apennines - Italy): genetic models and reservoir implications. *PhD Thesis*
- Gessner K., Deckert H., Drews M. (2009). 3D visualization and analysis of fractured rock using digital photogrammetry. *Journal of Geochemical Exploration*, **101**, 38. doi: 10.1016/j.gexplo.2008.11.025
- Gillespie P. A., Howard C. B., Walsh J. J., Watterson J. (1993). Measurement and characterization of spatial distribution of fractures. *Tectonophysics*, **226**, 113-141.
- Given, R. K., Wilkinson B. H. (1987). Dolomite abundance and stratigraphic age: Constraints on rates and mechanisms of Phanerozoic dolostone formation. *Journal of Sedimentary Petrology*, **57**, 1068-1078.
- Goldhammer R. K., Dunn P. A., Hardie L. A. (1990). Depositional cycles, composite sea-level changes, cycle stacking patterns, and the hierarchy of stratigraphic forcing: Examples from Alpine Triassic platform carbonates. *Geological Society of America Bulletin*, **102**, 535-562.
- Goodman R. E. (1980). Introduction to Rock Mechanics. *John Wiley & Sons, New York*. Garrels, R. M. and F. T. Mackenzie, 1971, *Evolution of Sedimentary Rocks*: W. W. Norton, New York, NY.
- Graham D. J., Rice S. P., Reid I. (2005). A transferable method for the automated grain sizing of river gravels. *Water Resources Research*, **41**. doi: 10.1029/2004WR003868
- Grammer G. M., Ginsburg R. N., Harris P. M. (1993). Timing of deposition, diagenesis, and failure of steep carbonate slopes in response to a highamplitude/high-frequency fluctuation in sea level, Tongue of the Ocean, Bahamas. In Loucks, R. G., and Sarg, J. F., eds., *Carbonate sequence stratigraphy, recent developments and applications*, AAPG Memoir, **57**, 107-131.
- Grammer G. M., Crescini C. M., McNeill D. F., Taylor, L. H. (1999). Quantifying rates of syndepositional marine cementation in deeper platform environments. New insight into a fundamental process. *Journal of Sedimentary Research*, **69**, 202-207.
- Grammer G. M., Harris P. M., Eberli G. P. (2004). Integration of outcrop and modern analogs in reservoir modeling. *Overview with examples from the Bahamas*, in Grammer, G.M., Harris, P.M., and Eberli, G.P., eds., *Integration of outcrop and modern analogs in reservoir modeling: AAPG Memoir*, **80**, 1-22.
- Gregg J. M., Sibley D. F. (1984). Epigenetic dolomitization and the origin of xenotopic dolomite texture. *Journal of Sedimentary Petrology*, **54**, 908-931.
- Gregg J. M. (1985). Regional epigenetic dolomitization in the Bonneterre dolomite (Cambrian), southeastern Missouri. *Geology*, **13**, 503-506.
- Gregg J. M., Shelton K. L. (1990). Dolomitization and dolomite neomorphism in the backreef facies of the Bonneterre and Davis formations (Cambrian), southeastern Missouri. *Journal of Sedimentary Petrology*, **60**, 549-562.
- Gregg, J. M. (2004). Basin fluid flow, base-metal sulphide mineralization and the development of dolomite petroleum reservoirs. In Braithwaite, C. J. R., G. Rizzi, and G.

- Darke (eds.), *The Geometry and Petrogenesis of Dolomite Hydrocarbon Reservoirs: Geological Society of London, Special Publication*, **235**, 157–175.
- Gregg J. M., Bish D. L., Kaczmarek S. E., Machel H. G. (2015). Mineralogy, nucleation and growth of dolomite in the laboratory and sedimentary environment: A review. *Sedimentology*, **62**, 1749-1769.
- Griffith A. A. (1921). The phenomena of rupture and flow in solids. *Philosophical Transactions of the Royal Society of London*, **221**, 163-198.
- Griffith, A. A. (1924). Theory of rupture. *Proceedings of the First International Congress on Applied Mechanics*, **1**, 55-63
- Gross M. R. (1993). The origin and spacing of cross joints: example from the Monterey Formation, Santa Barbara Coastline, California. *Journal of Structural Geology*, **15**, 737–751.
- Gross M. R., Fischer M. P., Engelder T., Greenfield R. J. (1995). Factors controlling joint spacing in interbedded sedimentary rocks: interpreting numerical models with field observations from the Monterey Formation, USA. In: Ameen, M.S. (Ed.), *Fractography: Fracture Topography as a Tool in Fracture Mechanics and Stress Analysis*, Geological Society of America Special Publication, **93**, 215–233.
- Gruen A., Remondino F., Zhang L. (2004). Photogrammetric reconstruction of the great Buddha of Bamiyan, Afghanistan. *Photogrammetry Record*, **19**, 177–199.
- Guerrero V., Iannace A., Mazzoli S., Parente M., Vitale S., Giorgioni M. (2010). Quantifying uncertainties in multi-scale studies of fractured reservoir analogues: Implemented statistical analysis of scan line data. *Journal of Structural Geology*, **32**, 1271–1278
- Guerrero V., Mazzoli S., Iannace A., Vitale S., Carravetta A., Strauss C. (2013). A permeability model for naturally fractured carbonate reservoirs. *Marine and Petroleum Geology*, **40**, 115-134. doi:10.1016/j.marpetgeo.2012.11.002.
- Handford C. R., Loucks R. G. (1993). Carbonate depositional sequences and systems tracts. Response of carbonate platforms to relative sea-level changes. In Loucks, R.G., and Sarg J.F., eds., *Carbonate sequence stratigraphy: AAPG Memoir*, **57**, 3-43.
- Handin J., Fairbairn H. W. (1955). Experimental deformation of Hasmark dolomite. *Geological Society of America Bulletin*, **66**, 1257–1274.
- Handin J., Hager R. V. Jr. (1957). Experimental deformation of sedimentary rocks under confining pressure: Tests at room temperature on dry samples. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, **41**, 1-50.
- Handin J., Hager R. V., Friedman M., Feather J. N. (1963). Experimental deformation of sedimentary rocks under confining pressure: pore pressure tests. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, **47**, 717–755.
- Haneberg W. C. (2008). Using close range terrestrial digital photogrammetry for 3-D rock slope modeling and discontinuity mapping in the United States. *Bulletin of Engineering Geology and the Environment*, **67**, 457–469.
- Hanks C. L., Lorenz J., Lawrence T., Krumhardt A. P. (1997). Lithologic and structural controls on natural fracture distribution and behavior within the Lisburne Group,

- northeastern Brooks Range and North Slope subsurface, Alaska. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, **81**, 1700–1720.
- Hardie L. A. (1987). Dolomitization: a critical view of some current views. *Journal of Sedimentary Petrology*, **57**, 166-183.
- Hassani F. P., Whittaker B. N., Scoble M. J. (1980). Application of the Point Load Index Test to Strength Determination of Rock, Proposals for a New Size Correlation Chart. *Proceeding of the 21st U.S. Symposium on Rock Mechanics, Rolla, MO*.
- Hatzor Y. H., Zur A., Mimran Y. (1997). Microstructure effects on microcracking and brittle failure of dolomites. *Tectonophysics*, **281**, 141-161.
- Hatzor Y. H., Palchik V. (1998). A microstructure-based failure criterion for Amindav dolomites. *International Journal of Rock Mechanics and Mineral Science*, **35**, 797-805.
- Hoek E., Bieniawski Z. T. (1966). Brittle fracture propagation in rock under compression. *International Journal of Fracture Mechanics*, **1**, 137-155.
- Hoek E. (1977). Rock Mechanics Laboratory Testing in the Context of a Consulting Engineering Organization. *International Journal of Rock Mechanics Mineral Science and Geomechanics Abstract*, **14**, 93-101.
- Hoek E., Bray J. W. (1981). *Rock Slope Engineering*. Institute of Mining & Metallurgy, London.
- Hoek E., Brown E.T. (1997). Practical estimates of rock mass strength. *International Journal of Rock Mechanics and Mining Sciences and Geomechanics Abstracts*, **34**, 1165-1186
- Hori, H., Nemat-Nasser S. (1985). Compression-induced microcrack growth in brittle solids: axial splitting and shear failure. *Journal of Geophysical Research*, **90**, 3105-3125.
- Hucka V. (1965). A rapid method for determining the strength of rocks in situ. *International Journal of Rock Mechanics Mineral Science and Geomechanics Abstract*, **2**, 127–134
- Hugman R. H. H., Friedman M. (1979). Effects of texture and composition of mechanical behavior of experimentally deformed carbonate rocks. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, **63**, 1478-1489.
- Iannace A. (1993). Diagenetic features of the carbonate platform of the Upper Triassic in the southern Apennines and their palaeogeographic implications | [Caratteri diagenetici dei carbonati di piattaforma del Trias Superiore nell'Appennino meridionale e loro implicazioni paleogeografiche]. *Rivista Italiana di Paleontologia e Stratigrafia*, **99**, 57-80.
- Iannace A., Frisia S. (1994). Changing dolomitization styles from Norian to Rhaetian in the southern Tethys realm. In: Purser, B.H., Tucker, M.E. & Zenger, D.H. (eds) *Dolomites – A Volume in Honour of Dolomieu*. International Association of Sedimentologists, Special Publications, 75-89.
- Iannace A., Parente M., Zamparelli V. (2005). The Upper Triassic platform margin facies of Southern Apennines and their Jurassic fate: state of the art. *Bollettino della Società Geologica Italiana*, **124**, 203-214.
- Iannace A., Capuano M., Galluccio L. (2011). "Dolomites and dolomites" in Mesozoic platform carbonates of the Southern Apennines: Geometric distribution, petrography and geochemistry. *Paleogeography Palaeoclimatology Palaeoecology*, **310**, 324-339.

- Iannace A., Gasparri M., Gabellone T., Mazzoli S. (2012). Late dolomitization in basinal limestones of the southern Apennines fold and thrust belt (Italy) | [Dolomitisation tardo-diagenétique dans les calcaires de bassins triassiques de l'Apennin méridional (Italie)]. *Oil and Gas Science and Technology*, **67**, 59-75
- Iannace A., Frijia G., Galluccio L., Parente M. (2013). Facies and early dolomitization in Upper Albian shallow-water carbonates of the southern Apennines (Italy): palaeotectonic and palaeoclimatic implications. *Facies*, **60**, 169-194.
- Iannace A., Frijia G., Galluccio L., Parente M. (2014). Facies and early dolomitization in Upper Albian shallow-water carbonates of the southern Apennines (Italy): Paleotectonic and paleoclimatic implications. *Facies*, **60**, 169-194.
- Ibekken H., Schleyer R. (1986). Photo-sieving: a method for grain size analysis of coarse-grained, unconsolidated bedding surfaces. *Earth Surface Processes and Landforms*, **11**, 59-77.
- ISRM (1981). Suggested methods rock characterization, testing and monitoring. In: Brown ET, editors. *Rock characterization. Testing and monitoring: ISRM suggested Methods*. Oxford, Pergamon.
- ISRM (1985). International Society of Rock Mechanics Commission on Testing Methods, Suggested Method for Determining Point Load Strength, *International Journal of Rock Mechanics Mining Science and Geomechanics Abstract*, **22**, 51-60.
- Jermey CA, Bell FG. Coal bearing strata and the stability of coal mines in South Africa. Paper in Proceedings of the 7th Intl. Cong. on Rock Mech. Intl. Soc. Rock Mech., Aachen, Germany, 1991, pp. 1125-1131.
- Jones G. D., Rostron B. J. (2000). Analysis of Fluid Flow Constraints in Regional-Scale Reflux Dolomitization: Constant Versus Variable-Flux Hydrogeological Models. *Bulletin of Canadian Petroleum Geology*, **48**, 230-245.
- Jones G. D., Whitaker F. F., Smart P. L., Sanford W. E. (2002). Fate of reflux brines in carbonate platforms. *Geology*, **30**, 371-374.
- Jones, G. D., Smart P. L., Whitaker F. F., Rostron B. J., Machel H. G. (2003). Numerical modeling of reflux dolomitization in the Grosmont platform complex (Upper Devonian), Western Canada Sedimentary Basin. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, **87**, 1273-1298.
- Jones G. D., Whitaker F. F., Smart P. L., Sanford W. E. (2004). Numerical analysis of seawater circulation in carbonate platforms: II. The dynamic interaction between geothermal and brine reflux circulation. *American Journal of Science*, **304**, 250-284.
- Kastner M. (1984). Control of dolomite formation. *Nature*, **311**, 410-411.
- Katz O., Reches Z., Roegiers J.-C. (2000). Evaluation of mechanical rock properties using a Schmidt Hammer. *International Journal of Rock Mechanics and Mining Science*, **37**, 723-728.
- Kerans C., Tinker S. (1997). Sequence Stratigraphy and Characterization of Carbonate Reservoirs: *SEPM, Short Course*, **40**, 130 p.
- Knill J. L., Jones K. S. (1965). the recording and interpretation of geological conditions in the foundations of the Roseires, Kariba, and Latyan Dams. *Geotechnique*, **15**, 94.

- Kolaiti E., Papadopoulos Z. (1993). Evaluation of Schmidt rebound hammer testing: a critical approach. *Bulletin of the International Association of Engineering Geology*, **48**, 69–76.
- Land L. S. (1985). The origin of massive dolomite. *Journal of Geological Education*, **33**, 112–125.
- Land L. S. (1998). Failure to precipitate dolomite at 25 °C from dilute solutions despite 1000-fold over-saturation after 32 years. *Aquatic Geochemistry*, **4**, 361–368. doi:10.1023/A:1009688315854
- Lapponi F., Casini G., Sharp I., Blendinger W., Fernandez N., Romaine I., Hunt D., (2011). From outcrop to 3D modeling; a case study of a dolomitized carbonate reservoir, Zagros Mountains, Iran. In C. Hollis, and I Sharp, (eds.), *Albian-Cenomanian-Turonian carbonate siliciclastic systems of the Arabian Plate; advances in diagnosis, structure and reservoir modeling: Petroleum Geoscience*, **17**, 283-307. doi: 10.1144/1354-079310-040
- Laubach S. E., Olson J. E., Gross M. E. (2009). Mechanical and fracture stratigraphy. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, **93**, 1413-1426.
- Lézin C., Odonn F., Massonat G. J., Escadeillas G. (2009). Dependence of joint spacing on rock properties in carbonate strata. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, **93**, 271–290.
- Lonøy A. (2006). Making sense of carbonate pore systems. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, **90**, 1381-1405.
- Lucia F. J., Major R. (1994). Porosity evolution through hypersaline reflux dolomitization. In Purser B., Tucker, M. and Zenger D., eds.: *Dolomites: a volume in honor of Dolomieu, International Association of Sedimentologists, Special Publication*, **21**, 325-341.
- Lucia F. J. (1999). Carbonate reservoir characterization. Springer-Verlag, New York, 226 p.
- Lucia F. J., Kerans C., Jennings J. W. Jr. (2003). Carbonate reservoir characterization. *Journal of Petroleum Technology*, **55**, 70-72.
- Lucia, F. J. (2004). Origin and petrophysics of dolostones pore space. In Braithwaite, C. J. R., Rizzi, G. & Darke, G., eds., *The geometry and petrogenesis of dolomite hydrocarbon reservoirs. Geological Society of London Special Publications*, **235**, 7-63.
- Lucia F. J. (2007). Carbonate reservoir characterization, 2nd edition. Springer-Verlag, New York, 336 p.
- Macchiavelli C., Mazzoli S., Megna A., Saggese F., Santini S., Vitale S. (2012). Applying the Multiple Inverse Method to the analysis of earthquake focal mechanism data: new insights into the active stress field of Italy and surrounding regions. *Tectonophysics*, **580**, 124-149. doi: 10.1016/j.tecto.2012.09.007.
- Machel H. G., Mountjoy E. W. (1986). Chemistry and environments of dolomitization-A reappraisal. *Earth Science Review*, **23**, 175–222.
- Machel H. G., Anderson J. H., (1989). Pervasive subsurface dolomitization of the Nisku Formation in central Alberta. *Journal of Sedimentary Petrology*, **59**, 891-911.
- Machel H. G., Mountjoy E. W. (1990). Coastal mixing-zone dolomite, forward modeling, and massive dolomitization of platform-margin carbonates. *Discussion: Journal of Sedimentary Petrology*, **60**, 1008–1012.

- Machel H. G. (2003). Dolomites and dolomitization. In Middleton, G. M., M. J. Church, M. Conglio, L. A. Hardie, and F. S. Longstaffe (eds.), *Encyclopedia of Sediments and Sedimentary Rocks: Kluwer, Dordrecht*, 234–243.
- Machel H. G. (2004). Concepts and models of dolomitization: a critical reappraisal. In Braithwaite, C. J. R., G. Rizzi, and G. Darke (eds.), *The Geometry and Petrogenesis of Dolomite Hydrocarbon Reservoirs: Geological Society of London Special Publication*, **235**, 6–63.
- Mackenzie W. S., Guilford C. (1980). Atlas of Rock-Forming Minerals in Thin Section. *John Wiley and Sons, New York, NY*.
- Malinverno, A. & Ryan, W.B.F., (1986). Extension in the Tyrrhenian Sea and shortening in the Apennines as result of arc migration driven by sinking of the lithosphere. *Tectonics*, **5**, 227–245.
- Mark C., Molinda G. M. (1996). Rating Coal Mine Roof Strength from Exploratory Drill Core. In the *Proceeding of the 15th International Conference on Ground Control in Mining*, Golden CO, 415-428.
- Martinis B. & Pieri P. (1964). Alcune notizie sulla formazione evaporitica del Triassico superiore nell'Italia centrale e meridionale. *Memorie Società Geologica Italiana*, **4**, 649-678.
- Martinis B. & Pavan G. (1967). Note illustrative della carta geologica d'Italia, Foglio 157 "Monte S. Angelo". *Servizio Geologico d'Italia, Roma*, pp. 56.
- Mazzoli S. (1992). Structural analysis of the Mesozoic Lagonegro Units in SW Lucania (Southern Italian Apennines). *Studi Geologici Camerti*, **12**, 117-146.
- Mazzoli, S. & Helman, M., (1994). Neogene patterns of relative motion for Africa-Europe: some implications for recent central Mediterranean tectonics. *Geologische Rundschau*, **84**, pp.277–291.
- Mazzoli, S., Barkham, S., Cello, G., Gambini, R., Mattioni, L., Shiner, P. & Tondi, E. (2001). Reconstruction of continental margin architecture deformed by the contraction of the Lagonegro Basin, southern Apennines, Italy. *Journal of the Geological Society, London*, **158**, 309-319.
- Mazzoli S., Di Bucci D. (2003). Critical displacement for normal fault nucleation from en-échelon vein arrays in limestones: a case study from the southern Apennines (Italy). *Journal of Structural Geology*, **25**, 1011-1020.
- Mazzoli S., Invernizzi C., Marchegiani L., Mattioni L., Cello G. (2004). Brittle-ductile shear zone evolution and fault initiation in limestones, Monte Cugnone (Lucania), southern Apennines, Italy. In: *Transport and Flow Processes in Shear Zones (Alsop I. & Holdsworth R.E., eds.)*, *Geological Society of London Special Publication*, **224**, 353-373.
- Mazzoli S., Aldega L., Corrado S., Invernizzi C. and Zattin M. (2006). Pliocene-Quaternary thrusting, syn-orogenic extension and tectonic exhumation in the Southern Apennines (Italy): Insights from the Monte Alpi area. In *Mazzoli, S., and Butler, R.W.H., eds., Styles of Continental Contraction. Geological Society of America, Special Paper*, **414**, 55-77, doi: 10.1130/2006.2414(04).

- Mazzoli, S., D'Errico, M., Aldega, L., Corrado, S., Invernizzi, C., Shiner, P. & Zattin, M., (2008). Tectonic burial and "young" (<10 Ma) exhumation in the southern Apennines fold-and-thrust belt (Italy). *Geology*, **36**, 243.
- Mazzoli, S., Szaniawski, R., Mittiga, F., Ascione, A. & Capalbo, A., (2012). Tectonic evolution of Pliocene-Pleistocene wedge-top basins of the southern Apennines: new constraints from magnetic fabric analysis. *Canadian Journal of Earth Sciences*, **49**, pp.492–509.
- Mazzullo S. J. (2000). Organogenic dolomitization in peritidal to deep sea sediments. *Journal of Sedimentary Research*, **70**, 10–23.
- McCaffrey K. J. W., Jones R. R., Holdsworth R. E., Wilson R. W., Clegg P., Imber J., Holliman N., Trinks I. (2005). Unlocking the spatial dimension: digital technologies and the future of geoscience fieldwork. *Journal of Geological Society*, **162**, 927–938. doi: 10.1144/0016-764905-017
- McCloskey S. M. (2012). 3-D reservoir characterization of the South Buckeye Field Dundee Formation (Devonian), Michigan Basin, USA. *Master Thesis, Western Michigan University*.
- McKenzie, J.A., Hsu, K.J. & Schneider, J.E., 1980. Movement of subsurface waters under the sabkha, Abu Dhabi, UAE, and its relation to evaporative dolomite genesis. In D. H. Zenger, J. B. Dunham, & R. L. Ethington, eds. *Concepts and models of dolomitization*. Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, *Special Publications*, **28**, 11–30.
- Melim L. A., Swart P. K., Eberli G. P. (2004). Mixing-zone diagenesis in the subsurface of Florida and the Bahamas. *Journal of Sedimentary Research*, **74**, 904–913.
- Menardi Noguera A., Rea G. (2000). Deep structure of the Campanian-Lucanian Arc (southern Apennines). *Tectonophysics*, **324**, 239-265.
- Milia A., Torrente M. M. (1997). Evoluzione tettonica della Penisola Sorrentina (margine peri-tirrenico campano). *Bollettino della Società Geologica Italiana*, **116**, 487–502.
- Miall A. D. (2010). The geology of stratigraphic sequences. *2nd Edition, New York, Springer*, 522 p.
- Morettini E., Thompson A., Eberli G., Rawnsley K., Roeterdink R., Asyee W., Christman P., Cortis A., Foster K., Hitchings V., Kolkman W., van Konijnenburg J.-H. (2005). Combining high-resolution sequence stratigraphy and mechanical stratigraphy for improved reservoir characterisation in the Fahud field of Oman. *GeoArabia*, **10**, 17-44.
- Morrow D. W. (1982a). Diagenesis 1. Dolomite – Part 1: The chemistry of dolomitization and dolomite precipitation. *Geoscience Canada*, **9**, 5-13.
- Morrow D. W. (1982b). Diagenesis 2. Dolomite – Part 2: Dolomitization models and ancient dolostones. *Geoscience Canada*, **9**, 95-107.
- Morrow D. W., Abercombrie H. J. (1994). Rates of dolomitization: the influence of dissolved sulphate. In: Purser, B.H., Tucker, M.E. & Zenger, D.H. (eds) *Dolomites – A Volume in Honour of Dolomieu*. International Association of Sedimentologists, *Special Publications*, **21**, 377-386.
- Mostardini F., Merlini S. (1986). Appennino centro meridionale. Sezioni geologiche e proposta di modello strutturale. *Memorie della Società Geologica Italiana*, **35**, 177-202.

