



UNIVERSITÀ DEGLI STUDI DI PADOVA

FACOLTÀ DI SCIENZE MM. FF. NN.

Dipartimento di Geoscienze
Direttore Prof.ssa Cristina Stefani

TESI DI LAUREA MAGISTRALE
IN
GEOLOGIA E GEOLOGIA TECNICA

**RIFLETTANZA DI ROCCE DI FAGLIA IN CARBONATI:
IL CASO DELLA FAGLIA DI CAMPO IMPERATORE
(GRAN SASSO, ITALIA)**

Relatore: Prof. Matteo Massironi
Correlatore: Dott. Cristian Carli

Laureanda: Giovanna Mari

ANNO ACCADEMICO 2015 / 2016

Indice

ABSTRACT	5
INTRODUZIONE	6
1.INQUADRAMENTO GEOLOGICO	1
1.1.Assetto regionale	1
1.2.La zona di faglia di Vado di Corno	4
1.3.Campionamento	9
2.METODOLOGIE E STRUMENTI DI ANALISI	15
2.1.Cenni di spettroscopia	15
2.1.1.Processi elettronici: transizioni elettroniche dovute al reticolo cristallino.....	16
2.1.2.Processi elettronici: assorbimento per trasferimento di carica	16
2.1.3.Processi elettronici: transizioni in bande di conduzione.....	17
2.1.4.Processi elettronici: centri di colore.....	17
2.1.5.Processi vibrazionali	17
2.1.6.Parametri spettrali	18
2.1.7.Effetto della granulometria sull'assorbimento	21
2.2.Tecniche analitiche utilizzate per lo studio spettroscopico dei campioni	23
2.2.1.Preparazione dei campioni.....	23
2.2.2.Misure di riflettanza	23
2.3.Tecniche analitiche utilizzate per lo studio petrografico dei campioni	26
2.3.1.Preparazione dei campioni.....	26
2.3.2.Microscopio a scansione elettronica (SEM)	26
2.3.3.Diffrazione di raggi X su polveri (XRPD).....	27
3.DATI PETROGRAFICI E MINERALOGICI	29
3.1.Caratteristiche composizionali	29
3.2.Caratteristiche granulometriche e microstrutturali.....	31
4.ANALISI ED INTERPRETAZIONE SPETTRALE	40
4.1.Spettri sulle polveri di roccia.....	40
4.2.Spettri delle superfici di roccia	46
4.3.Ricampionamento delle firme spettrali.....	53
CONCLUSIONI	62

BIBLIOGRAFIA	64
APPENDICE A	71
APPENDICE B	78
APPENDICE C	84

Abstract

The Vado di Corno fault zone (Campo Imperatore - L'Aquila) is a normal fault system that develops within Southern Appennines into carbonate rocks. Comminution and pulverization are characteristic processes of fault zones on these rocks. Given that grain size reduction produces reflectance variations in rocks and minerals spectral signatures, I carried out spectroscopic analyses on powders at different grain size (800, 200, 63, 10 μm) as well as on slabs fault rocks to analyze their reflectance variations. The obtained data show two different type of relationship between spectral parameters and grain size in fault rocks: a reverse one between reflectance and grain size values and a direct one between absorption peak depth and VIS-VNIR slope with respect to grain size. In other words, reflectance increases with decreasing grain sizes, whereas VIS-VNIR slopes and carbonate main absorption band depth increase with the grain size. Hence, fault rock recognition and classification from remote platform can be possible if adequate spectral and geometrical resolutions are provided. For this reason, the spectral signatures of the analyzed fault rocks were resampled with the wavelength ranges and spectral resolution of Worldview2 and Worldview3 sensors which at present acquire the best resolved data of the Earth surface from orbit. The final results suggest that the satellite remote sensing identification of comminution and pulverization in fault zones on carbonate rocks is a feasible goal.

INTRODUZIONE

Le zone di faglia sono costituite da due settori: un nucleo di faglia (*fault core*) ed una zona di danneggiamento (*damage zone*) (Chester et al., 1993; Antonellini and Aydin, 1994; Caine et al., 1996; Agosta and Aydin, 2006). Il *fault core* è composto da rocce di faglia che si sviluppano intorno alle maggiori superfici di scivolamento a causa della comminuzione, dissoluzione/precipitazione e altri processi meccanici e fisico-chimici che distruggono il fabric della roccia incassante (Sibson, 1977; Chester and Logan, 1986; Agosta and Aydin, 2006). La *damage zone* circonda il nucleo di faglia e consiste in un volume di roccia con spessori fino a centinaia di metri, caratterizzato da fratturazione e faglie minori che non obliterano completamente il fabric della roccia incassante (Cowie and Scholz, 1992; Agosta and Aydin, 2006). Sia il *fault core* che la *damage zone* sono circondati dalla roccia incassante (*host rock*), la quale è caratterizzata da un'intensità di deformazione non legata direttamente all'attività della faglia (e.g. Agosta and Aydin, 2006). Il *fault core* è la porzione che accomoda la maggior parte del rigetto e può essere attraversato da una o più superfici di scivolamento (Sibson, 2003; Fondriest et al., 2012). Le rocce di faglia che costituiscono il *fault core* rientrano spesso nella serie delle cataclasiti (Sibson, 1977), le quali sono prodotte a seguito di processi di comminuzione ed abrasione lungo la faglia al di sopra della transizione fragile-duttile (Chester et al., 1993; Caine et al., 1996; Billi et al., 2003). Sul piano di scivolamento, in superficie, le rocce di faglia mostrano una riduzione della granulometria che dipende da più fattori: (1) pressione di confinamento, (2) caratteri originali delle rocce coinvolte, (3) quantità e durata del movimento (Higgins M. W., 1971).

Un altro processo associato alla frammentazione delle rocce incassanti è la polverizzazione meccanica, la quale dà origine alle rocce di faglia che prendono il nome di *Pulverized Fault Zone Rocks* (PFZR; Brune, 2001). Una caratteristica distintiva delle PFZR è la presenza di una fratturazione pervasiva alla scala micrometrica con clasti caratterizzati da bordi angolari e talvolta fratture radiali ed una preservazione del fabric originale del protolite

che suggerisce un'assenza di deformazione di taglio durante la loro formazione (Dor et al., 2006a; Dor et al., 2006b; Fondriest et al., 2015; Schröckenfuchs et al., 2015). Alcuni autori hanno attribuito a queste rocce di faglia polverizzate un'origine sismica legata alla propagazione del fronte di rottura durante un terremoto (Ben-Zion and Shi, 2005; Doan and Gary, 2009; Mitchell et al., 2011; Yuan et al., 2011; M. Fondriest et al., 2015; Aben et al., 2016). La propagazione di una singola o multiple rotture sismiche possono, infatti, causare variazioni dello stress a cui sono sottoposte le rocce tali per cui la massa rocciosa si frattura ripetutamente fino a raggiungere granulometrie micrometriche (Mitchell et al., 2011). Studi teorici limitano la formazione delle PFZR ad una profondità massima di circa 3 – 4 km dove, le pressioni di confinamento, sono sufficientemente basse da poter essere superate dalle perturbazioni di stress, indotte dalla propagazione di terremoti (Dor et al., 2009; Yuan et al., 2011; Fondriest et al., 2015). Tali PFZR sono state riprodotte sia in laboratorio (Aben et al., 2016; Ben-Zion and Shi, 2005; Doan and d'Hour, 2012; Doan and Gary, 2009) che documentate in zone di faglia naturali (Agosta et al., 2006; Dor et al., 2006a; Dor et al., 2006b, Fondriest et al., 2015; Mitchell et al., 2011; Schröckenfuchs et al., 2015).

In questo elaborato di tesi si vuole dimostrare come questi processi di comminuzione e polverizzazione delle rocce di faglia possano influenzare notevolmente i valori di riflettanza tipici di rocce e minerali. A questo scopo sono state esaminate le rocce della zona di faglia di Vado di Corno (VCFZ), un segmento del sistema di faglie normali di Campo Imperatore negli Appennini Centrali dove, la sequenza di piattaforma carbonatica dolomitizzata del *Calcare Massiccio*, è stata coinvolta nell'estensione appenninica attiva nella zona di studio dal Pleistocene inferiore (Demurtas et al., 2016).

La VCFZ è stata esumata da una profondità di 2 km e accomoda un rigetto normale di circa 2 km dal Pleistocene inferiore (Agosta and Kirschner, 2003; Demurtas et al., 2016). Nell'area di studio la faglia principale della VCFZ immerge N210/54° e sovrappone i depositi colluviali del Quaternario nell'*hangingwall* alle dolomie cataclastiche nel *footwall* (Demurtas et al., 2016).

Per studiare le variazioni di riflettanza in funzione della granulometria delle rocce, sono state eseguite analisi di spettroscopia in laboratorio su campioni prelevati a distanze crescenti rispetto al contatto principale. I campioni mostrano una relazione inversamente proporzionale tra valori di riflettanza e granulometria che risulta essere promettente per il loro riconoscimento da remoto. Per questo motivo, tramite ricampionamento degli spettri acquisiti in laboratorio attraverso il software ENVI 5.0, si è dimostrato che alcuni sensori del satellite DIGITAL GLOBE come *World-view2* e *World-view3*, sono sensibili alle variazioni dei valori di riflettanza in funzione delle diverse classi granulometriche caratteristiche del fault core della VCFZ. Il risultato ottenuto conferma la potenzialità di individuazione da remoto della distribuzione di comminazione e polverizzazione associate a zone di faglia, tramite sensori con sufficiente risoluzione spettrale e geometrica.

1.INQUADRAMENTO GEOLOGICO

1.1.Assetto regionale

Gli Appennini sono il risultato della subduzione verso ovest della placca Adria sotto il margine Europeo che, a partire dall'Oligocene, ha causato lo sviluppo di un prisma accrezionale nel quale i sedimenti Meso-Cenozoici vengono deformati (Malinverno and Ryan, 1986; Royden et al., 1987; Patacca et al., 1990; Doglioni, 1991; Agosta and Kirschner, 2003). Il risultato di questa deformazione è la Catena Appenninica, la quale attraversa la penisola italiana per circa 1500 km con una direzione tipica NW – SE ed è costituita da unità tettoniche organizzate in archi di differenti dimensioni e curvature (Locardi, 1988; Agosta and Kirschner, 2003). La sequenza carbonatica degli Appennini è stata interessata, sin dal Giurassico, da un'alternanza di regimi tettonici distensivi e compressivi, che hanno portato alla formazione di un assetto strutturale complesso sul quale si è sovrainposta l'estensione Quaternaria (Elter et al., 1975). In particolare, gli Appennini espongono la sequenza sedimentaria del margine passivo associato all'apertura della Tetide Alpina, con quest'ultima successivamente coinvolta nella subduzione verso ovest della placca Africana al di sotto di quella Eurasiatica (Boccaletti et al., 1971; Patacca et al., 1990) a partire dall'Eocene, con formazione della catena a pieghe e sovrascorrimenti dal Pliocene in poi (Malinverno and Ryan, 1986; Buitter et al., 1998; Jolivet and Faccenna, 2000; Vezzani et al., 2010; Molli and Malavieille, 2011; Carminati et al., 2012; Cardello and Doglioni, 2014). A partire dalla fine del Tortoniano-Messiniano, il rollback del fronte di subduzione verso est (Malinverno and Ryan, 1986), ha determinato una progressiva migrazione, nella stessa direzione, della catena appenninica, con conseguente distensione nella placca Euroasiatica. Le aree nella Catena Appenninica precedentemente soggette a compressione sono state progressivamente sottoposte ad estensione lungo la stessa direzione di accorciamento (Elter et

al., 1975; Ghisetti and Vezzani, 1981; Patacca et al., 1990; Jolivet et al., 1998; Rosenbaum and Lister, 2004).

La presenza di compressione seguita da estensione ha portato, negli Appennini centrali, allo sviluppo di quattro domini strutturali distinti muovendosi da ovest verso est (Agosta and Kirschner, 2003) (Fig. 1.1). Il dominio più lontano rispetto alla zona di subduzione, ad ovest, è la regione di retroarco del Mar Tirreno con una crosta spessa 10 km nella porzione centrale del bacino (Agosta and Kirschner, 2003). Andando verso est, si trova la fascia peri-Tirrenica, costituita da una crosta spessa da 25 a 30 km a sua volta interessata da faglie normali orientate tipicamente NW – SE e bacini intramontani associati (Bosi et al., 1995; Agosta and Kirschner, 2003). Proseguendo verso est, la cintura esterna peri-Adriatica è caratterizzata da una crosta spessa 35 km, la quale è stata soggetta a compressione fino alla fine del Pliocene – Pleistocene inferiore (Ghisetti and Vezzani, 1999; Agosta and Kirschner, 2003). L’avanfossa Apulo-Adriatica rappresenta l’ultimo dominio strutturale ad est e, ad oggi, è in fase di raccorciamento (Agosta and Kirschner, 2003).

Uno dei principali elementi strutturali degli Appennini Centrali è il Massiccio del Gran Sasso (GSM), formatosi durante la contrazione orogenica nel Messiniano superiore – Pliocene inferiore e medio (Ghisetti and Vezzani, 1991). Il thrust principale che limita verso est e nord il massiccio (thrust del Gran Sasso) ha una forma arcuata in pianta costituita da due segmenti con direzione, rispettivamente, ~ E-W e N-S (Fig. 1.2a). Il segmento in direzione E-W è caratterizzato da un’anticlinale rovesciata nell’hangingwall tagliata da thrusts “out-of-sequence” (e.g., Ghisetti and Vezzani, 1991). Il segmento orientato N-S mostra sia una componente dip-slip che una strike-slip destra (Speranza et al., 2003; Vezzani et al., 2010). A tetto del thrust del GranSasso ed all’interno del massiccio vi sono sei sovrascorrimenti principali che si intersecano tra loro, il più importante dei quali affiora nell’area di Vado di Corno (i.e., thrust di Omo Morto; Ghisetti and Vezzani, 1991, Fig. 1.2b). La fase distensiva che coinvolge il Massiccio del Gran Sasso dal Pleistocene inferiore ad oggi è testimoniata dalla

presenza di un sistema ben sviluppato di zone di faglia attive che includono la zona di faglia di Vado di Corno, descritta in questo elaborato (e.g., D'Agostino et al., 1998; Galadini, 1999) e che taglia ad alto angolo il sovrascorrimento di Omo Morto.

In particolare, il sistema di faglie normali di Vado di Corno si colloca nel dominio strutturale della cintura esterna peri-Adriatica, la quale è in estensione a partire dal tardo Pliocene – Pleistocene (Agosta and Kirschner, 2003; Ghisetti et al., 1991; D'Agostino et al., Tectonophysics, 1998; Ghisetti et al., 1999). In questo dominio, le faglie normali sono disposte in sistemi distanziati che separano domini dove le strutture compressive sono preservate (Ghisetti and Vezzani, 2002). Le faglie normali immergono con un angolo maggiore di 60° in superficie, limitando lateralmente larghi bacini intramontani riempiti di depositi lacustri del Pleistocene inferiore-superiore. Esse si collegano e riattivano precedenti superfici di thrust ad una profondità di 3 – 7 km (Vezzani et al., 1997; Ghisetti and Vezzani, 2002). La presenza di terremoti con meccanismi focali trascorrenti oltre a normali è probabilmente dovuta al progressivo passaggio da un campo di stress compressivo ad uno estensionale durante il Pliocene inferiore e medio (Ghisetti and Vezzani, 2000; Ghisetti and Vezzani, 2002). Il sistema di faglie di Vado di Corno fa parte di questo sistema di faglie normali ad alto angolo che tagliano, a piccole profondità, delle precedenti superfici a basso angolo. Queste ultime sono state interpretate come delle porzioni di un thrust formatosi durante la fase compressiva del Miocene-Pliocene e, successivamente riattivato nell'attuale regime distensivo. Pertanto, la zona di faglia di Vado di Corno, rappresenta un modello esumato di zone di faglia sepolte, simicamente attive negli Appennini Centrali, simili a quelle che hanno causato la recente sequenza sismica de l'Aquila nel 2009 (Demurtas et al., 2016).

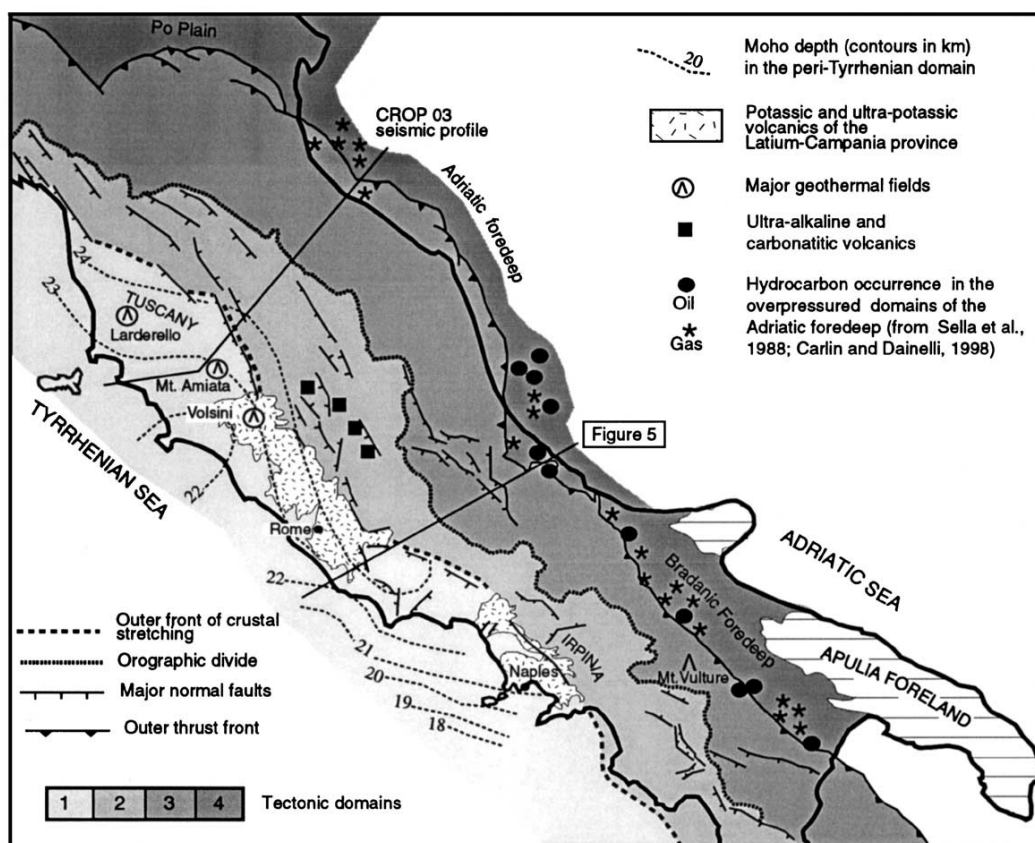


Fig. 1.1. Caratteri crostali e strutturali dei principali domini tettonici negli Appennini centrali e meridionali. (1) Regione di retroarco del Mar Tirreno; (2) Fascia peri-Tirrenica; (3) Cintura esterna peri-Adriatica; (4) Avanfossa Apulo-Adriatica (Ghisetti and Vezzani, 2002).

1.2. La zona di faglia di Vado di Corno

La zona di faglia di Vado di Corno (VCFZ) è un segmento lungo circa 5 km appartenente al sistema di faglie normali di Campo Imperatore, il quale affiora in maniera continua per circa 15 km delimitando la parte settentrionale del bacino intramontano di Campo Imperatore (Vezzani et al., 2010; Demurtas et al., 2016) (Fig. 1.3). La VCFZ ha accomodato un rigetto stimato di 2000-3000 m (Ghisetti and Vezzani, 1991; D'Agostino et al., 1998; Ghisetti and Vezzani, 1999) ed è stata esumata da circa 1-2 km di profondità a partire dal Pleistocene inferiore (Agosta and Kirschner, 2003). Nell'area di studio la faglia principale della VCFZ immerge N210/54° (dip

azimuth/dip angle) e mette a contatto i depositi colluviali Quaternari dell'hanginwall con le dolomie cataclastiche del footwall (Demurtas et al., 2016) (Fig. 1.2).

