



UNIVERSITÀ DEGLI STUDI DI PADOVA

FACOLTÀ DI SCIENZE MM. FF. NN.

Dipartimento di Geoscienze
Direttrice Prof.ssa Cristina Stefani

TESI DI LAUREA TRIENNALE IN
SCIENZE GEOLOGICHE

LA PIETRA TENERA DI VICENZA DELLA CAVA

“LA VECCHIA PRIARA”;

CARATTERIZZAZIONE PETROGRAFICA E

ANALISI DELLA POROSITÀ IN SEZIONE

SOTTILE

Relatore: Prof. Claudio Mazzoli

Correlatore: Dr. Nereo Preto

Laureanda: Francesca Cavallo

ANNO ACCADEMICO 2012 / 2013

Ai miei genitori

Indice generale

1	Introduzione.....	6
2	Origine della pietra di Vicenza.....	7
2.1	Inquadramento geografico e geomorfologico.....	7
2.2	Inquadramento geologico e stratigrafico.....	8
3	La Pietra Tenera nella cava di Brendola	14
3.1	Caratterizzazione petrografica.....	16
3.1.1	Osservazione macroscopica.....	17
3.1.2	Osservazione in sezione sottile.....	17
3.1.3	Contenuto fossilifero.....	19
4	Il cemento nelle rocce carbonatiche.....	21
4.1	Classificazione dei cementi	21
4.2	Analisi dei cementi in sezione sottile.....	22
4.3	Analisi dei cementi in catodoluminescenza.....	25
5	La porosità nelle rocce carbonatiche.....	27
5.1	Classificazione della porosità.....	27
5.2	Analisi della porosità:.....	27
6	Discussione.....	30
6.1	Porosità.....	30
6.2	Cementi.....	31
7	Conclusioni.....	33
8	Bibliografia.....	35

1 Introduzione

La presente tesi si prefigge di descrivere le caratteristiche petrografiche e tessiturali di alcuni campioni di calcare provenienti dalla cava “La Vecchia Priara” (Brendola, VI), uno degli innumerevoli siti di estrazione della cosiddetta Pietra Tenera di Vicenza, al fine di comprendere da un lato quali siano le proprietà che determinano le caratteristiche ornamentali e di lavorabilità di questo materiale lapideo, e dall'altro come queste si siano prodotte durante il seppellimento e la diagenesi.

Lo studio è stato quindi rivolto alla caratterizzazione della porosità e del grado di cementazione, eseguendo indagini in microscopia ottica, in catodoluminescenza, ed elaborando immagini ottenute per scansione dell'intera superficie di sezioni sottili di campioni preventivamente inglobati con una opportuna resina colorata.

I dati così ottenuti sono stati successivamente confrontati con le tipologie di bioclasti riconosciute in sezione sottile per i diversi campioni, con particolare attenzione alla eventuale correlazione tra resti di organismi a guscio aragonitico, grado di cementazione, ed eventuale presenza di componente argillosa nel sedimento. L'analisi del cemento e le osservazioni sul grado di compattazione del sedimento hanno permesso di formulare una ipotesi sulla possibile origine della elevata porosità della Pietra Tenera di Vicenza, proprietà che ne ha determinato l'ampio sfruttamento come materiale da costruzione ed ornamentale da parte dell'uomo.

2 Origine della pietra di Vicenza

2.1 Inquadramento geografico e geomorfologico

Il rilievo dei Colli Berici sorge a sud, sud-ovest di Vicenza lungo la direttrice che congiunge le ultime propaggini dei Lessini ai Colli Euganei (*Figura 1*).

La forma dei Colli Berici è quella di un parallelogramma il cui asse maggiore, orientato in direzione nord-est, sud-ovest, è lungo circa 24 km, e con una superficie complessiva di 165 km². Il rilievo collinare appare molto frastagliato a nord e più regolare a sud.

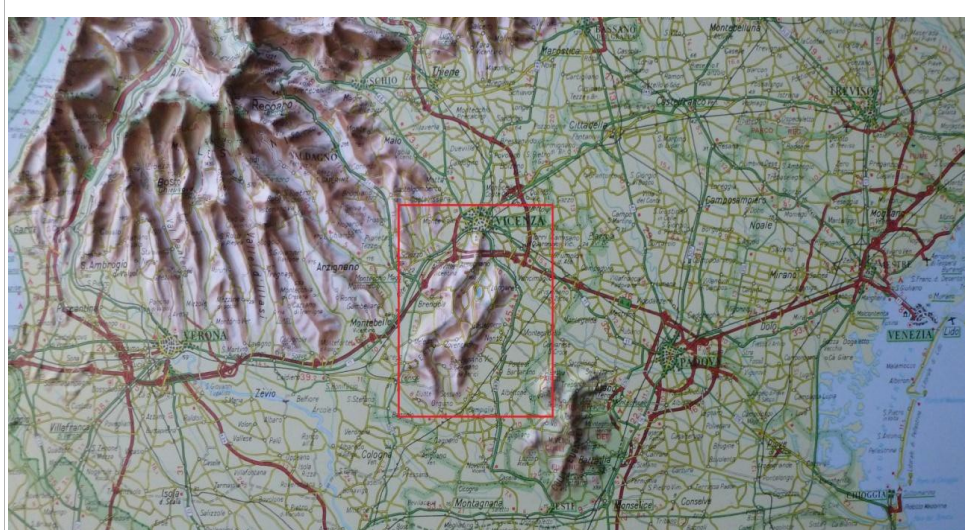


Figura 1: Inquadramento geografico dei Colli Berici – da carta in rilievo in scala 1:350 000 delle tre Venezie.

I Colli Berici esibiscono una morfologia caratterizzata da colline arrotondate attraversate dalla Val Lione, che si trova a sud, e dal sistema delle valli di Fimon, a nord. Le due valli suddividono l'area in due settori distinti: il settore orientale dei Berici, il più ampio, si presenta come un vasto e articolato altopiano con pareti lungo il margine orientale, e il settore occidentale caratterizzato invece da morfologie più deboli, con lievi ondulazioni che si raccordano più o meno dolcemente con la pianura.

Nel primo settore sono presenti alcuni rilievi che superano i 400 metri di quota quali il Monte Tondo (415 m s.l.m), il Monte della Cengia (428 m s.l.m) e il Monte Alto (444 m s.l.m) (Mietto, 1988).

Data la netta prevalenza di rocce carbonatiche, il rilievo dei Colli Berici presenta intensi e diffusi fenomeni carsici. Tuttavia la zona superiore dei colli appare disseminata di doline e depressioni assorbenti che convogliano rapidamente nel sottosuolo le acque meteoriche.

2.2 Inquadramento geologico e stratigrafico

I campioni studiati provengono dalla Formazione Oligocenica delle Calcareniti di Castelgomberto affioranti nell'area di Brendola.

La formazione più antica che affiora nei Colli Berici è la “*Scaglia Rossa*” del Cretaceo Superiore, che consiste in calcari fittamente stratificati con sfumature di colore dal rosso al rosa, contenenti foraminiferi planctonici quali globigerinidi e globotruncane, che testimoniano un ambiente di sedimentazione di mare aperto e relativamente profondo.

Alla fine del Cretaceo le caratteristiche chimico-fisiche dell'ambiente di sedimentazione cambiarono radicalmente, molto probabilmente a causa di importanti movimenti tettonici precursori del ciclo eruttivo Paleogenico del Veneto occidentale (Piccoli, 1966), per cui la deposizione dei sedimenti venne interrotta e infatti i depositi Paleocenici non sono presenti in quest'area.

I Colli Berici sono, quindi, caratterizzati da una grande lacuna stratigrafica corrispondente al Paleocene (Massari *et al.*,1976) come testimoniato dalla presenza di *hard ground* al tetto della Scaglia Rossa.

Durante l'Eocene inferiore, nell'area dei Lessini ebbero inizio le prime manifestazioni vulcaniche basaltiche che durarono per tutto l'Eocene medio e che ripresero durante l'Oligocene medio interessando anche i Colli Berici orientali. L'attività vulcanica è direttamente collegata alla tettonica, precisamente alla presenza del *graben* dell'Alpone-Chiampo entro cui si depositarono materiali vulcanici e vulcanoclastici prodottisi *in-situ* o provenienti dalle aree limitrofe.

Questo *graben* di forma allungata si è attivato alla fine del Cretaceo superiore e si è mantenuto in movimento per tutto l'Eocene medio permettendo così, con una graduale e continua subsidenza, l'accumulo di svariate centinaia di metri di vulcaniti basaltiche in cui sono intercalate rocce sedimentarie carbonatiche dell'antico mare Eocenico note con il nome informale di “Marmi del Chiampo” (Mietto, 1988).

Il *graben* risulta delimitato da profonde linee di frattura e il margine occidentale coincide con la faglia di Castelvero (Barbieri, 1972). Questa faglia è localizzata sulla dorsale che separa le valli di Illasi e dell'Alpone in direzione NNW-SSE, e a nord dalla "linea pedemontana" con direzione ENE-WSW.