- Murphy C. P., Bullock P., Turner R. H. (1977). The measurement and characterization of voids in soil thin sections by image analysis. Part I. Principles and techniques. *Journal of Soil Science*, **28**, 498–508. doi:10.1111/j.1365-2389.1977.tb02258.x
- Muttoni G., Garzanti E., Alfonsi L., Cirilli S., Germani D., Lowrie, W. (2001). Motion of Africa and Adria since the Permian: paleomagnetic and paleoclimatic constraints from northern Libya. *Earth and Planetary Science Letters*, **192**, pp.159–174.
- Myers K. J., and Milton N. J. (1996). Concepts and principles of sequence stratigraphy. In Emery, D., and Myers, K.J., eds., *Sequence Stratigraphy*, Oxford, Blackwell Science Ltd.
- Odling N. E., Gillespie P., Bourguin B., Castaing C., Chiles J.P., Christensen N.P., Fillion E., Genter A., Olsen C., Thrane L., Trice R., Aarseth E., Walsh J. J., Watterson J. (1999). Variations in fracture system geometry and their implications for fluid flow in fractured hydrocarbon reservoirs. *Petroleum Geoscience*, **5**, 373–384. doi: 10.1144/petgeo.5.4.373
- Ogniben L. (1969). Schema introduttivo alla geologia del confine calabro-lucano. *Memorie della Società Geologica Italiana*, **8**, 453–763.
- Oldow J. S., D'Argenio B., Ferranti L., Pappone G., Marsella E., Sacchi M. (1993). Large-scale longitudinal extension in the Southern Apennines contractional belt, Italy. *Geology*, **21**, 1123–1126.
- Olson J. E. (2004). Predicting fracture swarms – The influence of subcritical crack growth and the crack-tip process zone on jointspacing in rock. In J. W. Cosgrove and T. Engelder, eds., *The initiation, propagation, and arrest of joints and other fractures: Geological Society (London) Special Publication*, **231**, p. 73–87
- Olsson W. A. (1974). Grain size dependence of yield stress in marble. *Journal of Geophysical Research*, **79**, 4859–4862.
- Ortega O., Marrett R., Laubach E. (2006). Scale-independent approach to fracture intensity and average spacing measurement. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, **90**, 193–208.
- Ortega O. J., Gale J. F. W., Marrett R. (2010). Quantifying diagenetic and stratigraphic controls on fracture intensity in platform carbonates: An example from the Sierra Madre Oriental, northeast Mexico. *Journal of Structural Geology*, **32**, 1873–1886. doi: 10.1016/j.jsg.2010.07.004.
- Palchik V. (1999). Influence of porosity and elastic modulus on Uniaxial Compressive Strength in soft brittle porous sandstones. *Rock mechanics and Rock Engineering*, **32**, 303–309.
- Palchik V., Hatzor Y. H. (2000). Correlation between mechanical strength and microstructural parameters of dolomites and limestones in the Judea group, Israel. *Israel Journal of Earth Sciences*, **49**, 65–79.
- Palchik V., Hatzor Y. H. (2002). Crack damage stress as a composite function of porosity and elastic matrix stiffness in dolomites and limestones. *Engineering Geology*, **63**, 233–245
- Palchik V., Hatzor Y. H. (2004). The Influence of Porosity on Tensile and Compressive, Strength of Porous Chalks. *Rock mechanics and Rock Engineering*, **37**, 331–341.

- Palchik V. (2010). Mechanical behavior of carbonate rocks at crack damage stress equal to Uniaxial Compressive Strength. *Rock Mechanics and Rock Engineering*, **43**, 497–503.
- Palchik V. (2013). Is there link between the type of the volumetric strain curve and elastic constants, porosity, stress and strain characteristics?. *Rock Mechanics and Rock Engineering*, **46**, 315–326
- Panek L. A., Fannon T. A. (1992). Size and shape effects in point load tests of irregular rock fragments. *Rock Mechanics and Rock Engineering*, **25**, 109–140.
- Pareschi M. T., Pompilio M., Innocenti F. (1990). Automated evaluation of volumetric grain size distribution from thin section images. *Computer and Geosciences*, **16**, 1067–1084.
- Passaga R., Sime L. C., Ferguson R. I. (2003). Information on grain sizes in gravel-bed rivers by automated image analysis. *Journal of Sedimentary Research*, **73**, 630–636.
- Patacca E., Scandone P., (1989). Post-Tortonian mountain building in the Apennines. Therole of the passive sinking of a relic lithospheric slab. In A. Boriani, M. Bonafede, G. B. Piccardo, & G. B. Vai (Eds.), *The Lithosphere in Italy*, **80**, 157–176. Atti dei Convegni Lincei.
- Patacca, E. & Scandone, P., 2007. Geology of the Southern Apennines. *Bollettino della Società Geologica Italiana. Volume speciale*, **7**, 75–119.
- Paterson, M.S., (1978). Experimental Rock Deformation—The Brittle Field. *Springer-Verlag, New York*, 254.
- Paterson M. S., Wong T.-F. (2005). Experimental Rock Deformation – The Brittle Field, 2nd ed., *Springer-Verlag, Berlin and New York*.
- Pavan G. & Pirini C. (1966). Stratigrafia del Foglio 157 “Monte S. Angelo”. *Bollettino del Servizio Geologico d’Italia*, **86**, 123–189.
- Pollard D. D., Segall P. (1987). Theoretical displacements and stresses near fractures in rock: with applications to faults, joints, veins, dikes, and solution surfaces. In: Atkinson, B.K. (Ed.), *Fracture Mechanics of Rock*. *Academic Press, London*, 277–349.
- Pollard D. D., Aydin A. (1988). Progress in understanding jointing over the past century. *Geological Society of America Bulletin*, **100**, 1181–1204.
- Poole R. W., Farmer I. W. (1980). Consistency and repeatability of Schmidt hammer rebound data during field testing. *International Journal of Rock Mechanics Mineral Science and Geomechanics Abstract*, **17**, 167–171.
- Price, N. J. (1966). Fault and joint development in brittle and semi-brittle rocks. *Oxford, Pergamon Press*, 176 p
- Pringle J. K., Clark J. D., Westerman A. R., Stanbrook D. A., Gardiner A. R., Morgan B. E. F. (2001). Virtual outcrops: 3-D reservoir analogues. *Ailleres, L., Rawling, T. (Eds), Animations in Geology. J. Virtual Explor.*, **4**, 51–55.
- Pringle J. K., Howell J. A., Hodgetts D., Westerman A. R, Hodgson D. M. (2006). Virtual outcrop models of petroleum reservoir analogues: a review of the current state-of-the-art. *First Break EAGE*, **24**, 33–42.
- Purser B. H., Tucker M. E., and Zenger D.H. (eds), (1994). Dolomites – A Volume in Honour of Dolomieu. *International Association of Sedimentologists, Special Publications*, **21**.

- Raccomandazioni UNI EN 14579:2005 Metodi di prova per pietre naturali. Determinazioni dell'energia di rottura.
- Radke B. M., Mathis R. L. (1980). On the formation and occurrence of saddle dolomite. *Journal of Sedimentary Petrology*, **50**, 1149-1168.
- Read J. R. L., Thornton P. N., Regan W. M. (1980). A Regional Approach to the Point Load Test. Proceeding of the Austin-NZ. *Geomechanics Conference*, **2**, 35-39.
- Read J. F., Kerans C., Weber L. J., Sarg, J. F., Wright F. M. (1995). Milankovitch sea-level changes, cycles, and reservoirs on carbonate platforms in greenhouse and ice-house worlds. *SEPM Short Course*, **35**, 183.
- Reeder R. J., Prosky J. L. (1986). Compositional sector zoning in dolomite. *Journal of Sedimentary Petrology*, **56**, 237-247.
- Renshaw C. E., Myse T. A., Brown S. R. (2003). Role of heterogeneity in elastic properties and layer thickness in the jointing of layered sedimentary rocks. *Geophysical Research Letters*, **30**. doi:10.1029/2003GL018489.
- Ritter A. L. (2008). Evaluating the controls on reservoir heterogeneity of Silurian pinnacle reefs, Michigan Basin. *Master Thesis, Western Michigan University*.
- Robson J. (1987). Depositional models for some Cretaceous carbonates from the Sorrento Peninsula, Italy. *Memorie della Societa Geologica Italiana*, **40**, 251-257.
- Roxborough F. F., Whittaker B. N. (1964). Roof Control and coal Hardness. *Colliery Engineering*, **December**, 511.
- Roxborough F. F., Whittaker B. N. (1965). Roof Control and coal Hardness. *Colliery Engineering*, **January**, 19.
- Rusnak J. A. (1998). Application of the Coal Mine Roof Rating, Derived from Drill Core, In the Roof Support Design of a Coal Belt Conveyor Tunnel. *Proc. of the 17th International Conference on Ground Control in Mining, Morgantown, WV*, 221-230.
- Rustichelli A., Iannace A., Girundo M. (2015). Dolomitization impact on fracture density in pelagic carbonates: Contrasting case studies from the Gargano Promontory and the Southern Apennines (Italy). *Italian Journal of Geosciences*, **134**, 556-575. doi: 10.3301/IJG.2014.43
- Sachpazis C. I. (1990). Correlating Schmidt hardness with compressive strength and Young's modulus of carbonate rocks. *Bulletin of the International of Engineering Geology*, **42**, 75-83.
- Saller A. H. (1984). Petrologic and geochemical constraints on the origin of subsurface dolomite: An example of dolomitization by normal seawater, Enewetak Atoll. *Geology*, **12**, 217-220.
- Sarg J. F. (1988). Carbonate sequence stratigraphy. In Wilgus, C.K., Hastings, B.S., Kendall, C., Posamentier, H.W., Ross, C.A., and Van Wagoner, J.C., eds., *Sea-level changes: An integrated approach: SEPM Special Publication*, **42**, 155-183
- Sass E., Katz A. (1982). The origin of platform dolomites: new evidence. *American Journal of Science*, **282**, 1184-1213.

- Sartoni, S. & Crescenti, U., (1960). La zona a *Paleodasycladus mediterraneus* (PIA) nel Lias dell'Appennino Meridionale. *Giorn. Geol.*, **27**.
- Scandone, P. & Sgroso, I., (1965). Sulla paleogeografia della Penisola Sorrentina dal Cretacico superiore al Miocene. *Bollettino della Società dei Naturalisti in Napoli*, **74**, 159-177.
- Scandone P. (1967). Studi di geologia lucana: la serie calcareo-silico-marnosa e i suoi rapporti con l'Appennino calcareo. *Bollettino Società dei Naturalisti in Napoli*, **76**, 1-175.
- Scandone P. (1972). Studi di geologia lucana: carta dei terreni della serie calcareo-silico-marnosa e note illustrative. *Bollettino della Società dei Naturalisti in Napoli*, **81**, 225-300.
- Schettino A., Turco E. (2011). Tectonic history of the western Tethys since the Late Triassic. *Geological Society of America Bulletin*, **123**, 89-105. doi: 10.1130/B30064.1
- Schlumberger Market Analysis (2007). <http://www.slb.com/>
- Selli, R. 1957. Sulla trasgressione del Miocene nell'Italia meridionale. *Giornale di Geologia*, **2**, 1-54.
- Selli R. (1962). Il Paleogene nel quadro della Geologia dell'Italia Centro-Meridionale. *Memorie della Società Geologica Italiana*, **3**, 737-789.
- Sgroso I. (1988). Nuovi elementi per un più articolato modello paleogeografico nell'Appennino centro meridionale. *Memorie della Società Geologica Italiana*, **41**, 225-242.
- Shackleton R., Cooke M. L., Sussman A. J. (2005). Evidence for temporally changing mechanical stratigraphy and effects on joint network architecture. *Geology*, **33**, 101-104
- Shiner P., Beccacini A., Mazzoli S. (2004). Thin-skinned versus thick-skinned structural models for Apulian Carbonate Reservoirs: constraints from the Val D'Agri Fields. *Marine and Petroleum Geology*, **21**, 805-827.
- Sibley D. F., Gregg J. M. (1987). Classification of dolomite rock textures. *Journal of Sedimentary Petrology*, **57**, 967-975.
- Sima A. A., Buckley S. J., Viola I. (2012). An interactive tool for analysis and optimization of texture parameters in photorealistic virtual 3d models. *ISPRS Annals of the Photogrammetry, Remote Sensing and Spatial Information Sciences, Volume 1-2 XXII ISPRS Congress, Melbourne, Australia*
- Sime L. C., Ferguson R. I. (2003). Information on grain sizes in gravel-bed rivers by automated image analysis. *Journal of Sedimentary Research*, **73**, 630-636.
- Simone L., Carannante G., Ruberti D., Sirna M., Sirna G., Laviano A., Tropeano M. (2003). Development of rudist lithosomes in the Coniacian-Lower Campanian carbonate shelves of central-southern Italy: high energy vs low-energy settings. *Palaeogeography Palaeoclimatology Palaeoecology*, **200**, 5-29
- Singh V. K., Singh D. P. (1993). Correlation Between Point Load Index and Compressive Strength for Quartzite Rocks. *Geotechnical and Geological Engineering*, **11**, 269- 272.
- Singh T. N., Kainthola A., Venkatesh A. (2012) Correlation Between Point Load Index and Uniaxial Compressive Strength for Different Rock Types. *Rock Mechanics and Rock Engineering*, **45**, 259-264.

- Smith H. J. (1997). The Point Load Test for Weak Rock in Dredging Applications. *ISRM International Symposium 36th U.S. Rock Mechanics Symposium International Journal of Rock Mechanics and Mining Sciences*, **34**, 295.e1- 295.e13. [doi:10.1016/S1365-1609\(97\)00063-4](https://doi.org/10.1016/S1365-1609(97)00063-4)
- Speranza F., Chiappini M. (2002). Thick-skinned tectonics in the external Apennines, Italy: New evidence from magnetic anomaly analysis. *Journal of Geophysical Research*, **107**, 2290.
- Sun S. Q. (1995). Dolomite reservoirs: porosity evolution and reservoir characteristics. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, **79**, 186-204.
- Tavani S., Iannace A., Mazzoli S., Vitale S., Parente M. (2013). Late Cretaceous extensional tectonics in Adria: Insights from soft-sediment deformation in the Sorrento Peninsula (southern Apennines). *Journal of Geodynamics*, **68**, 49-59. doi: 10.1016/j.jog.2013.03.005
- Tavani S., Granado P., Corradetti A., Girundo M., Iannace A., Arbués P., Muñoz J. A., Mazzoli S. (2014). Building a virtual outcrop, extracting geological information from it, and sharing the results in Google Earth via OpenPlot and Photoscan: An example from the Khaviz Anticline (Iran). *Computers & Geosciences*, **63**, 44-53. DOI: 10.1016/j.cageo.2013.10.013
- Tisljar J., Vlahovic' I., Velic' I., Maticèc D., Robson J. (1998). Carbonate facies evolution from the late Albian to middle Cenomanian in Southern Istria (Croatia): influence of synsedimentary tectonics and extensive organic carbonate production. *Facies*, **38**, 137-152. doi: 10.1007/BF02537361
- Tisljar J., Vlahovic I., Velic I., Sokac B. (2002). Carbonate platform megafacies of the Jurassic and Cretaceous deposits of the Karst Dinarides. *Geologia Croatica*, **55**, 139-170.
- Tondi E., Piccardi L., Cacon S., Kontny B. & Cello G. (2005). Structural and time constraints for dextral shear along the seismogenic Mattinata Fault (Gargano, southern Italy). *Journal of Geodynamics*, **40**, 134-152.
- Trecalli A., Spangenberg J., Adatte T., Follmi K.B., Parente M. (2012). Carbonate platform evidence of ocean acidification at the onset of the early Toarcian oceanic anoxic event. *Earth and Planetary Science Letters*, **357-358**, 214-225. [doi:10.1016/j.epsl.2012.09.043](https://doi.org/10.1016/j.epsl.2012.09.043)
- Tsang Y.W. (1984). The effect of tortuosity on fluid flow through a single fracture. *Water Resources Research* **20**, 1209-1215. doi: 10.1029/WR020i009p01209
- Underwood C.A., Cooke M.L., Simo J.A., Muldoon M.A. (2003). Stratigraphic controls on vertical fracture patterns in Silurian Dolomite, northeastern Wisconsin. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, **87**, 121-142.
- Vallejo L.E., Walsh R.A., Robinson M.K. (1989). Correlation Between Unconfined Compressive and Point Load Strength for Appalachian Rocks. *In the Proceeding of the 30th U.S. Symposium on Rock Mechanics*, 461-468.
- Vasconcelos C., McKenzie J. A., Bernasconi S., Grujic D., Tien A. J. (1995). Microbial mediation as a possible mechanism for natural dolomite formation at low temperatures. *Nature*, **377**, 220-222.

- Vasconcelos C., McKenzie J.A. (1997). Microbial mediation of modern dolomite precipitation and diagenesis under anoxic conditions (Lagoa Vermelha, Rio de Janeiro, Brazil). *Journal of Sedimentary Research*, **67**, 378-390. doi: 10.1306/D4268577-2B26-11D7
- Vasconcelos C., McKenzie J., Warthmann R., Bernasconi S.M. (2005). Calibration of the $\delta^{18}\text{O}$ paleothermometer for dolomite precipitated in microbial cultures and natural environments. *Geology*, **33**, 317-320. doi: 10.1130/G20992.1
- Vitale S., Dati F., Mazzoli S., Ciarcia S., Guerriero V., Iannace A. (2012). Modes and timing of fracture network development in poly-deformed carbonate reservoir analogues, Mt. Chianello, southern Italy. *Journal of Structural Geology*, **37**, 223-235. doi:10.1016/j.jsg.2012.01.005
- Vitale S., Ciarcia S. (2013a). Tectono-stratigraphic and kinematic evolution of the southern Apennines/Calabria-Peloritani Terrane system (Italy). *Tectonophysics*, **583**, 164-182.
- Vitale S., Ciarcia S., Tramparulo F.D.A. (2013b). Deformation and stratigraphic evolution of the Ligurian Accretionary Complex in the southern Apennines (Italy). *Journal of Geodynamics*, **66**, 120-133.
- Vlahović, I., Tišljarić, J., Velić, I. & Matičec, D., (2005). Evolution of the Adriatic Carbonate Platform: Palaeogeography, main events and depositional dynamics. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **220**, pp.333-360.
- Wardlaw, N. C. (1979). Pore systems in carbonate rocks and their influence on hydrocarbon recovery efficiency, in Bebout, d, Davies, G., Moore, C., h., Scholle, P. S., Wardlaw, N., C., *Geology of Carbonate Porosity, Education Course Notes Series, 11: Tulsa, OK, American Association of Petroleum Geologists*, E1-E24.
- Wennberg O. P., Svånå T., Azzizadeh M., Aqrabi A. M. M., Brockbank P., Lyslo K. B., Ogilvie S. (2006). Fracture intensity vs. mechanical stratigraphy in platform top carbonates: the Aquitanian of the Asmari Formation, Khaviz Anticline, Zagros, SW Iran. *Petroleum Geoscience*, **12**, 235-245
- Whitaker, F. F., Smart P. L., Vahrenkamp V. C., Nicholson H., Wogelius R. A (1994). Dolomitization by near-normal seawater? Field evidence from the Bahamas, in Purser, B., M. Tucker, and D. Zenger (eds.), *Dolomites a Volume in Honour of Dolomieu: International Association of Sedimentologists Special Publication* **21**, 111-132.
- Whitaker, F. F., Smart P. L., Jones G. D. (2004). Dolomitization: from conceptual to numerical models, in Braithwaite, C. J. R., G. Rizzi, and G. Darke (eds.), *The Geometry and Petrogenesis of Dolomite Hydrocarbon Reservoirs. Geological Society of London Special Publication*, **235**, 99-139.
- Woody R. E., Gregg J. M., Koederitz L. F. (1996). Effect of Texture on Petrophysical Properties of Dolomite: Evidence From the Cambrian-Ordovician of Southeastern Missouri. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, **80**, 119-132.
- Workman, S. J. (2013). Integrating depositional facies and sequence stratigraphy in characterizing unconventional reservoirs: Eagle Ford Shale, South Texas. *Master's Thesis Western Michigan University*.