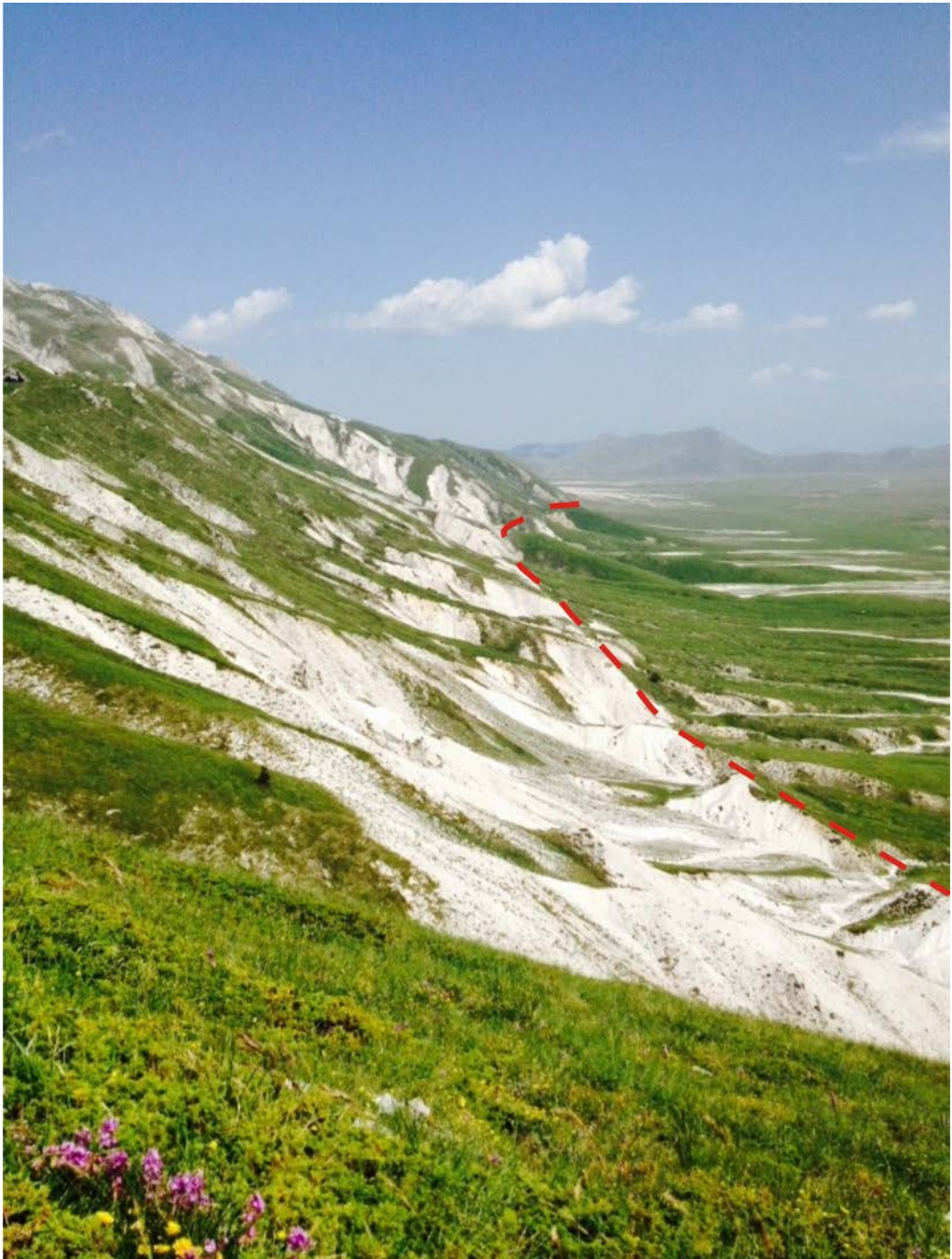


Fig. 1.2. *Panoramica della zona di faglia di Vado di Corno.*

Nell'area di studio la VCFZ si sviluppa tipicamente all'interno della stessa unità litostratigrafica chiamata *Formazione del Calcarea Massiccio* (Giurassico inferiore) (Adamoli et al., 2012). Essa è costituita da una sequenza spessa fino a 600 m di calcari da biancastri a brunastri organizzati in ciclotemi. I ciclotemi comprendono *grainstones*, *packstones* and *wackestones* con ooliti, oncoliti, intraclasti, peloidi e fenestrae (Adamoli et al., 2003). L'area descritta in questo lavoro di tesi si trova all'interno di una larga banda (spessa fino a 300 m) di dolomie intensamente deformate, in direzione ortogonale alla faglia principale, mentre non è stata osservata, in quest'area, la presenza di dolomie non deformate (Demurtas et al., 2016). È stato possibile distinguere almeno due facies dolomitiche: (1) *packstones* – *wackestones* da dolomicritico a dolomitico con laminazioni stromatolitiche e microfabric originale preservato (ad esempio grani di calcare precursore); (2) dolomie cristalline, localmente nodulari e porose, con granulometria media dei cristalli grossolana (fino a 1-2 mm).

Altre litologie affioranti nell'area di studio, lungo la zona di faglia, sono rappresentate da depositi di versante e bacinali appartenenti alla *Formazione della Corniola* (*mudstone*, Giurassico inferiore), *Formazione del Verde Ammonitico* (calcari micritici, Giurassico inferiore-medio), *Formazione dei Calcari Bioclastici Inferiori* (brecce e megabrecce, Giurassico medio-superiore) e *Formazione della Maiolica Detritica* (calcare micritico, Giurassico superiore – Cretaceo inferiore) (Adamoli et al., 2012). La *Fm. del Verde Ammonitico* è composta da una micrite di colorazione da verde a grigio scuro, localmente intercalata a strati marnosi e livelli ricchi di selce scura. Nell'area di studio, nel blocco di *footwall* della VCFZ gli strati immergono lievemente verso W e la *Fm. del Calcarea Massiccio* risulta interamente dolomitizzata e, localmente, si ritrovano resti di selce scura associati alla *Fm. del Verde Ammonitico*, anch'essa fortemente dolomitizzata (Demurtas et al., 2016). Il blocco di *hangingwall*, invece, è caratterizzato da depositi glaciali, alluvionali e colluviali che, in questo elaborato, verranno denominati come *depositi Quaternari*.

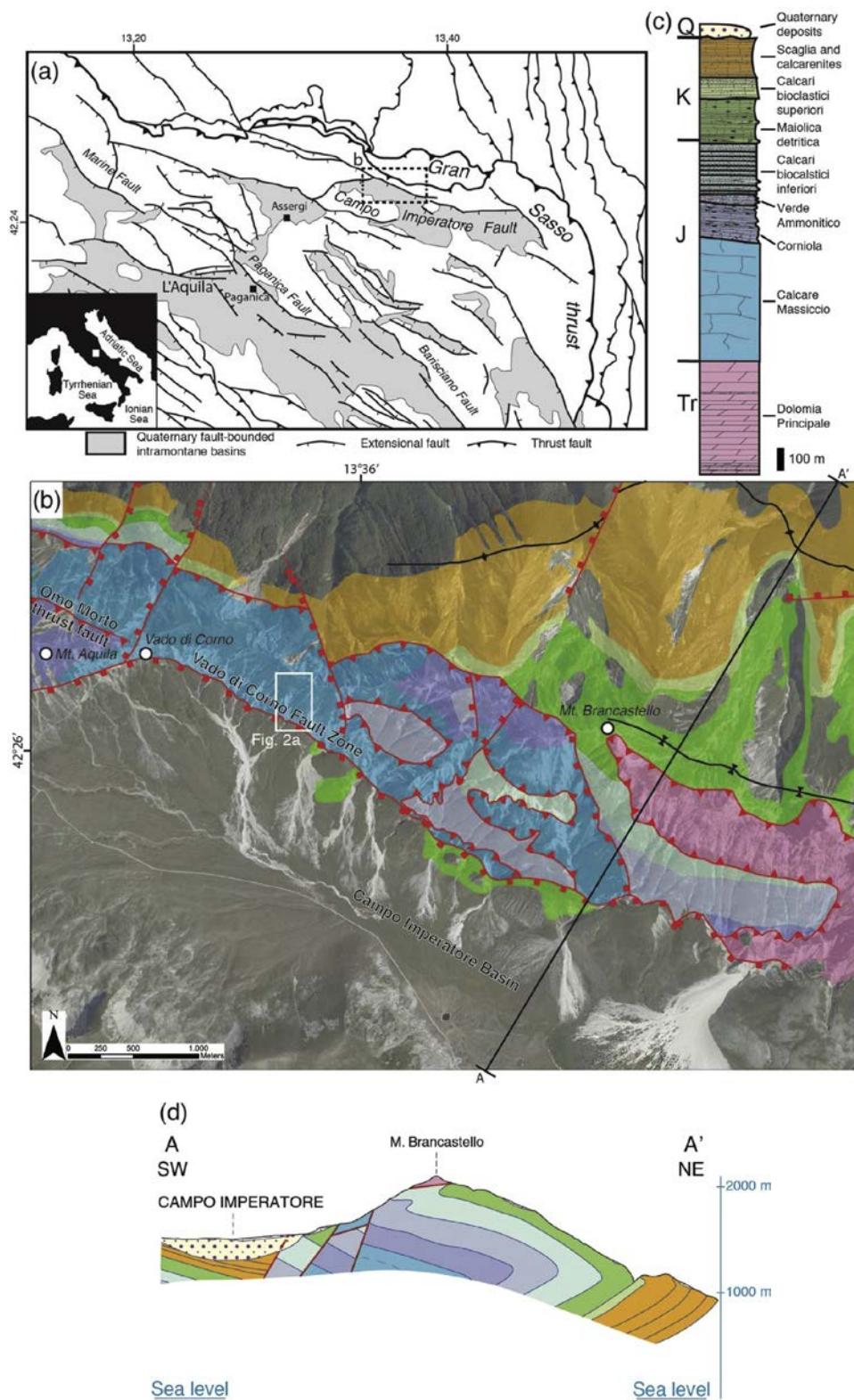


Fig. 1.3. Inquadramento geologico dell'area di Campo Imperatore. (a) Mappa strutturale dell'area del Gran Sasso (modificata da Storti et al., 2013). (b) Carta geologica dell'area di studio semplificata del Foglio 349 "Gran Sasso d'Italia" (Ispra, 2012). I depositi colluviali Quaternari occupano il bacino intramontano di Campo Imperatore e

corrispondono all'area non colorata. Le faglie normali con direzione NNE-SSW tagliano e dislocano il sistema di thrust. Il thrust di Omo Morto attraversa il lato settentrionale del Mt. Aquila e scompare prima di Vado di Corno, dove la zona di faglia (VCFZ) è esposta all'interno dei calanchi. (c) Colonna stratigrafica dell'area di Campo Imperatore (modificata da Cardello and Doglioni, 2014). (d) Sezione geologica lungo il bacino intramontano di Campo Imperatore (modificato da Ispra, 2012) (Demurtas et al., 2016).

La VCFZ è caratterizzata da un network di faglie e fratture con direzione NW-SE (i.e., subparallela alla faglia principale), con immersione sia sintetica (SW) che antitetica (NE) (Demurtas et al., 2016). Nella parte superiore del calanco sono state documentate faglie trascorrenti con direzione NE-SW, probabilmente con funzione di svincolo. Nel blocco di footwall, Demurtas et al. (2016) hanno mappato il network di faglie e la distribuzione spaziale delle unità strutturali della zona di faglia. Le ultime sono state distinte sul terreno sulla base di osservazioni alla mesoscala tra le quali: (1) distanza tra fratture e faglie secondarie, (2) abbondanza e geometria delle vene, (3) proporzioni tra clasti e matrice all'interno delle rocce di faglia, (4) colore delle rocce non alterate e (5) preservazione di caratteristiche sedimentarie originarie.

In particolare, sono state distinte cinque unità strutturali principali (Fig. 1.4):

1. Low Strain Damage Zone (LSDZ), costituita da volumi di roccia poco deformati dove le caratteristiche sedimentarie della roccia incassante sono ben riconoscibili;
2. High Strain Damage Zone (HSDZ), costituita da rocce con un'elevata densità di fratture che non permettono più il riconoscimento di strutture sedimentarie tra cui la stratificazione;
3. Breccia Unit (BU), caratterizzata da rocce che hanno subito una dolomitizzazione pervasiva della roccia incassante, intensamente fratturate e attraversate da vene di dolomite;
4. Cataclastic Unit 2 (CU2), comprende proto-cataclasiti e cataclasiti brunastre dove il fabric originale del protolite è ancora riconoscibile;

5. Cataclastic Unit 1 (CU1), costituita da ultracataclasi di colore bianco cementate a calcite. In questa unità le caratteristiche originali del protolite sono state obliterate e localmente si rinvengono liti fino a 10 m di spessore appartenenti all'unità CU2.

La presenza di dolomie secondarie sviluppate nel *Calcare Massiccio* e nel *Verde Ammonitico*, solleva la questione se questa fase di dolomitizzazione è stata innescata dal sovrascorrimento del *Calcare Massiccio* sul *Verde Ammonitico* o dall'estensione Quaternaria. Il ritrovamento delle dolomie secondarie lungo la zona di sovrascorrimento superficiale, che coinvolge entrambe le litologie sfruttando la zona di danneggiamento del thrust, dimostra l'esistenza di una fase di dolomitizzazione sincrona o posteriore all'evento compressivo responsabile della sovrapposizione tettonica del *Calcare Massiccio* sul *Verde Ammonitico* (Demurtas et al., 2016). Le dolomie secondarie, inoltre, si ritrovano sempre frantumate all'interno delle rocce cataclastiche associate alla faglia principale del Quaternario, dimostrando che la dolomitizzazione precede la fase tettonica distensiva (Demurtas et al., 2016).

1.3.Campionamento

I campioni studiati in questo lavoro di tesi sono stati raccolti a distanze crescenti dal piano di faglia principale, lungo un transetto con direzione N186° (Figg. 1.5 e 1.6). In particolare, il campionamento è stato effettuato dove si notavano cambiamenti nella tessitura della roccia (e.g., rapporto matrice/clasti, colore della roccia) alla scala dell'affioramento. Nella tabella riassuntiva 1.7 viene inserita una descrizione dei 15 campioni. Queste rocce appartengono al fault core della VCFZ che è composto dalle unità strutturali della CU1, CU2 e della BU.

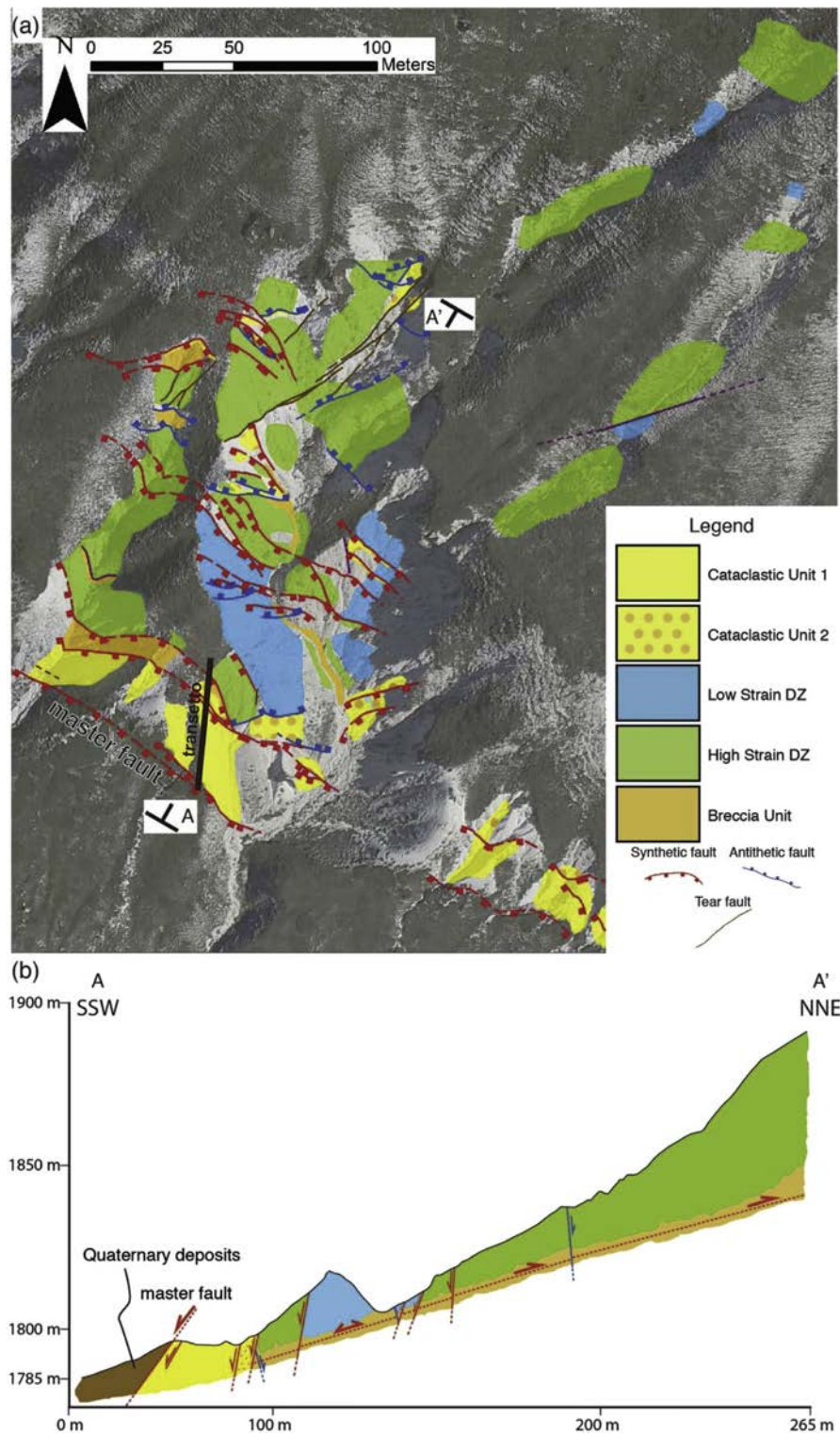


Fig. 1.4. *Mappa strutturale e sezione geologica dell'area di studio. a) La mappa strutturale mostra la distribuzione delle faglie principali e le unità strutturali sono distinte all'interno del blocco di footwall della VCFZ. Alla base del calanco studiato è presente la faglia principale, la quale è affiancata dall'unità cataclastica. Un litone di circa 10 m di spessore appartenente alla Low Strain Damage Zone si rinviene a circa 50 m dalla faglia principale. La Breccia Unit affiora sia alla base del calanco che nella parte centrale della*

mappa, in contatto a SW con la Cataclastic Unit 1. La High Strain Damage Zone comprende la maggior parte delle zone di faglia in termini di volumi rocciosi. Nella mappa è riportato anche il transetto lungo il quale si è effettuato il campionamento. (b) La sezione geologica orientata ortogonalmente alla faglia principale (N30°E) evidenzia come le unità strutturali sono associate e delimitate da faglie normali, fatta eccezione per la Breccia Unit che immerge a basso angolo e affiora dove il calanco è maggiormente esposto ad erosione. Gli assi sono in scala X:Y = 1:2 (Demurtas et al., 2016).

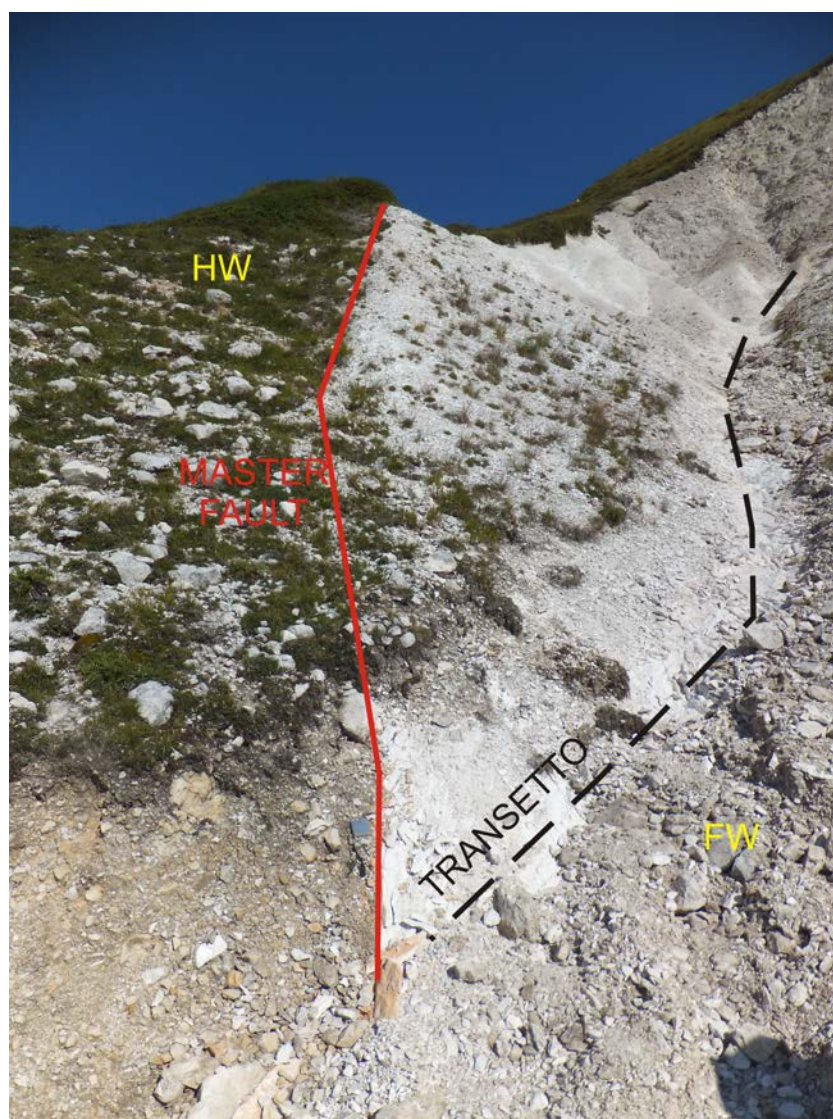


Fig.1.5. Immagine raffigurante il piano di faglia principale con i depositi Quaternari nell'angingwall e le dolomie cataclastiche nel footwall. La linea tratteggiata in nero rappresenta il transetto lungo il quale è stato effettuato il campionamento.

La CU1 ha uno spessore di ca. 36 m; lungo il transetto analizzato, quest'unità strutturale presenta numerosi lioni dell'adiacente CU2, di dimensioni che possono raggiungere i 2-3 m. La CU2 si trova a ~ 36 m dal contatto principale ed è caratterizzata sia da breccie cataclastiche che da protocataclasiti e cataclasiti a grana medio-fine, le ultime tipicamente presenti in corrispondenza di faglie secondarie. Infine, la BU affiora ad una distanza di ~ 45 m dalla faglia principale ed è costituita da breccie, talvolta cataclasate, interessate da vene di dolomite pervasive.