Di conseguenza risulta evidente che i Berici occidentali costituiscono la parte sud-orientale del *graben* dell'Alpone-Chiampo, con il risultato che la zona di estrazione della pietra tenera si può suddividere geologicamente in due settori, caratterizzati ciascuno da alcune differenze stratigrafiche, che hanno inizio con l'Eocene medio.

In questo periodo la parte orientale dei Berici fu all'inizio influenzata dall'attività vulcano-tettonica del *graben* dell'Alpone-Chiampo, per cui si realizza un ambiente di sedimentazione tipico di un mare poco profondo e fortemente influenzato da apporti terrigeni e vulcanoclastici (Mietto, 1988).

Gradualmente da un ambiente marino instabile, caratterizzato da zone pelagiche con fondali relativamente bassi, in cui era in atto una lenta subsidenza, si passa allo sviluppo di un mare non molto profondo (circa 40 – 60 m) con acque calde, sul cui fondo si depositavano i resti calcarei di molti organismi che popolavano quell'ambiente, come nummuliti, discociline, crostacei, echinodermi, alghe rosse, gasteropodi, briozoi e lamellibranchi (Broglia Loriga *et al.*, 1987), dando luogo alla formazione di rocce sedimentarie quali biocalcareni a macroforaminiferi, appartenenti alla formazione dei “*Calcari nummulitici*”.

Questa unità rocciosa affiora con spessori anche molto potenti (circa un centinaio di metri) soprattutto in Val Lione, dove si estrae come pietra tenera da costruzione (Mietto, 1988).

Verso la fine dell'Eocene medio, mentre nei Berici orientali persisteva il mare in cui continuavano a depositarsi sedimenti carbonatici in facies di calcareniti nummulitiche, il settore occidentale, così come avvenne in tutto il *graben*, venne a trovarsi in condizioni di emersione in seguito all'accumulo eccessivo dei prodotti vulcanici e vulcanoclastici (Mietto, 1988).

In questo mare che copriva tutta l'area in esame sorgevano numerosi vulcani localizzati soprattutto nell'area occidentale del *graben*, che hanno dato luogo a depositi basaltici e tufitici, formando localmente lagune, laghi salati e bassi fondali.

Alla fine dell'Eocene medio, i Berici occidentali si trovavano in condizione di emersione ed erano lambiti dal mare sia ad ovest (cioè verso i Lessini occidentali) che ad est (Berici orientali).

Successivamente, nell'Eocene superiore, corrispondente al Priaboniano, ebbe inizio una nuova fase trasgressiva, durante la quale il mare tornò ad occupare le terre emerse, cioè l'area precedentemente appartenente al *graben* dell'Alpone-Chiampo che, con l'arresto dell'attività vulcanica alla fine dell'Eocene medio, cessa di esistere. Questa nuova fase trasgressiva diede origine ad un nuovo ciclo sedimentario.

La trasgressione cominciò da est, ed è testimoniata da un conglomerato basale nei Berici occidentali: l'“*Orizzonte a Cerithium diaboli*”.

Si tratta di un calcare arenaceo giallastro contenente piccoli clasti arrotondati di argille derivate dal deterioramento di basalti e numerosissimi fossili di ambiente costiero, fra i quali spiccano resti scheletrici di un particolare mammifero acquatico dell'ordine dei sirenidi noto come *Protherium veronese* (Mietto, 1988).

All'orizzonte a *Cerithium diaboli* segue quindi la deposizione della “*Formazione di Priabona*”, costituita da un potente complesso di strati calcarei prevalentemente marnosi, che nei Berici orientali poggia direttamente sugli strati superiori dei Calcari nummulitici ed è praticamente in eteropia di *facies* con le formazioni vulcaniche occidentali.

Essa corrisponde ad un ambiente di sedimentazione paragonabile ad un mare

caldo poco profondo, fangoso e ricchissimo di organismi i cui resti fossili si rinvenivano numerosi nelle rocce dei Berici (Mietto, 1988).

Questo bacino molto probabilmente era alimentato a nord da apporti terrigeni fini di tipo siltoso e provenienti da terre emerse, corrispondenti grosso modo all'attuale fascia pedemontana tra Recoaro e Valdagno.

Lo spessore della Formazione di Priabona può raggiungere nei Berici anche i 200 metri. Il contenuto paleontologico è dato da foraminiferi tipo nummuliti e discocicline, molluschi come lamellibranchi, gasteropodi e scafopodi, quindi brachiopodi, crostacei, briozoi, coralli ed echinodermi.

Nei dintorni di Brendola, come nel Rio delle Spesse, la parte superiore della Formazione di Priabona è costituita da un potente complesso di argille e di argille marnose ricchissime di foraminiferi e briozoi che prendono il nome di “marne a briozoi” o anche “strati di Brendola” e sono particolarmente importanti per lo studio biostratigrafico del limite Eocene – Oligocene (Mietto, 1988).

Le marne a briozoi segnano il successivo passaggio all'Oligocene per cui da un ambiente marino con il fondale poco profondo e ricoperto da una vera e propria prateria algale (Francavilla *et al.*, 1970; Bassi e Nebelsick, 2010), si passa a condizioni ambientali di piattaforma carbonatica condizionata dalla presenza di una scogliera corallina ed algale (*Figura 2*). L'Oligocene veneto è rappresentato nei Berici e nei Lessini vicentini dalla “*Calcarenita di Castelgomberto*”; tale formazione rappresenta il prodotto della sedimentazione biochimica e organogena di una laguna ben ossigenata limitata a NW, in corrispondenza dei monti di Valdagno, dalla terraferma e a SE, in coincidenza con il margine dei Monti Berici, da una barriera corallina.

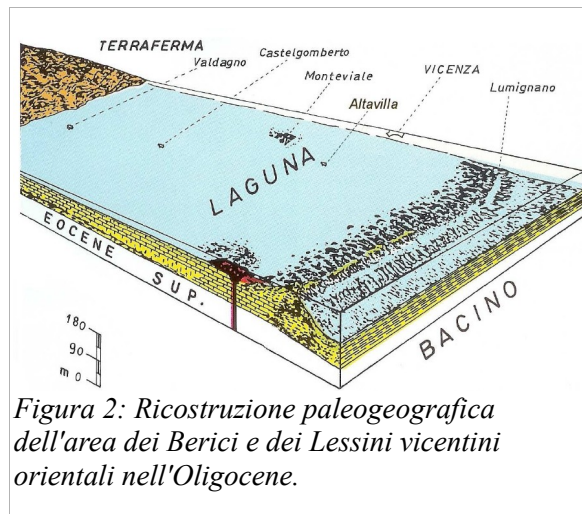


Figura 2: Ricostruzione paleogeografica dell'area dei Berici e dei Lessini vicentini orientali nell'Oligocene.

Questa barriera separava la laguna dal mare aperto che si estendeva in direzione dei Monti Euganei ove effettivamente sono presenti depositi oligocenici, cioè le Marne Euganee, in *facies* pelagica. La terraferma si prolungava invece verso est nel Marosticano in un'area a sedimentazione palustre e salmastra caratterizzata da un'intensa attività vulcanica di tipo basaltico. Verso ovest invece, cioè nei Lessini veronesi, manca praticamente qualsiasi testimonianza di rocce oligoceniche ed è possibile che anche questo territorio fosse almeno in parte in condizioni di emersione.

La laguna oligocenica del vicentino (che presentava una ampiezza di almeno 30 km) e la sua barriera corallina sono confrontabili, anche da un punto di vista delle dimensioni, con l'attuale complesso laguna – barriera che si estende al largo delle coste caraibiche del Belize a Queen Cay.

Un ambiente sedimentario come questo ha prodotto essenzialmente tre tipi fondamentali di rocce rinvenibili nelle Calcareniti di Castelgomberto (*Figura 3*):

- 1) calcari massicci di scogliera (*reef*);
- 2) calcareniti nulliporiche di retroscogliera (*back-reef*) formatesi in ambiente di alta energia in corrispondenza di canali di marea, *facies* caratteristica della Pietra di Vicenza (Mietto, 1988);
- 3) calcareniti lagunari di retroscogliera (*lagoon back-reef*), *facies* tipica delle

Calcareniti di Castelgomberto.

Alla fine dell'Oligocene si verifica inoltre un altro fatto che turba la quiete dell'ambiente lagunare: riprende l'attività vulcanica che era cessata per tutto l'Eocene superiore. Tale attività è testimoniata dalla presenza di numerosi *neck* vulcanici (il *neck* di Brendola risulta essere il più grandioso dei Berici) o diatremi che si trovano un po' su tutto il rilievo in esame.