- Wright, W. R. (2001). Dolomitization, fluid-flow and mineralization of the lower carboniferous rocks of the Irish Midlands and Dublin Basin. *Unpublished Ph.D thesis, University College, Dublin* (Cited in Machel, 2004.)
- Xu X., Aiken C., Bhattacharya J.P., Corbeanu R.M., Nielsen K.C., McMechan G.A., Abdelsalam M.G. (2000). Creating virtual 3-D outcrop. *Leading Edge*, **19**, 197–202.
- Yao, Q., Demicco R.V. (1995). Paleoflow patterns of dolomitizing fluids and paleohydrogeology of the southern Canadian Rocky Mountains: Evidence from dolomite geometry and numerical modeling. *Geology*, **23**, 791–794. doi: 10.1130/0091-7613
- Yılmaz I., Sendir H. (2002). Correlation of Schmidt hardness with unconfined compressive strength and Young's modulus in gypsum from Sivas. *Engineering Geology*, **66**, 211–219. [doi:10.1016/S0013-7952\(02\)00041-8](https://doi.org/10.1016/S0013-7952(02)00041-8)
- Zahm C. K., Hennings P. H. (2009). Complex fracture development related to stratigraphic architecture: Challenges for structural deformation prediction, Tensleep Sandstone at the Alcova anticline, Wyoming. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, **93**, 1427–1446.
- Zappaterra, E., 1994. Source-rock distribution model of the Periadriatic region. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, **78**, 333–354.
- Zarcone, G., Petti, F.M., Cillari, A., Di Stefano, P., Guzzetta, D. & Nicosia, U., (2010). A possible bridge between Adria and Africa: New palaeobiogeographic and stratigraphic constraints on the Mesozoic palaeogeography of the Central Mediterranean area. *Earth-Science Reviews*, **103**, pp.154–162.
- Zenger D. H. (1989). Dolomite abundance and stratigraphic age: Constraints on rates and mechanisms of Phanerozoic dolostone formation. *Discussion: Journal of Sedimentary Petrology*, **59**, 162–164.
- Zuppetta A., Sava A. (1992). Pleistocene brittle deformation in the Eboli Conglomerates (Sele Plain, Campanian Apennines). *Bollettino della Società Geologica Italiana*, **111**, 273–281.

APPENDICI

APPENDICE 1

TABELLA DEI DATI DI POINT LOAD

name of sample	stratigraphic interval	Lithology	mean vaue grain size	Porosity Vv/Vtot	Bulk Density Mdry/V	Particle Density Dry Mass /volume of solid	Saturated density	Is50=F*Is	preexisting	If fracture influence
A 03	Cretaceous (Apulian Platform)	dolomite	104	5,179	2,558	2,698	2,610	5,89	laminations	no
A 06	Cretaceous (Apulian Platform)	dolomite	130	2,361	2,679	2,744	2,703	9,82		
A 07	Cretaceous (Apulian Platform)	dolomite	105	3,756	2,682	2,786	2,719	5,21		
A 10	Cretaceous (Apulian Platform)	dolomite	40	2,292	2,570	2,631	2,593	4,36		
A 11	Cretaceous (Apulian Platform)	dolomite	90	0,568	2,641	2,656	2,647	4,79		
A 16	Cretaceous (Apulian Platform)	dolomitic limestone	10	4,025	2,578	2,686	2,618	11,35		
A 22	Cretaceous (Apulian Platform)	dolomitic limestone	70	0,904	2,665	2,689	2,674	9,77	fracture	no
A 23	Cretaceous (Apulian Platform)	dolomite	92	4,008	2,660	2,771	2,700	3,75		
A 24	Cretaceous (Apulian Platform)	dolomite	130	3,463	2,635	2,729	2,669	2,14		
A 28	Cretaceous (Apulian Platform)	dolomite	20	0,646	2,742	2,760	2,748	13,01	fracture	no
B 01	Dogger	dolomitic limestone	60	4,863	2,569	2,701	2,618	7,36		
B 02	Dogger	dolomitic limestone	150	8,513	2,546	2,783	2,631	0,73	fracture	no
B 03	Dogger	limestone	30	4,128	2,615	2,728	2,657	2,93	fracture	no
B 07	Dogger	dolomite	221	1,531	2,765	2,808	2,781	2,47		
B 08	Dogger	dolomite	253	2,077	2,767	2,826	2,788	1,44	fracture	yes
B 08 A	Dogger	dolomite	260	1,801	2,516	2,563	2,534	2,55	veins	yes
CE 52	Albian	dolomite	30	4,489	2,692	2,818	2,737	9,09	fracture	no
CE 71	Albian	dolomite	206	4,382	2,601	2,720	2,644	2,52		

CE 71 A	Albian	dolomite	206	3,674	2,519	2,616	2,556	5,24		
CE 72	Albian	limestone dolomitico	30	1,548	2,785	2,828	2,800	7,87	fracture	no
CE 75 AA	Albian	dolomite	10	4,017	2,706	2,819	2,746	11,69		
CE 82	Albian	dolomitic limestone	130	0,827	2,698	2,720	2,706	6,23		
CH 017 b	Cretaceous (Chianello)	limestone	130	0,748	2,672	2,692	2,680	6,46		
CH 018 a	Cretaceous (Chianello)	dolomite	124	3,488	2,676	2,773	2,711	3,46		
CH 028	Cretaceous (Chianello)	dolomite	60	4,082	2,629	2,741	2,670	4,20		
CH 030	Cretaceous (Chianello)	limestone		0,582	2,663	2,679	2,669	14,28		
CH 060	Cretaceous (Chianello)	dolomitic limestone	70	16,639	3,138	3,764	3,304	1,25		
CH 063 a	Cretaceous (Chianello)	dolomitic limestone	180	4,932	2,637	2,774	2,687	2,48		
CH 063 b	Cretaceous (Chianello)	dolomite	87	3,860	2,661	2,767	2,699	2,28		
CH 063 b A	Cretaceous (Chianello)	dolomite	70	4,162	2,444	2,550	2,486	1,66		
CH 077	Cretaceous (Chianello)	dolomitic limestone	62	9,583	2,530	2,799	2,626	0,86		
CH 085	Cretaceous (Chianello)	dolomite	75	5,192	2,651	2,796	2,703	1,77		
CH 099	Cretaceous (Chianello)	dolomitic limestone	300	0,840	2,709	2,732	2,717	9,91		
CH 158	Cretaceous (Chianello)	dolomitic limestone	90	0,907	2,689	2,714	2,698	5,14		
CH 159	Cretaceous (Chianello)	dolomitic limestone	10	2,251	2,725	2,788	2,748	12,03		

CH 221	Cretaceous (Chianello)	dolomitic limestone	10	2,207	2,723	2,785	2,745	7,24		
CH 241	Cretaceous (Chianello)	limestone	30	1,563	2,662	2,704	2,678	7,11		
CH 247	Cretaceous (Chianello)	dolomitic limestone	170	11,702	2,401	2,719	2,518	8,49		
CH 249	Cretaceous (Chianello)	dolomitic limestone	20	3,499	2,650	2,746	2,685	8,36		
CH 260	Cretaceous (Chianello)	dolomitic limestone	100	3,372	2,698	2,792	2,732	4,23		
CH 274	Cretaceous (Chianello)	dolomitic limestone	170	4,086	2,639	2,752	2,680	5,42		
CH 276	Cretaceous (Chianello)	dolomite	30	3,652	2,666	2,767	2,703	9,60		
CH 285	Cretaceous (Chianello)	dolomitic limestone	20	12,208	2,443	2,783	2,565	0,89		
CH 327	Cretaceous (Chianello)	dolomitic limestone	40	0,597	2,731	2,748	2,737	8,83		
CH 335	Cretaceous (Chianello)	dolomitic limestone	110	1,911	2,687	2,739	2,706	5,26		
CH 342	Cretaceous (Chianello)	dolomitic limestone	160	5,936	2,613	2,778	2,673	3,63		
F 06	Lias	dolomite	120	2,542	2,713	2,784	2,739	8,89		
F 10	Lias	dolomite	60	0,758	2,784	2,805	2,792	6,27		
F 11	Lias	dolomite	271	1,467	2,764	2,806	2,779	6,96		
GA 10	Cretaceous (Apulian Platform)	dolomite limestone	201	1,814	2,565	2,612	2,583	4,38		
GA 14	Cretaceous (Apulian Platform)	dolomite	173	7,653	2,610	2,826	2,686	3,75		
GA 16	Cretaceous (Apulian Platform)	limestone	221	9,800	2,395	2,656	2,493	2,56		
GA 24	Cretaceous (Apulian Platform)	dolomite	149	0,928	2,716	2,742	2,726	5,27		

MC 052	Barremian	dolomitic limestone	204	0,230	2,647	2,653	2,649	5,32		
MC 064	Barremian	limestone	20	0,303	2,633	2,641	2,636	5,86		
MC 067	Barremian	dolomite	80	2,355	2,615	2,678	2,638	8,23		
MC 091	Barremian	dolomite	102	1,259	2,746	2,781	2,759	8,20		
MC 147	Barremian	dolomite	150	4,508	2,662	2,788	2,707	2,88		
MC 147 A	Barremian	dolomite	150	3,302	2,604	2,693	2,637	3,96		
MC 151	Barremian	dolomitic limestone	60	1,174	2,607	2,638	2,619	5,12		
ME 01	Albian	limestone		4,973	2,495	2,626	2,545	4,86		
ME 02		dolomitic limestone	50	5,268	2,566	2,709	2,619	2,42		
ME 09		limestone	40	0,311	2,701	2,709	2,704	7,59		
ME 17		limestone	30	0,352	2,622	2,632	2,626	7,96		
ME 19		limestone	20	0,251	2,662	2,668	2,664	6,53		
MG 036		dolomite	101	3,001	2,673	2,756	2,703	4,74		
MG 037	Albian	dolomite	110	5,556	2,614	2,767	2,669	2,24		
MG 043	Albian	dolomite	201	2,496	2,681	2,749	2,706	4,05		
MG 049	Albian	dolomite	118	1,189	2,724	2,756	2,736	4,36		
MG 065	Albian	dolomite	10	1,200	2,658	2,690	2,670	13,95		
MG 066	Dogger	dolomite	18	0,814	2,723	2,745	2,731	17,13		
MG 067	Dogger	dolomite	104	2,588	2,673	2,744	2,699	9,76		
MG 068	Dogger	limestone	20	0,302	2,662	2,670	2,665	10,28		
MG 069	Dogger	limestone	10	0,949	2,724	2,750	2,733	12,18		
MG 070	Malm	dolomite	64	2,280	2,757	2,822	2,780	11,80		
MG 071	Malm	dolomite	73	4,231	2,633	2,749	2,675	4,20		
MG 072	Malm	dolomite	108	1,328	2,644	2,679	2,657	14,63		
MG 101		limestone		0,598	2,677	2,693	2,683	4,99		
MG 104		limestone		0,480	2,688	2,701	2,693	5,48		
MG 111		limestone		0,255	2,650	2,657	2,652	3,00		
MG 113		limestone		0,404	2,795	2,806	2,799	2,43		

MG 115		limestone		0,452	2,685	2,698	2,690	3,27		
MG PA 1	Triassic	dolomite	110	1,966	2,702	2,757	2,722	10,11		
MG PA 2	Triassic	dolomite	270	0,956	2,654	2,679	2,663	13,95		
MG PA 2A	Triassic	dolomite	68	2,866	2,740	2,821	2,768	6,66		
MG PA 3	Triassic	dolomite	18	6,166	2,637	2,810	2,699	9,04		
N 01	Dogger	dolomite	10	2,143	2,730	2,790	2,752	6,84		
N 03	Dogger	dolomite limestone	20	4,616	2,695	2,825	2,741	6,25		
N 08	Dogger	dolomite	126	0,923	2,689	2,714	2,698	9,73		
PO 01	Dogger	dolomite	160	4,817	2,633	2,767	2,682	5,69		
PO 02	Dogger	dolomite	196	1,970	2,699	2,753	2,718	8,28		
PO 02 A	Dogger	dolomite	196	1,952	2,666	2,719	2,685	4,20		
PO 08	Dogger	dolomite	167	3,380	2,514	2,602	2,548	6,67		
PO 08 A	Dogger	dolomite	167	3,628	2,661	2,761	2,697	3,58		
PO 10	Dogger	dolomite	30	0,690	2,728	2,747	2,735	4,14		
PT 6	Lias	dolomite	231	3,324	2,637	2,728	2,670	5,99		
PT 8	Lias	dolomite	178	1,315	2,720	2,756	2,733	5,35		
TG 11	Giurassic	dolomite	51	2,109	2,739	2,798	2,760	11,43		
TG 13	Giurassic	dolomite	40	0,562	2,750	2,765	2,755	7,32		
TG 52	Giurassic	dolomite	40	1,706	2,728	2,776	2,746	14,77		
TG 76	Giurassic	dolomite	115	1,118	2,763	2,794	2,774	9,34		
TG 91	Giurassic	limestone		0,409	2,679	2,690	2,683	4,72		
TG 97	Giurassic	limestone		0,679	2,697	2,715	2,704	5,17		
VT 1	Lias	dolomite	330	1,652	2,773	2,820	2,790	9,61		
VT 2 A	Lias	dolomite	310	5,928	2,590	2,753	2,649	5,13		

APPENDICE 2

TABELLE DEI DATI
PETROFISICI E DI
COMPRESSIONE
UNIASSIALE

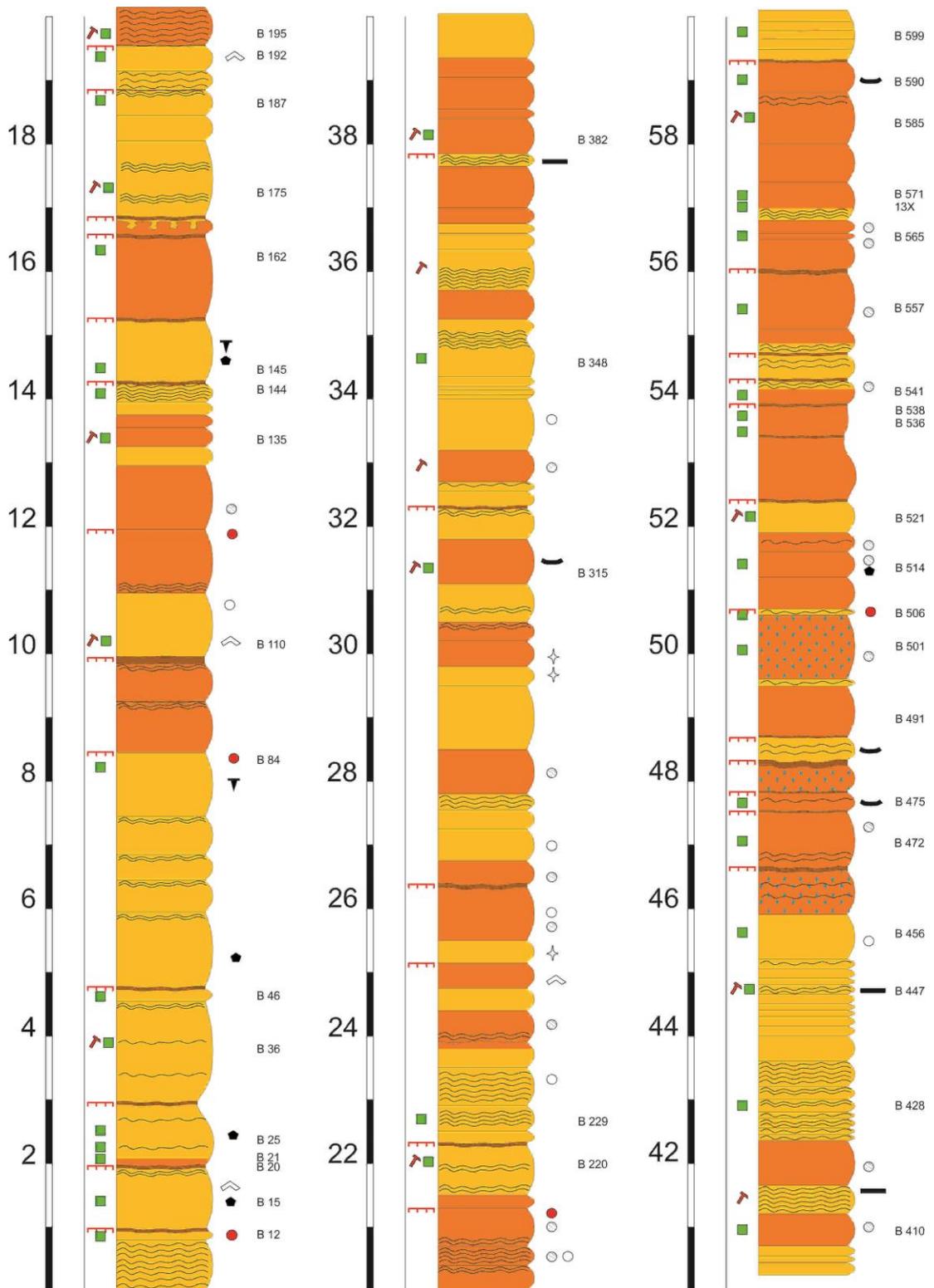
Sample	E	He Porosity	Grain size	Sonic velocity	Is 50	σ_{cd}	σ_{ucs}	volumetrico		circonf		assiale	
								ϵ_{cd}	ϵ_{ucs}	ϵ_{cd}	ϵ_{ucs}	ϵ_{cd}	ϵ_{ucs}
MG 74 A	78,4	1,4	127,7	5800,0	8,6	125,9	166,4	0,00053	-0,0004	-0,0006	-0,0014	0,00165	0,00234
MG 76 A	84,5	0,7	118,4	6106,6	7,2	216,9	217,3	0,00097	-0,0027	-0,0009	-0,0027	0,00269	0,00274
MG 76 B	80,7	0,0	128,2	6024,8	6,1	83,7	144,6	0,00048	-0,0016	-0,0003	-0,0018	0,00107	0,00197
MG 77 B	56,4	3,0	143,4	3353,2	6,5	108,7	125,2	0,00141	-0,0005	-0,0005	-0,0003	0,00243	0,00197
MG 79 A	67,1	2,3	173,4	4124,3	6,9	102,6	167,7	0,00064	5,1E-05	-0,0006	-0,0014	0,00178	0,00275
MG 79 B	65,5	1,1	165,1	3769,2	5,2	120,3	141,2	0,00127	-0,0018	-0,0004	-0,0024	0,00213	0,00288
MG 80 A	64,4	1,8	235,4	3304,5	7,1	95,6	173,9	0,001	-0,0012	-0,0005	-0,0022	0,00191	0,00319
MG 80 B	65,1	1,4	239,2	4135,6		95,5	144,8	0,00088	-0,0008	-0,0005	-0,0017	0,0018	0,00265
MG 81 A	63,5	1,8	230,2	3075,0	9,5	186,5	188,8		0,00511	-0,0023	-0,0032	0,01107	0,01157
MG 81 C	61,7	1,5	206,1	3244,4		148,4	162,8	0,00167	-0,0008	-0,0006	-0,0061	0,00291	0,00399
MG 83 B	90,0	0,9	30,4	6126,1	9,5	232,5	232,5	0,00131	0,00131	-0,0008	-0,0008	0,00287	0,00287
MG 83 C	86,1	1,3	31,1	5887,1		189,7	264,6	0,0007	9,8E-06	-0,0008	-0,0016	0,00227	0,00313
MG 84 A	79,9	1,3	30,9	5042,6	11,3	144,8	222,5	0,00092	-0,0002	-0,0005	-0,0016	0,00197	0,003
MG 84 C	87,9	0,9	30,8	5862,9	10,0	209,2	216,2	0,00123	0,00119	-0,0006	-0,0007	0,00243	0,0025
MG 86 A	73,3	5,5	220,5	4920,0	6,7	156,5	176,7	0,00099	0,00093	-0,0007	-0,0009	0,00233	0,00266
MG 87 C	59,2	9,8	210,6	4425,1	9,5	108,0	125,5	0,00106	0,00097	-0,0006	-0,0008	0,00217	0,00255
MG 87 D	61,0	8,6	205,0	4737,2	7,7	128,3	146,3	0,00099	0,00092	-0,0006	-0,0008	0,00227	0,0026
MG 87 E	64,2	7,9	221,7	4456,8	8,3	134,4	134,6		0,00484	-0,0009	-0,0011	0,00705	0,00713
MG 85 A	50,3	0,8	4,0	4597,5	6,6	100,8	103,6	0,00091	0,00088	-0,0006	-0,0006	0,00206	0,00215
MG 85 C	52,1	0,3	4,0	4662,4	6,0	121,8	131,5	0,00095	0,0007	-0,0000	-0,0001	0,00233	0,00265