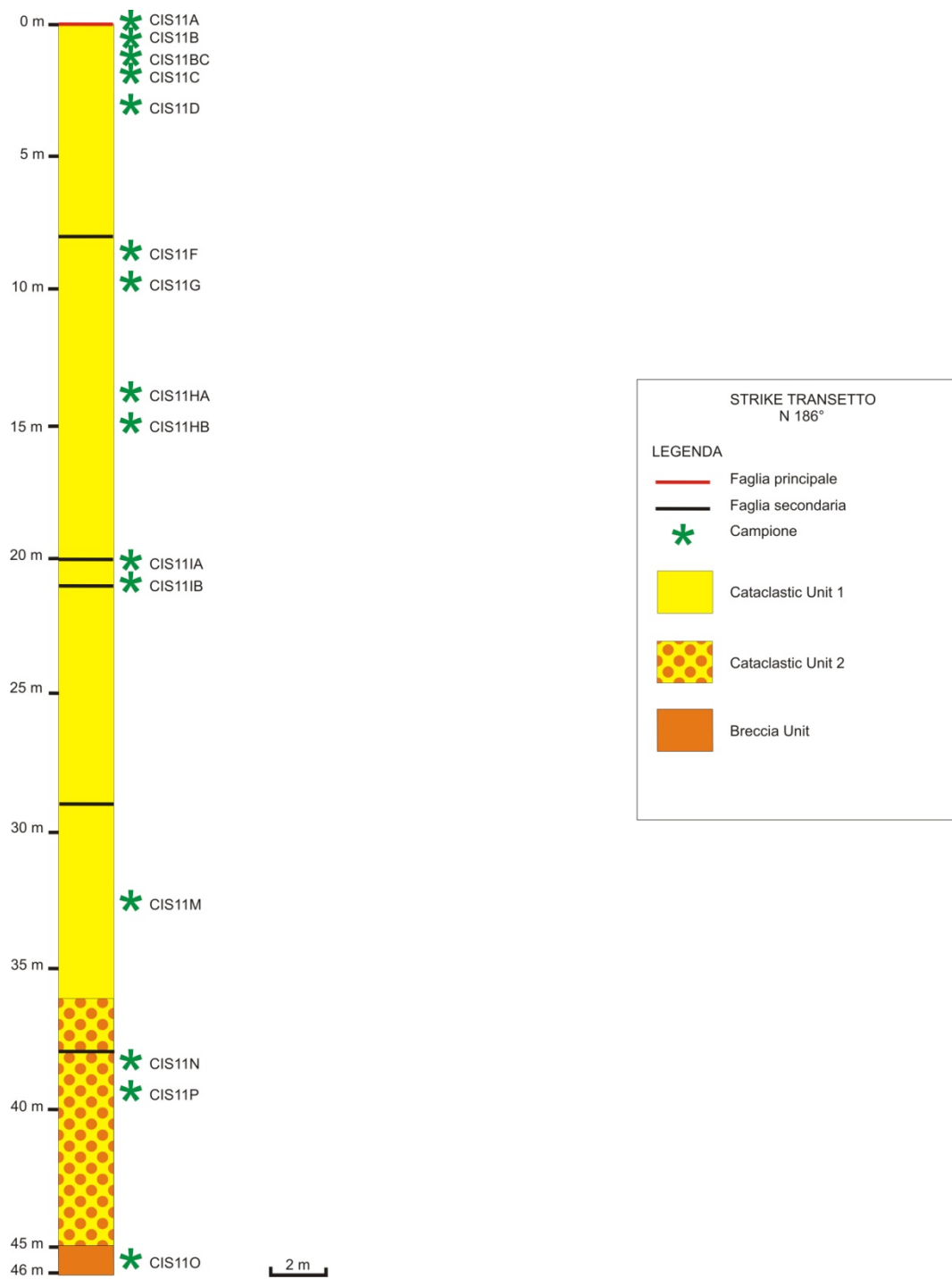


Fig. 1.6. *Transetto del fault core della VCFZ. In legenda sono riportati: faglia principale e faglie secondarie, simbolo dei campioni e relative unità strutturali appartenenti.*

Campione	Distanza dalla faglia (m)	Unità strutturale	Descrizione	Dolomite (% wt)	Ca Dolomite (% wt)	Fe Dolomite (% wt)	Calcite (% wt)	Quarzo (% wt)
CIS11A	0	CU1	Ultracataclasite	61	-	-	34	5
CIS11B	0,5	CU1	Cataclasite	67	29	-	4	-
CIS11BC	1	CU1	Cataclasite	62	33	-	5	-
CIS11C	2	CU1	Cataclasite	98	-	-	2	-
CIS11D	3	CU1	Cataclasite	31	30	36	3	-
CIS11F	8,5	CU1	Cataclasite	43	51	-	6	-
CIS11G	10	CU1	Litoni di breccia cataclastica	63	35	-	2	-
CIS11HA	14	CU1	Litoni di breccia cataclastica	48	51	-	1	-
CIS11HB	15	CU1	Litoni di breccia cataclastica	35	62	-	3	-
CIS11IA	20	CU1	Litoni di breccia cataclastica	97	-	-	3	-
CIS11IB	21	CU1	Litoni di breccia cataclastica	65	33	-	2	-
CIS11M	33	CU1	Breccia cataclastica con vene di dolomite	99	-	-	1	-
CIS11N	38	CU2	Cataclasite	49	37	-	14	-
CIS11O	46	BU	Breccia cataclastica con vene di dolomite	-	96	-	4	-
CIS11P	39	CU2	Breccia cataclastica con vene di dolomite	30	67	-	3	-

Fig. 1.7. *Tabella riassuntiva dei campioni studiati.*

2.METODOLOGIE E STRUMENTI DI ANALISI

In questa tesi è stata svolta una caratterizzazione spettrale nel visibile e vicino-infrarosso (VNIR) di rocce appartenenti alla zona di faglia di Vado di Corno (VCFZ), allo scopo di studiarne gli spettri di riflettanza in funzione della granulometria. Le misure di spettroscopia di riflettanza sono state effettuate sia su *slabs* di roccia che su polveri a diverse granulometrie. Sono state eseguite, inoltre, osservazioni petrografiche al microscopio ottico a luce trasmessa (OM) e al microscopio a scansione elettronica (SEM) al fine di valutare la granulometria di rocce di faglia coinvolte in processi di comminuzione. Infine, l'identificazione delle specie mineralogiche, è stata effettuata mediante analisi in diffrazione di raggi X su polveri (XRPD).

2.1.Cenni di spettroscopia

La spettroscopia è lo studio della luce emessa, riflessa o diffusa da un corpo in funzione di una lunghezza d'onda. Quando i fotoni colpiscono un minerale possono essere riflessi, passare attraverso quest'ultimo o essere direttamente assorbiti. I fotoni riflessi dalla superficie o rifratti attraverso una particella sono detti diffusi. Tali fotoni possono essere influenzati, a loro volta, dalla presenza di altri granuli o essere re-inviati verso l'esterno dove vengono misurati. I fotoni possono essere anche emessi da una superficie di un qualsiasi corpo con temperature al di sopra dello zero assoluto; tale fenomeno è detto emissività. I processi che influenzano l'assorbimento dei fotoni da parte dei materiali sono molteplici e, in relazione alla lunghezza d'onda alla quale i fotoni vengono assorbiti, è possibile trarre informazioni sulla natura dei materiali come, ad esempio, il chimismo dei minerali (Clark, 1999).

La spettroscopia, quindi, descrive gli effetti dell'interazione tra la radiazione elettromagnetica e la materia. Quando la radiazione interagisce con la materia, si possono osservare diversi effetti come, ad esempio, la formazione di bande di assorbimento su specifiche lunghezze d'onda. Tali assorbimenti di energia possono essere apprezzati e studiati, sia

qualitativamente che quantitativamente, nella spettroscopia del visibile e vicino-infrarosso (VNIR). Gli assorbimenti spettrali nel VNIR sono prodotti, il più delle volte, da due processi di base differenti tra loro: processi elettronici e processi vibrazionali (e.g., Clark, 1999).

2.1.1. Processi elettronici: transizioni elettroniche dovute al reticolo cristallino

Questo processo interessa gli elementi di transizione che hanno gli orbitali d ed f solo parzialmente riempiti. Nell'atomo isolato questi orbitali sono degeneri ma, posti in un reticolo cristallino, il grado di degenerazione si riduce e si originano nuovi livelli energetici. Il passaggio di elettroni da livelli energetici minori a livelli energetici maggiori, avviene con assorbimento di energia. I livelli di energia sono determinati dallo stato di valenza dell'atomo, dal suo numero di coordinazione e dalla simmetria del sito cristallografico che occupa. Ogni elemento può avere diverse configurazioni dei livelli energetici a seconda del reticolo cristallino in cui si trova e del sito che occupa in un dato reticolo; in questo modo saranno possibili transizioni energetiche diverse anche per uno stesso ione (e.g., Hunt, 1977).

2.1.2. Processi elettronici: assorbimento per trasferimento di carica

Le bande di assorbimento possono essere causate dal trasferimento di carica tra uno ione e l'altro; questo processo induce un momentaneo cambiamento della valenza durante il tempo in cui avviene la transizione elettronica. Il trasferimento di carica può avvenire tra atomi dello stesso elemento (Fe^{2+} e Fe^{3+}) con stati di valenza diversi tra loro, o atomi di elementi diversi (Fe^{2+} e Ti^{4+}). Gli assorbimenti dovuti a questo processo sono molto intensi ed è più facile che si verifichino in presenza di un disequilibrio di carica tra gli atomi (e.g., Hunt, 1977).

2.1.3.*Processi elettronici: transizioni in bande di conduzione*

In alcuni minerali, ad esempio solfuri, ci sono due livelli di energia in cui gli elettroni possono risiedere: un livello superiore chiamato “banda di conduzione”, dove gli elettroni si muovono liberamente attraverso il reticolo e un livello ad energia inferiore chiamato “banda di valenza”, dove gli elettroni sono legati ai singoli atomi. Il salto tra i due stati energetici è detto “band gap”. Quest’ultimo è molto ridotto nei metalli e nei semiconduttori per cui, il passaggio di elettroni dalla banda di valenza alla banda di conduzione, è facilitato e gli assorbimenti spettrali sono ben visibili nel VNIR (Clark, R. N., 1999).

2.1.4.*Processi elettronici: centri di colore*

Questo processo avviene quando, all’interno di difetti del reticolo cristallino di alcuni minerali, gli elettroni rimangono intrappolati e, successivamente, vengono eccitati a livelli energetici superiori in seguito all’assorbimento di energia elettromagnetica in particolari intervalli di lunghezze d’onda. Questi fenomeni possono verificarsi più facilmente in minerali con reticoli molto simmetrici e gli assorbimenti caratteristici sono osservabili nel campo del visibile (e.g., Hunt, 1977).

2.1.5.*Processi vibrazionali*

Questo processo coinvolge i legami molecolari ed avviene quando un’onda elettromagnetica che oscilla con una determinata lunghezza d’onda, induce un’oscillazione della molecola alla stessa frequenza. L’interazione tra radiazione e molecola, però, si verifica solo se, nella molecola stessa, vi è una variazione del momento del dipolo elettrico. Ad ogni vibrazione è associato un numero quantico vibrazionale v_i ; in tal caso $v=0$ si riferisce al livello vibrazionale fondamentale che caratterizza le molecole alla temperatura ambiente. La transizione da $v=0$ a $v=1$, caratteristica di un sistema che si comporta come un oscillatore armonico, porta solo alla formazione di una banda vibrazionale definita fondamentale. Quando la molecola viene eccitata da due o più fotoni, invece, le oscillazioni diventano

anarmoniche e le transizioni da un numero quantico vibrazionale ad un altro aumentano prendendo il nome di armoniche od overtoni. Queste ultime oscillazioni avvengono, generalmente, a frequenze multiple della banda fondamentale. Le combinazioni di toni, infine, sono delle bande caratterizzate da assorbimenti con frequenze che rappresentano la somma delle frequenze fondamentali; questo avviene poiché le combinazioni di toni si originano solo se due o più vibrazioni fondamentali si verificano simultaneamente. Nei materiali geologici, l'energia necessaria per eccitare queste vibrazioni fondamentali dà luogo ad assorbimenti nel medio e lontano infrarosso, ovvero a lunghezze d'onda con valori maggiori di 2,5 μm . Nel VNIR, invece, si osservano gli assorbimenti di overtoni e combinazioni che vibrano a frequenze molto alte (ad esempio acqua e gruppo ossidrilico) (e.g., Hunt, 1977) (Fig. 2.1).

Il gruppo dei carbonati mostra gli assorbimenti vibrazionali fondamentali nell'infrarosso-medio (Clark, R. N., 1999) ma, in questo elaborato di tesi, viene studiato il range del VNIR caratterizzato da overtoni con lunghezze d'onda a 2.50 – 2.55 μm e a 2.30 – 2.35 μm (Clark, R. N., 1999). La posizione di banda nei carbonati varia in relazione alla composizione (Hunt and Salisbury, 1971; Gaffey, 1986; Gaffey et al., 1993; Clark, R. N., 1999) come si può osservare dalla figura 2.2.

2.1.6. Parametri spettrali

Come già ricordato le firme spettrali in riflettanza sono caratterizzati da bande di assorbimento i cui parametri fondamentali sono:

- minimo di banda (absorption peak): si riferisce all'energia assorbita dalla materia e quindi dà informazioni sulla presenza di alcuni ioni in determinati siti di coordinazione;
- profondità di banda (band depth): descrive l'intensità dell'assorbimento e, di conseguenza, la frequenza con la quale alcuni ioni occupano determinati siti;

- larghezza di banda (Full Width at Half Maximum – FWHM): è strettamente connessa ai processi vibrazionali e descrive le variazioni della geometria del sito.

Un altro elemento che caratterizza gli spettri di riflettanza è il *continuum*, ovvero l'andamento generale di assorbimento su cui si sovrappongono i singoli elementi di assorbimento (e.g. Clark and Roush, 1984; Clark, R. N., 1999).

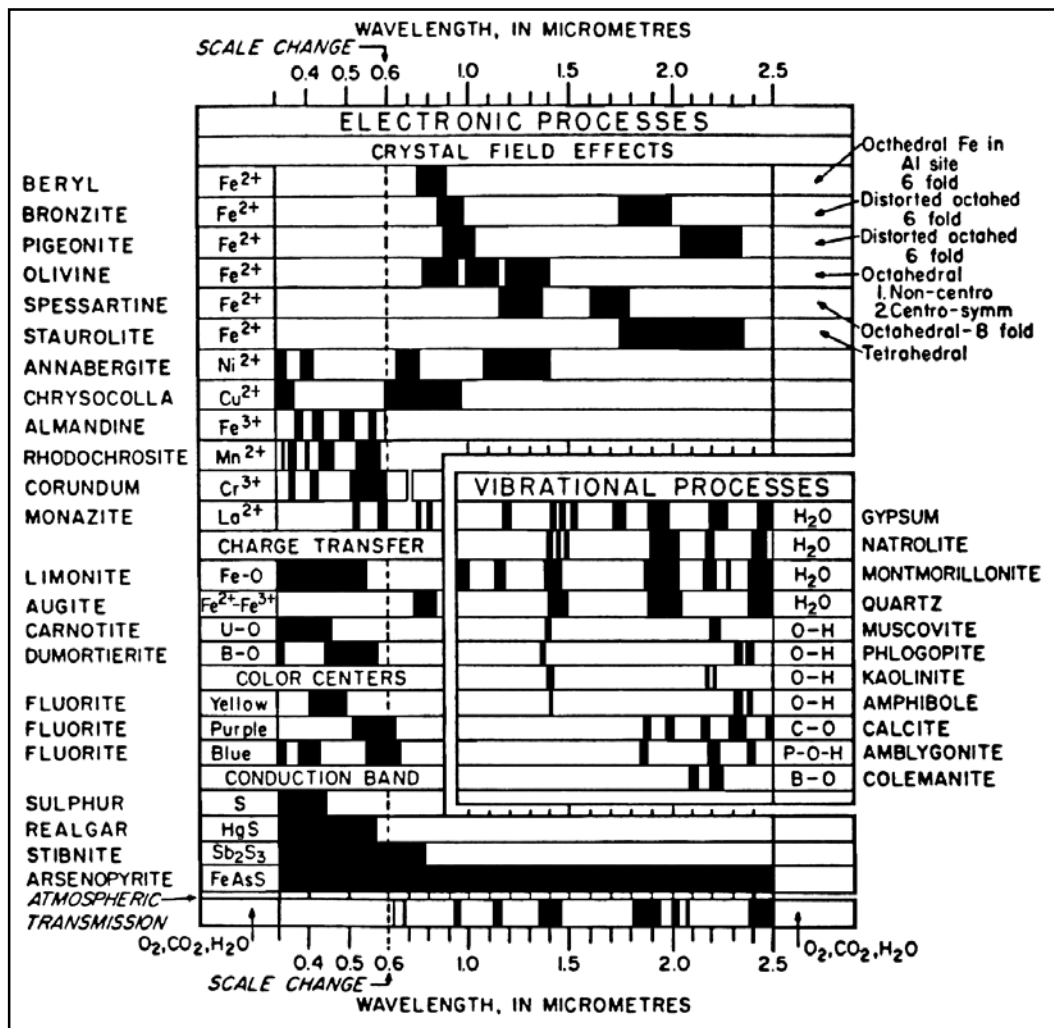


Fig. 2.1. Schema riassuntivo dei processi elettronici e vibrazionali responsabili degli assorbimenti spettrali nel VNIR (Hunt, 1977).

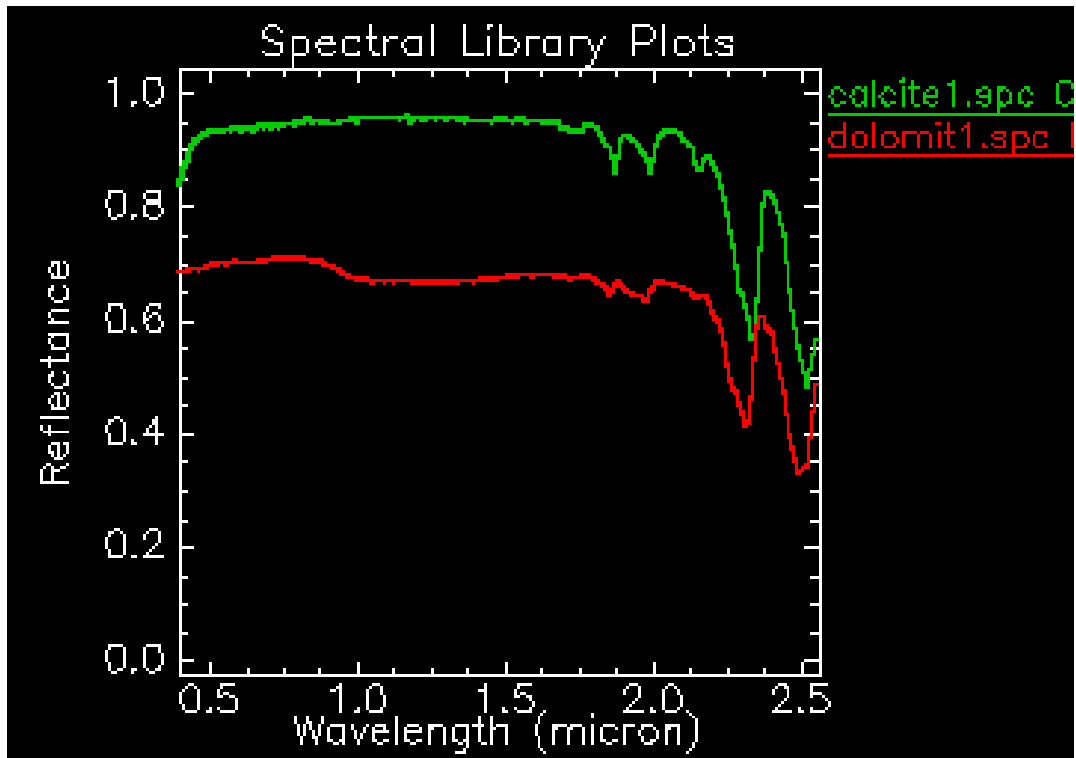


Fig. 2.2. Il confronto tra gli spettri di calcite (CaCO_3) e dolomite ($\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2$) nel VNIR mostra un piccolo spostamento della banda a causa del cambiamento composizionale tra i due minerali. La differenza, invece, nei valori di riflettanza (più alti nella calcite rispetto alla dolomite) sono causati dall'effetto della granulometria che, nella calcite, è più fine (programma ENVI 5.0)

La profondità di una banda di assorbimento, D , viene solitamente definita rispetto al continuum, R_c :

$$D = 1 - R_b / R_c$$

Dove R_b è la riflettanza corrispondente al minimo di assorbimento e R_c è la riflettanza del continuum alla stessa lunghezza d'onda di R_b (Clark, R. N., 1999).

Quando si effettua l'elaborazione di uno spettro è molto importante rimuovere il continuum dividendo tutti i valori della firma spettrale per R_c . Questa operazione permette non solo di individuare meglio il minimo, la profondità e la larghezza di banda, ma consente anche di paragonare, in maniera immediata, firme simili di minerali diversi (ad esempio calcite e dolomite) (Fig. 2.3 e 2.4).