Questi sono costituiti da camini vulcanici riempiti da rocce vulcanoclastiche e basaltiche corrispondenti ad antichi apparati eruttivi che manifestavano la loro attività prettamente esplosiva con lanci di lapilli e ceneri vulcaniche, coinvolgendo anche le formazioni sedimentarie che attraversavano. Talora questi apparati vulcanici potevano emergere dal mare formando isole. È inoltre possibile che l'attività vulcanica abbia portato al seppellimento della scogliera, provocandone la morte.

Nell'Oligocene superiore la laguna si colma gradualmente e si formano così *facies* calcaree a grana finissima caratterizzate da depositi terrigeni, fino a trovarsi in condizioni di completa emersione.

Con il Miocene inferiore cambiano ancora una volta le condizioni ambientali e comincia una nuova trasgressione marina, marcata da un evento localizzato costituito da un deposito discontinuo, probabilmente di origine eolica, di sabbie silicee (*saldame*), in passato sfruttate industrialmente.

Il “*saldame*” fa transizione alle “Arenarie di S. Urbano”, costituite da arenarie calcaree grossolane, stratificate e di colore biancastro-giallastro, con frequenti fossili come scutellidi, echinidi e lepidocline, caratteristiche di un mare poco profondo. Affiorano prevalentemente nei Lessini vicentini orientali.

La trasgressione marina evolve, chiudendo la serie, fino al Miocene medio con la deposizione di calcari marnosi e marne argillose verdastre, per la presenza di glauconite, riferibili alle “*Marne argillose del M. Costi*” affioranti unicamente nei Lessini vicentini.

Nei periodi successivi l'orogenesi alpina ha portato progressivamente alla

completa emersione dal mare le formazioni sopra descritte formando i rilievi collinari che l'erosione ha gradatamente modellato fino alle forme attuali.

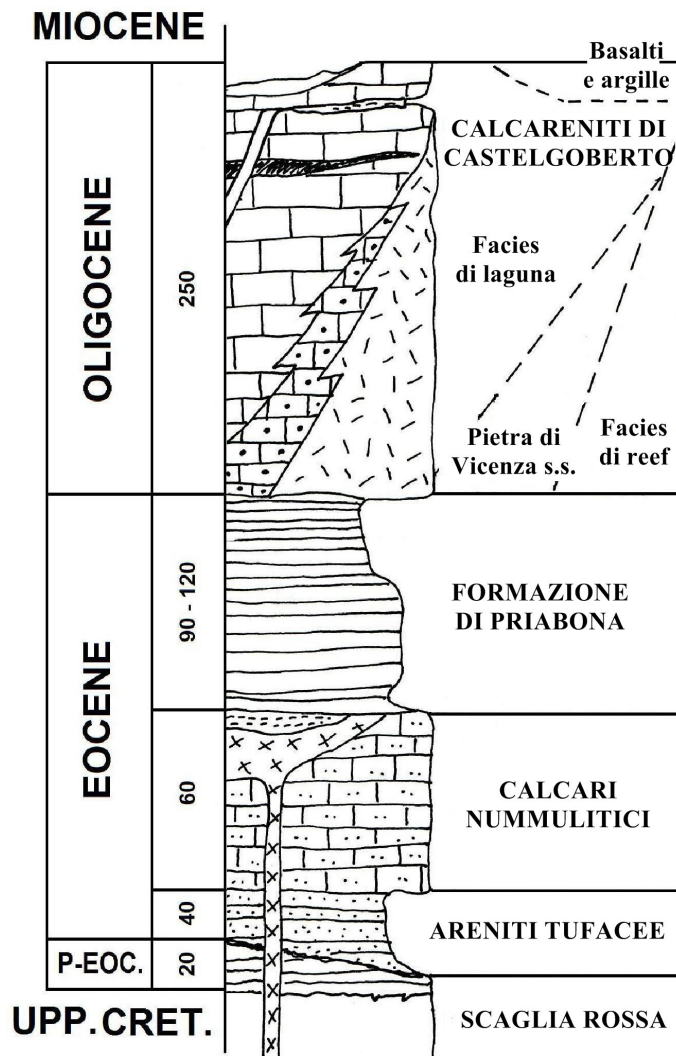


Figura 3: Sezione stratigrafica dei Colli Berici. (da Cornale e Rosarò, 1994, mod.).

3 La Pietra Tenera nella cava di Brendola

La Pietra Tenera di Vicenza nel corso dei secoli venne ampiamente utilizzata nel campo edilizio e artistico grazie alle sue qualità che la contraddistinguono quali il

peso, la durezza, la resistenza al fuoco, e agli agenti atmosferici.

La Pietra tenera veniva e viene tuttora coltivata in diverse cave situate sui Colli Berici come ad esempio Grancona, Zovencedo, Pederiva, Nanto, Brendola.

L'attività di campionamento è stata effettuata in una cava dismessa, detta “La Vecchia Priara” (*Figura 4*), situata nel Comune di Brendola, nella parte nord-occidentale dei Colli Berici.



Figura 4: Cava "La Vecchia Priara"- Brendola.

Le rocce qui affioranti appartengono alla formazione oligocenica delle Calcareniti di Castelvetro; lo sfruttamento in galleria riguarda spessori compresi tra i 10 e i 20 metri di calcari massivi biancastri (da grainstone a rudstone) con una stratificazione poco evidente e privi di componenti marnose.

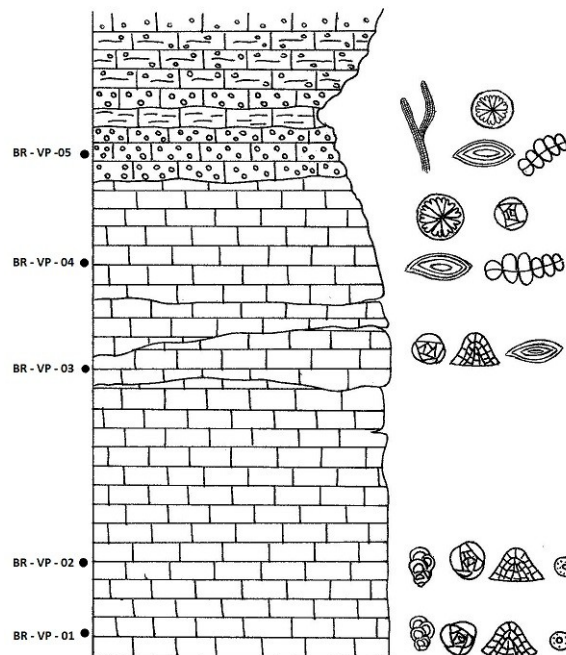


Figura 5: Schema stratigrafico della cava di Brendola, con l'indicazione dei punti di campionamento.

Al tetto si riconoscono livelli di marne giallastre associate a venute di acqua, sovrastate da calcari marnosi giallastri nodulari (*Figura 5*).

Lo studio dei campioni di pietra tenera, il cui punto di campionamento è indicato in *figura 5*, è stato effettuato utilizzando le seguenti metodologie analitiche: osservazione macroscopica, analisi in sezione sottile utilizzando un microscopio ottico petrografico, analisi in catodoluminescenza, elaborazione di immagine per la determinazione della porosità e del cemento utilizzando i programmi ENVI 4.7 e IMAGEJ.

3.1 Caratterizzazione petrografica

I campioni di roccia sono stati prima analizzati macroscopicamente e successivamente al microscopio ottico in sezione sottile.

3.1.1 Osservazione macroscopica

Le Calcareniti di Castelgomberto rappresentano un complesso caratterizzato da calcari e calcareniti organogeni. L'osservazione in campagna ha consentito di individuare l'alternanza di livelli calcarei fortemente permeabili e strati marnosi poco permeabili.

Dall'osservazione *macroscopica* è emerso che le rocce campionate entro i livelli calcarei interessati dalla attività estrattiva, appaiono molto simili tra di loro.

Ad occhio nudo, i primi quattro campioni di roccia si presentano di colorazione biancastra, la grana è fine, e gli elementi principali sono i bioclasti; di questi alcuni hanno dimensione dell'ordine del millimetro.

La tessitura dei campioni di roccia è clasto-sostenuta e la roccia può essere classificata come un *grainstone*.

Il quinto campione di roccia si presenta più compatto e meno poroso. Il colore è bianco – grigio chiaro.

Si tratta di un calcare a rodoliti i quali formano dei noduli ben visibili ad occhio nudo. La roccia è costituita prevalentemente da bioclasti con foraminiferi di dimensioni da millimetriche a centimetriche. La grana è fine mentre i noduli sono dell'ordine del decimetro. La tessitura è clasto-sostenuta e la roccia può essere classificata come *rudstone*.

Tutti i campioni sono tendenzialmente isotropi, infatti non si osserva nessuna orientazione preferenziale dei bioclasti alla scala del campione a mano.

3.1.2 Osservazione in sezione sottile

Dai campioni raccolti in cava, sono state ottenute 10 sezioni sottili; cinque in resina trasparente e le altre cinque utilizzando la resina *Araldite 2020* colorata con il colorante *Keystone blue*.