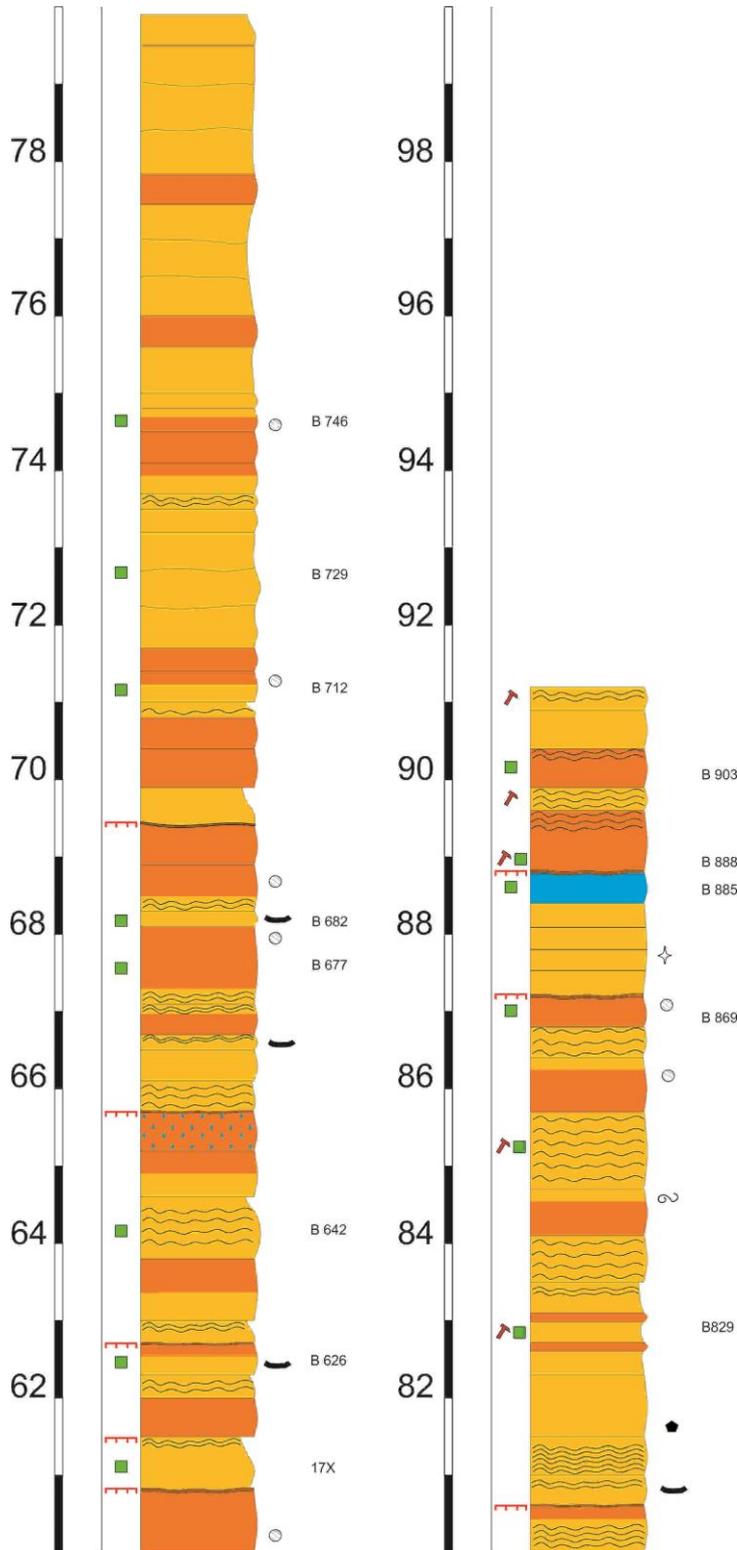
										7			
MG 85 D	54,9	0,6	3,0	4670,9	4,7	75,8	77,6	0,00086	-0,0017	-0,0004	-0,0019	0,0016	0,00201
MEDIE													
Calcari oolitici Giurassico Superiore (Penisola Sorrentina)	81,17	0,707	124,8	5977	7,304	142,2	176,1	0,00066	-0,0015	-0,0006	-0,0019	0,0018	0,00235
Dolomie Giurassico Superiore (Penisola Sorrentina)	62,98	2,137	160,6	3749	6,21	110,6	144,7	0,00111	-0,0024	-0,0005	-0,0025	0,00211	0,00253
Dolomie Giurassico Medio (Penisola Sorrentina)	63,67	1,628	227,7	3440	8,308	131,5	167,6	0,00119	-0,0013	-0,0009	-0,0033	0,00442	0,00535
Dolomie Cretaceo Inferiore (Penisola Sorrentina)	85,98	1,108	30,8	5730	10,28	194,1	234	0,00104	0,00059	-0,0007	-0,0011	0,00239	0,00287
Dolomie Cretaceo Inferiore (Gargano)	64,43	7,94	214,4	4635	8,059	131,8	145,8	0,00209	0,00192	-0,0007	-0,0009	0,00346	0,00374
Calcari micritici Cretaceo Inferiore (Gargano)	52,43	0,567	3,667	4644	5,746	99,47	104,2	0,00091	-4E-05	-0,0005	-0,0012	0,002	0,00227

APPENDICE 3

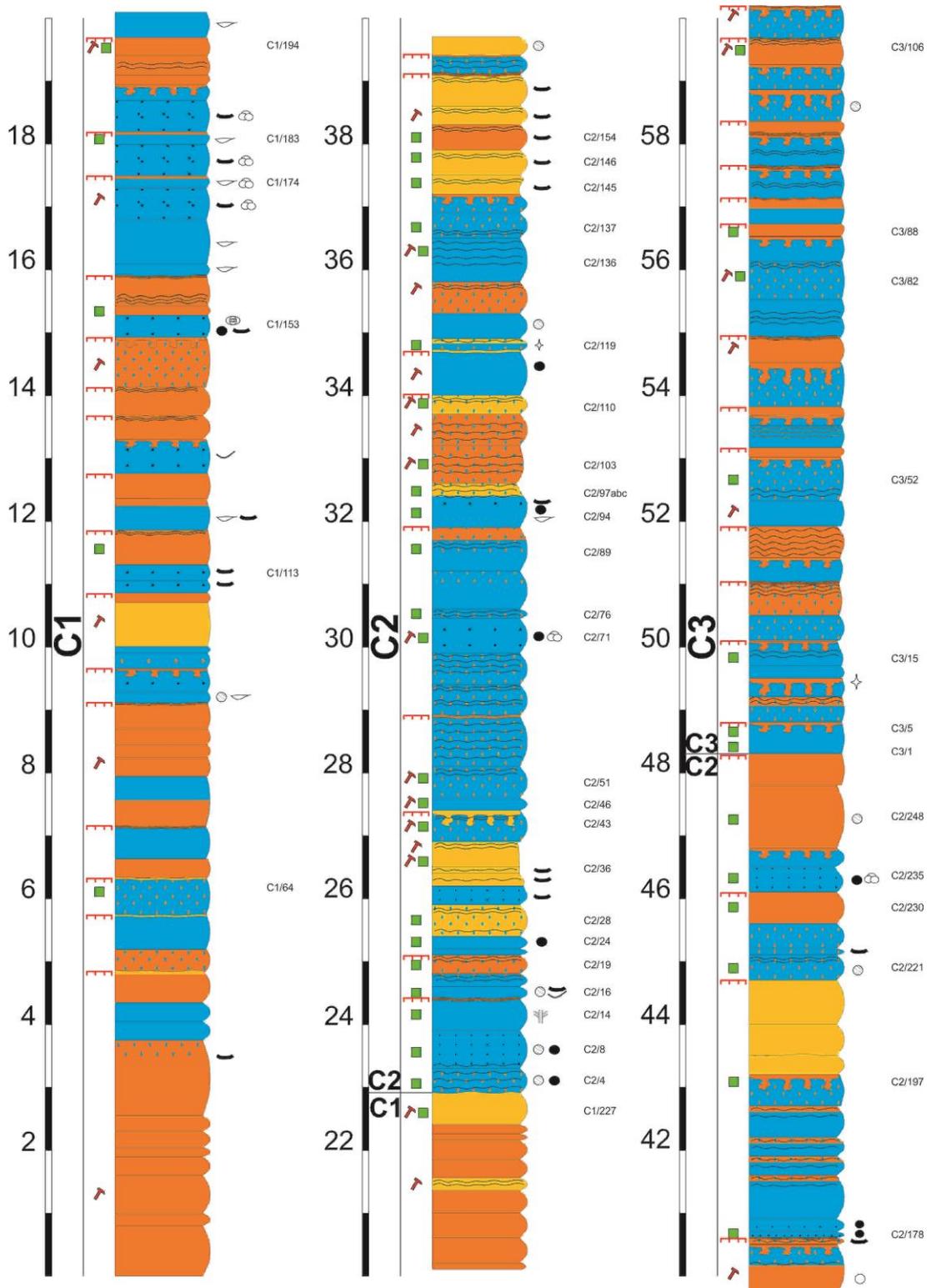
LOG STRATIGRAFICO
E MECCANICO
RELATIVO AGLI
INTERVALLI B E C
DELLA SUCCESSIONE
DEL MONTE
CONOCCHIA

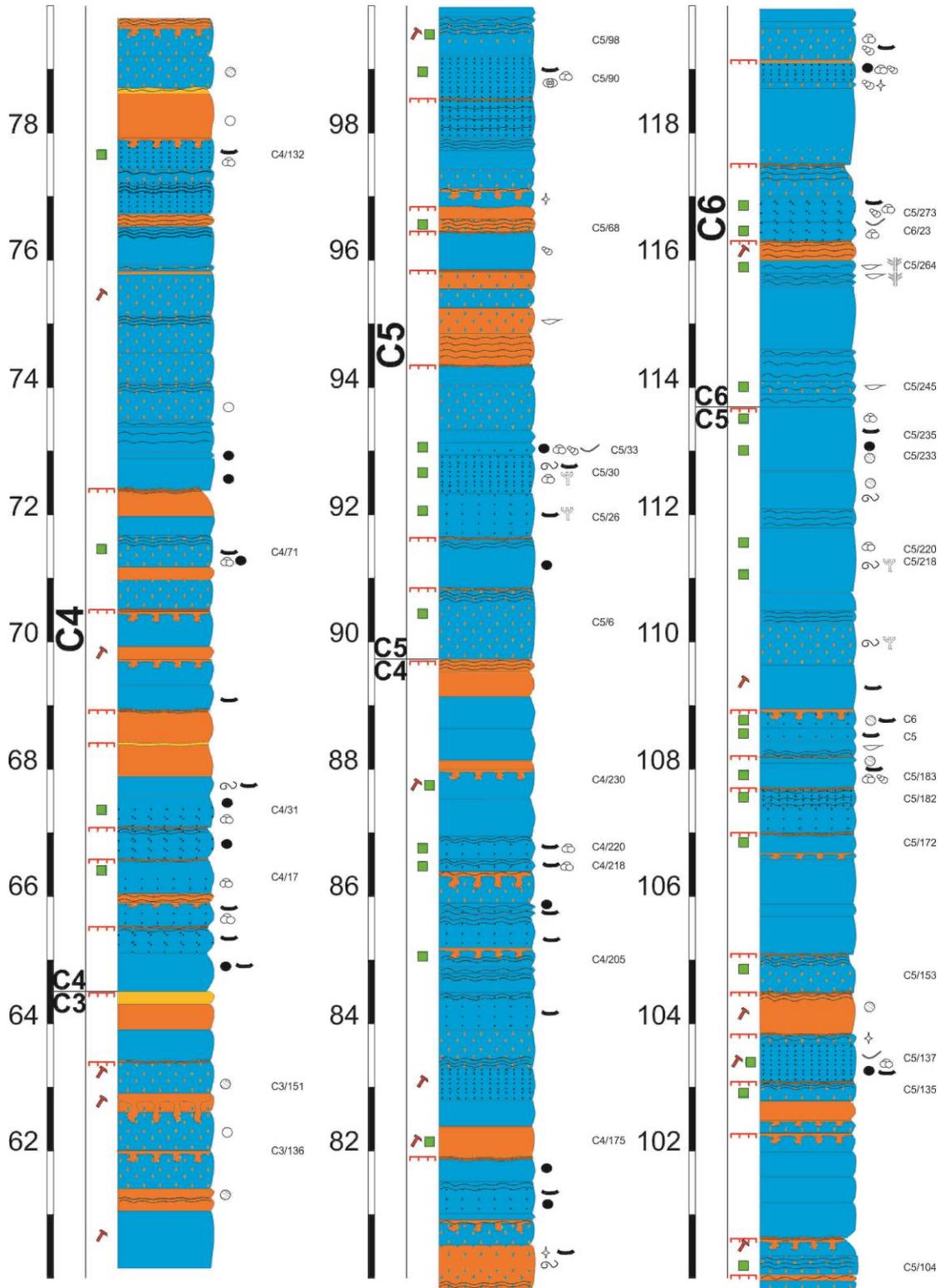
Intervallo B

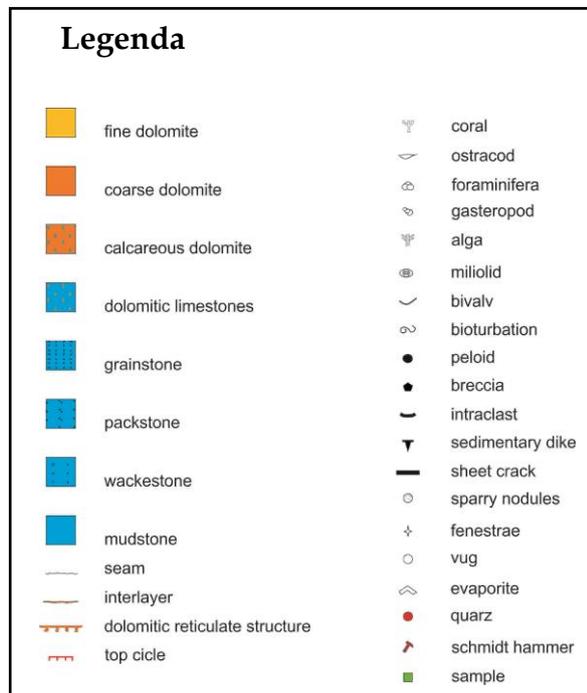
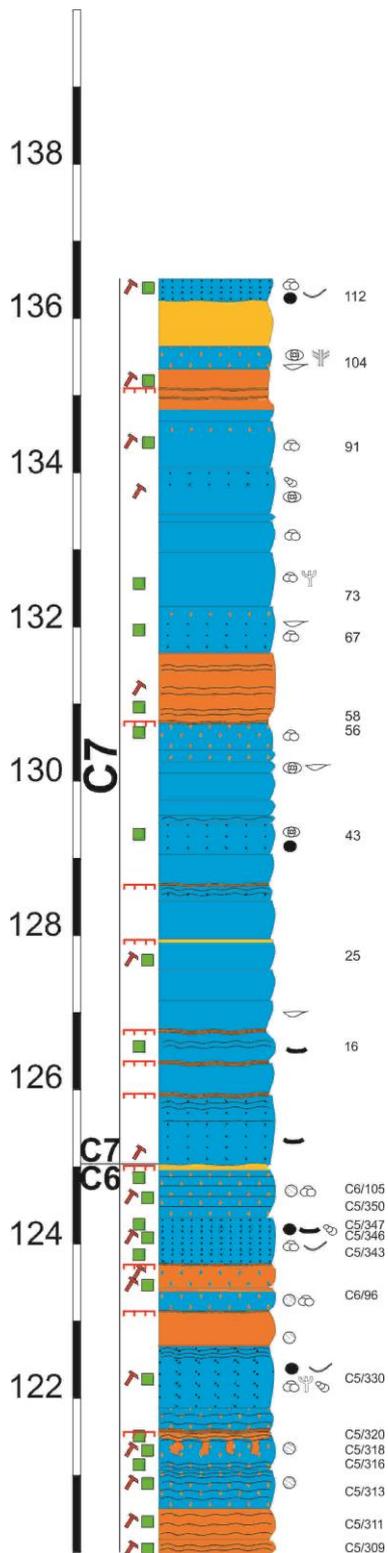




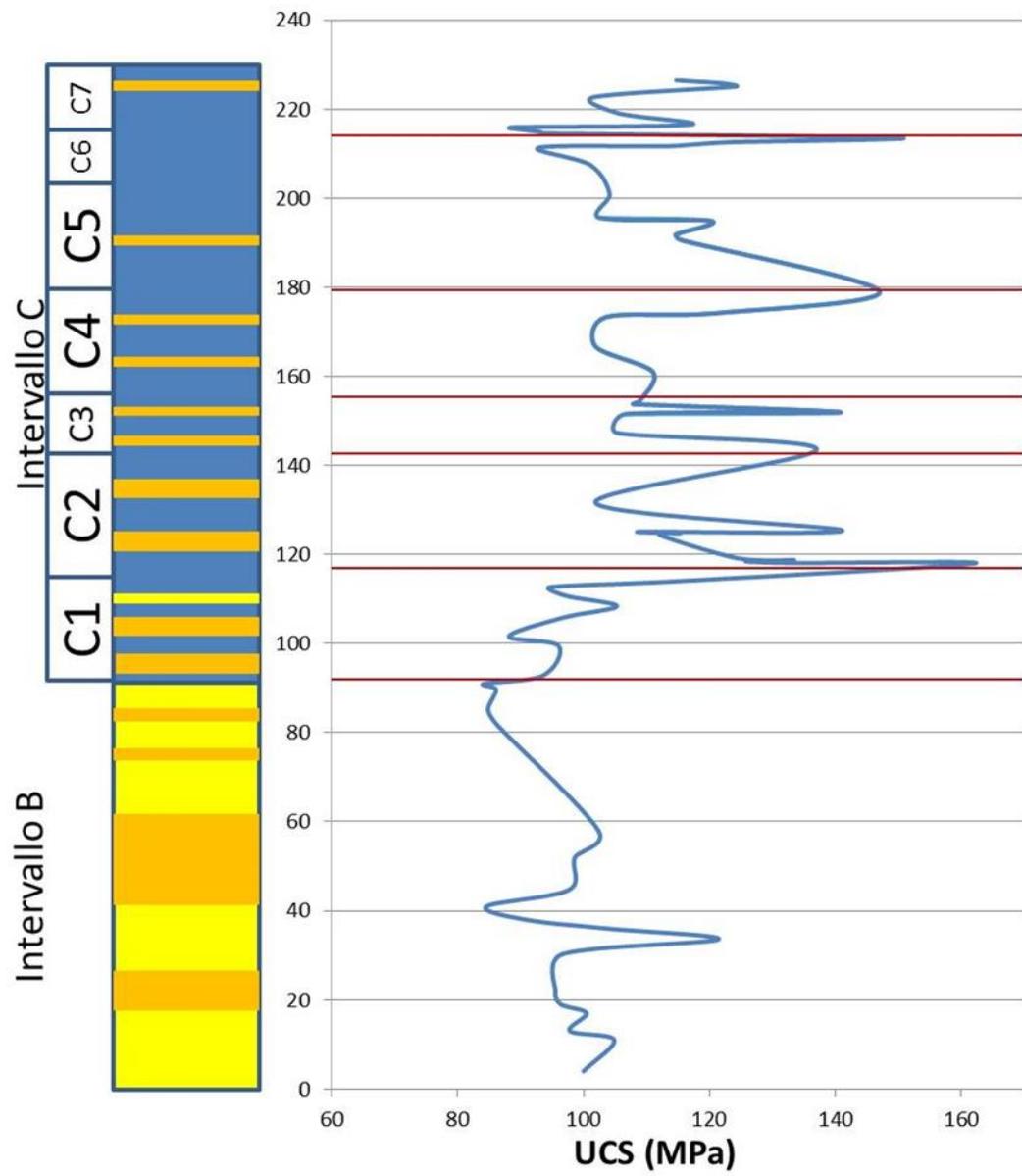
Intervallo C







Log meccanico effettuato con il martello di Schmidt



APPENDICE 4

TAVOLE
FOTOGRAFICHE
DELLE PRINCIPALI
FACIES PRESENTI AL
MONTE CONOCCHIA

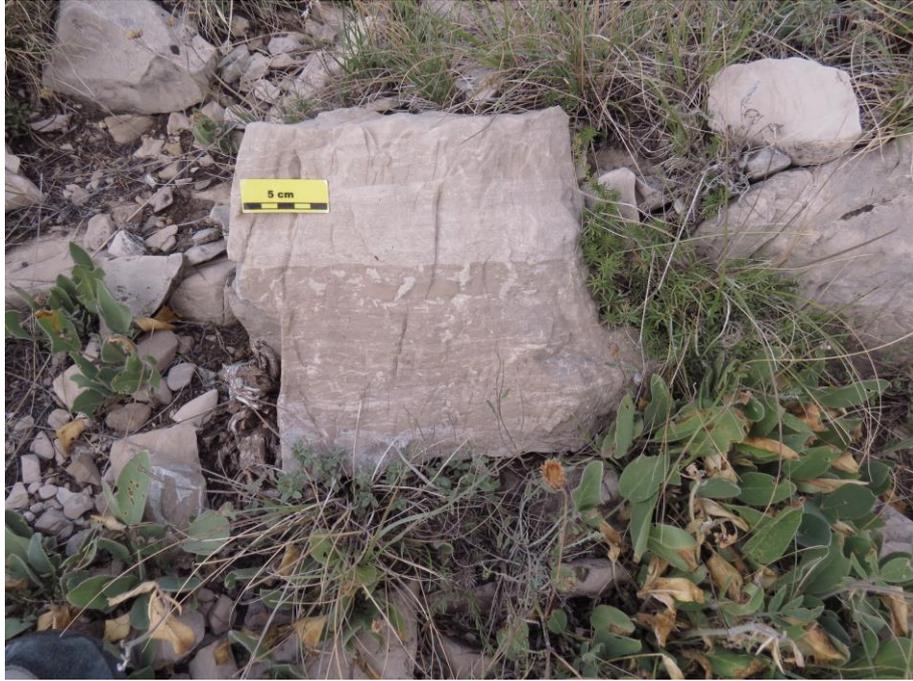
Facies intervallo B in affioramento



Laminazione stromatolitica in dolomia fine



Laminazione stromatolitica in dolomia fine



Dolomia fine con presenza di numerose lamine stromatolitiche



Breccia in dolomia fine



Esempio di stratificazione nell'intervallo B con superfici di strato di forma mammellonare



Particolare di strato di dolomia fine con superficie mammellonare



Contatto tra strati dolomitici con presenza di laminazioni stromatolitiche



Esempio di strati di dolomia fine separati da lamine stromatolitiche



Limite di ciclo: dolomia nella parte bassa con fitta laminazione (fine di un ciclo)
dolomia nella parte alta si presenta con strati spessi (inizio nuovo ciclo)



Laminazioni molto marcate che sembrano quasi evolvere a limiti di sottili strati

Facies intervallo C



Esempio di ciclo elementare presente nell'intervallo C



Cap dolomitici con struttura reticolata



Parte finale di ciclo elementare in cui è possibile notare numerosi seams dolomitici in strato calcareo, al di sopra dei quali è presente un altro strato calcareo indice di inizio nuovo ciclo



Particolare del top di ciclo elementare in cui è possibile individuare, partendo dal basso, strato calcareo, strato calcareo con seams e strutture da disseccamento, strato dolomitico con tracce di percolazione, strato dolomitico con seams



Strato di calcare di spessore decimetrico di colore grigio chiaro (inizio nuovo ciclo elementare) su strato dolomitico più scuro in cui sono presenti seams (fine ciclo elementare)



Dolomia fine con dolomite spatica cristallizzata in struttura reticolata probabilmente formata dall'azione di radici di piante