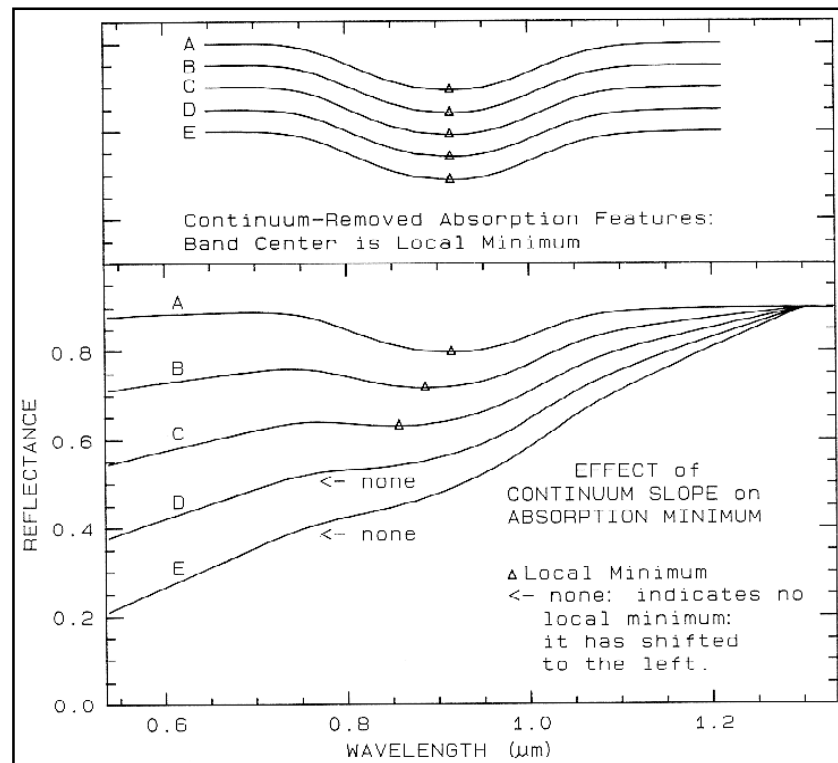


Fig. 2.3. Grafico rappresentante il continuum e la rimozione del continuum. Le firme, nella parte bassa del grafico, mostrano il minimo apparentemente spostato verso lunghezze d'onda più corte man mano che aumenta l'inclinazione della curva. La rimozione del continuum tramite divisione, isola i parametri spettrali rendendoli comparabili e, nel nuovo spettro, si può osservare l'assenza di un reale spostamento nel centro della banda di assorbimento (Clark, R. N., 1999).

2.1.7. Effetto della granulometria sull'assorbimento

La quantità di radiazione diffusa ed assorbita da un granulo dipende dalle sue dimensioni (e.g. Hapke, 1993; Clark and Roush, 1984; Clark, R. N., 1999) (Fig. 2.2 e 2.5). Un granulo più grande ha un percorso interno maggiore in cui i fotoni possono essere assorbiti, mentre il granulo con dimensioni ridotte ha una maggiore superficie specifica che favorisce il fenomeno di riflessione. In altre parole, nel campo del visibile e vicino-infrarosso dove i processi di scattering multiplo sono numerosi, una diminuzione di granulometria fa sì che la riflettanza di un materiale aumenti. La taglia dei granuli, inoltre, provoca delle variazioni non solo nella pendenza del continuum ma anche nella profondità delle bande di assorbimento.

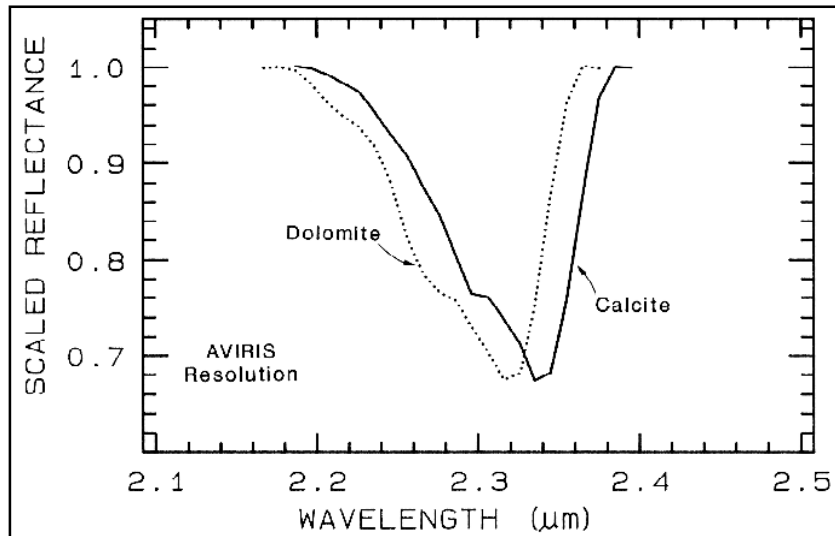


Fig. 2.4. Confronto tra gli spettri di calcite e dolomite in seguito alla rimozione del continuum. L'assorbimento della dolomite avviene a lunghezze d'onda più corte rispetto all'assorbimento della calcite (Clark, R. N., 1999).

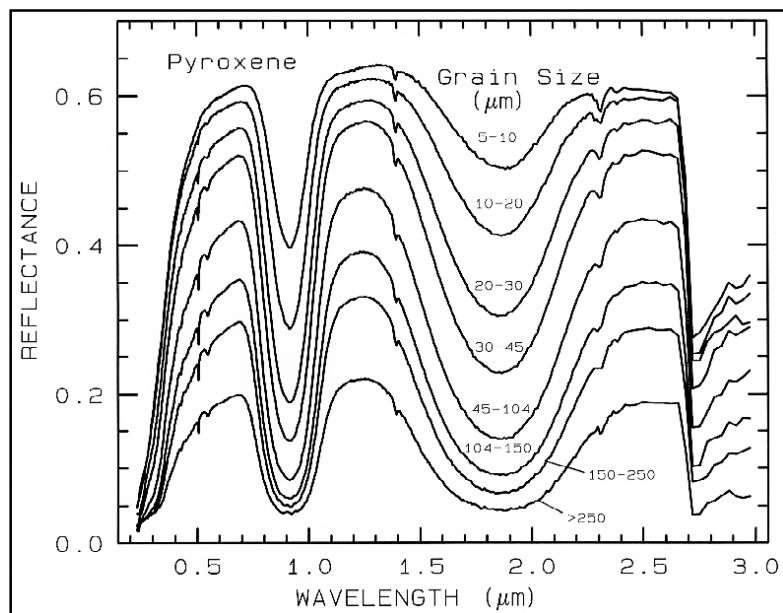


Fig. 2.5. Spettro di riflettanza di un pirosseno in funzione della sua granulometria. Quando la dimensione dei granuli aumenta, la radiazione è maggiormente assorbita mentre i valori di riflettanza diminuiscono (da Clark et al., 1993b).

2.2. Tecniche analitiche utilizzate per lo studio spettroscopico dei campioni

2.2.1. Preparazione dei campioni

Le misure di spettroscopia sono state effettuate su un totale di 15 campioni di roccia, già elencati nel capitolo 1, prelevati a distanze crescenti dalla faglia principale di Vado di Corno. Tutti i campioni sono stati caratterizzati sia con misure sulle superfici di roccia, sia con misure su polveri a diverse granulometrie.

I campioni sono stati preparati, per le misure di spettroscopia con due diverse procedure.

- Taglio di slabs di roccia con uno spessore di circa 1,4 cm, la cui superficie è stata leggermente levigata con materiale abrasivo per rendere comparabile la rugosità tra tutti i campioni ed eliminare le tracce lasciate dalla sega.
- Polverizzazione delle porzioni rimanenti dei campioni tagliati. I campioni, dunque, sono stati dapprima macinati grossolanamente utilizzando il frantoio a mascelle Retsch BB200 e, successivamente, ridotti a granulometrie più fini con l'utilizzo di un mulinello in agata Retsch MR0. Le granulometrie prese in esame per tutti i campioni sono: 800 μm (800-0 μm), 200 μm (200-0 μm), 63 μm (63-0 μm) e 10 μm (polvere molto fine indicativamente minore di 10 μm). La strumentazione utilizzata in questa fase è situata nel "Laboratorio di macinazione e separazione" del C.N.R., presso il Dipartimento di Geoscienze dell'Università degli Studi di Padova.

2.2.2. Misure di riflettanza

Le misure di riflettanza sono state eseguite utilizzando uno spettrofotometro Fieldspec Pro, in luce bidirezionale. I risultati ottenuti sono stati elaborati tramite l'utilizzo del programma OriginPro 8.5.

Spettrometro Fieldspec Pro

Lo spettrometro portatile Fieldspec Pro (Fig. 2.6) è uno spettrofotometro *PC-driven* che lavora nell'intervallo di lunghezze d'onda tra 0,35 e 2,50 μm .

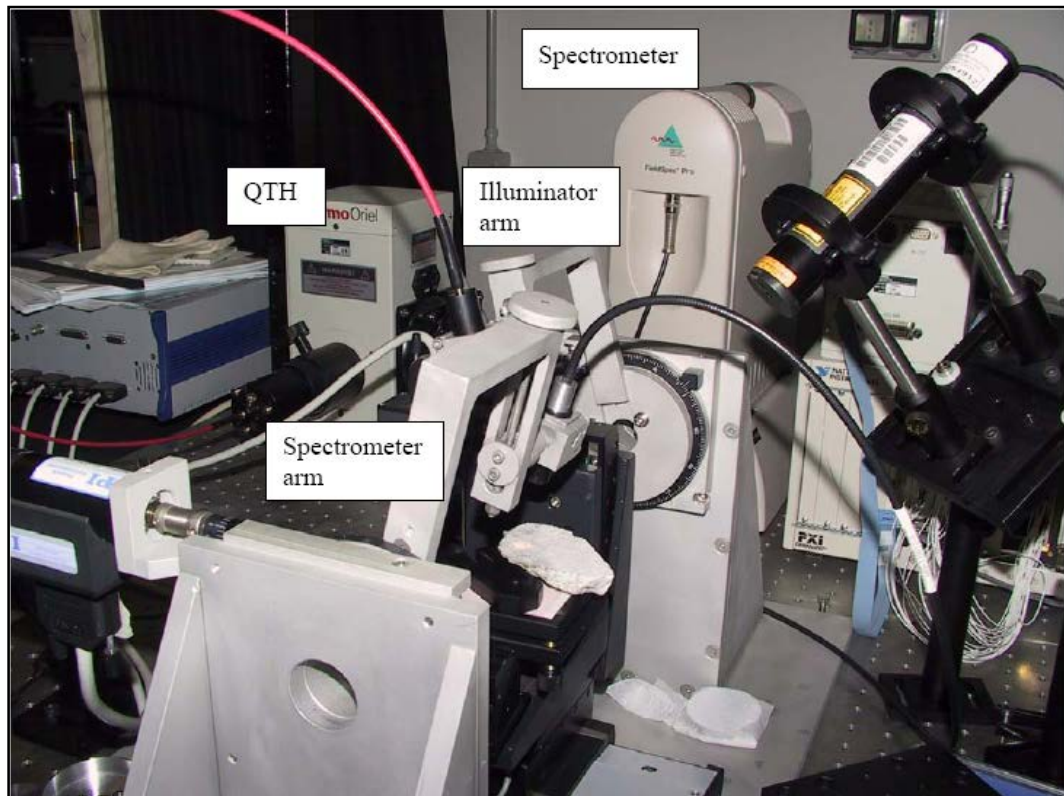


Fig. 2.6. Spettrofotometro *Fieldspec* in uso presso il centro di ricerca IAPS-INAF di Roma. Particolare del goniometro su cui sono montate le fibre ottiche.

Nel laboratorio presso l'istituto IAPS-INAF di Roma, il sistema di acquisizione è montato su un goniometro che permette di variare il *set-up geometrico* dell'acquisizione bi-direzionale, modificando i possibili angoli di emissione e acquisizione. Il goniometro è composto di due bracci meccanici che ruotano attorno ad un asse comune rispetto ad un piano dove viene fissato il campione. Questo piano può essere mosso in tre direzioni, due che permettono di variare la porzione illuminata del campione, la terza di aggiustare verticalmente la posizione del campione rispetto agli altri elementi del sistema ottico. I bracci meccanici sono posizionati su due piattaforme rotanti che si muovono per mezzo di un motore, e su ciascuna di

esse è montato un cavo a fibre ottiche. Gli angoli che possono essere utilizzati sono: l'angolo massimo per ciascun braccio (65°) e l'angolo di fase tra direzione di illuminazione e direzione di acquisizione che varia da 30 a 130° . I due cavi a fibre ottiche servono, uno per illuminare il campione, l'altro per raccogliere la luce riflessa e trasmetterla allo spettrometro. La sorgente usata è una lampada QTH, il cui segnale è adeguato all'intervallo di acquisizione dello spettrometro. La lampada ha due diversi output, di cui uno, connesso alla fibra ottica, porta la luce al campione, e l'altro, connesso ad un fotodiode, è usato per il controllo radiometrico della sorgente. Lo spettro è acquisito da 0.35 a $2.50 \mu\text{m}$, la risoluzione spettrale di acquisizione del dato è di 2 nm nel visibile e di 10 nm nel vicino infrarosso, e il campionamento spettrale è di 1.0 nm .

Per questa tesi, il set-up del goniometro usato è stato: angolo di incidenza (i)= 30° , angolo di acquisizione (e)= 0° e le misurazioni sono state acquisite con uno spot di dimensioni 0.5 cm^2 circa.

Nel range spettrale lo strumento presenta due cambi di sensori, a 1.00 e $1.80 \mu\text{m}$, lo strumento tramite una ottimizzazione automatica permette di acquisire uno spettro continuo. In alcuni casi, in particolare per le slabs, dove le due facce non possono essere perfettamente pian-parallele, un residuo di segnale tra i tre detector genera dei possibili scalini, in tal caso la correzione viene effettuata in riflettanza, tenendo ferma la porzione centrale dello spettro e facendo traslare verticalmente le due porzioni laterali. Lo spettro acquisito mostra, in alcuni casi, un rumore maggiore nei primi valori dopo $1.00 \mu\text{m}$, oltre ad un elevato rumore a valori superiori di $2.35 \mu\text{m}$. Lo spettro di riflettanza acquisito è riferito ad un bianco standard Spectralon 99% della LabSphere® (Carli C., 2008, tesi di dottorato).

2.3. Tecniche analitiche utilizzate per lo studio petrografico dei campioni

2.3.1. Preparazione dei campioni

Sette campioni tra quelli studiati spettroscopicamente e ubicati in prossimità del piano di faglia principale, sono stati anche analizzati dal punto di vista petrografico in sezione sottile. Alcune di queste sezioni, ritenute più rappresentative dal punto di vista granulometrico e tessiturale, sono state successivamente lucidate e metallizzate per poter essere analizzate al microscopio a scansione elettronica (SEM). Infine, per identificare le specie mineralogiche costituenti queste rocce, sono state prodotte polveri, utili ad effettuare analisi in diffrazione di raggi X (XRPD).

2.3.2. Microscopio a scansione elettronica (SEM)

Questo studio è stato svolto presso il “Laboratorio di microscopia elettronica” del Dipartimento di Geoscienze dell’Università degli Studi di Padova. Il SEM utilizzato è un CamScan MX3000 con sorgente LaB₆ che ha permesso di effettuare una stima granulometrica di alcuni campioni, opportunamente selezionati, tramite l’acquisizione di immagini BSE (elettroni retrodiffusi). Successivamente, con l’ausilio del programma ImageJ, sono state eseguite analisi di immagine per ottenere la misura del diametro medio delle particelle, dalle più grossolane alle più fini. Le immagini di partenza sono state dapprima sottoposte ad operazioni di filtraggio per eliminare il rumore ed, in seguito, è stato applicato un algoritmo di classificazione basato sui livelli di grigio presenti nell’immagine ottenendo, quindi, una nuova immagine costituita da diverse regioni rappresentate con pseudo-colori. Su quest’ultima è stato eseguito un algoritmo di *thresholding* per ottenere un’immagine binaria (in bianco e nero) sulla quale viene calcolata la scala e, successivamente, si effettua l’analisi dimensionale delle particelle (Fig.2.6). Dai risultati ottenuti sono stati presi in considerazione il diametro medio di Feret (i.e. valore medio

delle distanze tra due parallele tangenti al perimetro della particella), e i rispettivi valori di standard deviation (tabella 2.7).

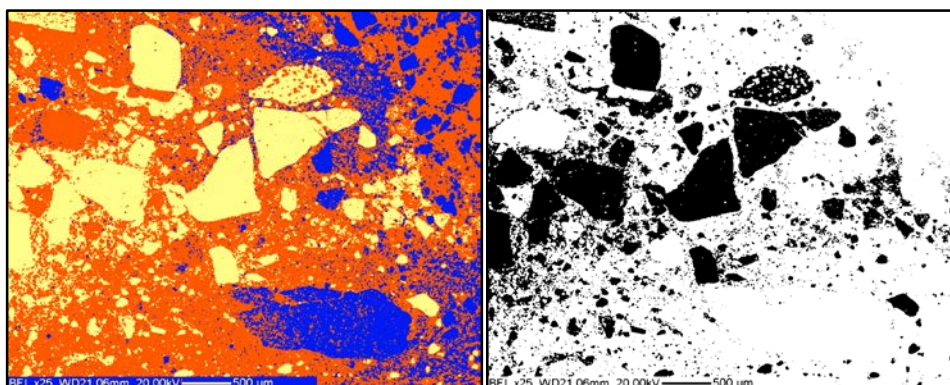


Fig. 2.6. A destra è stata riportata l'immagine a falsi colori grazie alla quale è possibile discriminare tre fasi mineralogiche: in blu i grani di selce, in giallo la calcite ed in arancione la dolomite. A sinistra è rappresentato un esempio di immagine binaria dove vengono evidenziati in nero i clasti di calcite presenti nell'immagine (campione CIS11A).

	CIS11A	CIS11B	CIS11C
Diametro di Feret (valore medio in μm)	23.04	2.2	1.98
Standard deviation	38.94	1.64	1.68

Tabella 2.7. Valori relativi al diametro medio di Feret (μm) e alla standard deviation per i campioni CIS11A, CIS11B, CIS11C.

2.3.3. Diffrazione di raggi X su polveri (XRPD)

Le analisi diffrattometriche eseguite presso il “Laboratorio di diffrattometria a raggi X di polveri” del Dipartimento di Geoscienze dell’Università degli Studi di Padova, sono state utili per identificare le fasi mineralogiche presenti nelle rocce di faglia. Il diffrattometro utilizzato è un PANalytical X’Pert Pro con geometria Bragg-Brentano e rivelatore X’ Celerator. I dati ottenuti sono stati elaborati con il programma HighScore Plus, grazie al quale è stato possibile calcolare delle percentuali semiquantitative dei

minerali presenti nei 15 campioni analizzati. In particolare, dopo la riduzione del rumore di fondo nella firma diffrattometrica e l'individuazione da parte dell'operatore dei picchi principali, sono stati selezionati i minerali che più verosimilmente hanno contribuito ai picchi principali e se ne è calcolata la loro quantità relativa. I risultati sono riportati in tabella 1.7, capitolo 1.

3.DATI PETROGRAFICI E MINERALOGICI

La caratterizzazione petrografica e composizionale delle fasi mineralogiche presenti nei campioni studiati è stata effettuata con lo scopo di ottenere informazioni utili ad interpretare correttamente i dati acquisiti dall'indagine spettrale. Le caratteristiche petrografiche prese in considerazione riguardano, in particolar modo, il riconoscimento delle fasi mineralogiche, la granulometria di clasti e matrice presenti e la descrizione, in alcuni campioni, di microstrutture delle rocce di faglia.

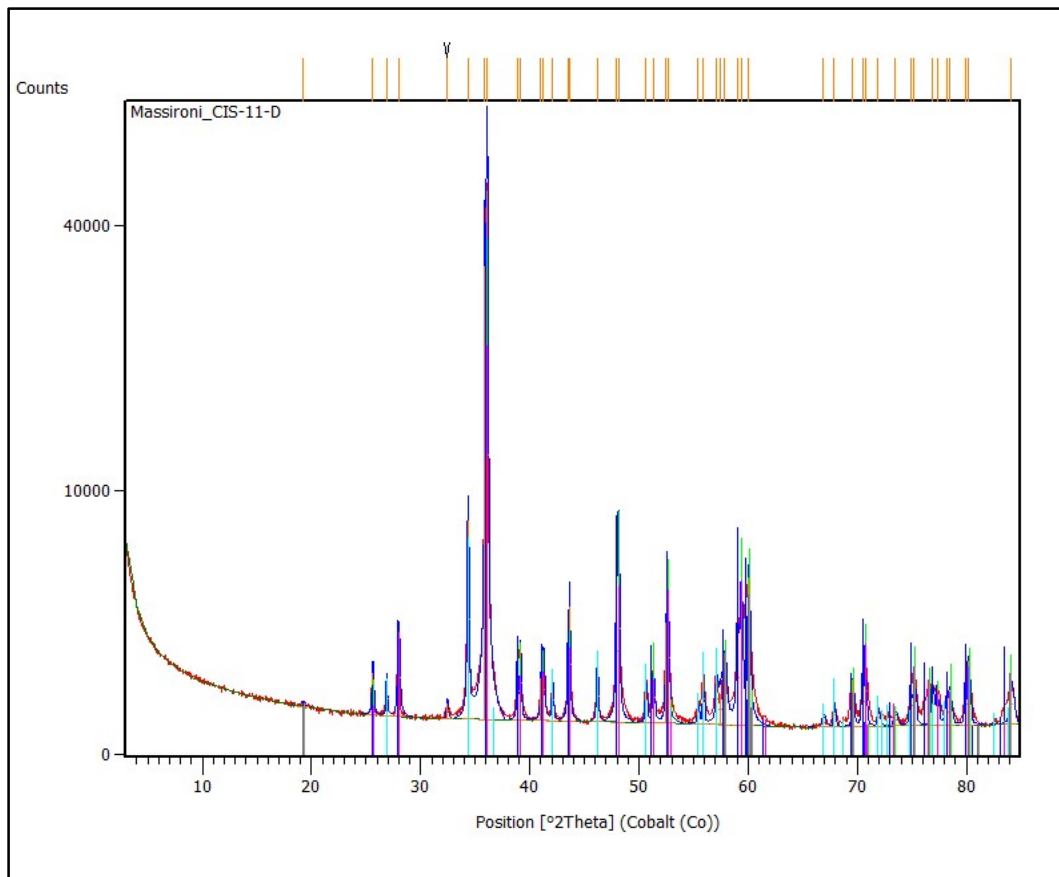
Come descritto nel capitolo 2, lo studio di dettaglio è consistito in:

- determinazione semiquantitativa delle fasi mineralogiche presenti in tutti i 15 campioni, tramite diffrazione di raggi X su polveri (XRPD).
- analisi granulometrica-microstrutturale al microscopio ottico (OM) e a scansione elettronica (SEM) su campioni di particolare interesse per le relazioni tra zone cataclastiche, vene di calcite e livelli ultracataclastici, nonché per i processi di comminuzione che hanno agito durante la deformazione.