L'osservazione delle sezioni sottili, mediante il microscopio ottico polarizzatore, ha permesso di determinare le associazioni faunistiche, la presenza di micrite e di cemento e quindi il grado di porosità.

In sezione sottile, nei primi tre campioni (BR-VP-01, BR-VP-02, BR-VP-03), è

osservabile una buona quantità di micrite. Il cemento, sebbene non sia abbondante, è presente, e la sua forma predominante è quella di cemento sintassiale. Lo scarso riempimento dei pori ad opera di cemento e micrite ha reso queste rocce molto porose. Inoltre dall'osservazione delle sezioni sottili in resina blu si è osservato un buon grado di micro-porosità all'interno di numerosi bioclasti.

Il quarto e il quinto campione (BR-VP-04, BR-VP-05) appaiono maggiormente cementati; in particolare il campione BR-VP-05, in sezione sottile, risulta interessato sia da un cemento sintassiale che a mosaico. Anche in questo campione si osserva frequentemente una micro-porosità all'interno di alcuni tipi di bioclasti.

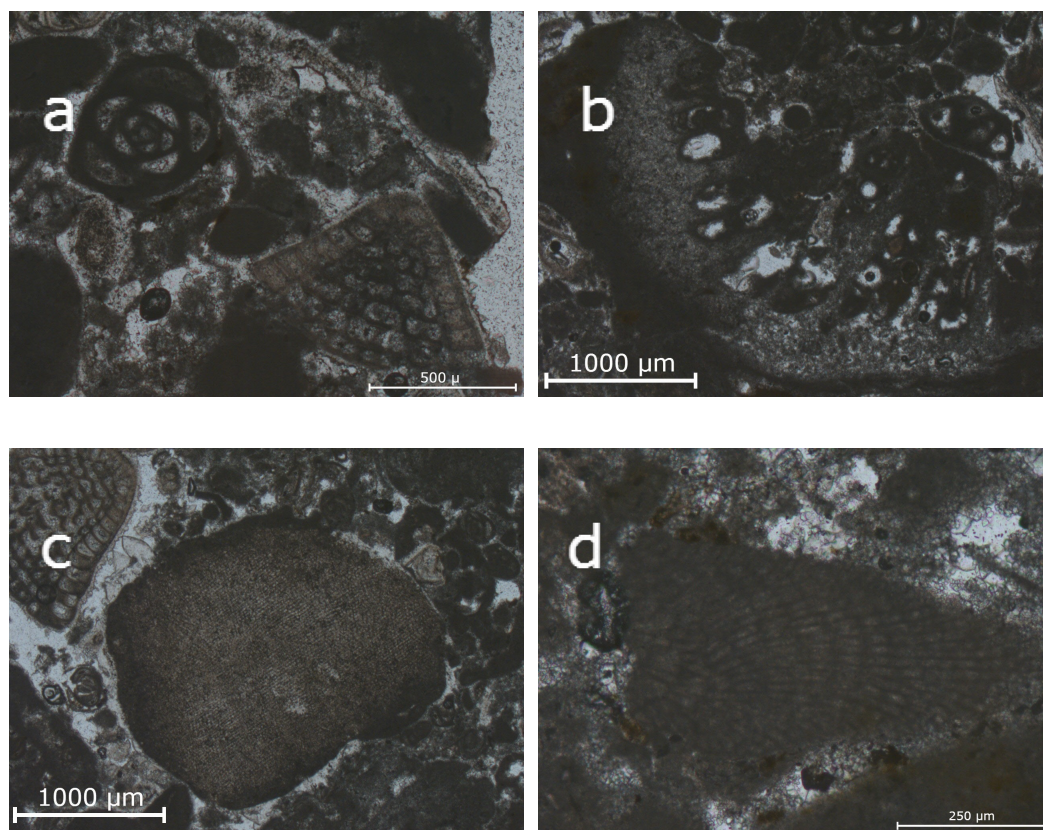


Figura 6: a: Bioclasti di Miliolide e Fabiania (campione BR – VP – 02); b: Frammento di un corallo (campione BR – VP – 01); c: Echinide (campione BR – VP – 02); d: Bioclasto di un'alga rossa (campione BR – VP - 02).

3.1.3 Contenuto fossilifero

Lo studio del contenuto fossilifero di una roccia rappresenta un mezzo importante per ricavare informazioni paleo-ambientali, e ricostruire un modello di sedimentazione e di diagenesi della roccia.

Anche dal punto di vista delle associazioni faunistiche, i campioni BR-VP-01, BR-VP-02 e BR-VP-03, ovvero quelli campionati dagli orizzonti interessati dall'attività di sfruttamento, si presentano molto simili. Si riconoscono prevalentemente foraminiferi bentonici come Miliolidi, *Fabiania* e altri foraminiferi agglutinanti. Abbondanti sono pure le placchette e i radioli di echinidi, mentre in quantità minore appaiono i coralli e le spugne (*Figura 6*).

Nei campioni BR-VP-04 e BR-VP-05 il contenuto fossilifero è apparso significativamente diverso. I bioclasti di foraminiferi bentonici, quali Miliolidi e *Fabiania* compaiono in numero minore mentre si osserva l'aumento del numero di frammenti di coralli, spugne, Nummuliti, Briozoi e alghe rosse. In particolare, nel campione BR-VP-05, le alghe rosse sono tra i fossili predominanti, queste appaiono sia in forma di singoli bioclasti frammentari che incrostanti su gusci di foraminiferi o frammenti scheletrici di coralli, formando rodoliti.

La forma globulosa dei rodoliti indica che l'energia dell'ambiente di deposizione era elevata. Oltre a questi fossili principali sono presenti, ancora una volta, una buona quantità di frammenti di echinidi (*Figura 7*).

Figura 7. a: Briozoo (campione BR – VP -05); b: Nummulite (campione BR – VP -05); c: Frammento di alga rossa (campione BR – VP -05); d: Guscio di Foraminifero agglutinante; e: Corallo (campione BR – VP -05); f: Spugna (campione BR – VP -04); g: Alga rossa incrostante (campione BR – VP -05); h: alga rossa (campione BR – VP – 05).

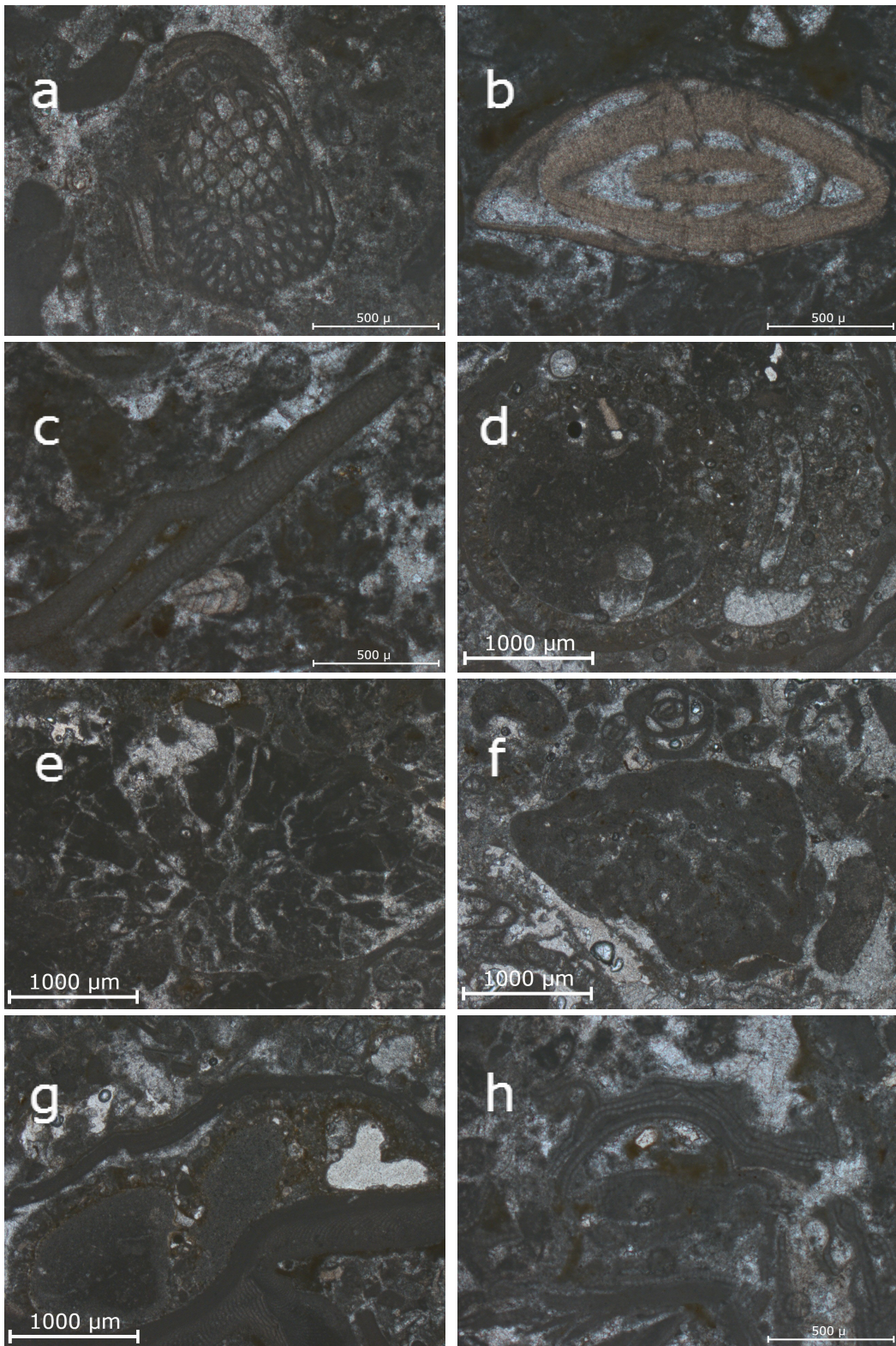


Figura 7.