Seams dolomitici e struttura reticolata in strato dolomitico



Seams dolomitici e dolomitic cap in spesso strato dolomitico



Stratificazione dolomitica su strato calcareo più spesso



Strutture da disseccamento in dolomia (tepee)

APPENDICE 5

TAVOLE FOTOGRAFICHE DELLE SEZIONI SOTTILI

Calcari della Maiolica (Cretaceo - Inferiore Gargano)

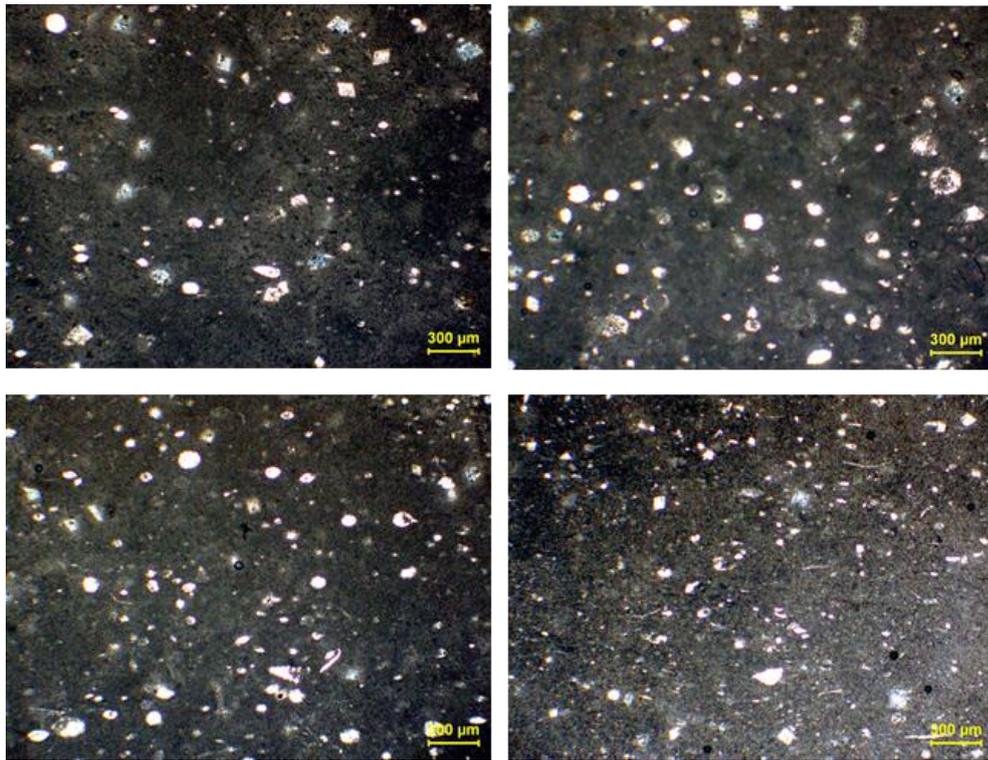


Foto dei calcari micritici della formazione della Maiolica al microscopio ottico

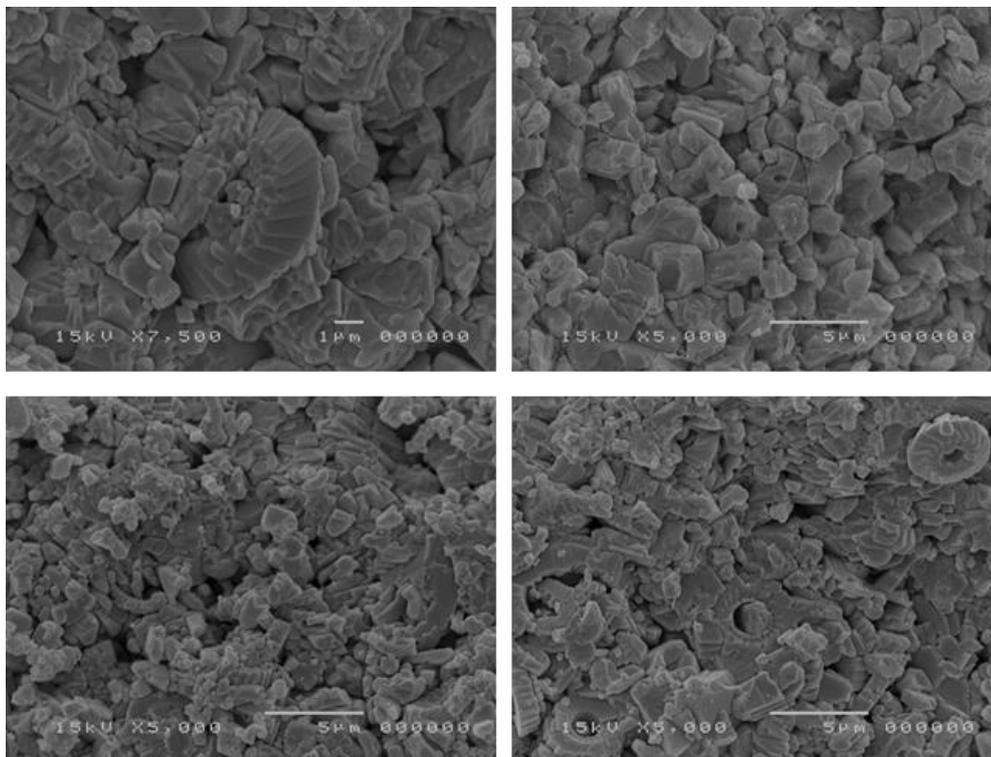


Foto dei calcari micritici della formazione della Maiolica al SEM

Maiolica dolomitizzata (Cretaceo - Inferiore Gargano)

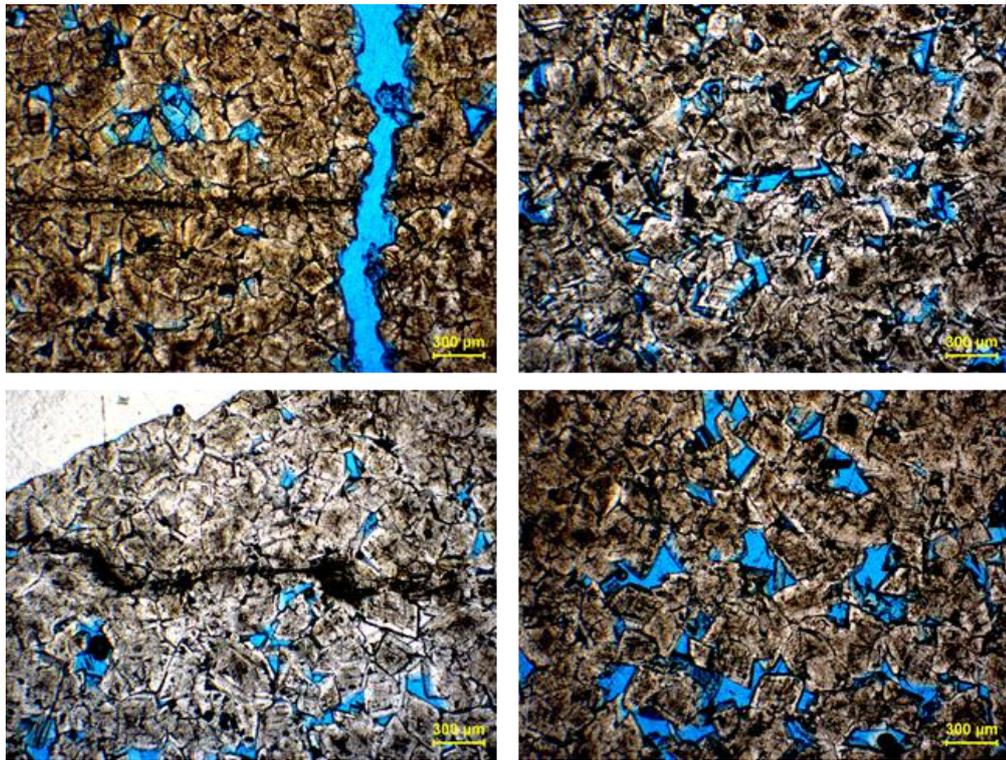


Foto delle dolomie grossolane della formazione della Maiolica dolomitizzata al microscopio ottico

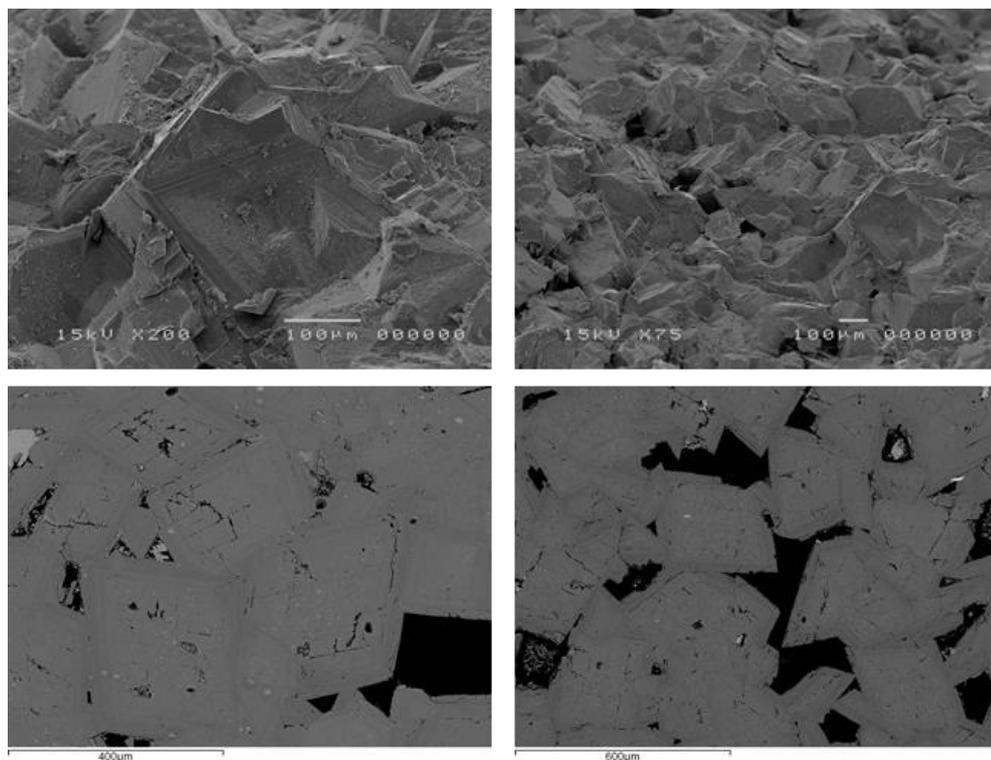


Foto delle dolomie grossolane della formazione della Maiolica dolomitizzata al SEM

Calcari con Selce (Triassico Superiore - Basilicata)

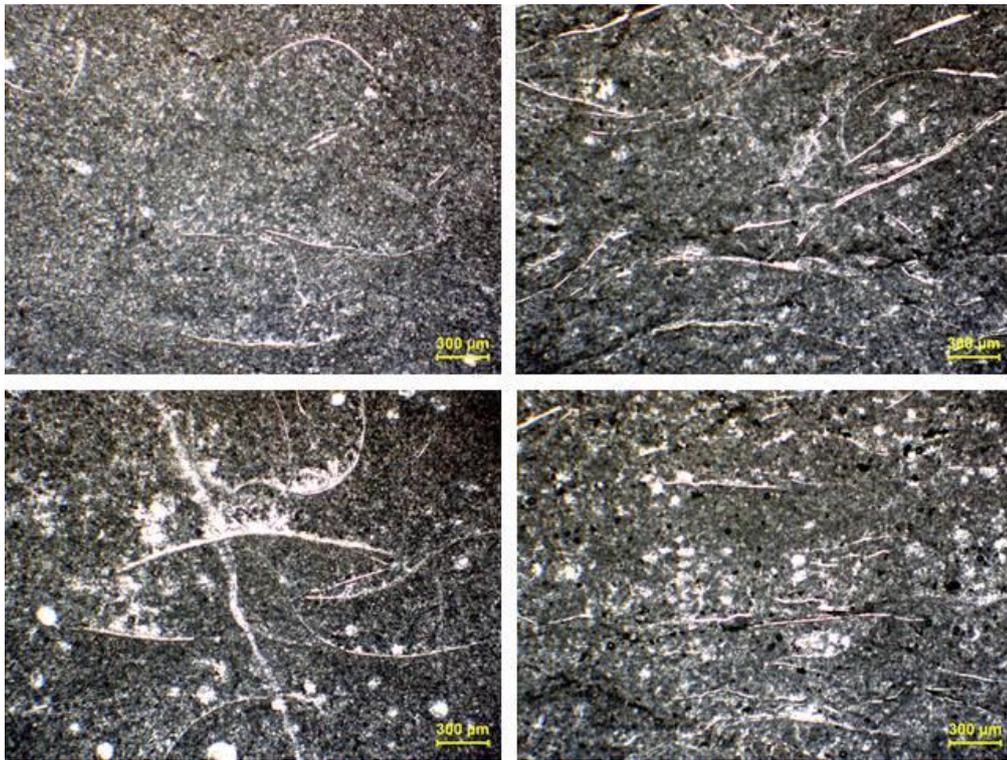


Foto dei calcari micritici della formazione dei Calcari con Selce al microscopio ottico

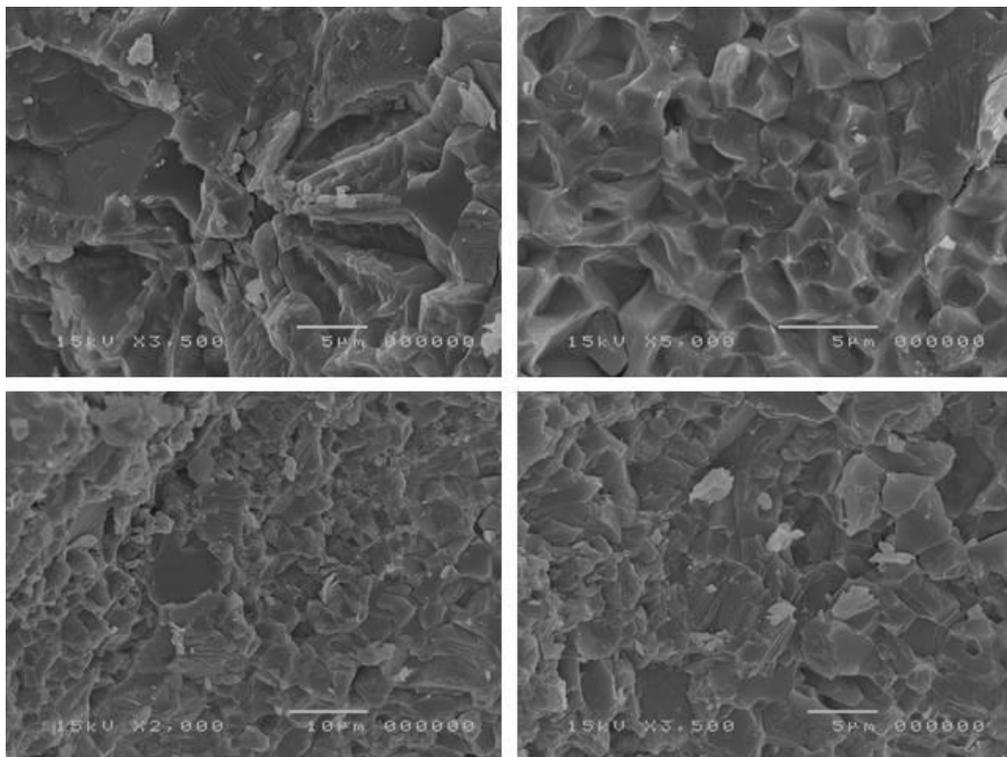


Foto dei calcari micritici della formazione dei Calcari con Selce al SEM

Calcari con Selce dolomitizzati (Triassico - Superiore Basilicata)

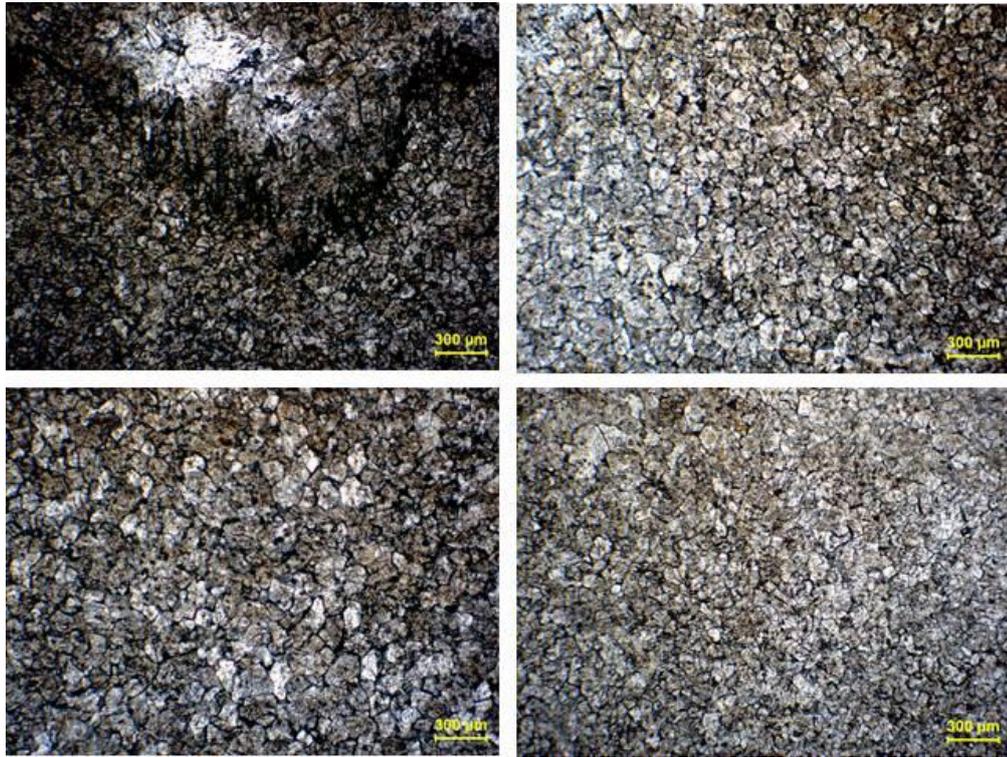


Foto delle dolomie fini della formazione dei Calcari con Selce al microscopio ottico

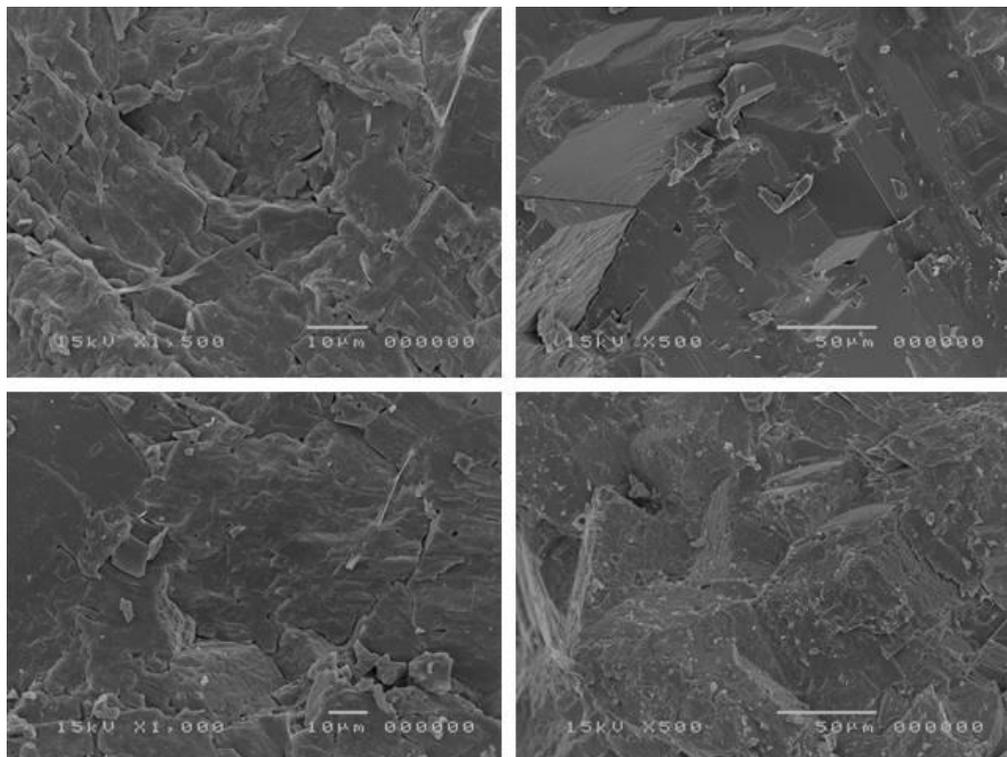


Foto delle dolomie fini della formazione dei Calcari con Selce al SEM

Calcarei Oolitici (Giurassico Medio - Penisola Sorrentina)