3.1.Caratteristiche composizionali

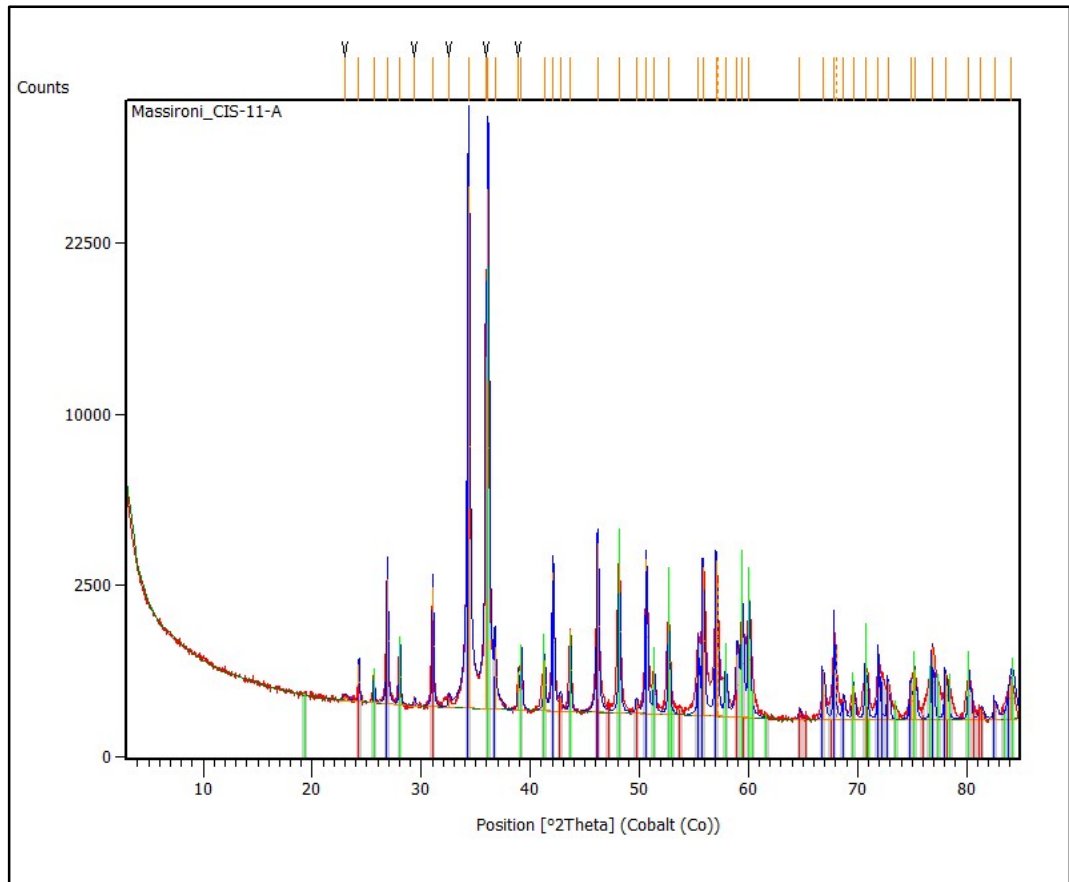
L'analisi XRPD ha permesso di riconoscere le principali fasi mineralogiche presenti nei campioni studiati. L'analisi del diffrattogramma e l'analisi semi-quantitativa sono state effettuate tramite il software HighScore Plus. All'interno dei campioni studiati sono state distinte tre diverse dolomiti: (i) una dolomite stechiometrica, (ii) una dolomite più ricca in Ca ed (iii) una dolomite con una piccola percentuale di Fe. Quest'ultima è stata ritrovata solamente nel campione CIS11D (Fig. 3.1). Altre fasi mineralogiche osservate sono calcite, presente in tutti i campioni con percentuali che variano tra 34% e 1% e quarzo, quest'ultimo riconducibile a frammenti di selce osservati nel campione CIS11A (Fig.3.2. I diffrattogrammi di tutti i campioni sono riportati in appendice A).

In tabella 1.7, capitolo 1, vengono riportate le percentuali semiquantitative relative ai minerali presenti nei campioni studiati.



Compound Name	Chemical Formula	Score	SemiQuant [%]	Display Color
Dolomite	C2 Ca1.13 Mg0....	51	30	Blue
Dolomite	C2 Ca1 Mg1 O6	50	31	Lime
Calcite	C1 Ca1 O3	48	3	Aqua
Ankerite	C2 Ca1 Fe0.23 M...	61	36	Fuchsia

Fig. 3.1. *Diffratogramma del campione CIS11D dove si osserva la presenza della dolomite più ricca in Fe evidenziata dai picchi di colore fucsia. Altre fasi presenti sono dolomite stechiometrica, dolomite più ricca in Ca e calcite.*



Compound Name	Chemical Formula	Score	SemiQuant [%]	Display Color
Calcite	C1 Ca1 O3	67	34	Blue
Dolomite	C2 Ca1 Mg1 O6	58	61	Lime
Quartz low	O2 Si1	51	5	Red

Fig. 3.2. *Diffattogramma del campione CIS11A. I picchi in rosso testimoniano la presenza di quarzo (5%) nel campione, in aggiunta alle percentuali relative a dolomite (61%) e calcite (34%).*

3.2. Caratteristiche granulometriche e microstrutturali

CAMPIONE CIS11A

È il campione preso sul piano faglia principale (N210/54°) che giustappone i depositi Quaternari all' hangingwall sulle dolomiti cataclasate al footwall. La roccia presenta una colorazione rossastra ed è costituita prevalentemente da dolomite, calcite e qualche frammento di selce derivante probabilmente dalla *Formazione Verde Ammonitico* (Fig. 3.3). Nel campione le dimensioni dei clasti variano tipicamente da 2 mm a 10 µm, hanno una forma da

subarrotondata a spigolosa e sono immersi in una matrice molto fine (dimensione dei grani < 10 μm , Fig. 3.4)

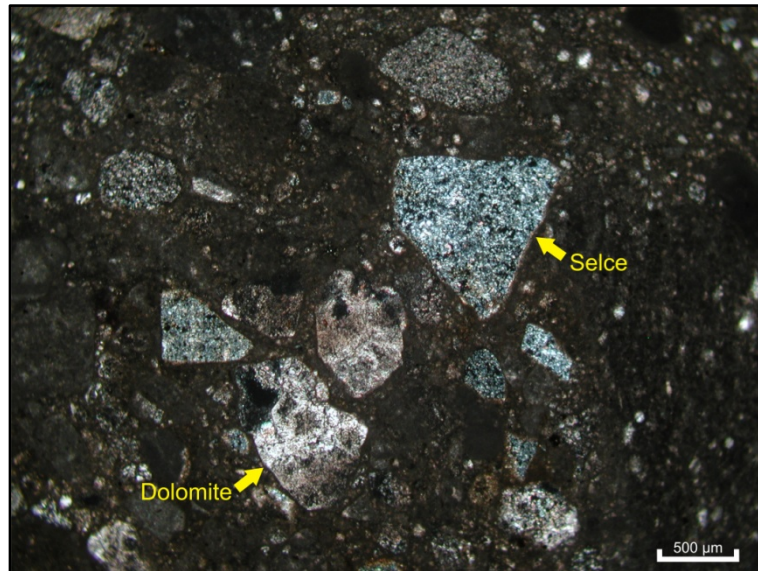


Fig. 3.3. Immagine a Nicols incrociati di clasti di selce spigolosi e clasti di dolomite zonata immersi in una matrice rossastra con granulometria fine (< 10 μm).

In questa sezione, le microstrutture risentono della vicinanza della faglia principale. Il campione è caratterizzato da un'alternanza di ultracataclasiti e cataclasiti con contatti netti (Figg. 3.5 e 3.6). La cataclasite consiste in granuli con dimensioni comprese tra 30 e 10 μm , mentre l'ultracataclasite mostra granulometrie inferiori ai 10 μm (Figg. 3.7 e 3.8). Localmente i clasti di dolomite sono tagliati da vene di calcite. All'interno dei depositi Quaternari cataclasatizi sono rinvenuti alcuni micro-fossili ancora preservati (Fig. 3.9).

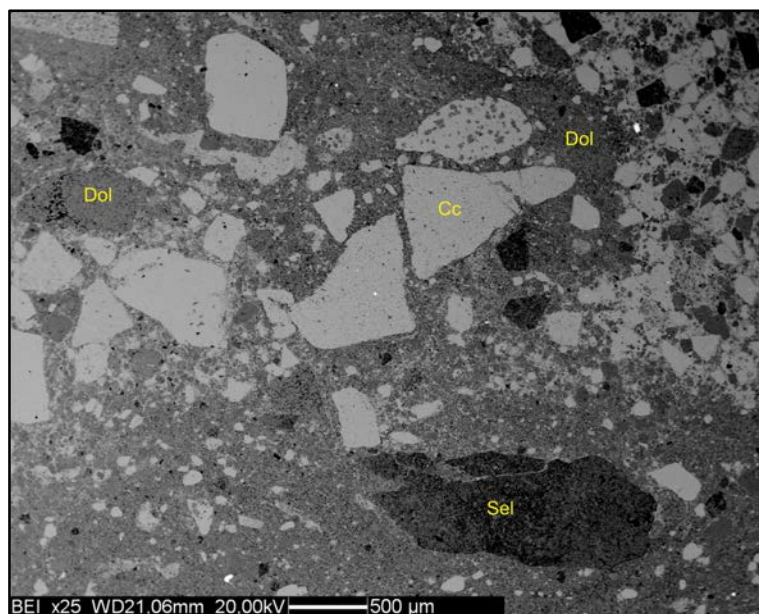


Fig. 3.4. Immagine BSE che mostra la presenza di clasti di varie forme e dimensioni.

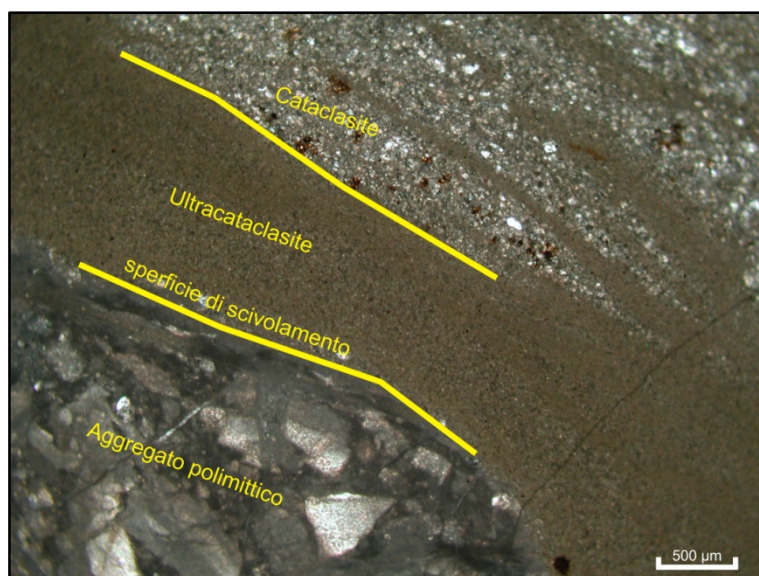


Fig. 3.5. Particolare a Nicols incrociati dei contatti tra un aggregato polimittico, fascia ultracataclastica e porzione cataclastica. Risulta ben evidente la riduzione nella granulometria avvicinandosi alla superficie di scivolamento, così come è evidente l'asimmetria della distribuzione delle rocce di faglia attraverso il contatto.

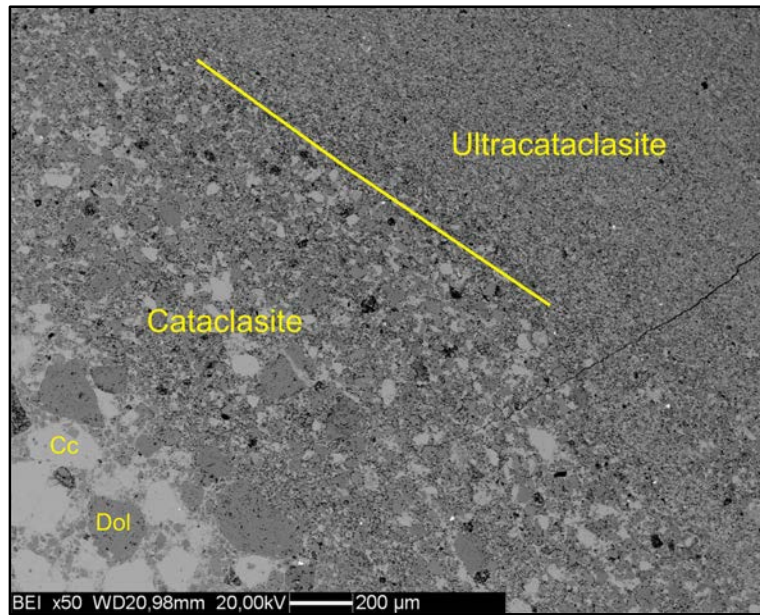


Fig. 3.6. Immagine al SEM del contatto netto tra cataclasite e ultracataclasite con comminuzione granulometrica associata.

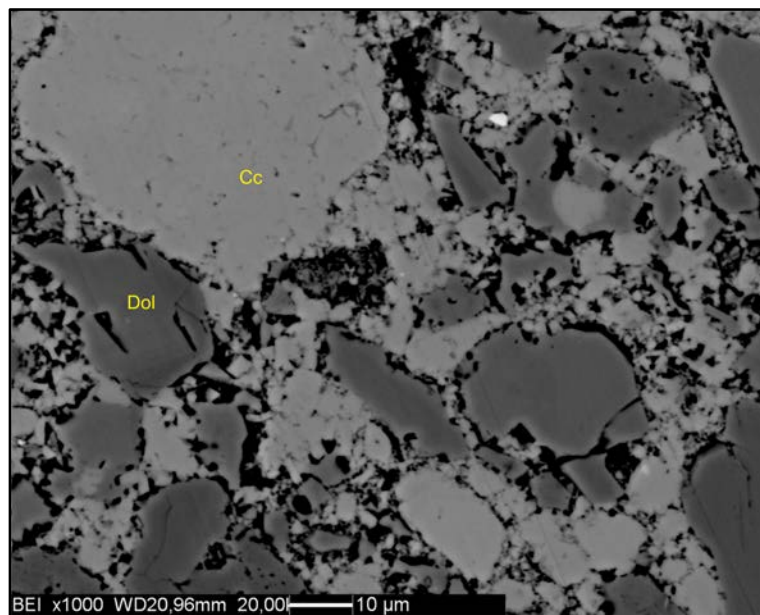


Fig. 3.7. Immagine al SEM della porzione cataclastica. La granulometria è tipicamente compresa tra 30 e 10 µm.

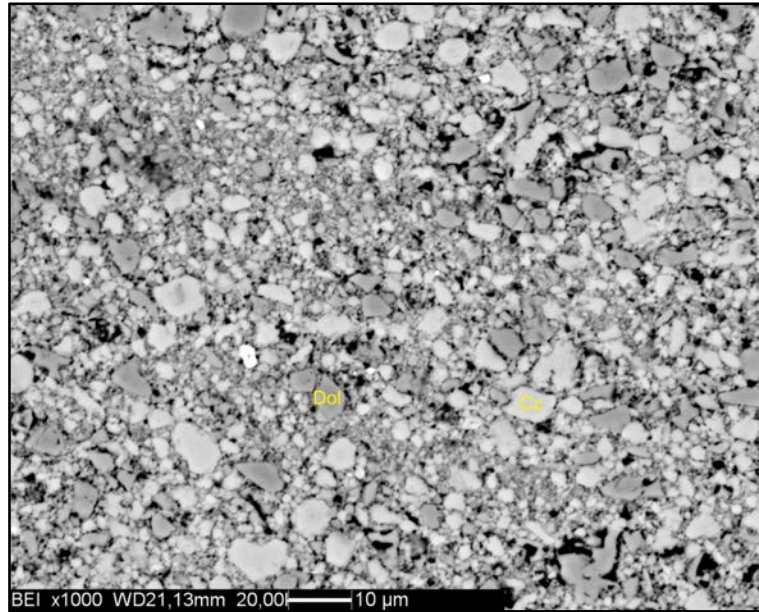


Fig. 3.8. Fascia ultracataclastica caratterizzata da granuli con dimensioni al di sotto dei 10 μm (immagine BSE).

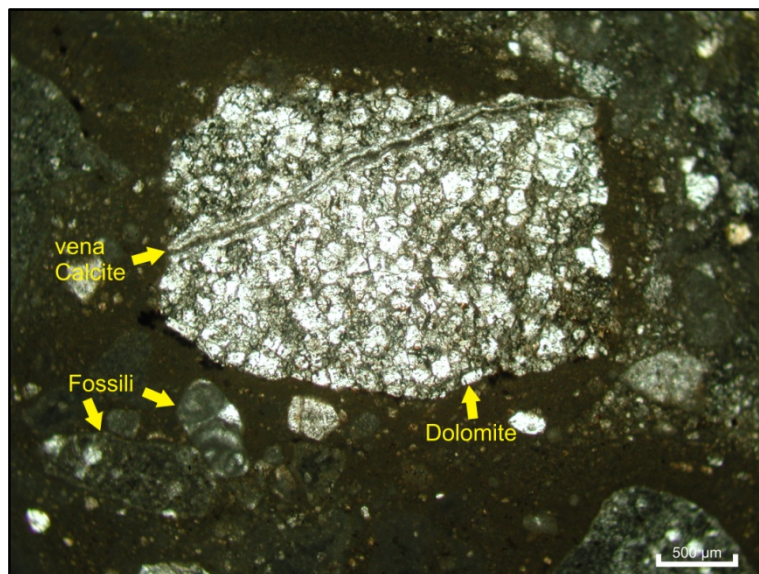


Fig. 3.9. Clasto di dolomite tagliato da vena di calcite. Il clasto di dolomite è a sua volta costituito da una cataclasite cementata. In basso a sinistra, si noti la presenza di resti fossili immersi nella matrice rossastra caratteristica dei depositi colluviali del Quaternario (immagine OM, Nicols paralleli).

CAMPIONI CIS11B E CIS11C

I campioni CIS11B e CIS11C sono cataclasiti di colore bianco costituite da dolomite e calcite (96% e 4% da analisi XRPD semi-quantitativa, rispettivamente). I clasti di dolomite di dimensioni da circa 50 μm fino a 1 mm, sono caratterizzati da una forma da arrotondata a subarrotondata e sono circondati da una matrice composta da dolomite e localmente calcite con granulometria tipicamente di 20 μm .

Nella cataclasite si ritrovano microstrutture che suggeriscono l'occorrenza di fratturazione in situ (in situ-shattering, sensu Brune, 2001), quali la presenza di clasti che mostrano fratturazione radiale ("esplosi") senza evidenze di deformazione di taglio (Demurtas et al., 2016). Localmente vi sono pure clasti attraversati da fratture di taglio (Figg. 3.10 e 3.11).

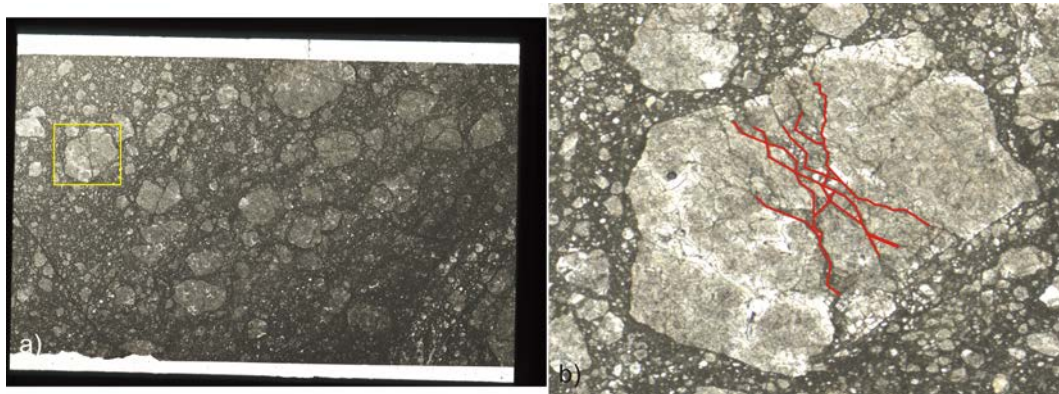


Fig. 3.10. a) Immagine OM, Nicols paralleli, del campione CIS11B (sezione sottile, lato lungo 4,5 cm). b) Ritaglio della scansione raffigurante un clasto di dolomite attraversato da fratture che si propagano radialmente, ad indicare l'occorrenza di un'intensa fratturazione senza evidenze di deformazione di taglio.



Fig. 3.11. Particolare di un clasto di dolomite zonata attraversato da una frattura di taglio (campione CIS11B, immagine OM, Nicols paralleli).

Nel campione CIS11B la matrice dolomitica ha una granulometria compresa tra 20 e 10 μm , mentre nel campione CIS11C la matrice è caratterizzata da una granulometria tipicamente inferiore a 10 μm con la presenza di clasti con dimensioni fino a 30 μm (Fig. 3.12 e 3.13).