4 Il cemento nelle rocce carbonatiche

Per *cementazione* si intende la crescita di cristalli sulle superfici dei grani o su quelle interne dei pori delle cavità.

La cementazione può avvenire per mezzo soprattutto di carbonati quali calcite, aragonite o dolomite che possono riempire i vuoti o ridurre la dimensione dei pori. La mineralogia dei cementi dipende dalla composizione del fluido nel quale si accrescono i cristalli.

I cementi studiati appartengono, come detto in precedenza, a rocce formatesi in un ambiente di piattaforma carbonatica in cui la precipitazione e la cementazione della calcite o dell'aragonite è di poco successiva al processo di sedimentazione. Nessuno dei cementi ha morfologie o mineralogia tipiche dei cementi marini, pertanto si è assunto che la cementazione sia avvenuta tutta durante il seppellimento.

4.1 Classificazione dei cementi

I tre tipi di cemento più comuni nelle rocce carbonatiche sono il *cemento fibroso*, il *cemento a mosaico* ed il *cemento sintassiale*.

Il *cemento fibroso* è un cemento che si presenta come una sottile frangia di calcite fibrosa che contorna i granuli e tappezza le pareti delle microcavità. I cristalli si presentano allungati, aciculari o fibrosi e formano una specie di palizzata. I cementi fibrosi sono solitamente cementi di prima generazione che contrastano con il cemento di seconda generazione, la cosiddetta *sparite* o cemento a mosaico, che occupa la maggior parte degli originari spazi porosi. I cementi fibrosi spesso presentano un aspetto *isopaco*, ovvero con accrescimento uniforme intorno ai grani, (*Figura 10 A*). Esistono però altre varietà di cementi primari come il *cemento a menisco*, localizzato nei punti di contatto dei grani, ed il *cemento microstalattitico o a goccia* che, oltre ad avere un maggiore spessore al di sotto dei grani, è anche scuro, perché ricco di inclusioni, e laminato (Bosellini, 1995).

Il *cemento a mosaico o sparite* generalmente appare limpido ed è costituito da un mosaico cristallino a facce piane, i cui cristalli aumentano di dimensione

allontanandosi dal substrato. La sparite è solitamente un cemento di seconda generazione e occupa la maggior parte degli originari spazi porosi (*Figura 10 a*).

Il *cemento sintassiale* è costituito da grossi cristalli di calcite che si accrescono con continuità ottica su grani monocristallini. Nei carbonati questa condizione è fornita ad esempio da grani scheletrici come le piastrine dei crinoidi ed echinodermi (*Figura 10 b*).

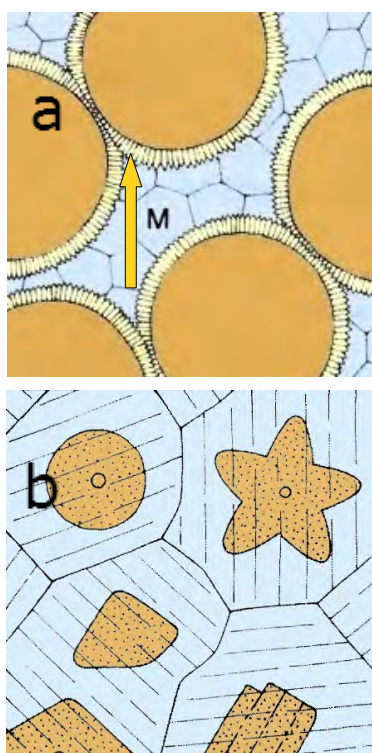


Figura 10: a) cemento fibroso e a mosaico. La freccia indica il cemento fibroso isopaco accresciuto attorno ad un granulo; la lettera M indica il cemento a mosaico; b) cemento sintassiale.

4.2 Analisi dei cementi in sezione sottile

L'analisi dei cementi in sezione sottile è stata fatta mediante l'utilizzo di un microscopio ottico e della microscopia in catodoluminescenza; i due metodi hanno permesso distinti livelli di osservazione.

Le analisi mediante microscopio ottico hanno permesso di determinare le proprietà microstrutturali del cemento, come la forma e la tessitura dei cristalli.

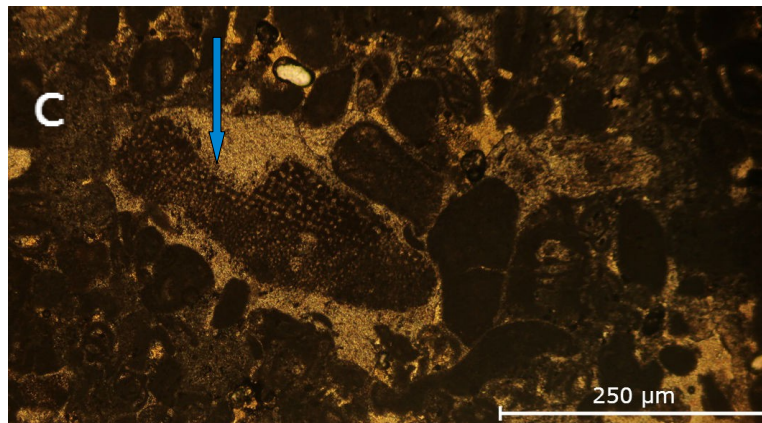
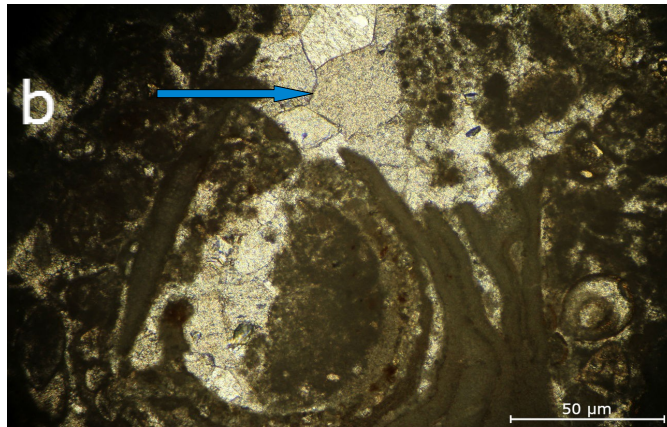
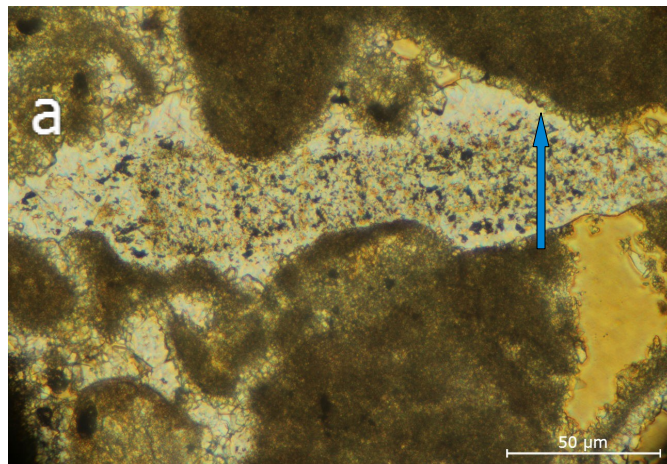


Figura 11: osservazione delle tipologie di cemento al microscopio ottico: a) cemento isopaco (indicato dalla freccia) cresciuto attorno ad un bioclasto micritico (campione BR – VP - 02); b) cemento a mosaico (marcato dalla freccia) che riempie completamente la porosità (campione BR – VP - 05); c) cemento sintassiale (freccia) accresciuto in continuità ad un frammento di echinoderma (campione BR – VP -01).

L'osservazione in sezione sottile ha permesso di individuare le principali classi di cementi:

- Cemento isopaco (*Figura 11 a*);
- Cemento a mosaico (sparate) (*Figura 11 b*);
- Cemento sintassiale (*Figura 11 c*).