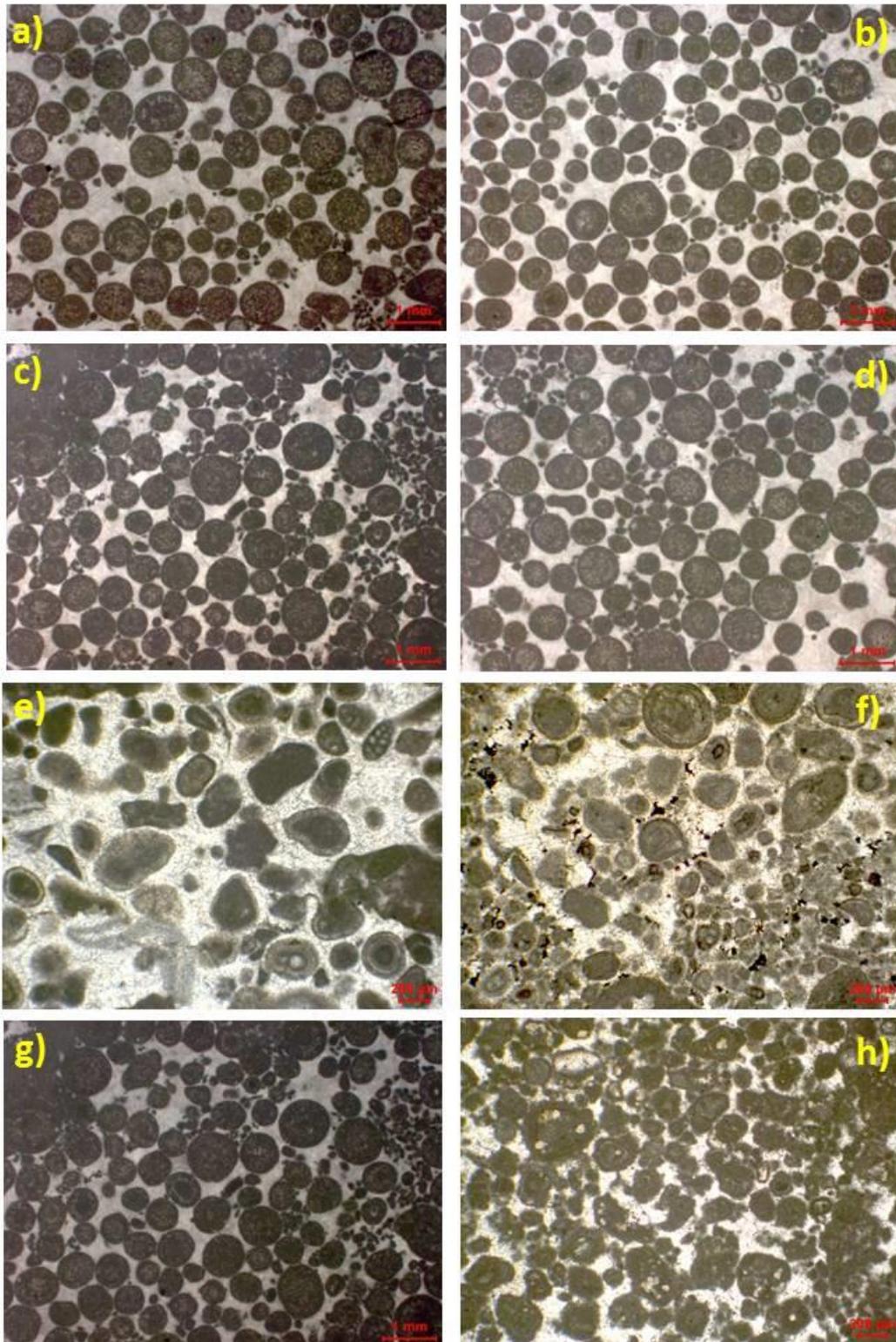


Foto dei calcari oolitici relativi al Giurassico Medio della Penisola Sorrentina al microscopio ottico

Dolomia (Giurassico Medio - Penisola Sorrentina)

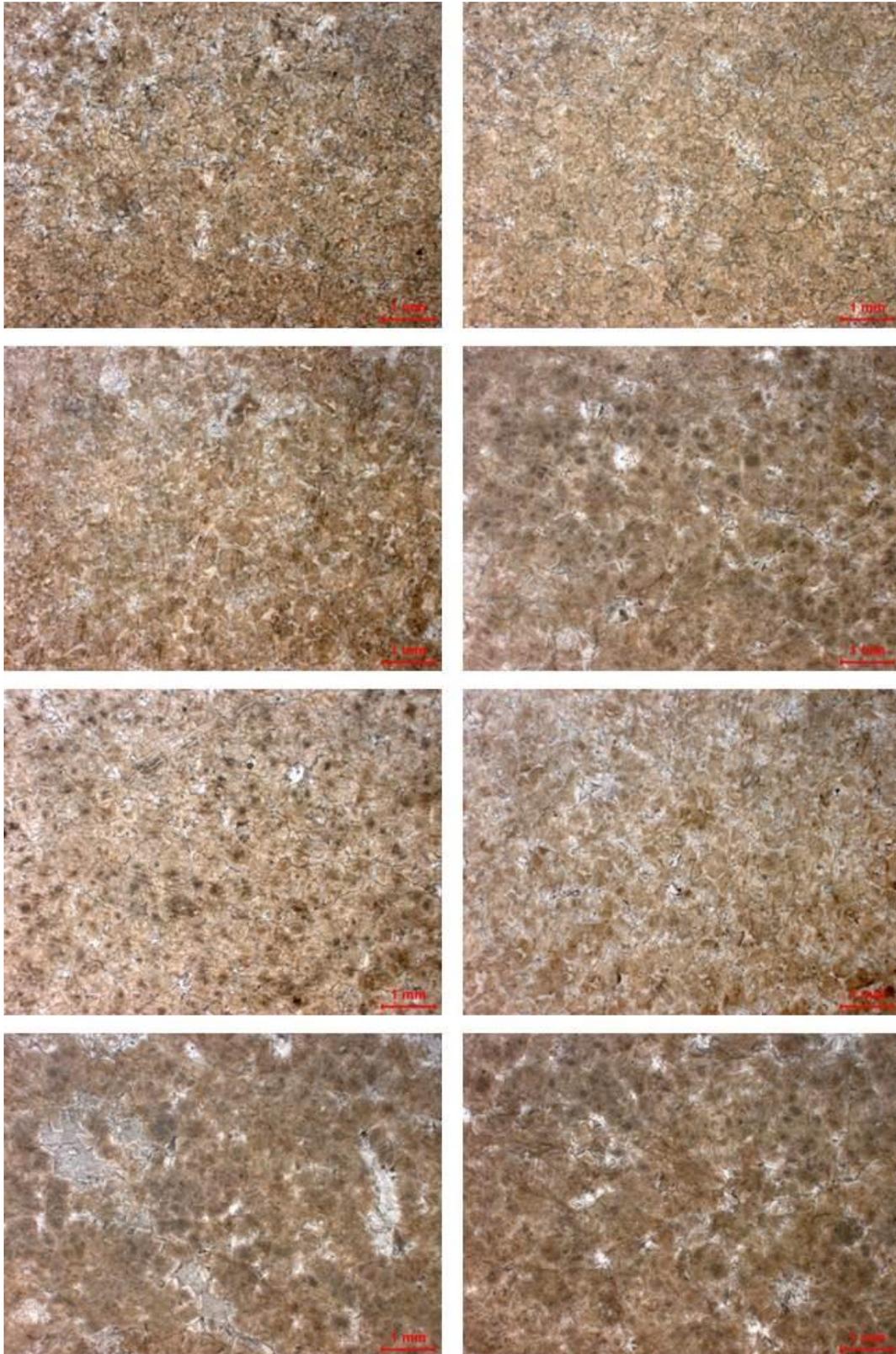


Foto delle dolomie grossolane relative al Giurassico Medio della Penisola Sorrentina
al microscopio ottico

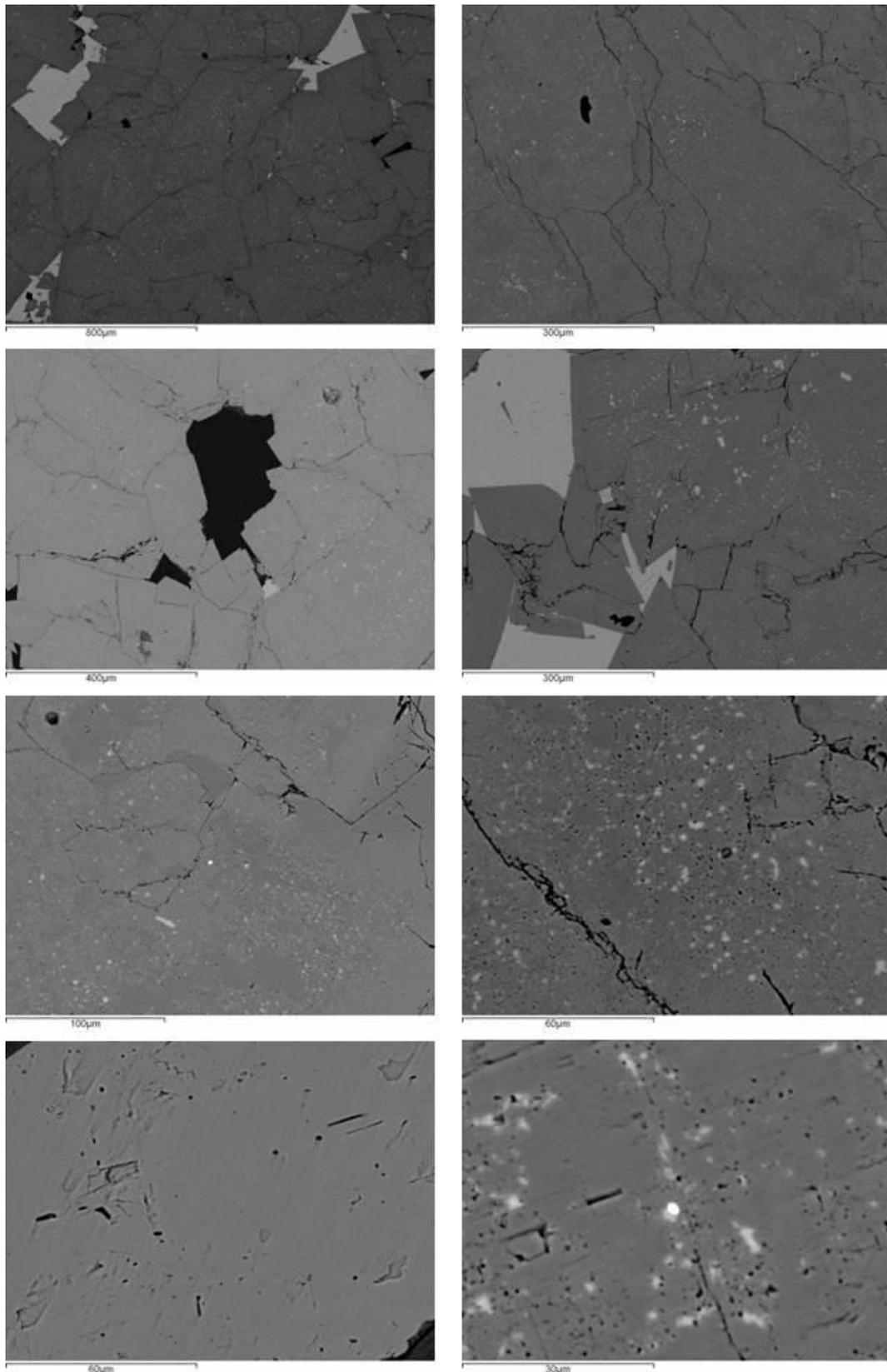


Foto delle dolomie grossolane relative al Giurassico Medio della Penisola Sorrentina
al SEM in backscattering

Dolomia (Giurassico Superiore - Penisola Sorrentina)

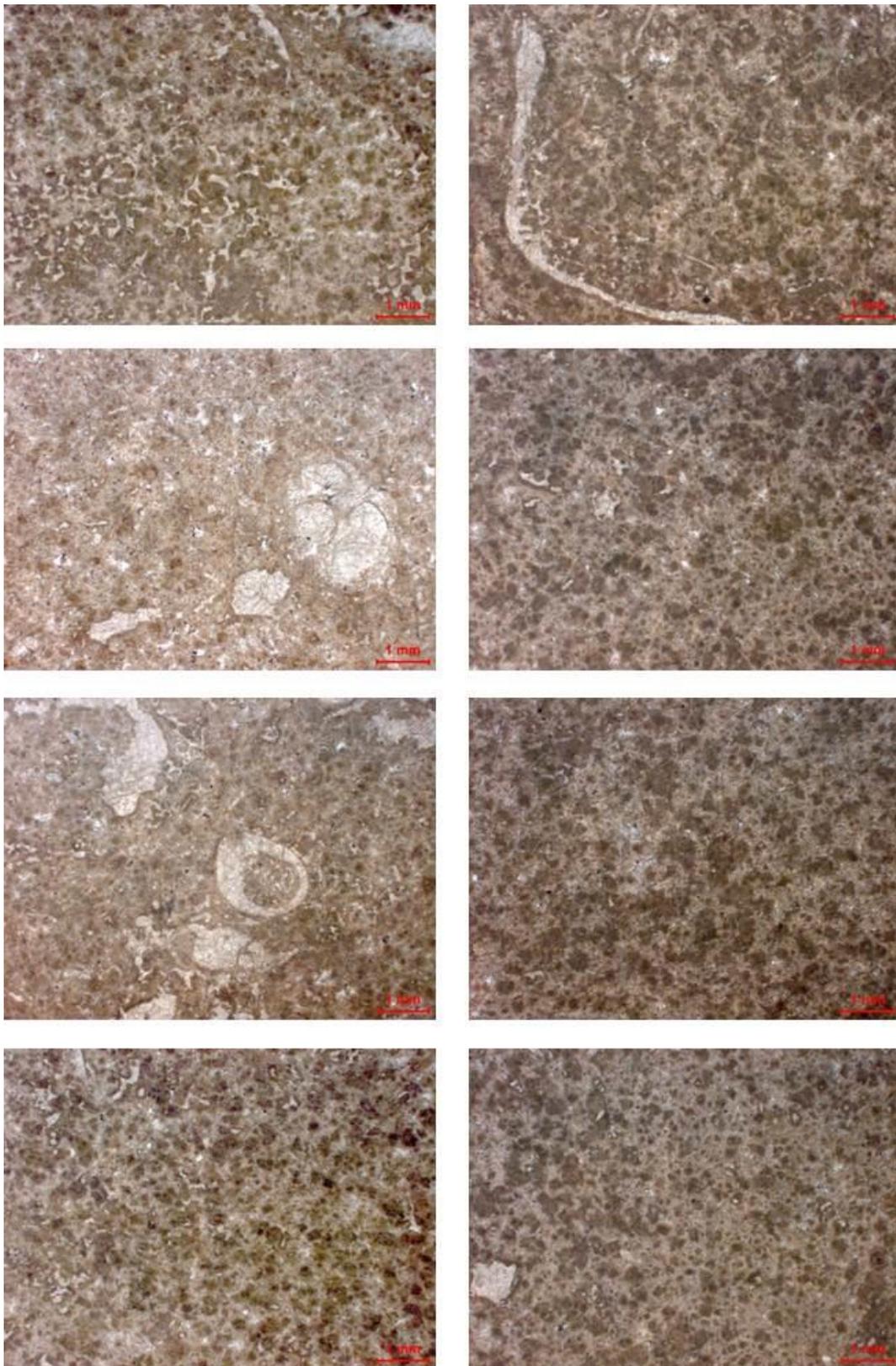


Foto delle dolomie grossolane relative al Giurassico Superiore della Penisola Sorrentina al microscopio ottico

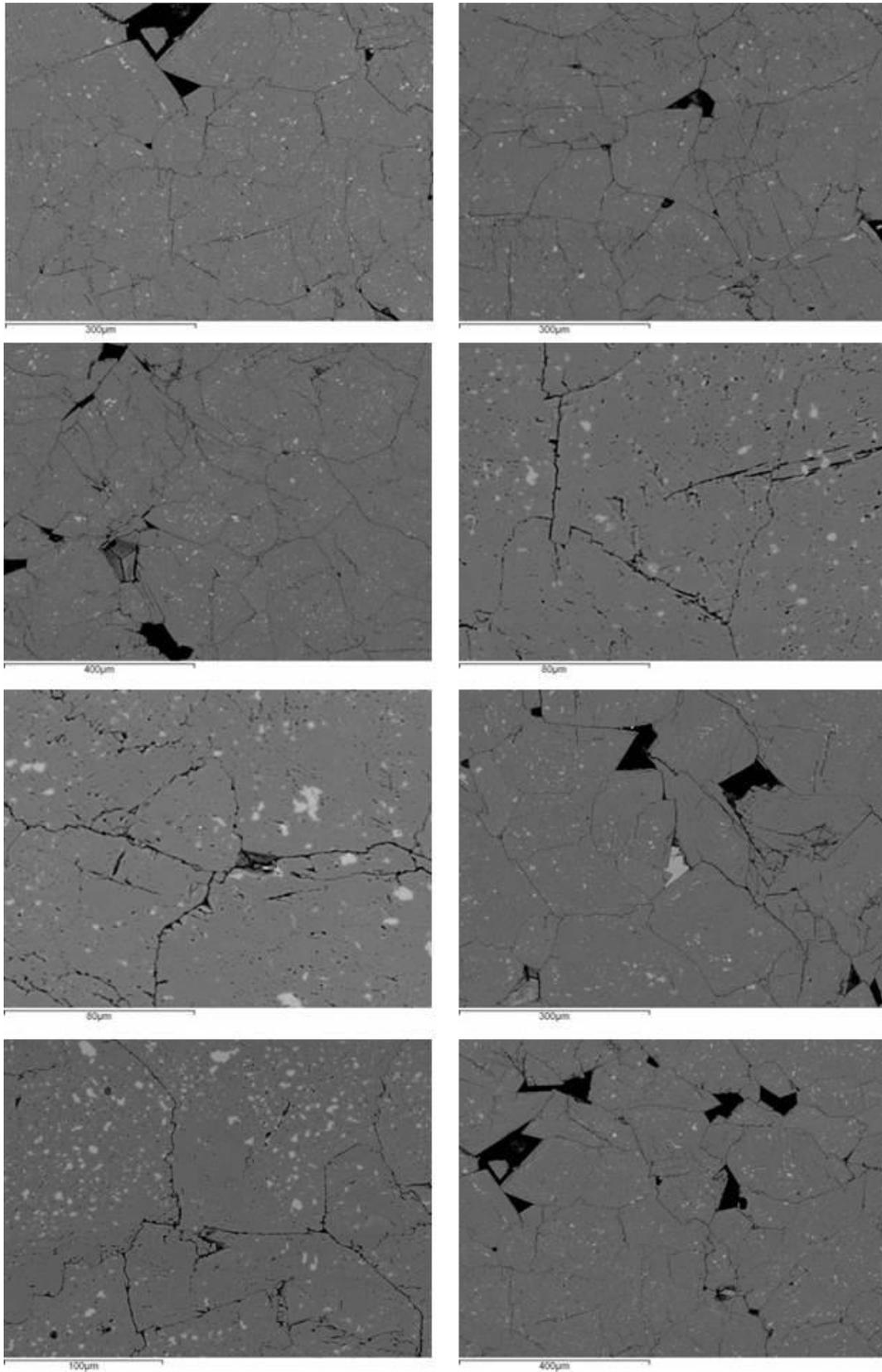


Foto delle dolomie grossolane relative al Giurassico Superiore della Penisola Sorrentina al SEM in backscattering

Dolomia (Cretaceo Inferiore - Penisola Sorrentina)

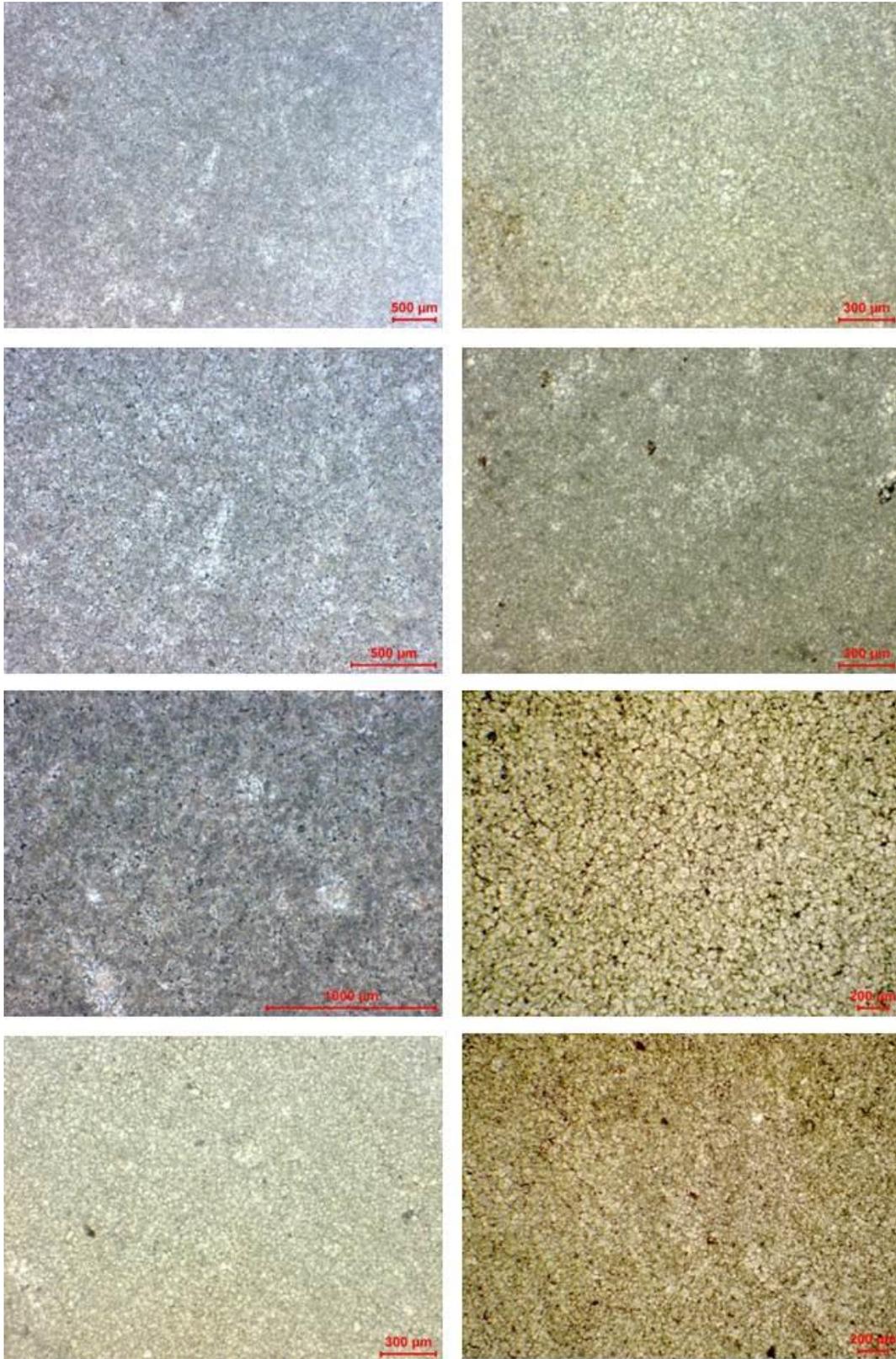


Foto delle dolomie fini relative al Cretaceo Inferiore della Penisola Sorrentina al microscopio ottico