In entrambi i campioni si rinvencono delle vene di calcite che tagliano la cataclasite (Fig. 3.14). Localmente le vene di calcite possono includere anche clasti di dolomite provenienti dalle salbande (e.g., campione CIS11C; Fig. 3.15. In appendice B sono riportate le immagini OM e SEM di tutti i campioni).

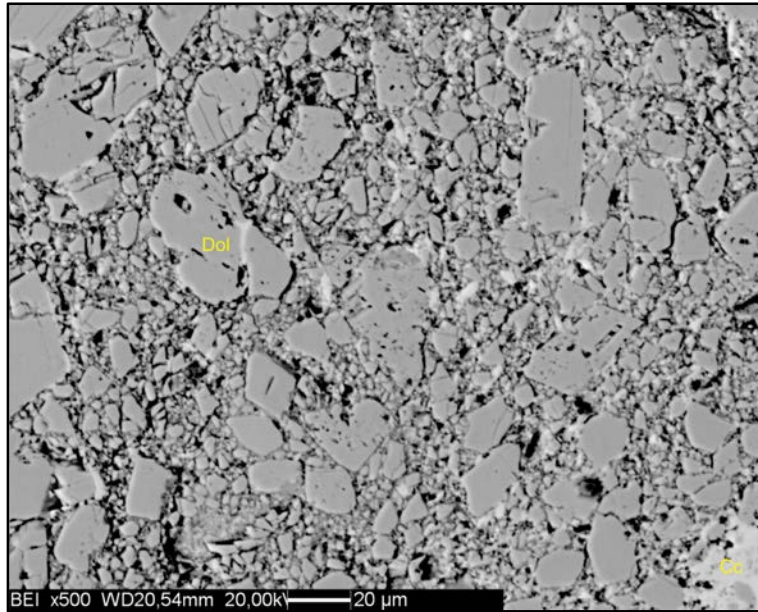


Fig. 3.12. Particolare della matrice nella cataclasite caratterizzata da una granulometria media compresa tra 20 e 10 μm (campione CIS11B, immagine BSE).

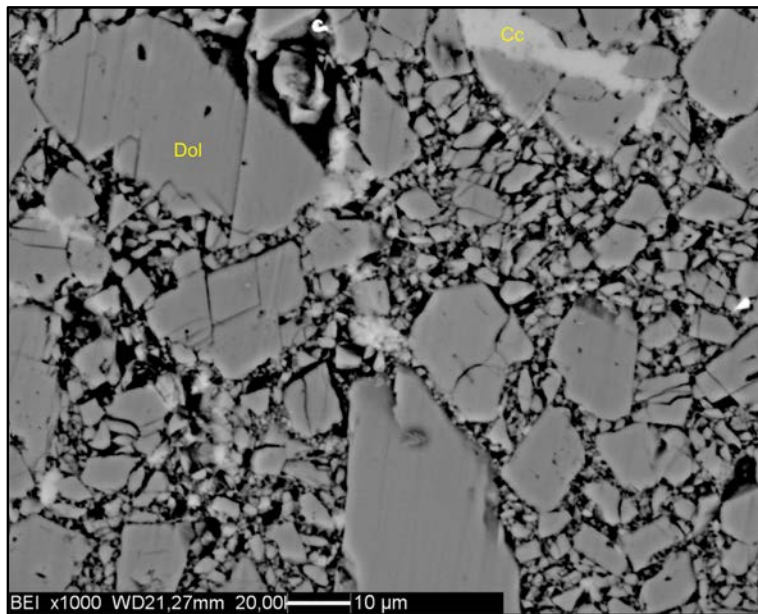


Fig. 3.13. Matrice con granulometria media al di sotto dei 10 μm , fatta eccezione per alcuni clasti che raggiungono dimensioni di circa 20 μm (campione CIS11C, immagine BSE).

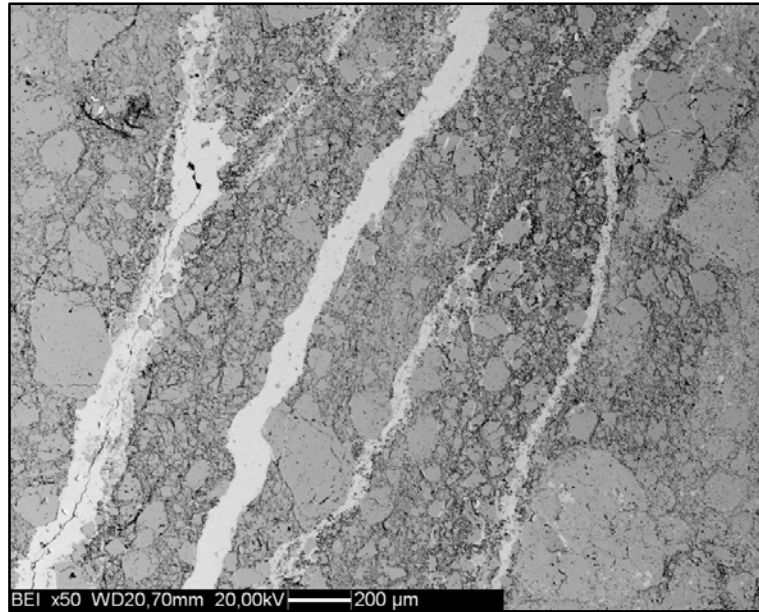


Fig. 3.14. Vene di calcite che attraversano una porzione della sezione del campione CIS11B costituito prevalentemente da clasti di dolomite (immagine BSE).

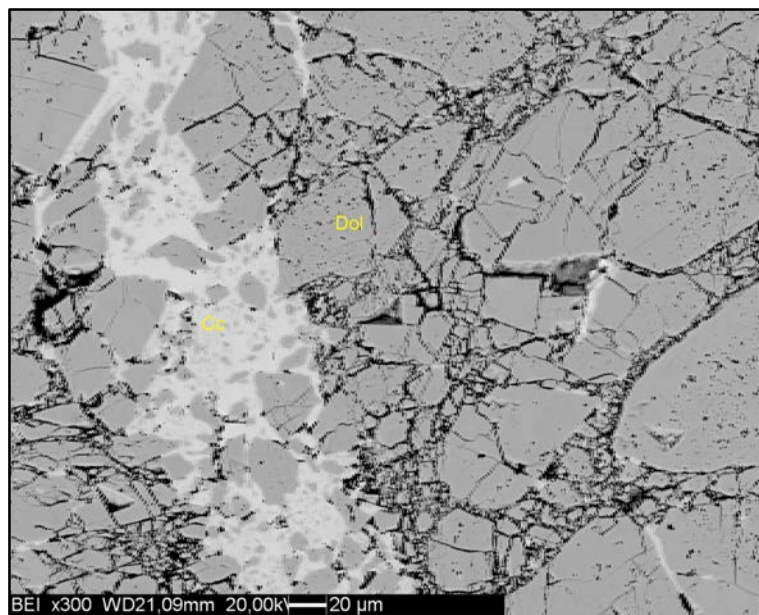


Fig. 3.15. Particolare di una vena di calcite con clasti di dolomite (campione CIS11C, immagine BSE).

4.ANALISI ED INTERPRETAZIONE SPETTRALE

In questo capitolo vengono descritte le risposte spettrali nel visibile e vicino infrarosso (VNIR) delle rocce di faglia studiate. Lo scopo è quello di descrivere le caratteristiche spettrali e riconoscere i fenomeni di assorbimento. Nel dettaglio si cerca di evidenziare come tali caratteristiche possano variare con il chimismo e la composizione mineralogica delle rocce e, in particolare, come la granulometria influenzi riflettanza, slope (in specifiche regioni spettrali) e caratteristiche delle bande di assorbimento.

Come detto nel capitolo 2, a tale scopo sono state eseguite misure di spettroscopia su polveri a diverse granulometrie (800 μm , 200 μm , 63 μm e 10 μm) e su slabs di roccia per ogni campione. Di seguito vengono descritti e confrontati gli spettri delle polveri e quelli delle slabs.

4.1.Spettri sulle polveri di roccia

Per ogni polvere sono state effettuate tre diverse misure, successivamente mediate, per ridurre l'eventuale influenza dell'operatore nella preparazione del campione (Fig. 4.1). Per ridurre ulteriormente il rumore, la riflettanza media di ogni campione è stata sottoposta a smoothing con trasformata di Fourier.

In seguito, è stato rimosso il continuo per individuare il minimo, come centro di banda e, quindi, profondità e larghezza di banda. Il continuo è stato considerato come una spezzata costruita sui massimi degli spettri e la profondità di banda è stata calcolata come in Clark e Roush (1984) (vedi sezione 2.1.6).

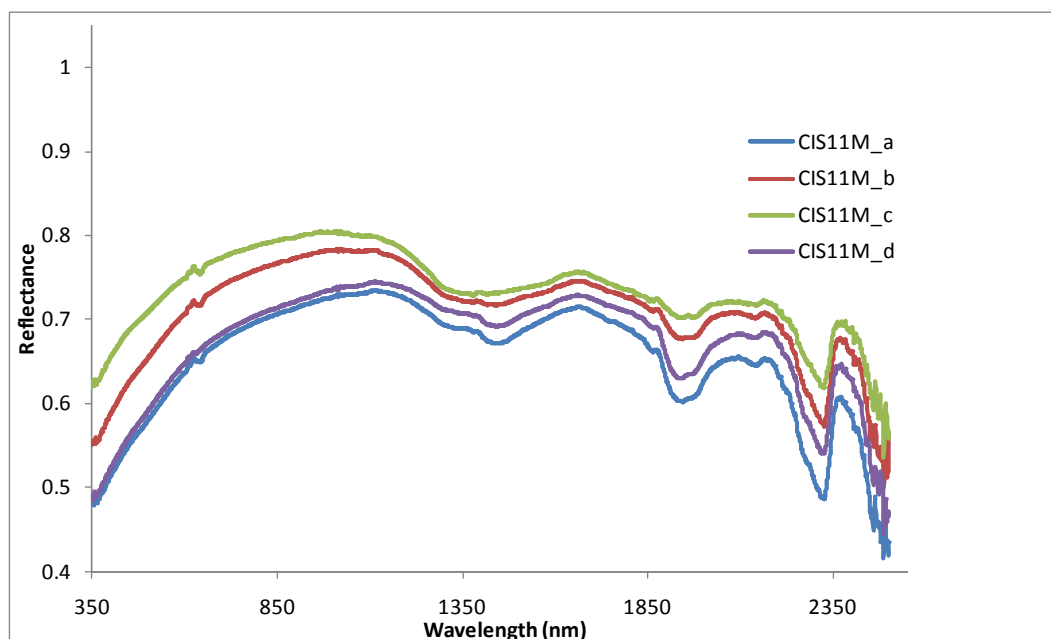


Fig. 4.1. Spettri in riflettanza del campione CIS11M prima di eseguire le operazioni di smoothing e di rimozione del continuo. In legenda le frazioni granulometriche: CIS11M_a = 800 μm , CIS11M_b = 200 μm , CIS11M_c = 63 μm , CIS11M_d = 10 μm .

Queste operazioni sono state eseguite tramite l'utilizzo del programma OriginPro 8.5.

Da una prima osservazione degli spettri di tutti i campioni è stato possibile riconoscere tre bande di assorbimento principali: una banda larga e asimmetrica con un minimo posto a circa 1.4 μm , caratteristico del gruppo ossidrilico OH (banda a); una seconda banda stretta e asimmetrica con minimo a circa 1.9 μm rappresentante la molecola d'acqua H₂O (banda b) e, infine, una terza banda stretta e asimmetrica con minimo posto a circa 2.3 μm che caratterizza gli assorbimenti vibrazionali dello ione CO₃²⁻ appartenente ai minerali carbonatici (banda c) (calcite e dolomite presenti nei campioni). È stata evidenziata la presenza, in qualche campione, di una quarta banda (banda d) anch'essa relazionata all'assorbimento dei minerali carbonatici, per la quale non è stato possibile stabilire con esattezza la larghezza, la posizione del minimo e la profondità a causa dell'ampiezza del range spettrale preso in esame (da 0.350 μm a 2.5 μm) (Fig. 4.2. In appendice C sono riportati gli spettri di tutti i campioni).

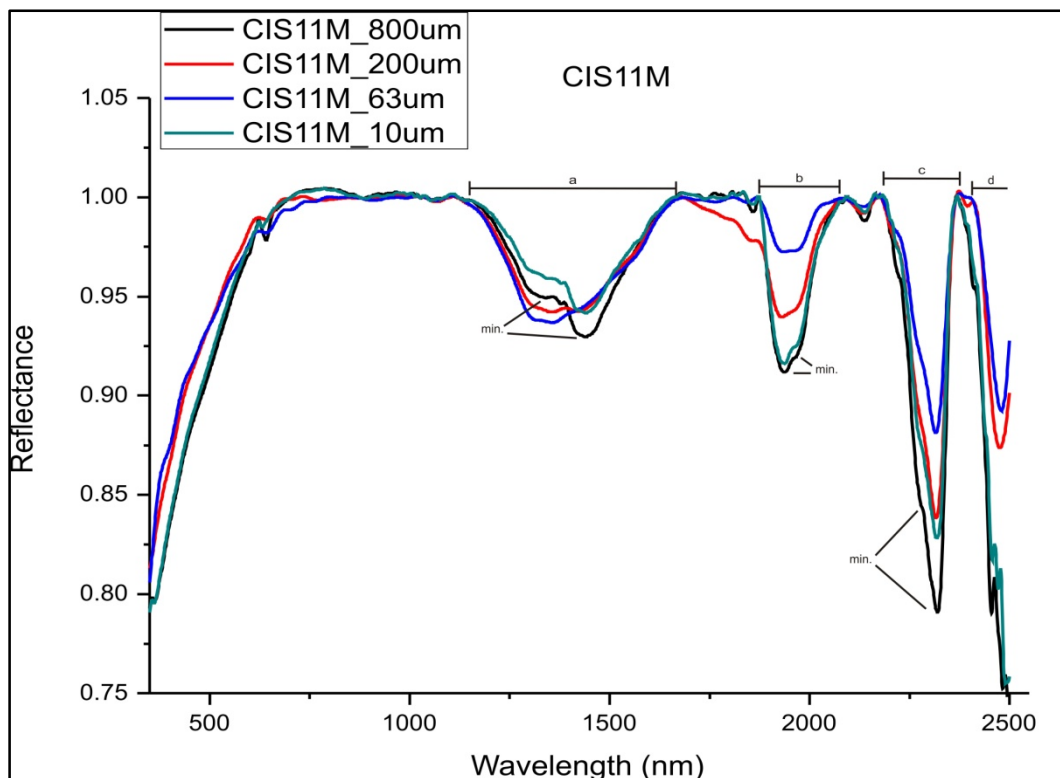


Fig. 4.2. Spettri in riflettanza del campione CIS11M dopo le operazioni di smoothing e di rimozione del continuo. È possibile osservare i parametri caratteristici delle bande di assorbimento *a*, *b*, *c* tra cui larghezza, posizione del minimo e profondità. Il minimo che si vede intorno ai 650 nm è un artefatto strumentale. In legenda le frazioni granulometriche: CIS11M_800 μm , CIS11M_200 μm , CIS11M_63 μm , CIS11M_10 μm .

Quasi tutti gli spettri in riflettanza presentano due minimi di assorbimento all'interno delle tre bande (*a*, *b* e *c*) studiate, i quali sono strettamente connessi alle variazioni composizionali ed al chimismo della roccia. Nella fattispecie, il minimo della dolomite si trova a circa 2.3 μm mentre la calcite ha una posizione di minimo intorno a 2.35 μm . Per lo scopo di questo lavoro di tesi è stato preso in considerazione il valore di minimo assoluto.

Dagli spettri in figura 4.3 e 4.4 si può notare come i valori di riflettanza dipendano strettamente dalle variazioni granulometriche dei campioni. È ben documentato da numerosi autori (e.g., Adams and Filice, 1967; Ross et al., 1969; Gaffey et al., 1993; Hapke, 1993; Craig et al., 2007) come la riflettanza diminuisce con l'aumentare della granulometria delle rocce. La figura 4.3 mostra che i valori di riflettanza delle polveri con granulometrie a 800 μm e 200 μm sono inferiori rispetto a quelli delle polveri con

granulometrie comprese tra 63 μm e 10 μm , dove la taglia minore dei granuli favorisce i processi di riflessione, in quanto aumenta la superficie specifica delle particelle. Tuttavia, in figura 4.4, si osserva una variazione nei valori di riflettanza in funzione della granulometria delle particelle, che non rispetta il trend atteso. Per la frazione granulometrica a 10 μm , infatti, la riflettanza ha dei valori inferiori rispetto a quanto ci si aspetterebbe; ciò è causato principalmente sia dai processi di scattering che entrano in gioco quando la radiazione interagisce con materiali molto fini, sia da complicazioni nella preparazione dei campioni. Mustard & Hays (1997) hanno osservato dei cambiamenti nelle caratteristiche di riflettanza al diminuire delle dimensioni delle particelle; in particolare, nella regione dominata dai fenomeni di scattering (UV e VNIR), quando le dimensioni delle particelle sono minori della lunghezza d'onda λ della radiazione incidente, la riflettanza diminuisce bruscamente. La ragione principale di questo fenomeno sta nel fatto che l'interazione tra queste particelle fini e la radiazione elettromagnetica, dà origine a dei processi di diffrazione piuttosto che di riflessione. Il secondo aspetto, riguardante la preparazione dei campioni, causa dei problemi quando la roccia viene macinata a granulometrie estremamente fini ($< 10 \mu\text{m}$). Le particelle micrometriche di queste polveri, infatti, tendono a legarsi tra loro formando dei grumi di dimensioni maggiori che producono una risposta spettrale differente in termini di riflettanza. In altre parole, nel caso dei campioni studiati per questa tesi, le polveri con granulometria $< 10 \mu\text{m}$, mostrano dei valori di riflettanza comparabili con quelli osservati nei campioni a granulometrie tra 200 μm e 800 μm .

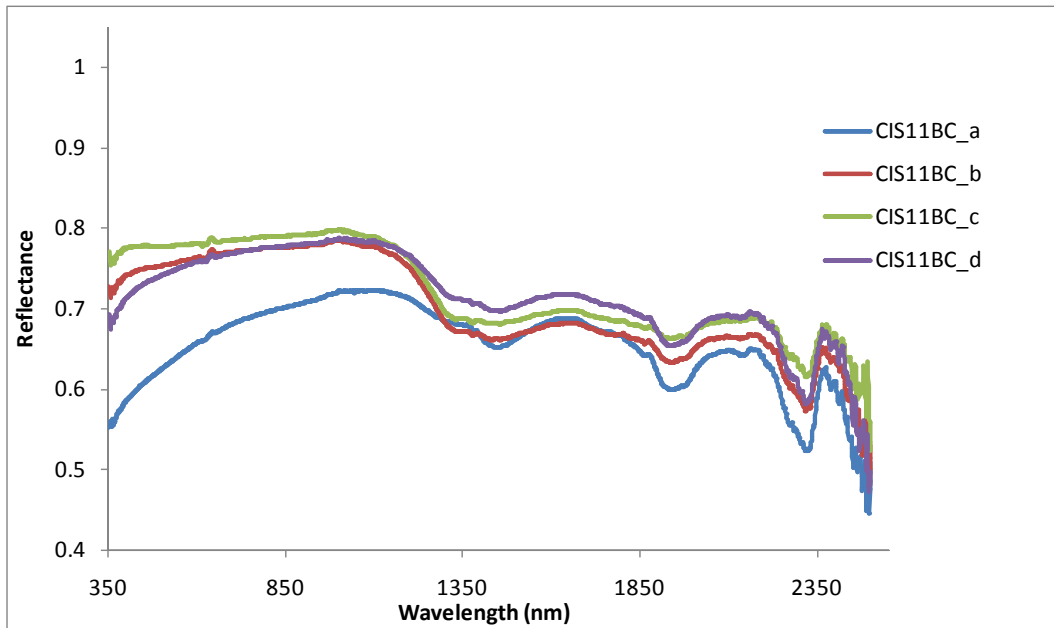


Fig. 4.3. Spettri in riflettanza del campione CIS11BC. Andando dalle granulometrie grossolane a quelle fini, i valori di riflettanza del campione aumentano. CIS11BC_a = 800 μm , CIS11BC_b = 200 μm , CIS11BC_c = 63 μm , CIS11BC_d = 10 μm .

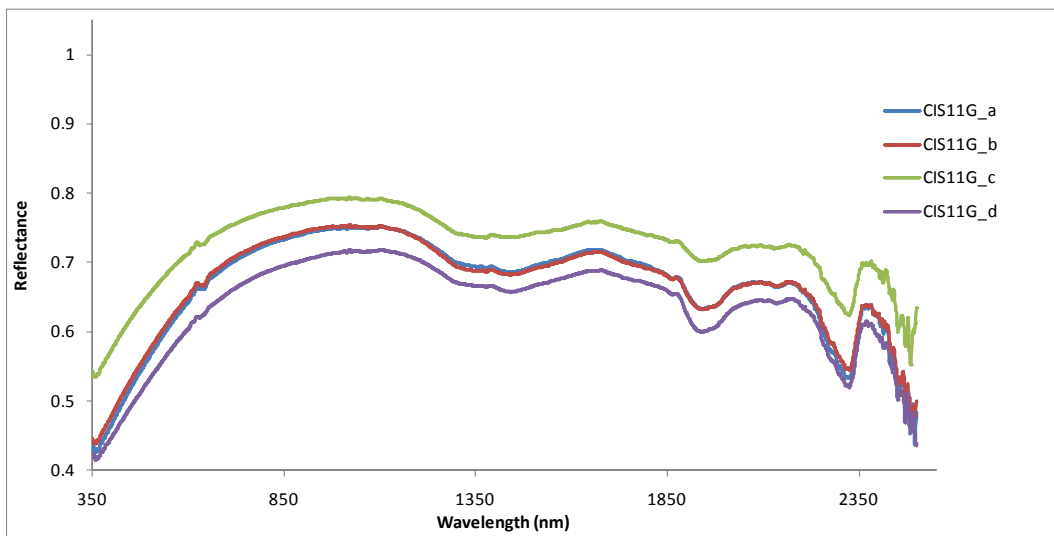


Fig. 4.4. Spettri in riflettanza del campione CIS11G. Granulometrie molto fini (<10 μm) talvolta possono provocare una diminuzione dei valori di riflettanza sia per i fenomeni di scattering sia per complicazioni nella preparazione dei campioni. CIS11G_a = 800 μm , CIS11G_b = 200 μm , CIS11G_c = 63 μm , CIS11G_d = 10 μm .