In figura 11 sono riportati alcuni esempi delle diverse tipologie di cemento riconosciute nelle rocce in esame.

4.3 Analisi dei cementi in catodoluminescenza

La luminescenza che la calcite può presentare se sottoposta ad un fascio di elettroni è dovuta alla presenza, all'interno del reticolo cristallino della calcite, di alcuni elementi minori ed in traccia detti attivatori.

In natura, i principali attivatori di luminescenza nei carbonati sono lo ione Mn^{2+} , lo ione Pb^{2+} e le terre rare (REE). Nei cementi calcitici un ruolo fondamentale viene ricoperto dallo ione Mn^{2+} che si comporta come attivatore di luminescenza e lo ione Fe^{2+} che attenua la luminescenza. L'intensità e il colore della luminescenza dipendono dalle relative proporzioni tra il Manganese e il Ferro. In generale, la calcite con $Mn > Fe$ presenta una luminescenza marcata mentre la calcite con un contenuto di $Mn < Fe$ esibisce una luminescenza lieve. Il contenuto di Ferro e Manganese rispecchia la composizione chimica dell'acqua di poro durante la precipitazione dei carbonati. Inoltre la concentrazione degli ioni Fe^{2+} e Mn^{2+} nelle acque diagenetiche è governata dalla reazione di equilibrio fra le fasi minerali contenenti Fe^{2+} e Mn^{2+} la cui solubilità è controllata dalle condizioni di pH ed Eh dell'acqua del terreno (Barnaby e Rimstidt, 1989).

Ai fini della catodoluminescenza la presenza di questi ioni è fondamentale perché essi sono in grado, in determinate condizioni, di sostituire il calcio della calcite diventando centri di luminescenza (Gaft *et al.*, 2005).

Le analisi in catodoluminescenza sono state effettuate presso il Dipartimento di Geoscienze utilizzando una Cold Cathode Luminescence 8200 Mk3 montata su un microscopio Nikon ... ed equipaggiata con una macchina fotografica digitale Canon Con la catodoluminescenza è stato possibile riconoscere diverse generazioni di cemento che hanno parzialmente riempito la porosità originale della roccia. Infatti l'individuazione di orli a diversa luminescenza, nei cristalli di calcite, testimoniano differenti fasi di precipitazione.

L'analisi ha consentito di individuare due generazioni di cementi calcitici la cui presenza si ritrova in tutte le sezioni analizzate.

Il *primo cemento* (Figura 12 A) si osserva in accrescimento isopaco intorno ai

bioclasti, e talora sintassiale su frammenti di echinodermi, e occupa parzialmente la porosità. Si presenta nel complesso poco luminescente ma ricco, al suo interno, di punti ad elevata luminescenza, probabilmente legati alla presenza di inclusioni ricche in sostanza organica.

Il secondo tipo di cemento osservato (Figura 12 C) in tutti i campioni, si accresce in continuità sulla prima generazione di cemento. Questo cemento calcitico presenta una luminescenza ritmica, quindi con alternanza di bande più luminescenti e meno luminescenti.

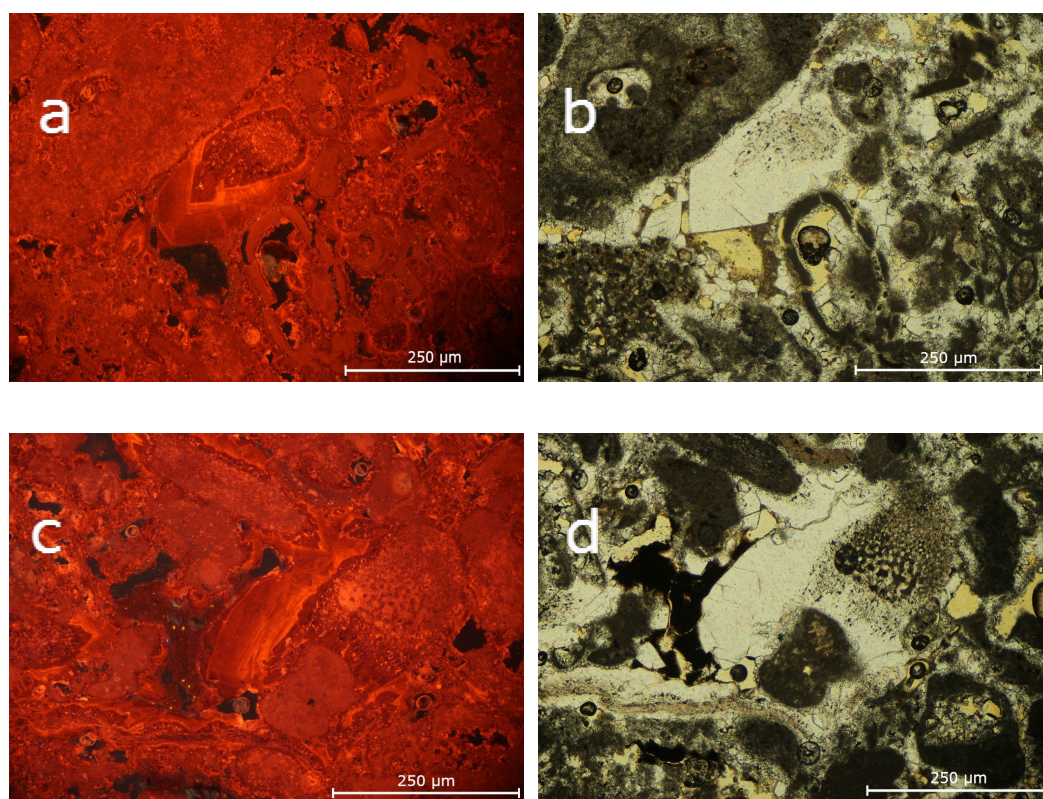


Figura 12: a) Immagine in catodoluminescenza del cemento di prima generazione (indicato dalla freccia, poco luminescente) sul quale si è sviluppato un cemento di seconda generazione, fortemente luminescente (campione BR – VP -04); b) medesima immagine, in microscopia ottica in luce trasmessa; c) Immagine in catodoluminescenza di una paragenesi simile. La freccia evidenzia il cemento di seconda generazione (campione BR – VP -04); d) Medesima immagine in microscopia ottica.

5 La porosità nelle rocce carbonatiche

La *porosità* è definita come il rapporto tra il volume dei pori ed il volume totale in percento. La porosità nelle rocce carbonatiche è il risultato di molti processi sia deposizionali che post-deposizionali. Diversi meccanismi appaiono particolarmente importanti nella produzione, distribuzione e dimensione dei pori nelle rocce carbonatiche (Benchiarin, 2008). La porosità iniziale dei sedimenti carbonatici, che nel fango ancora molle può arrivare all'80%, viene ridotta o eliminata del tutto tramite i meccanismi di costipamento, dissoluzione per pressione e cementazione; una porosità secondaria può essere successivamente acquisita attraverso altri processi diagenetici (Bosellini, 1995).

5.1 Classificazione della porosità

Esistono due tipi di porosità; la *porosità primaria* e la *porosità secondaria*.

La prima definisce tutti quei vuoti e quegli spazi associati alla presenza di impalcature organiche rigide (quali coralli, alghe ecc...), la porosità intergranulare, tipica delle sabbie, e la così detta porosità di riparo, che consiste in cavità situate sotto ai gusci di bivalvi disposti con la convessità verso l'alto o derivanti dall'incapacità di incastrarsi bene l'uno con l'altro da parte di elementi a forma molto irregolare (Bosellini, 1995).

La porosità secondaria invece può venirsi a formare in seguito alla dissoluzione della roccia o a causa degli sforzi tettonici che fratturano la roccia durante in processo di dolomitizzazione.

5.2 Analisi della porosità:

Il grado di porosità e di cementazione dei campioni è stato osservato e definito, in un primo momento, mediante l'analisi delle sezioni sottili con resina blu. Le sezioni sottili ottenute sono state scannerizzate utilizzando un microscopio ottico - digitale Olympus DCX500 in visione presso il Dipartimento di Geoscienze. Con tale strumento si sono ottenute per ognuno dei campioni immagini ad alta risoluzione (7086 x 10000 pixel) simili a quella riportata in *figura 13*.