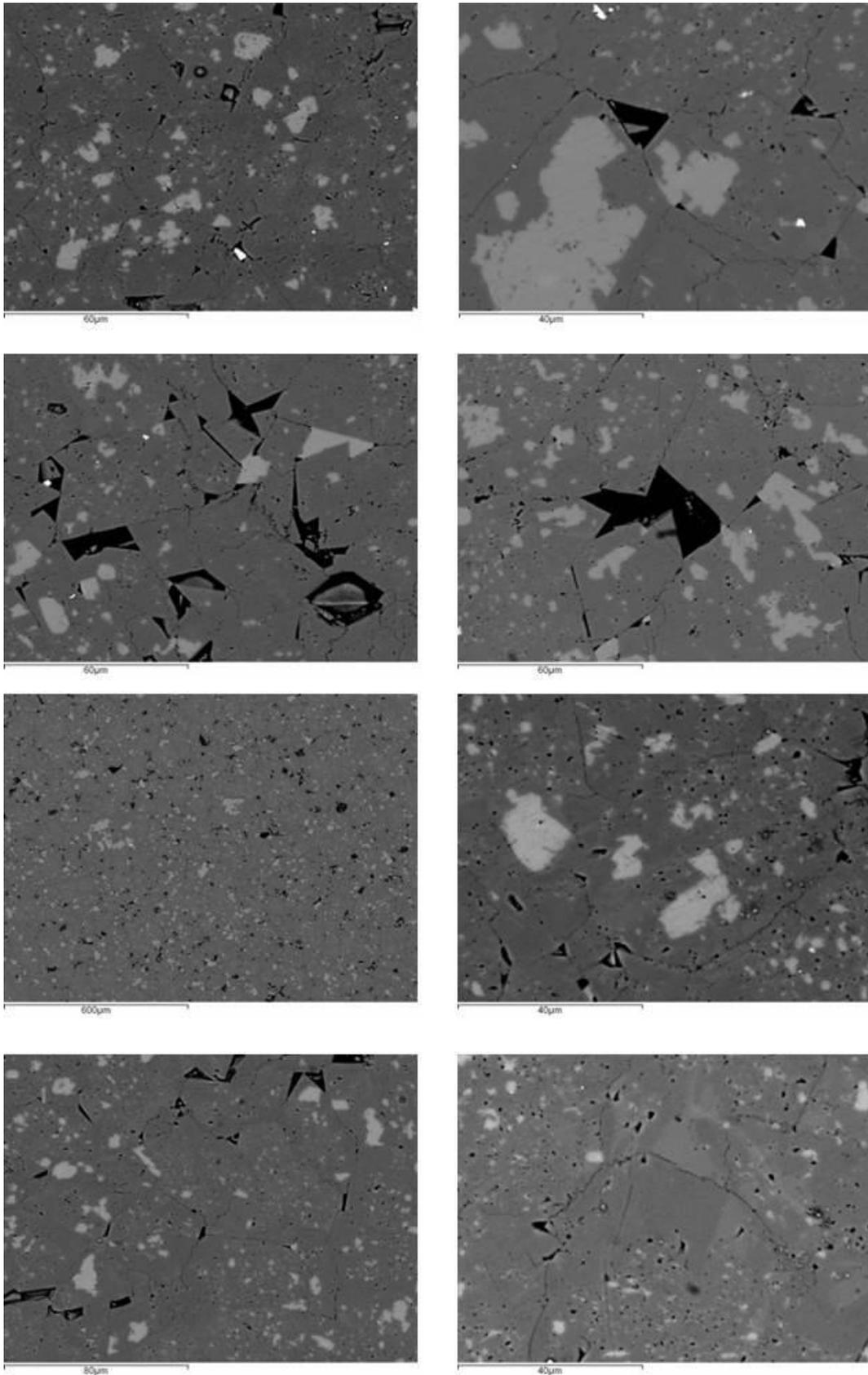


Foto delle dolomie fini relative al Cretaceo Inferiore della Penisola Sorrentina al SEM in backscattering

Intervallo B: dolomia fine (Cretaceo Inferiore - Conocchia)

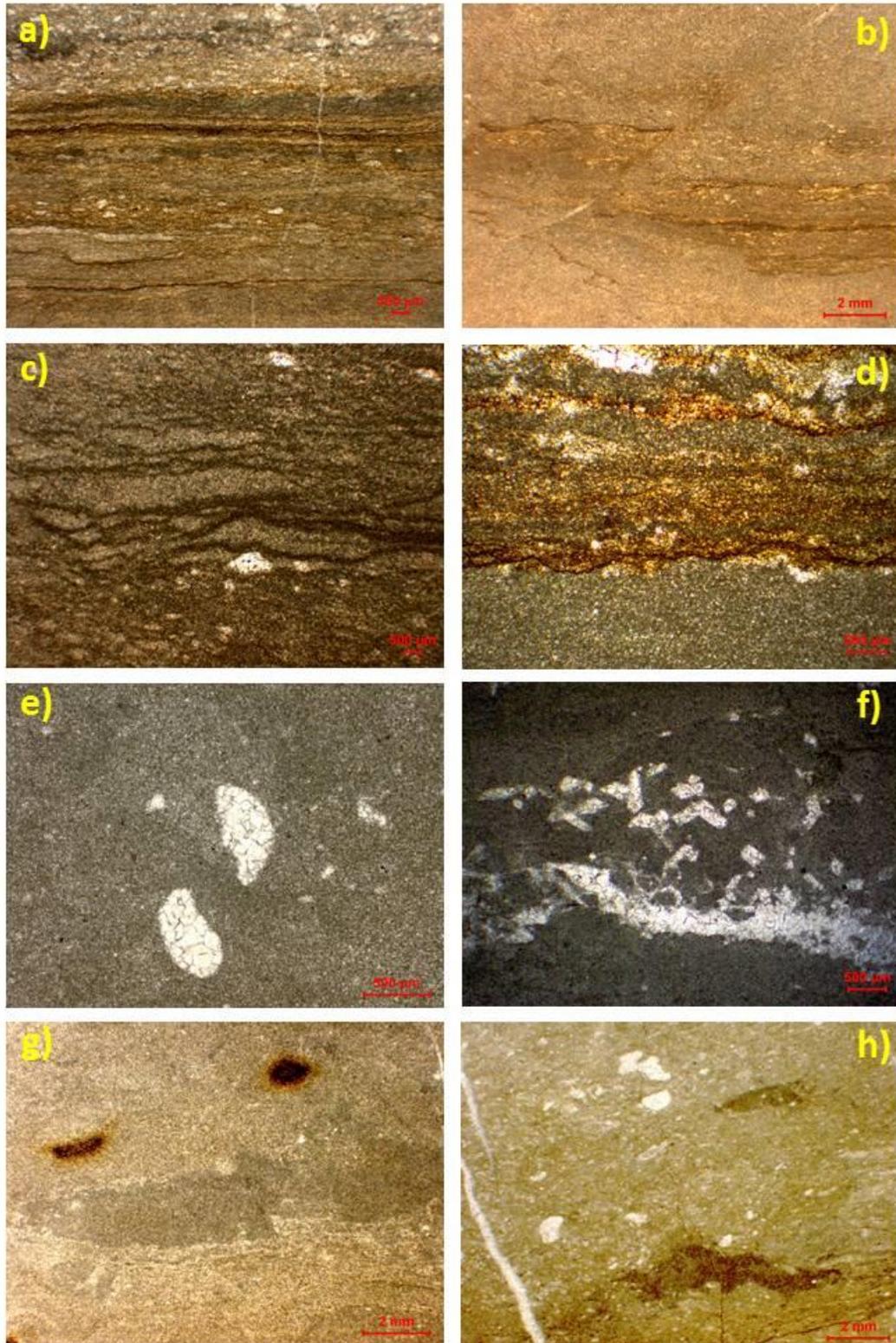


Foto delle dolomie fini relative all'intervallo B del Cretaceo Inferiore del Monte Conocchia al microscopio ottico

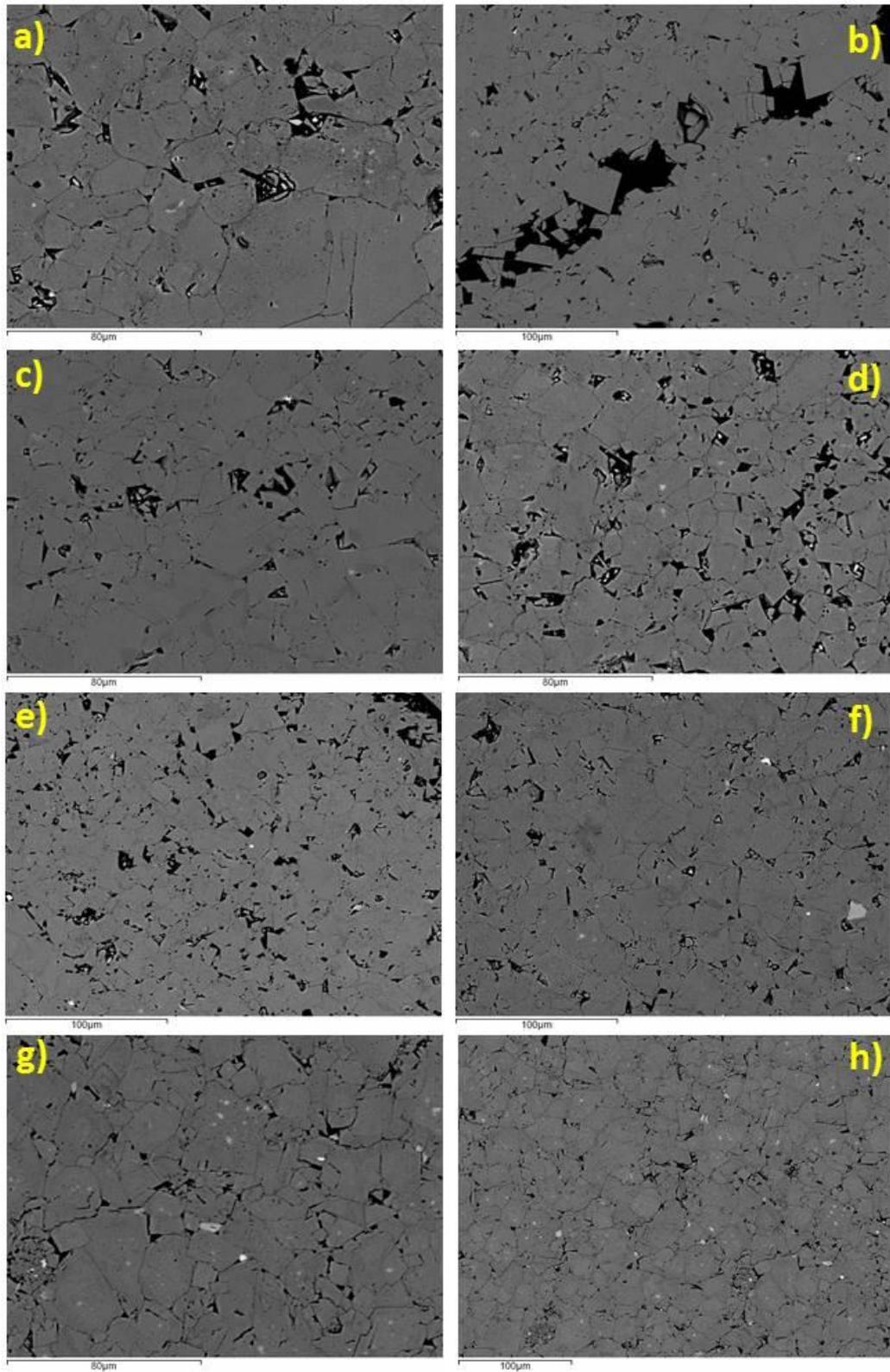


Foto delle dolomie fini relative all'intervallo B del Cretaceo Inferiore del Monte Conocchia al SEM in backscattering

Intervallo B: dolomia grossolana (Cretaceo Inferiore - Conocchia)

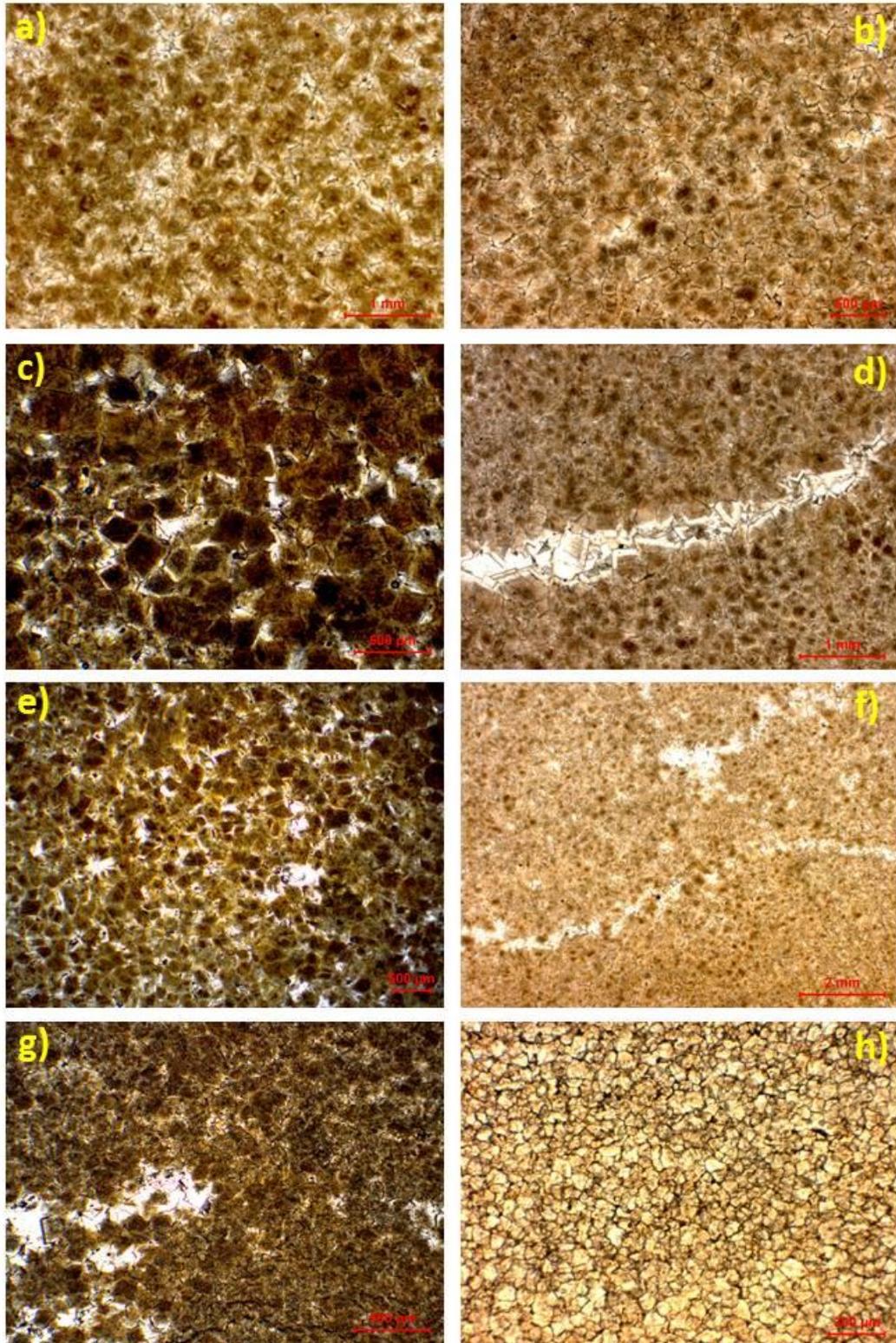


Foto delle dolomie grossolane relative all'intervallo B del Cretaceo Inferiore del Monte Conocchia al microscopio ottico

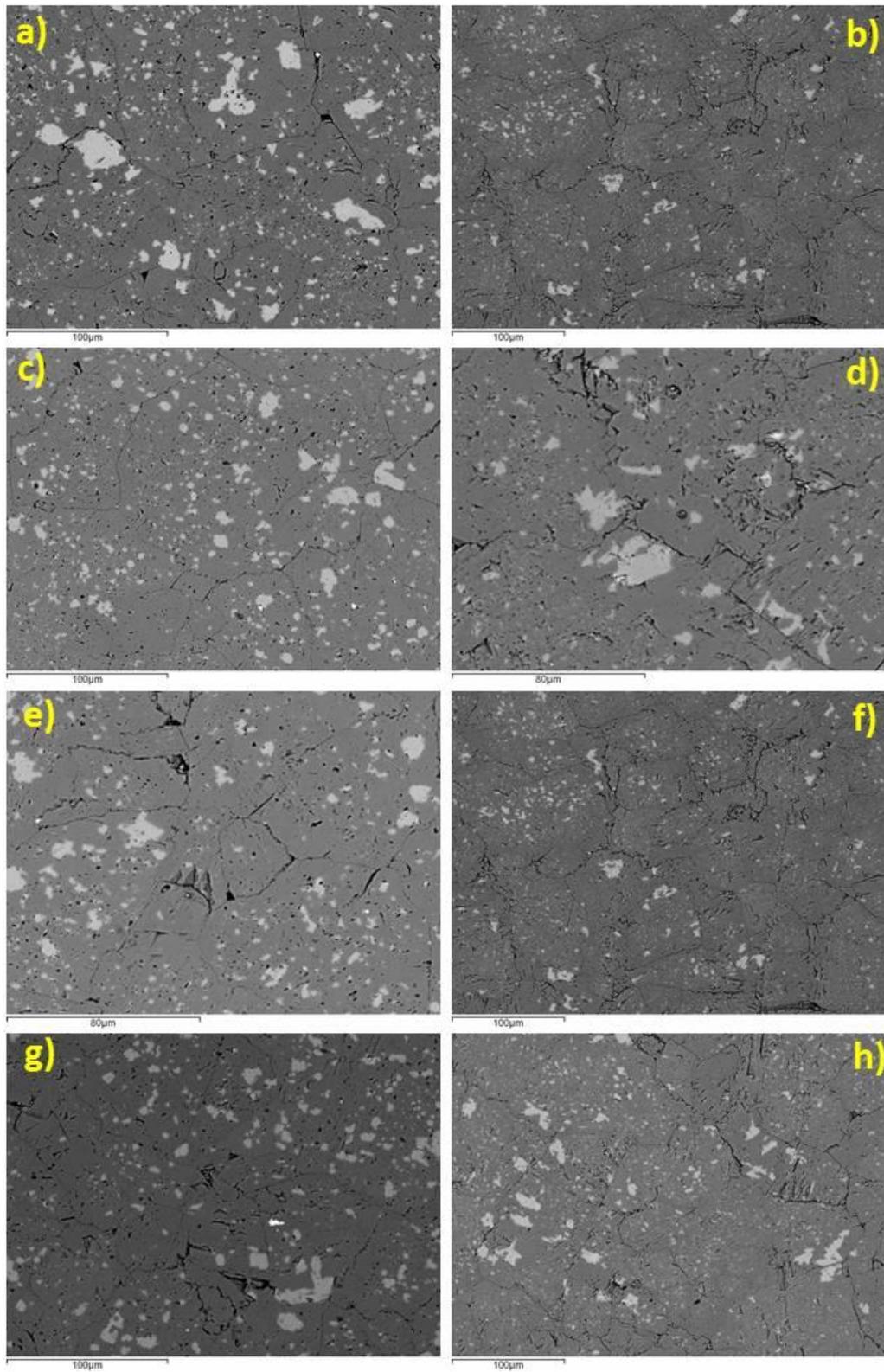


Foto delle dolomie grossolane relative all'intervallo B del Cretaceo Inferiore del Monte Conocchia al SEM in backscattering

Intervallo C: calcare (Cretaceo Inferiore - Conocchia)