Analogamente a quanto avviene per la riflettanza anche la profondità di banda cambia al variare delle frazioni granulometriche. Numerosi autori (e.g., Clark and Lucey, 1984; Salisbury et al., 1991; Gaffey et al., 1993;

Hapke, 1993; Craig et al., 2007) dimostrano che la profondità di banda aumenta con l'aumentare delle dimensioni dei granuli fino ad una certa granulometria (~ 250 μm), oltre la quale si ha nuovamente una diminuzione dei valori di profondità. In particolare, per le polveri studiate in questo lavoro di tesi, la profondità delle bande di assorbimento è maggiore nella banda c dei carbonati e diminuisce progressivamente nella banda b e nella banda a. Per la banda c si osserva una crescita lineare della profondità di banda con l'aumentare della granulometria, mentre le bande a e b, caratteristiche rispettivamente degli assorbimenti del gruppo ossidrilico e dell'acqua, mostrano un incremento di profondità meno regolare e meno pronunciato (Fig. 4.5. In appendice C sono riportati i grafici di tutti i campioni). Il comportamento anomalo delle polveri con granulometrie < 10 μm può essere riscontrato oltre che nell'albedo generale anche nei grafici profondità di banda vs. granulometria dei campioni (Figura 4.6). Infatti, in questi grafici si osserva in tutte le bande come la profondità di assorbimento per la frazione granulometrica a 10 μm aumenta repentinamente senza seguire il trend di generale diminuzione riconoscibile tra 800 a 63 μm .

Infine, sono state osservate, per tutte le polveri, le variazioni di slope del continuum nel range del visibile-vicino infrarosso (VIS-VNIR) in funzione delle classi granulometriche. Ciò che si osserva dagli spettri è la presenza di una slope maggiore nelle granulometrie più grossolane (200 e 800 μm), la quale diminuisce progressivamente per le polveri a 63 μm (Fig. 4.7). La frazione granulometrica a 10 μm non è stata considerata rappresentativa per il suo comportamento variabile in funzione dei fenomeni di scattering e delle problematiche nella preparazione sopra descritti. Inoltre, è possibile apprezzare meglio la slope del continuum nelle polveri a 800 μm solo quando il valore di profondità della banda b (assorbimento dell'acqua) non è particolarmente elevato; nel caso contrario, la differenza nelle slope nel range VIS-VNIR tra le granulometrie a 800, 200 e 63 μm risulta meno evidente (Fig. 4.8).

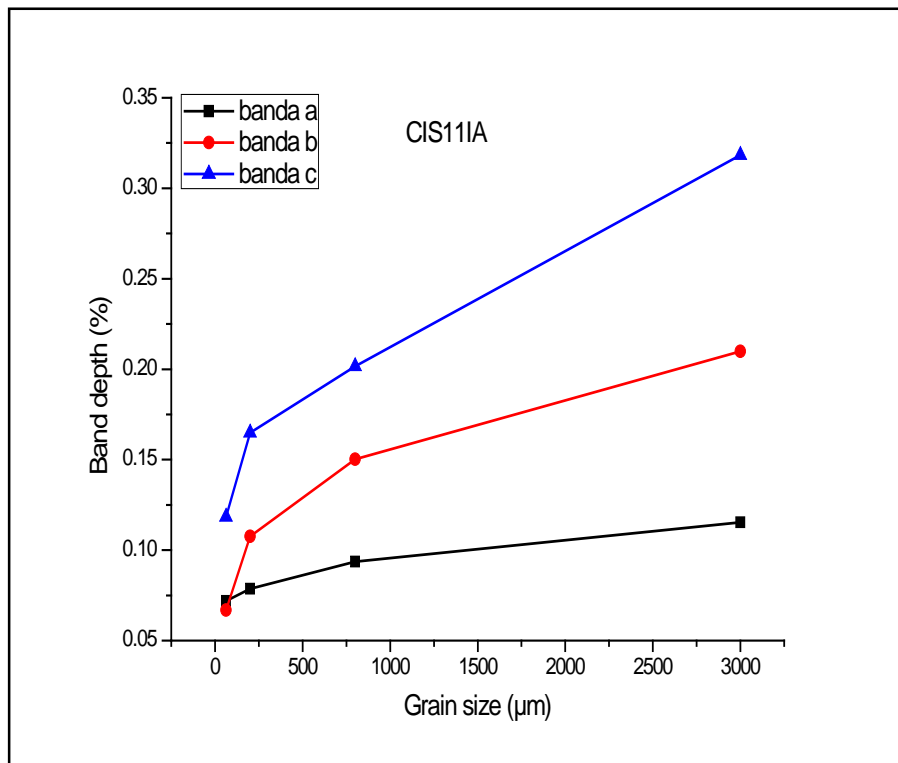


Fig. 4.5. Grafico della variazione della profondità di banda in relazione alla granulometria (63 µm, 200 µm, 800 µm, >2 mm). Tutte le rette mostrano, in generale, una pendenza positiva consistente con l'aumento della profondità di banda all'aumentare delle dimensioni dei grani (campione CIS111A).

4.2. Spettri delle superfici di roccia

Sulle slabs di roccia sono state effettuate le misure di spettroscopia in più punti laddove è stato possibile riconoscere delle differenze dal punto di vista composizionale, granulometrico e tessiturale.

Le bande di assorbimento principali sono le stesse riconosciute nelle polveri dei campioni: banda a con la posizione di minimo a 1,4 µm, banda b con minimo posto a 1,9 µm e bande vibrazionali c e d con minimo a circa 2,3 µm e 2.4 µm, rispettivamente.

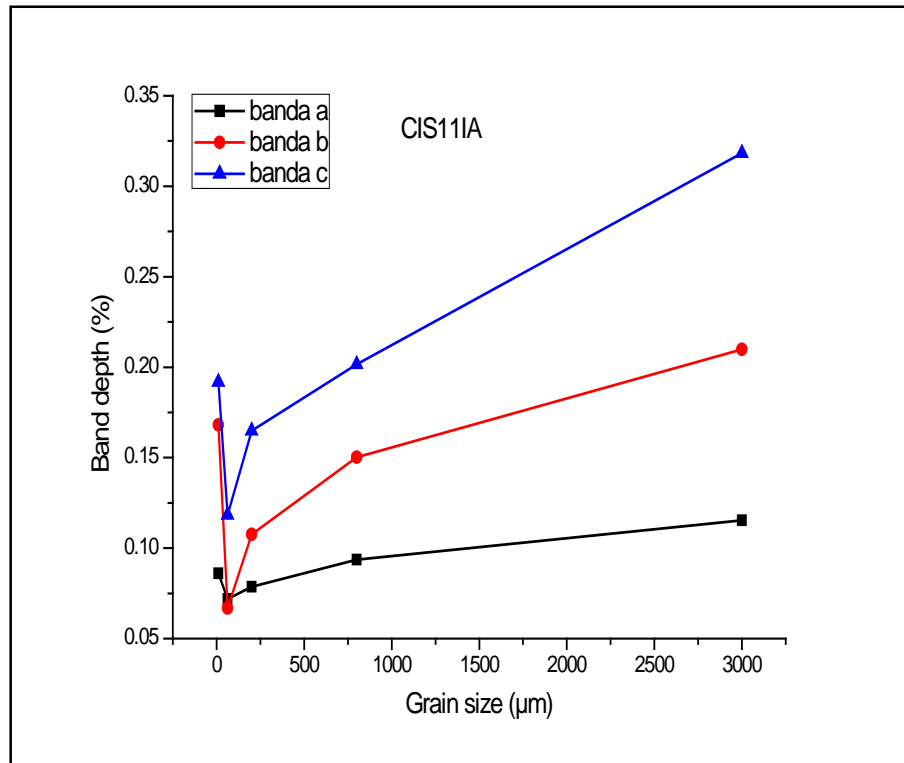


Fig. 4.6. Grafico della variazione della profondità di banda in relazione alla granulometria. È stata riportata la frazione granulometrica a 10 µm caratterizzata da un aumento repentino della slope che non rispetta il trend generale di diminuzione riconoscibile tra 800 e 63 µm (campione CIS11IA).

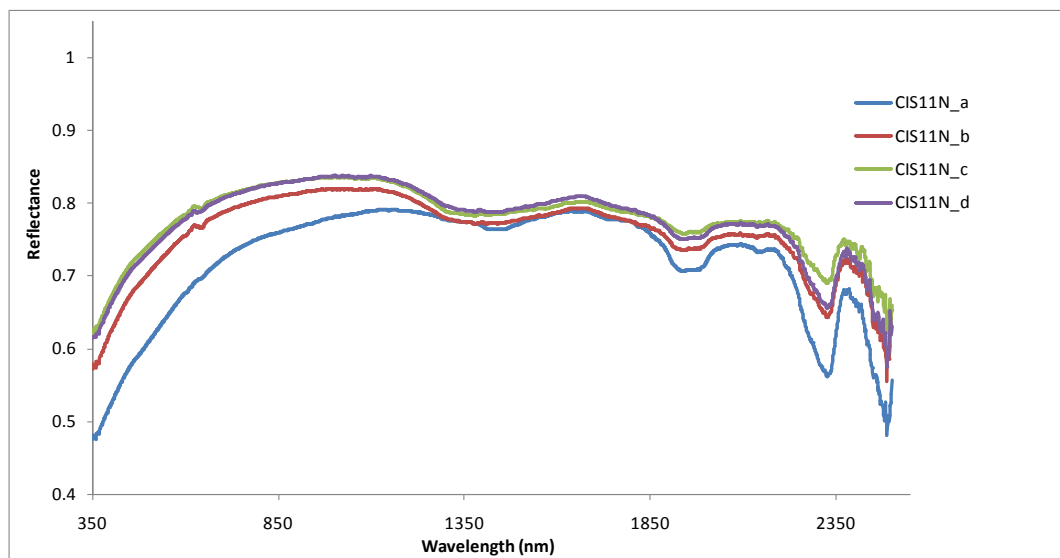


Fig. 4.7. Spettri in riflettanza del campione CIS11N. Si può osservare una slope del continuum maggiore laddove la profondità della banda b è minore. CIS11N_a = 800 µm, CIS11N_b = 200 µm, CIS11N_c = 63 µm, CIS11N_d = 10 µm.

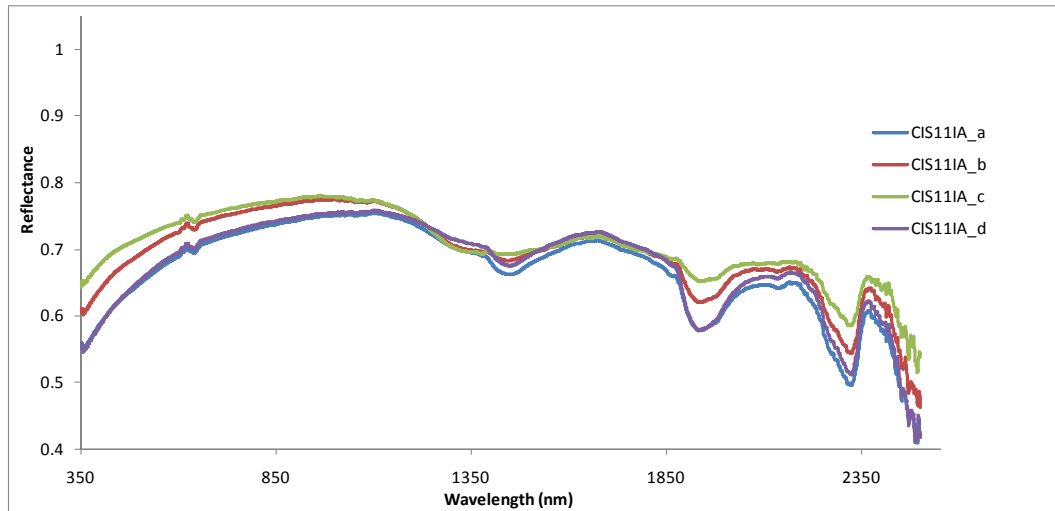


Fig. 4.8. Spettri inriflettanza del campione CIS11A. In questo caso, con l'aumentare della profondità della banda b, la slope del continuum per le quattro classi granulometriche diventa comparabile. CIS11A_a = 800 μm , CIS11A_b = 200 μm , CIS11A_c = 63 μm , CIS11A_d = 10 μm .

Gli spettri misurati sulle superfici di roccia mostrano spesso delle disomogeneità all'interno dello stesso campione poiché, quest'ultimo, rappresenta il caso reale di una roccia caratterizzata da numerose variazioni in termini di granulometria, tessitura e composizione. In figura 4.9 è rappresentato il caso di un campione disomogeneo di cataclasiti più o meno fini con i relativi spettri in riflettanza (campione CIS11A). Si può osservare una variazione nei valori di riflettanza che diminuiscono nei punti dove la granulometria della roccia diventa maggiore (per esempio punti 003 e 005, granulometria media 1-2 mm). Lì dove la granulometria del campione diventa sensibilmente più fine, si osserva un aumento nei valori di riflettanza (per esempio punti 006 e 004, granulometria media 10-20 μm). Negli spettri misurati sulle superfici di roccia, pur essendo queste ultime caratterizzate da porzioni ultracataclastiche (granulometria < 10 μm), non si verifica il fenomeno di diffrazione che provoca un cambiamento nei valori di riflettanza per le polveri con granulometrie al di sotto dei 10 μm . Il motivo può risiedere sia nella presenza di cemento tra i grani, che nell'impossibilità di formare aggregazione tra più particelle. Nello stesso campione CIS11A, inoltre, è ben visibile una flessione dello spettro in riflettanza a circa 1 μm nei punti 004, 005 e 006. Questo fenomeno può

dependere dalla diversa composizione della dolomite che, in molti campioni, risulta zonata a causa della presenza di Ca e Fe in diverse proporzioni (Capitolo 1, tabella 1.5) o dalla locale presenza di micropatine di ossidazione.

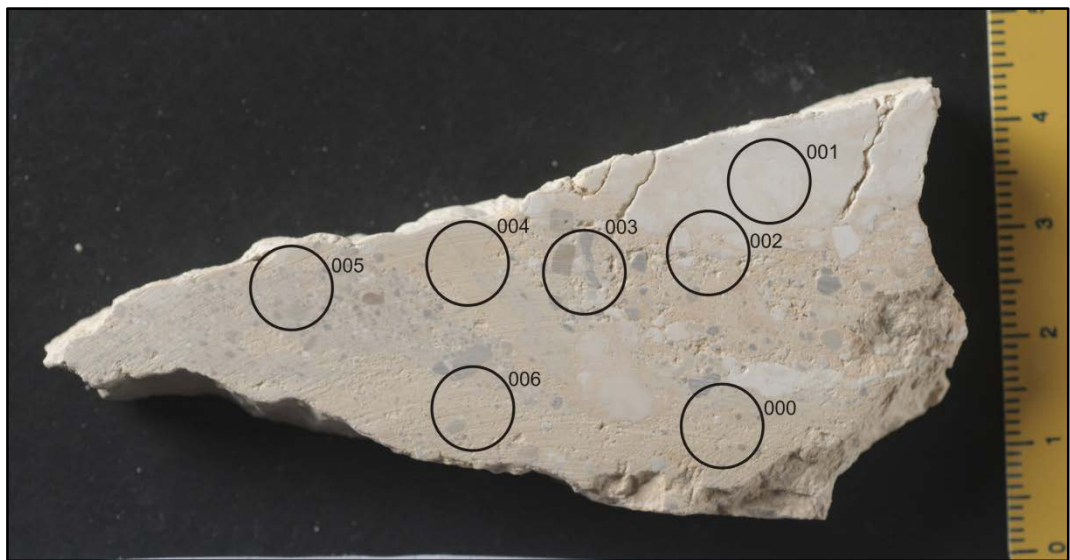
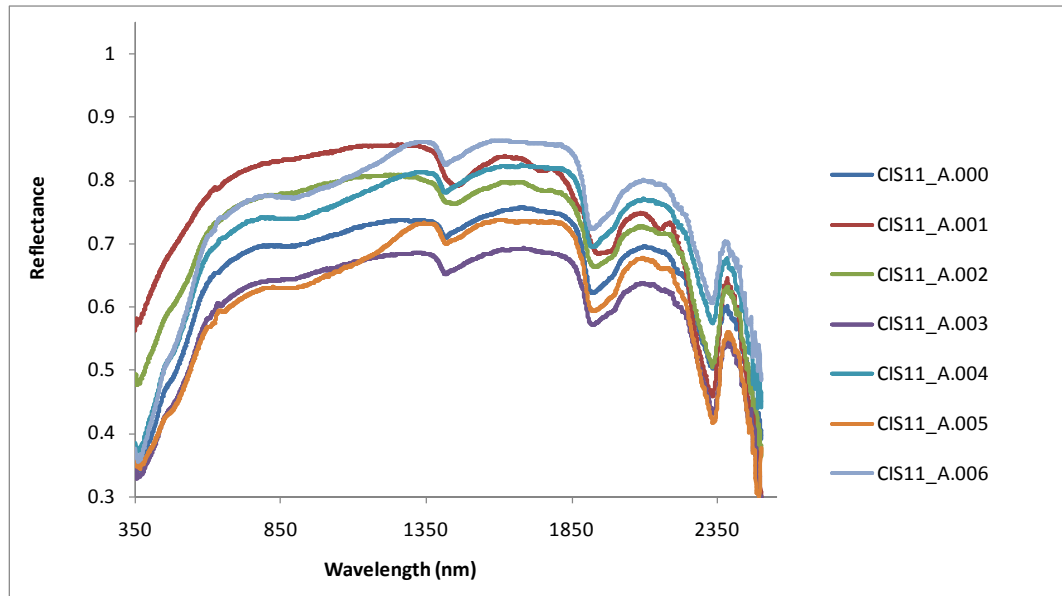


Fig. 4.9. Spettri in riflettanza e immagine del campione di roccia CIS11A costituito da clasti e matrice. I valori di riflettanza maggiori si registrano nei punti di misura 001, 004 e 006, quelli minori si hanno per i punti 000, 002, 003 e 005. La flessione dello spettro nei punti 004, 005, 006 è visibile a ca. $1 \mu\text{m}$ e dipende dalla composizione dolomitica.

Per i campioni di roccia omogenei dal punto di vista spettrale (Fig. 4.10) è stata calcolata la media delle misure fatte nei diversi punti e, successivamente, si sono ricavate le profondità di banda.

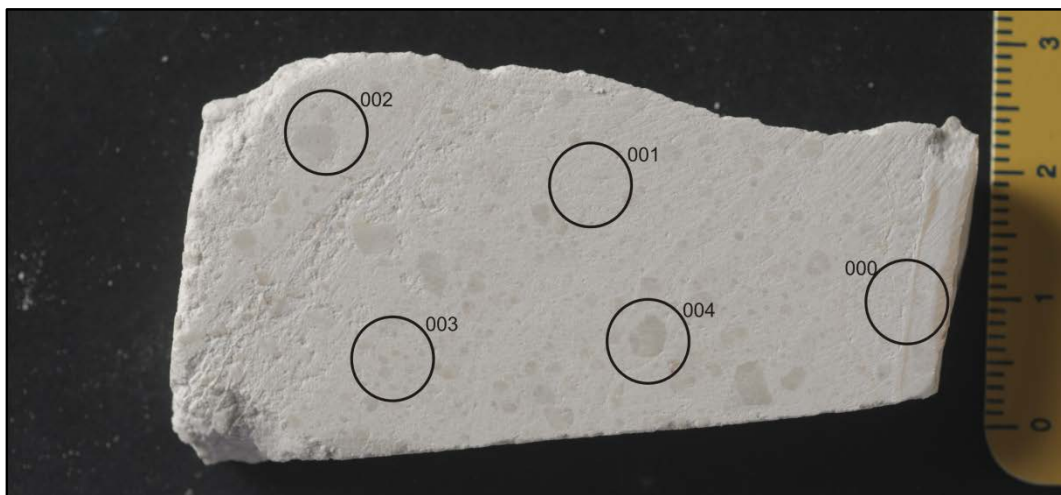
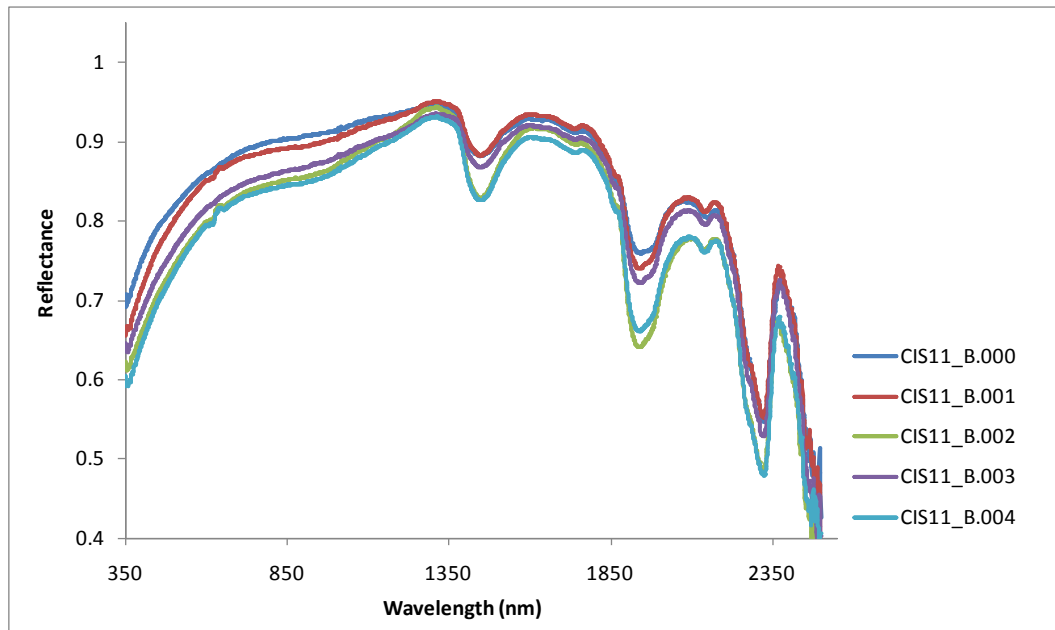


Fig. 4.10. Spettri in riflettanza e immagine del campione di roccia CIS11B. Gli spettri risultano omogenei poiché il campione non presenta grandi variazioni granulometriche e tessiturali.