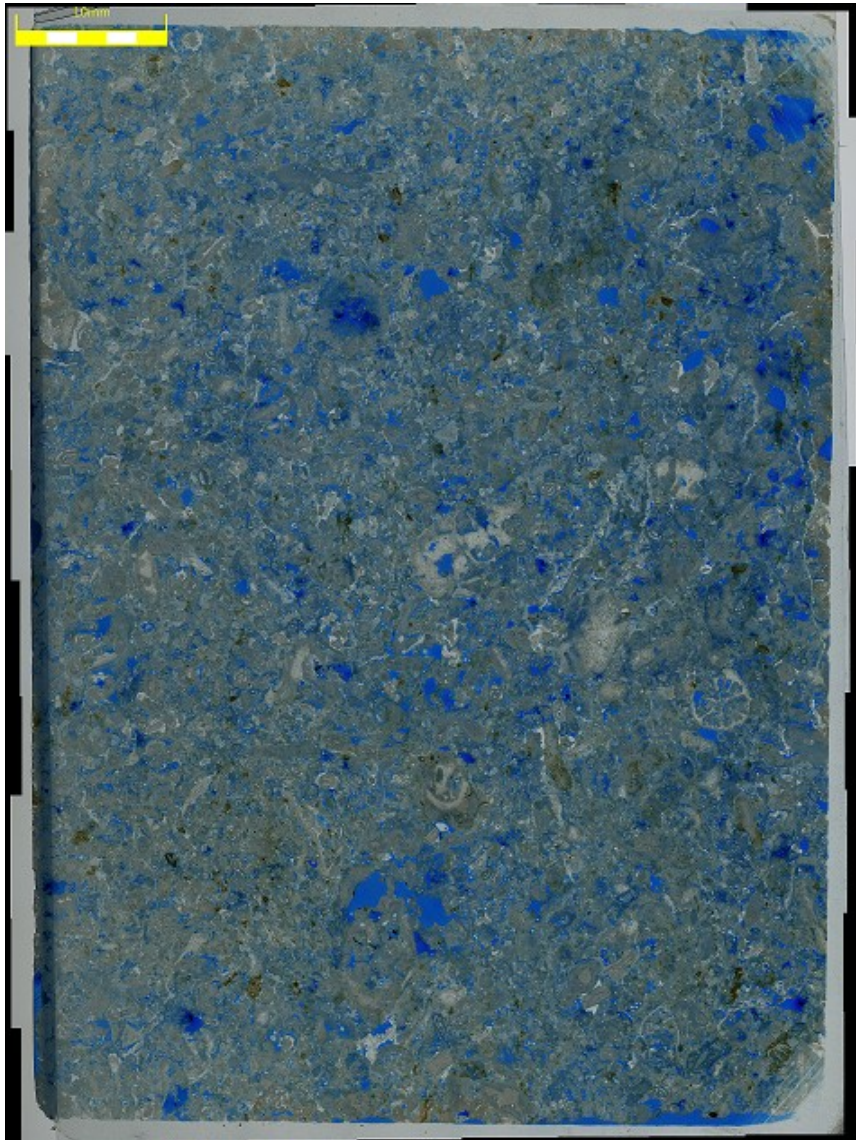


Figura 13: Scansione della intera sezione sottile del campione BR-VP-03, effettuata con il microscopio ottico digitale.

Successivamente le immagini delle sezioni sottili, sono state elaborate per mezzo del programma ENVI 4.7 con il quale è stato possibile segmentare la porosità ed il cemento, marcando un adeguato numero di *training pixel*, cioè pixel di confronto che il software ha utilizzato per individuare in modo adattativo le porzioni dell'immagine occupate dalla porosità e dal cemento, ed isolando, per differenza, quella occupata dai bioclasti.

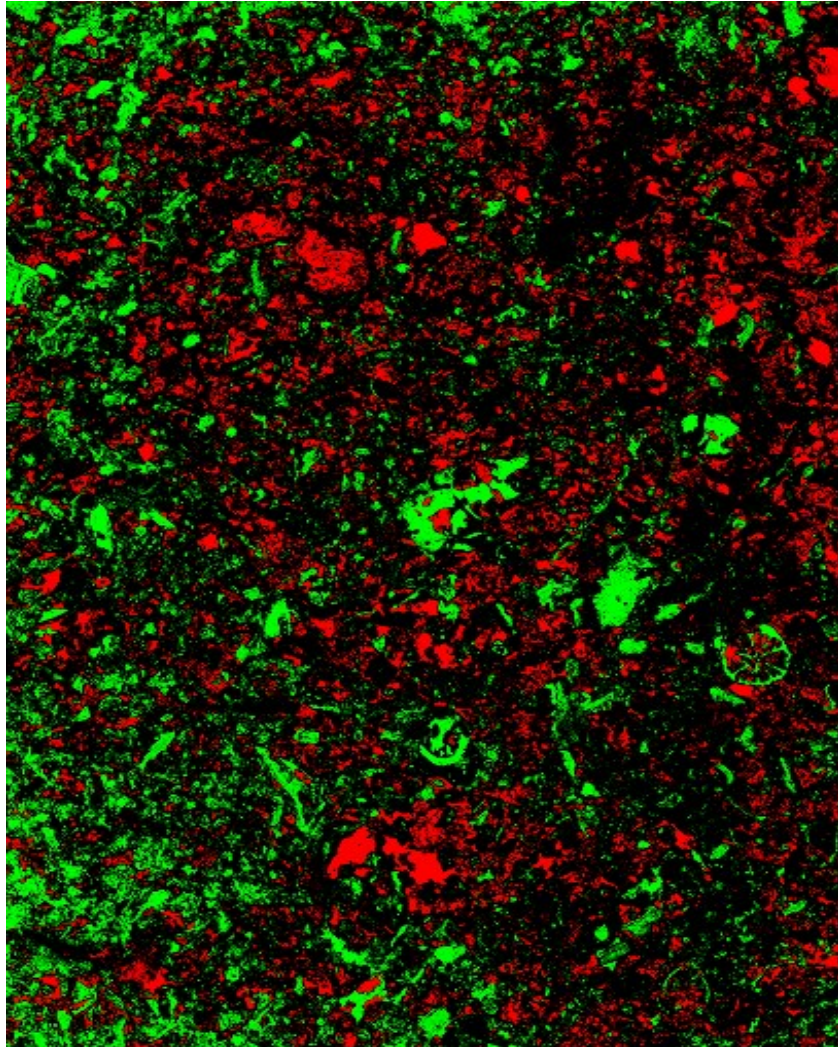


Figura 14: Immagine segmentata relativa al campione BR-VP-03.

In *figura 14* si osserva il risultato di questa elaborazione: la parte in rosso corrisponde alla porosità, quella in verde al cemento. La parte non classificata corrisponde alla superficie dell'immagine occupata dai bioclasti.

Infine le immagini ottenute sono state segmentate mediante l'utilizzo del programma IMAGEJ. L'utilizzo del programma ha consentito di ottenere, partendo da un'unica immagine, due immagini binarie relative una al cemento e l'altra alla porosità, dalle quali è stato possibile risalire alle percentuali areali di porosità e cemento.

6 Discussione

6.1 Porosità

L'analisi d'immagine effettuata con ENVI 4.7 e IMAGEJ ha permesso di ottenere una stima percentuale della porosità e del cemento diagenetico.

La *tabella 1* riporta la percentuale, della porosità e del cemento, per ciascuno dei campioni analizzati.

Tabella 1: Abbondanza percentuale della porosità e del cemento ottenute attraverso l'elaborazione di immagine per i diversi campioni considerati.

Campione	Porosità	Cemento
BR-VP-01	13,69	14,83
BR-VP-02	7,14	10,95
BR-VP-03	10,55	10,73
BR-VP-04	8,21	15,95
BR-VP-05	1,93	17,85

I risultati ottenuti denotano un diverso grado di porosità e quindi di cementazione per ciascun campione; in particolare si è osservato come i campioni prelevati dagli orizzonti sfruttati economicamente, che macroscopicamente e in sezione sottile apparivano simili (BR-VP-01, BR-VP-02, BR-VP-03), siano caratterizzati da valori percentuali confrontabili della porosità e del cemento. Nel campione BR-VP-01, la originaria porosità di circa il 29%, risulta ora per metà occupata da cemento; il campione BR-VP-02, invece, a fronte di una porosità iniziale del 18% circa, è ora caratterizzato da una frazione in cemento del 10,95% e da una porosità del 7,14%; analoghe proporzioni si osservano nel campione BR-VP-03 nel quale l'originaria porosità di circa il 21%, è ora per metà cementata. E' interessante notare come a partire dal campione BR-VP-03, passando ai campioni BR-VP-04 e BR-VP-05 stratigraficamente più elevati, la porosità diminuisca progressivamente mentre il grado di cementazione aumenti considerevolmente, a fronte di una

porosità iniziale sostanzialmente confrontabile. Il maggiore grado di cementazione e la minore porosità che si era qualitativamente già osservato sia macroscopicamente che in sezione sottile per i campioni BR-VP-04 e BR-VP-05, è stato quindi quantitativamente confermato attraverso l'analisi d'immagine.