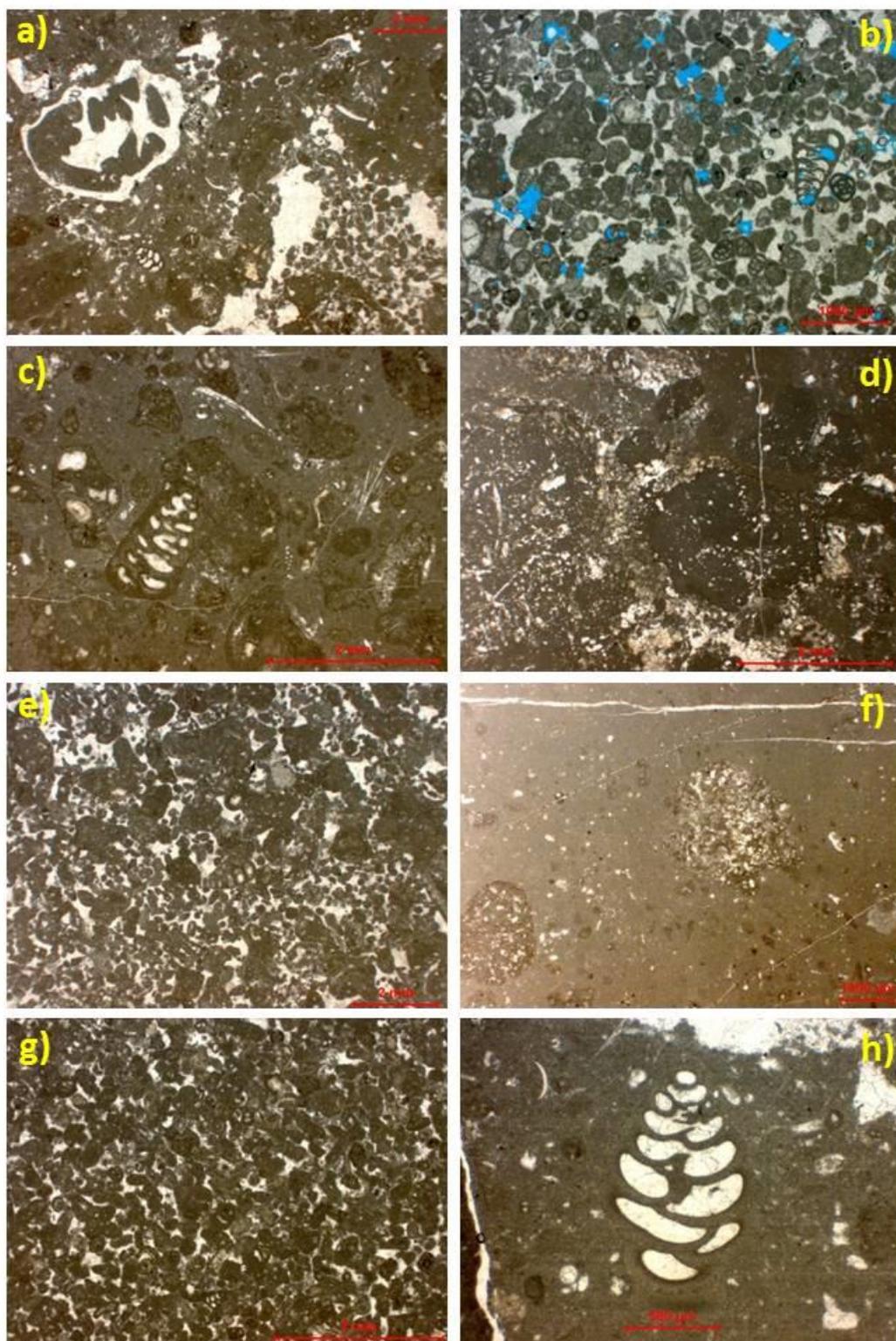


Foto delle facies calcaree presenti nell'intervallo C del Cretaceo Inferiore del Monte Conocchia al microscopio ottico

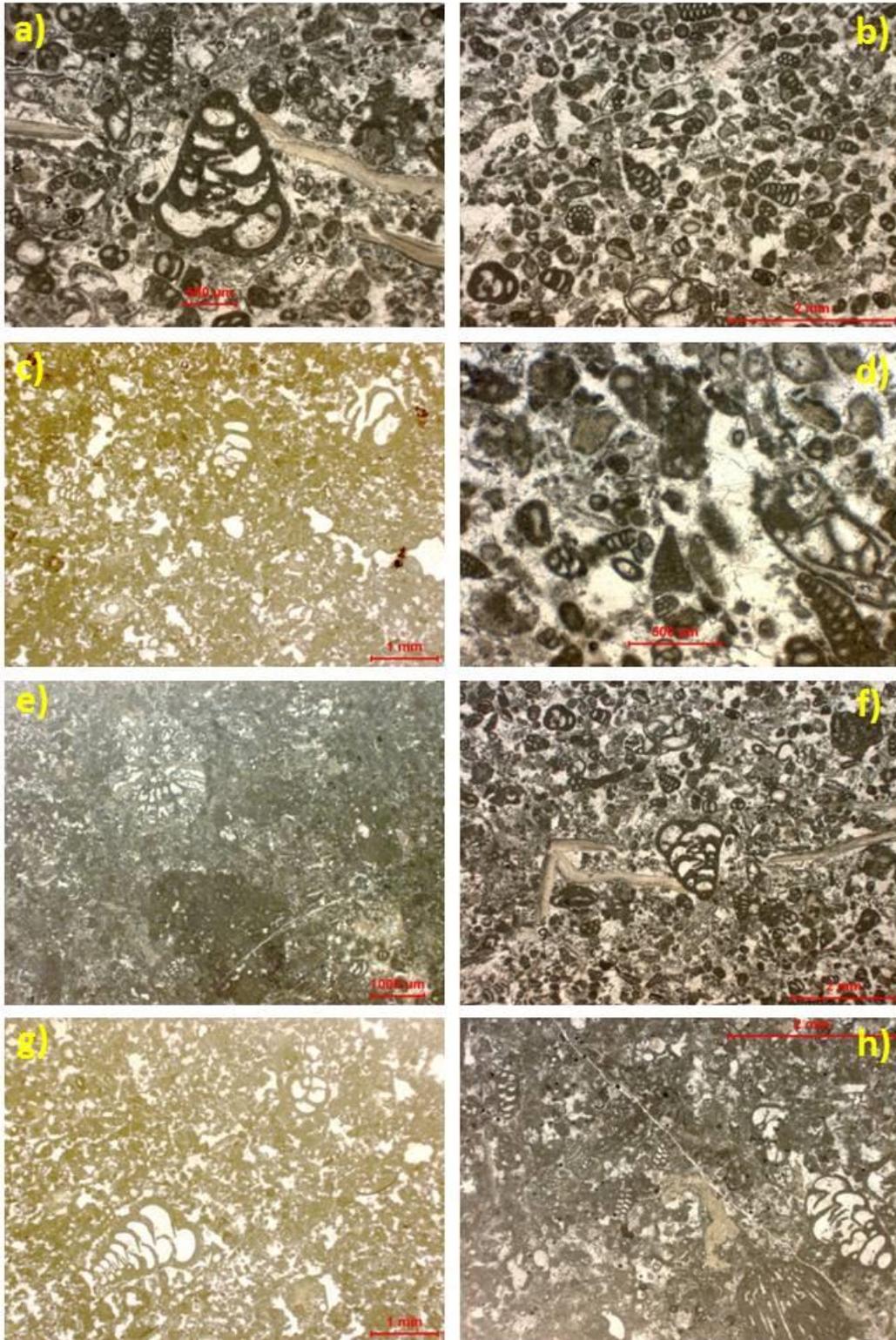


Foto delle facies calcaree presenti nell'intervallo C del Cretaceo Inferiore del Monte Conocchia al microscopio ottico

Intervallo C: calcareo dolomitico (Cretaceo Inferiore - Conocchia)

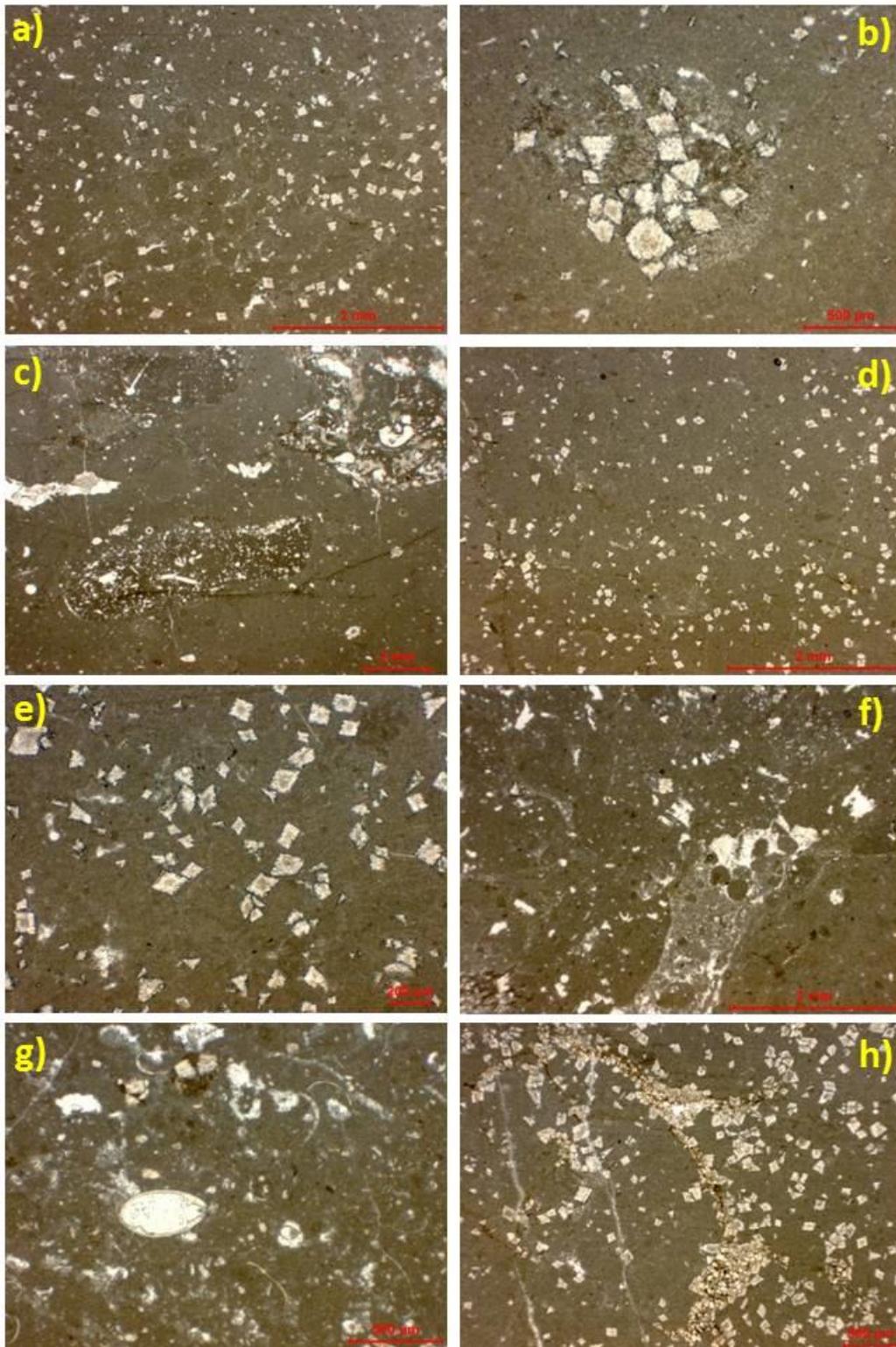


Foto delle facies calcareo-dolomitiche presenti nell'intervallo C del Cretaceo Inferiore del Monte Conocchia al microscopio ottico

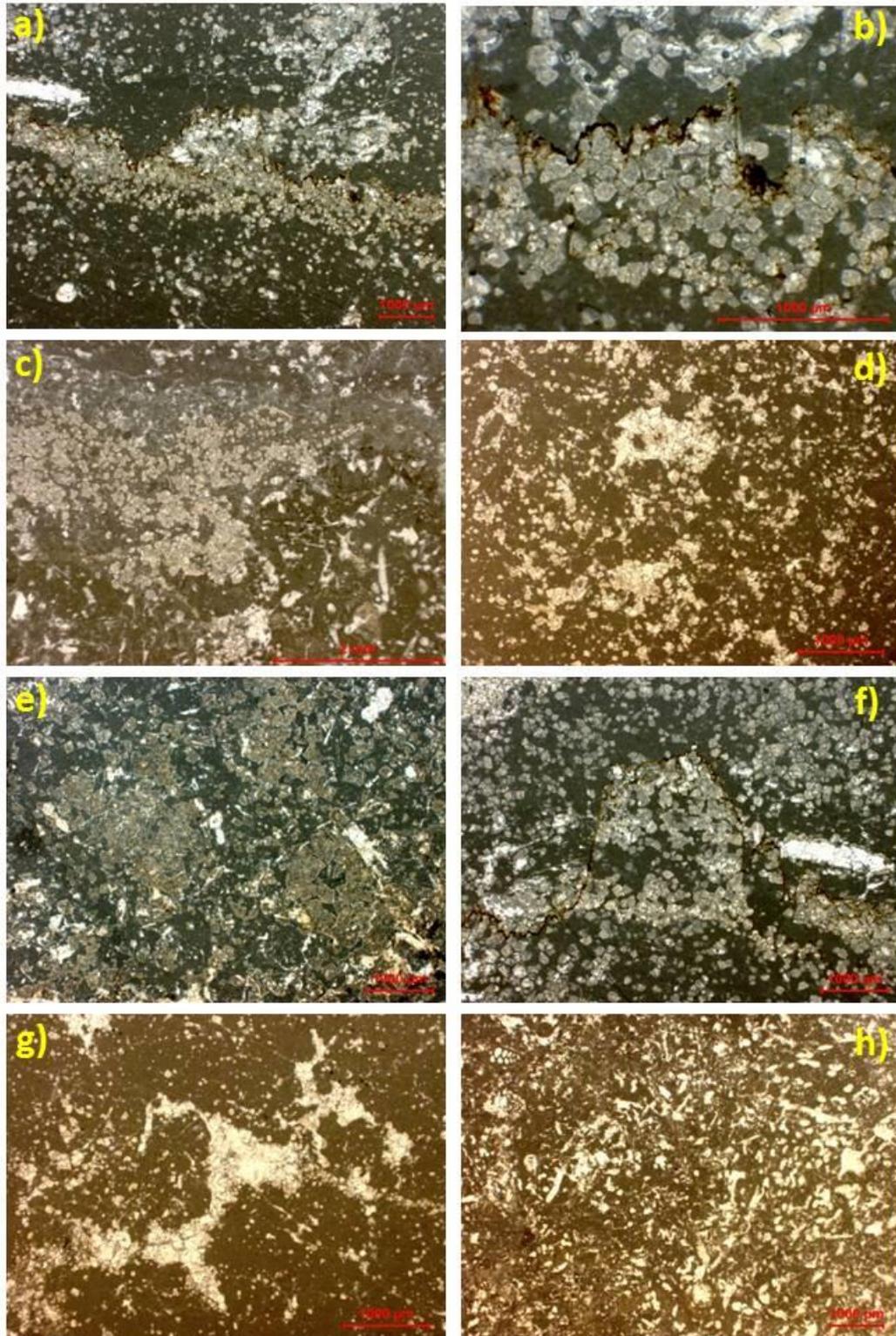


Foto delle facies calcareo-dolomitiche presenti nell'intervallo C del Cretaceo Inferiore del Monte Conocchia al microscopio ottico

Intervallo C: dolomia (Cretaceo Inferiore - Conocchia)

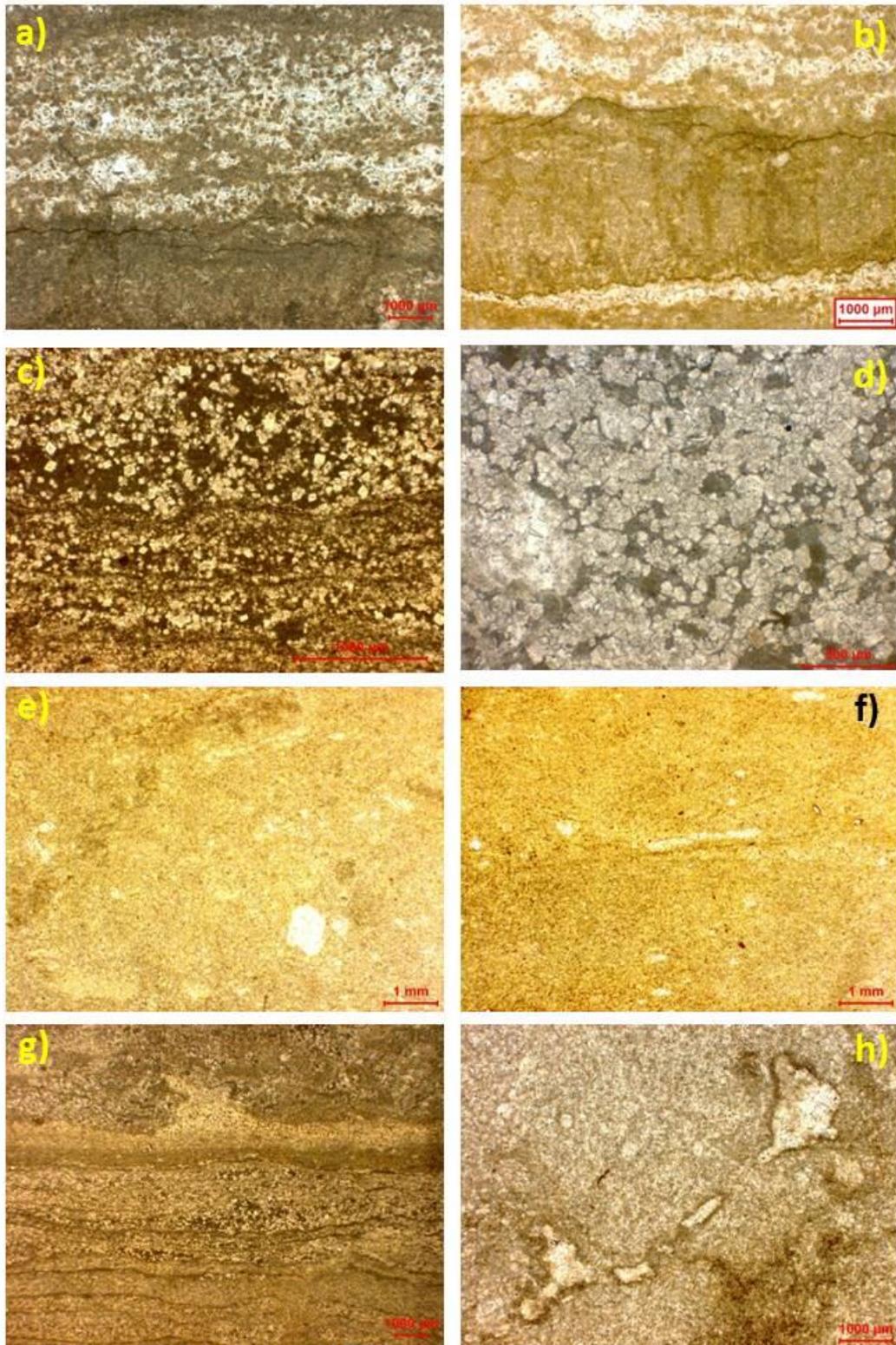


Foto delle facies dolomitiche presenti nell'intervallo C del Cretaceo Inferiore del Monte Conocchia al microscopio ottico

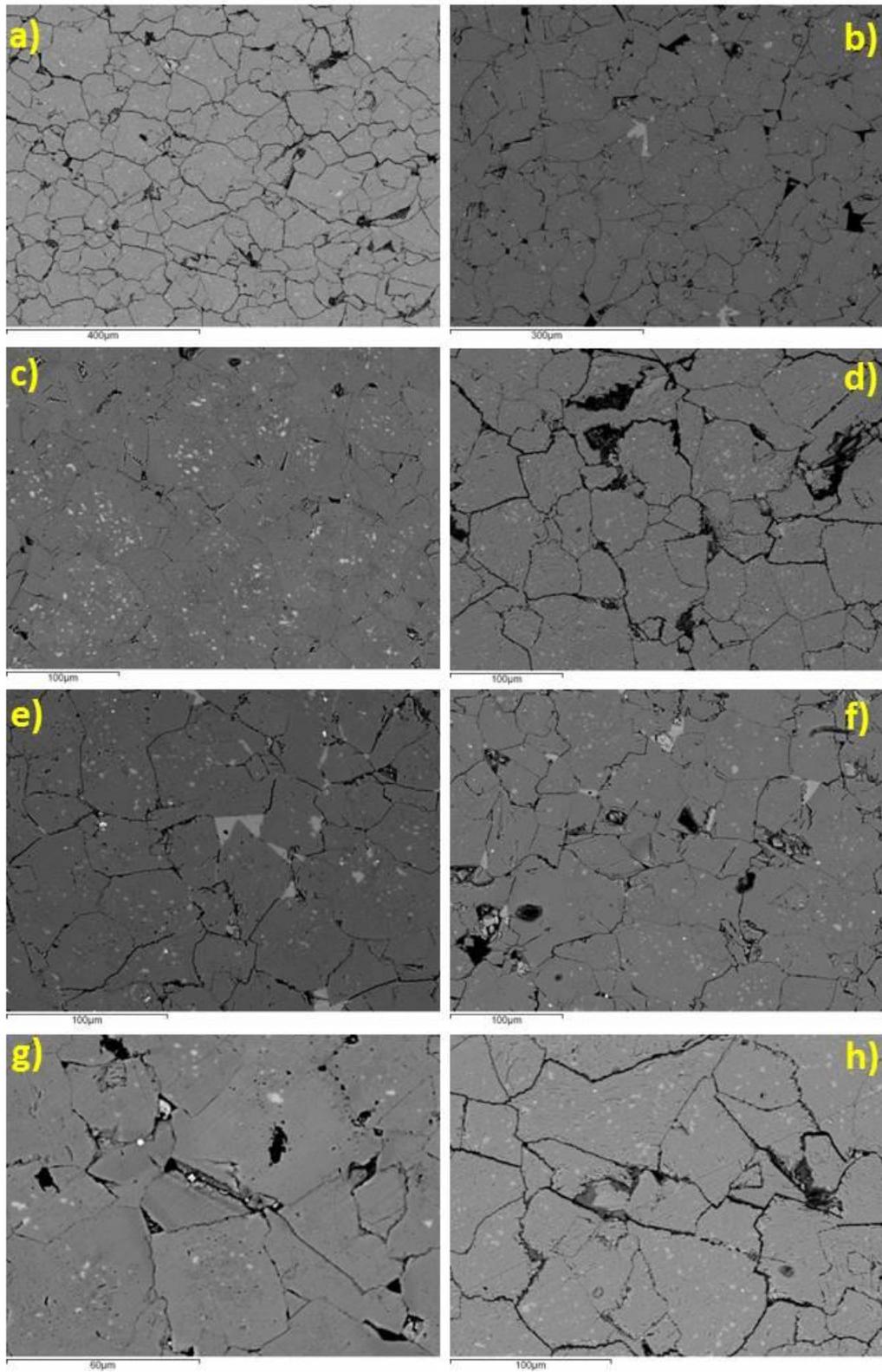


Foto delle facies dolomitiche presenti nell'intervallo C del Cretaceo Inferiore del Monte Conocchia al SEM in backscattering