Si sono rilevate due possibili fonti di errore nella stima della porosità e del cemento attraverso l'elaborazione di immagine, che tuttavia non modificano sostanzialmente i risultati ottenuti. La prima riguarda la presenza di bolle all'interno di alcuni pori, che sono quindi solo parzialmente riempiti di resina: in questi casi la segmentazione non ha assegnato quelle superfici alla porosità, e in alcuni casi è giunta a marcare le aree come cemento, portando quindi ad una leggera sottostima della porosità e ad una leggera sovrastima del cemento. La seconda si riferisce alla microporosità presente all'interno di molti bioclasti, la cui dimensione è di molto inferiore allo spessore di 30 micron della sezione sottile. In questo caso i bioclasti impregnati di resina hanno acquisito una colorazione blu-grigio scuro, che permetterebbe, potenzialmente, la loro segmentazione rispetto agli altri bioclasti privi di microporosità. Tuttavia, l'assenza di una stima della microporosità presente all'interno dei bioclasti, rende vana la loro segmentazione allo scopo di includere la microporosità nel calcolo della porosità totale. Per questo motivo, si è deciso di non considerare questa frazione di porosità, giungendo inevitabilmente ad una generale sottostima della porosità.

6.2 Cementi

Le analisi in catodoluminescenza hanno evidenziato la presenza di due generazioni di cementi in tutte e cinque le sezioni sottili analizzate.

La prima generazione, osservabile in forma isopaca attorno ai bioclasti, e accresciutasi in forma sintassiale su frammenti di echinodermi, è caratterizzata da un cemento poco luminescente contenente piccolissime inclusioni luminescenti. Una ipotesi di lavoro è che si tratti di un cemento marino calcitico ricco in Mg. Questa ipotesi si basa sulla considerazione che solo un cemento calcitico può accrescersi in modo sintassiale su elementi scheletrici di echinodermi, che hanno

un guscio calcitico alto in Mg. Inoltre la precipitazione da acqua marina, tipicamente ossidante, non avrebbe consentito l'incorporamento di elementi attivatori di luminescenza all'interno del reticolo cristallino della calcite. Lo ione Mn^{2+} , infatti, riesce a vicariare con una certa facilità lo ione Ca^{2+} . In ambiente ossidante, tuttavia, il manganese si presenta in forma di Mn^{3+} o Mn^{4+} e pertanto non riesce a vicariare il Ca all'interno della calcite. Per questo motivo la calcite che precipita in un ambiente marino ossidante presenta bassa luminescenza.

La formazione di questo cemento precoce avrebbe evitato una eccessiva compattazione del sedimento permettendo la formazione di un materiale caratterizzato da elevata porosità.

La prima fase di cementazione è stata seguita durante il seppellimento da una seconda fase di cementazione. Questa seconda classe di cementi calcitici è accresciuta in continuità sulla prima generazione di cemento. In questo caso il cemento presenta un accrescimento ritmico evidenziato dall'alternarsi di bande a maggiore luminescenza con bande a luminescenza inferiore. Questa variazione di luminescenza potrebbe testimoniare una lenta fase di crescita del cemento; durante l'accrescimento, infatti, il chimismo dell'acqua di poro e le condizioni ossido-riduttive dell'ambiente diagenetico devono essere mutate nel tempo. La colorazione rosso-aranciata delle bande più luminescenti, come quella osservata nei campioni analizzati, testimonia l'incorporamento all'interno della struttura cristallina delle fasi carbonatiche, dello ione Mn^{2+} . Tale vicarianza con il catione Ca^{2+} può avvenire solamente in condizioni riducenti. Si osserva che il cemento a bande ritmiche occupa solo parzialmente le cavità dei pori conferendo alla roccia un certo grado di porosità.

Dalle analisi fatte non si sono osservate fasi di dissoluzione ma solamente fasi di precipitazione.

7 Conclusioni

Dai dati ottenuti si può concludere che l'elevata porosità dei campioni BR-VP-01, BR-VP-02, BR-VP-03 e BR-VP-04 è stata probabilmente determinata dallo sviluppo di un cemento marino precoce che ha impedito la successiva compattazione del sedimento durante il seppellimento. Questa ipotesi è anche avvalorata dalla assenza di effetti di dissoluzione all'interfaccia tra granulo e granulo. Si è inoltre osservata una certa correlazione tra l'originaria mineralogia dei bioclasti e la porosità; infatti i campioni BR-VP-01, BR-VP-02 e BR-VP-03 hanno evidenziato un basso contenuto in fossili con scheletro aragonitico, che è risultato decisamente più elevato nel campione BR-VP-04 e soprattutto in quello BR-VP-05, per i quali si è anche osservata una minore porosità ed un maggiore grado di cementazione. La dissoluzione dei resti scheletrici aragonitici può aver rappresentato, durante la diagenesi, la principale fonte di carbonato di calcio, e quindi le rocce ricche in bioclasti di organismi a scheletro aragonitico risulterebbero anche quelle più cementate. La relativa scarsità di bioclasti a guscio aragonitico ha probabilmente influenzato il chimismo delle acque di poro rendendole povere di CaCO_3 e impedendo così il totale riempimento dei pori.

Il campione BR-VP-05 ha invece il più alto contenuto in scheletri di coralli originariamente aragonitici, ha aspetto nodulare, si presenta più compatto, mostra una porosità decisamente inferiore a quella degli altri campioni considerati, ed è prossimo a livelli marnosi (*Figura 15*). La dissoluzione dell'aragonite e la precipitazione di un abbondante cemento calcitico avrebbero quindi condotto ad una progressiva riduzione della porosità. Inoltre la presenza di intercalazioni argillose all'interno delle rocce carbonatiche che costituiscono il tetto degli orizzonti interessati dall'attività estrattiva hanno prodotto un certo grado di isolamento idraulico nel sistema roccia, confinando i fluidi diagenetici, ricchi di CaCO_3 , nelle porzioni più sommitali della sequenza stratigrafica, e favorendo una maggiore precipitazione di cementi calcitici all'interno delle porosità.



Figura 15: Intercalazione tra porzioni compatte di calcari con livelli argillosi.

Tuttavia, la sequenza di eventi di cristallizzazione è stata la medesima per tutti i campioni, come d'altra parte evidenziato dall'analisi in catodoluminescenza, e si differenziano per l'entità del processo di calcificazione durante la diagenesi, in funzione della disponibilità locale di carbonati disciolti nel fluido intergranulare. Infine è interessante notare come solamente le porzioni basali della sequenza stratigrafica siano interessate dalle attività di coltivazione a scopo architettonico. Si tratta delle porzioni caratterizzate da una maggiore porosità, un basso contenuto in componente argillosa e maggiore omogeneità cromatica, che avrebbero reso questi materiali più lavorabili e in grado di fornire blocchi omogenei e regolari.

8 Bibliografia

- Barbieri G. (1972) Sul significato geologico della Faglia di Castelvero (Lessini veronesi). Atti Mem. Acc. Patav .SS.LL.AA., Vol. 84,2 Padova, pp. 297-302.
- Barnaby R.J. e Rimstidt J.D. (1989) Redox conditions of calcite cementation interpreted from Mn and Fe contents of authigenic calcite. Geological society of America Bulletin, no. 6; 795-804.
- Bassi D. e Nebelsick J.H. (2010) Components, facies and ramps: redefining upper Oligocene shallow water carbonates using coralline red algae and large foraminifera (Venetian area, northeast Italy). Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology 295(2010). pp. 258-280.
- Benchiarin S. (2007) Carbonate lithotypes employed in historical monuments: quarry materials, deterioration and restoration treatment. Tesi di dottorato di ricerca, Dipartimento di Geoscienze, Università di Padova.
- Bosellini A., Mutti E. e Ricci Lucchi F.(1995) Rocce e successioni sedimentarie. Ed., Utet., pp. 94-109.
- Broglio Loriga C. (1987) Geologia del territorio . In A.A. Vv., Storia di Vicenza, Vol., 1, Ed. Neri Pozza, pp. 1-13.
- Fluegel E. (2010) Microfacies of carbonate rocks, Analysis, Interpretation and Application. Second edition, Ed., Springer., Berlin Heidelberg., pp. 53-72.
- Francavilla F., Frascari Ritondale Spano F. e Zecchi R. (1970) Alghe e Macroforaminiferi al limite Eocene – Oligocene presso Barbarano (Vicenza). Giorn. Geol. (2) 36 (1968), pp. 653-686.
- Gaft M., Reinfeld R. e Panczer G. (2005) Modern luminescence spectroscopy of minerals and materials. Ed., Springer., Berlin Heidelberg.,

pp. 45-118.

- Massari F. e Medizza F. (1973) Stratigrafia e paleogeografia del Campaniano – Maastrichtiano nelle Alpi meridionali (con particolare riguardo agli hard – grounds della scaglia rossa veneta). Mem. 1 st. Geol. e Miner. Univ., Vol. 28, Padova, pp. 1-8.
- Mietto P. (1988) Aspetti geologici dei Monti Berici”, in “ I Colli Berici – Natura e Civiltà. Ed. Signum, Limena (Padova), pp. 227-241.
- Piccoli G. (1966) Studio geologico del vulcanismo paleogenico veneto. Mem. 1 st. Geol e Miner. Univ., Vol. 26, Padova, pp. 1-100.