Dalla figura 4.11 si osserva l'andamento delle profondità di banda a, b e c nei campioni CIS11C, CIS11B e CIS11A, caratterizzati rispettivamente da un aumento della granulometria (tabella 2.7, capitolo 2). Le bande a e b mostrano un andamento "a campana" con un deciso aumento di profondità

di banda tra CIS11C e CIS11B seguito da una flessione successiva in CIS11A, mentre la banda c dei carbonati mostra una crescita lineare della profondità in funzione della granulometria del campione.

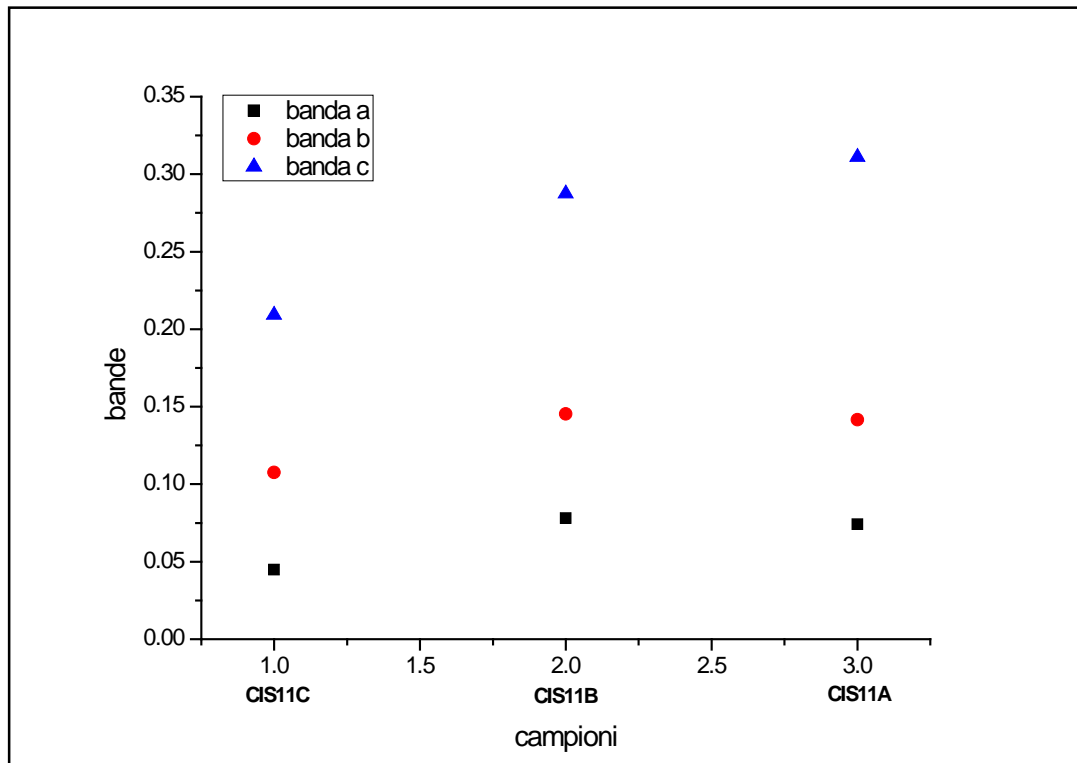


Fig. 4.11. Grafico delle profondità di banda in funzione della granulometria dei campioni CIS11C, CIS11B, CIS11A. Le bande a e b mostrano un andamento “a campana”, la banda c è caratterizzata da una spezzata che cresce linearmente all’aumentare della granulometria dei campioni.

Analogamente a quanto avviene per le polveri, anche negli spettri delle slabs si osserva una slope maggiore, nel range del VIS-VNIR, per punti di misura dove la granulometria è più grossolana. In figura 4.12 (campione CIS11HA), infatti, si osserva un aumento della slope nei punti 000, 001 e 002 i quali ricadono nella porzione di roccia classificata come breccia cataclastica, rispetto agli altri punti di misura appartenenti alle porzioni del campione con granulometrie medio-fini. Al contrario, gli spettri dei campioni più omogenei dal punto di vista granulometrico e tessiturale (campione CIS11C), non mostrano una grande variazione in termini di slope del continuum nel range VIS-VNIR (Fig. 4.13).

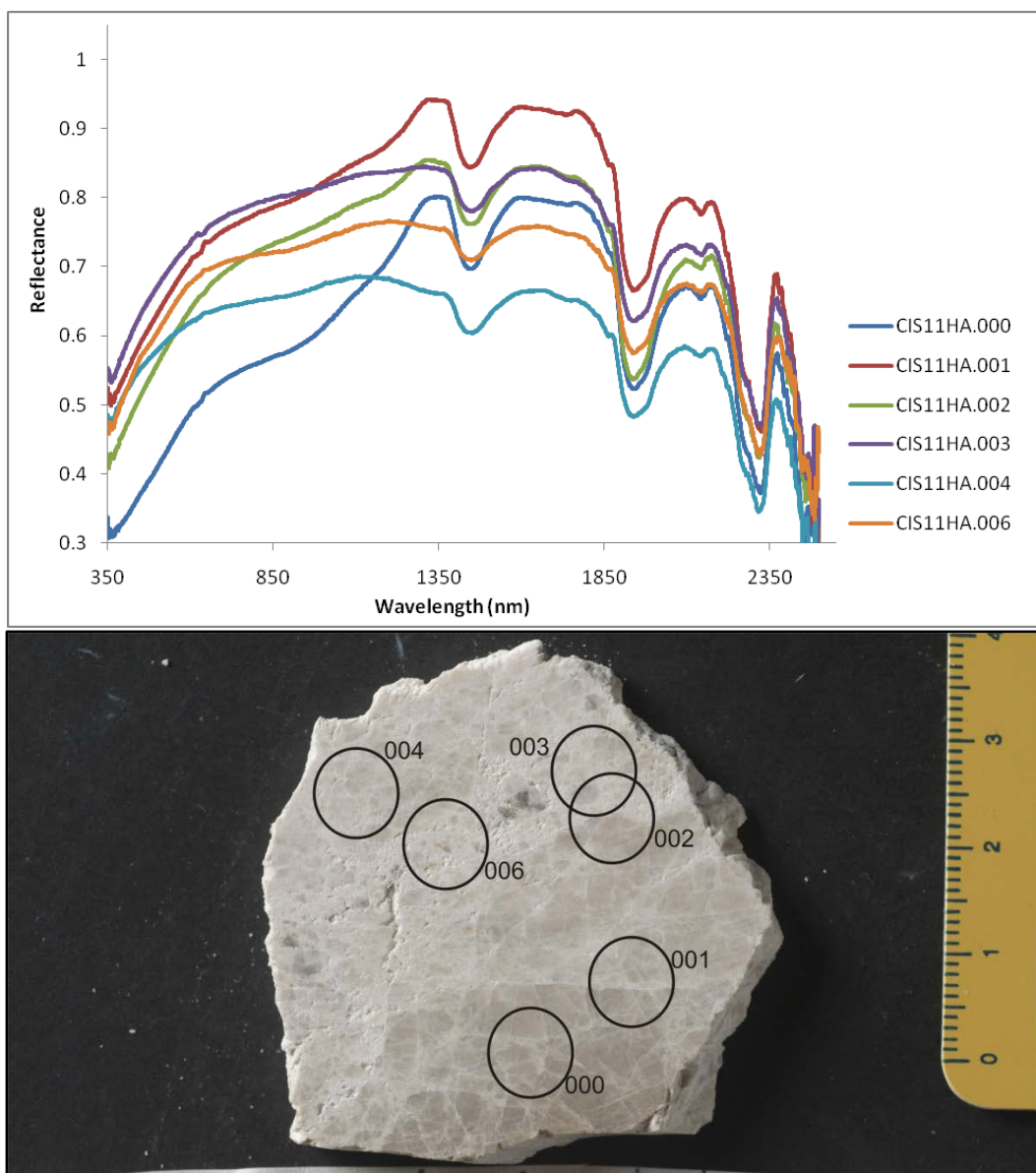


Fig. 4.12. Spettri in riflettanza e immagine del campione CIS11HA. È evidente il comportamento della slope (range VIS-VNIR) che aumenta nei punti di misura dove la granulometria della roccia è maggiore (000, 001, 002).

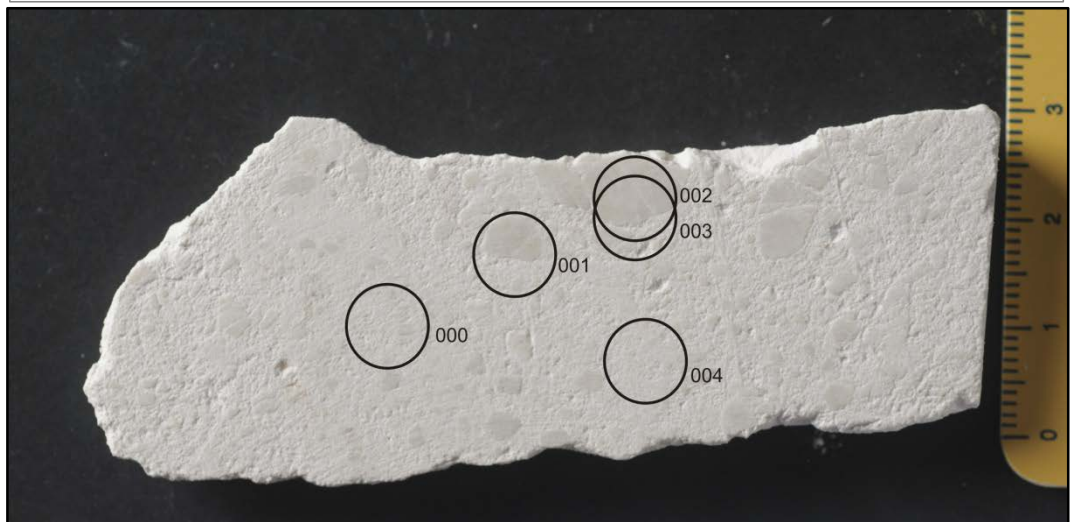
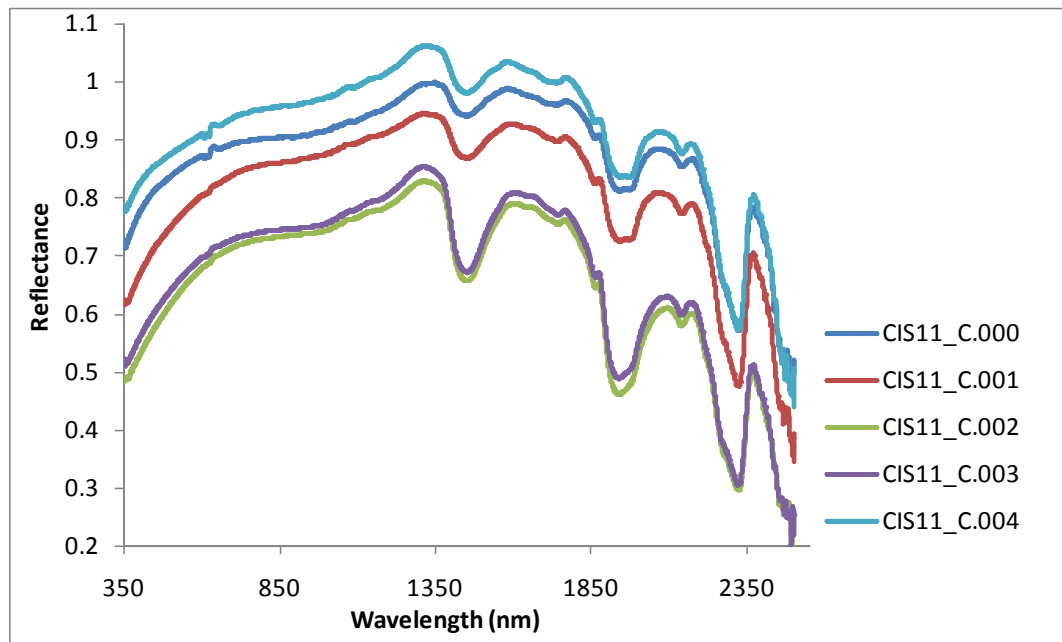


Fig. 4.13. Spettri in riflettanza e immagine del campione CIS11C il quale mostra una certa omogeneità sia dal punto di vista tessiturale che granulometrico. Ciò si riflette sugli spettri che risultano tra loro confrontabili in termini di slope del continuum (range VIS-VNIR).

4.3. Ricampionamento delle firme spettrali

Per poter valutare se sia possibile riconoscere da remoto le rocce interessate da processi di comminuzione in zone di faglia si è deciso di ricampionare le firme spettrali ottenute in laboratorio con i sensori del satellite DIGITAL GLOBE, in particolare *World-view2* e *World-view3*. Tali sensori hanno l'adeguata risoluzione geometrica (da 1.2 a 3 m/pixel) per risolvere zone di faglia con spessori paragonabili a quella di Vado di Corno presso Campo Imperatore (circa 50 m considerando solo il fault core). Inoltre *World view3*

ha un range ed una risoluzione spettrale che permette di risolvere anche i picchi di assorbimento dei carbonati, cosa che rende tali dati particolarmente adeguati per lo studio nell'area di interesse.

Per effettuare tale campionamento è stato utilizzato il software ENVI 5.0 tramite il quale sono state costruite le librerie spettrali relative agli spettri delle polveri per le diverse frazioni granulometriche e a quelli delle slabs per i punti di misura selezionati. Per eseguire il ricampionamento è stato necessario inserire un range di lunghezze d'onda costituito dal centro banda dei due sensori; per il *World-view2* sono state considerate 8 bande nel multispettrale (risoluzione 2 m per pixel), mentre per il *World-view3* si sono scelte 16 bande: 8 nel multispettrale (risoluzione 1.24 m per pixel) e 8 nello SWIR (short-waveinfrared, risoluzione 3.7 m per pixel) (tabella 4.14).

Sensor Bands	Panchromatic: 450 - 800 nm 8 Multispectral: Coastal: 400 - 450 nm Red: 630 - 690 nm Blue: 450 - 510 nm Red Edge: 705 - 745 nm Green: 510 - 580 nm Near-IR1: 770 - 895 nm Yellow: 585 - 625 nm Near-IR2: 860 - 1040 nm	(a)
Sensor Resolution	Panchromatic: 0.46 m GSD at nadir, 0.52 m GSD at 20° off-nadir Multispectral: 1.85 m GSD at nadir, 2.07 m GSD at 20° off-nadir	
Sensor Bands	Panchromatic: 450 - 800 nm 8 Multispectral: Coastal: 400 - 450 nm Red: 630 - 690 nm Blue: 450 - 510 nm Red Edge: 705 - 745 nm Green: 510 - 580 nm Near-IR1: 770 - 895 nm Yellow: 585 - 625 nm Near-IR2: 860 - 1040 nm 8 SWIR Bands: SWIR-1: 1195 - 1225 nm SWIR-5: 2145 - 2185 nm SWIR-2: 1550 - 1590 nm SWIR-6: 2185 - 2225 nm SWIR-3: 1640 - 1680 nm SWIR-7: 2235 - 2285 nm SWIR-4: 1710 - 1750 nm SWIR-8: 2295 - 2365 nm	(b)
Sensor Resolution (or GSD, Ground Sample Distance; off-nadir is geometric mean)	Panchromatic Nadir: 0.31 m 20° Off-Nadir: 0.34 m Multispectral Nadir: 1.24 m 20° Off-Nadir: 1.38 m SWIR Nadir: 3.70 m 20° Off-Nadir: 4.10 m	

Tabella 4.14. Schede tecniche relative ai sensori *World-view2* (a) e *World-view3* (b).

Nel ricampionamento si è cercato di evitare le porzioni dello spettro che risentono maggiormente del rumore di fondo (primi valori dopo $1\mu\text{m}$ e per $\lambda > 2.35\mu\text{m}$).

Sugli spettri ricampionati si possono fare delle considerazioni solo per quanto riguarda slopes; ciò dipende dal fatto che per studiare gli altri parametri spettrali (ad esempio la profondità di banda) servirebbe un sensore che acquisisse con un'elevata risoluzione spettrale e geometrica sino a lunghezze d'onda di almeno $2.5\mu\text{m}$ in modo che il picco c dei carbonati, descritto in sezione 4.1 e 4.2, sia visibile nella sua interezza nel campo del medio-infrarosso.

Gli spettri ricampionati sia delle polveri che delle slabs confermano quanto detto fin ora riguardo il comportamento della slope in funzione della granulometria nel range VIS-VNIR. In figura 4.15 è rappresentato lo spettro della polvere del campione CIS11A ricampionato con il sensore *World-view2*. È possibile osservare un aumento del valore di slope direttamente proporzionale alle dimensioni granulometriche, fatta eccezione per la granulometria al di sotto dei $10\mu\text{m}$ interessata dai fenomeni di scattering che alterano la reale riflettività del campione. Gli spettri dello stesso campione CIS11A ricampionati con il sensore *World-view3* mostrano la stessa relazione di proporzionalità tra i valori del picco di assorbimento e la granulometria delle polveri (Fig. 4.16. In appendice C sono riportati gli spettri ricampionati di tutti gli altri 14 campioni analizzati).

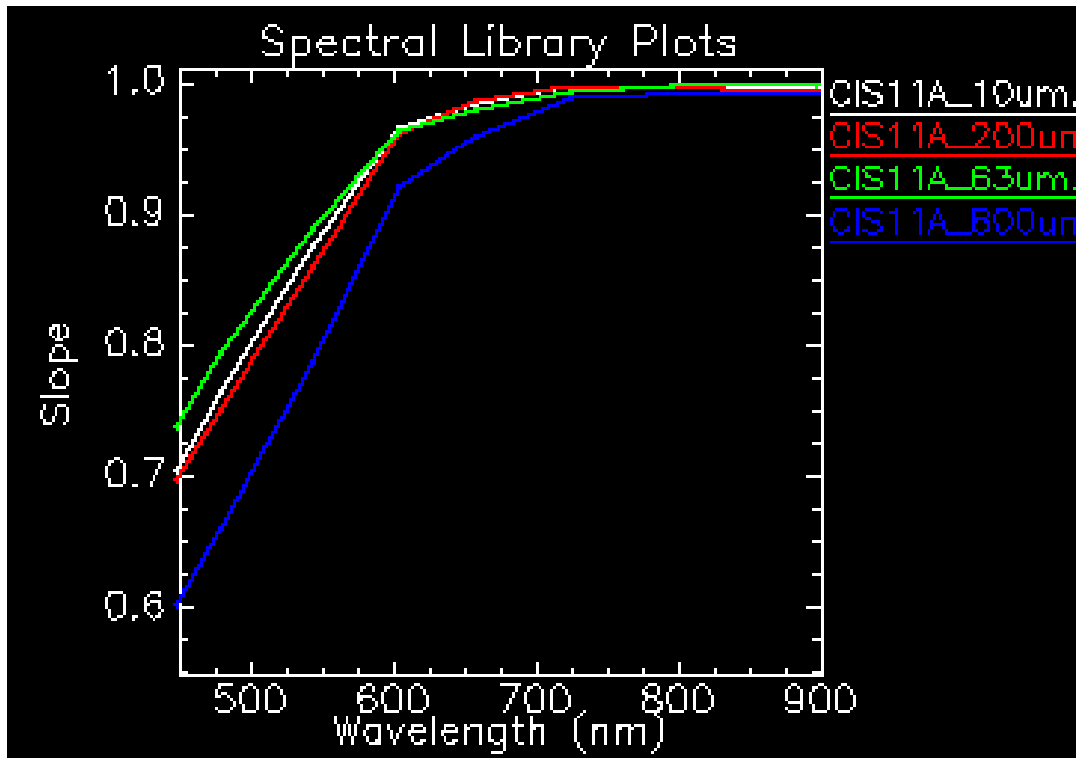


Fig. 4.15. Spettri in riflettanza del campione CIS11A ricampionati con il sensore World-view2 nel campo del visibile e vicino-infrarosso. È possibile notare un aumento della slope del continuum per le polveri con granulometrie maggiori. In legenda è riportato il nome del campione e le classi granulometriche studiate.

Per avere un'ulteriore conferma di quanto visto negli spettri delle polveri ricampionate e prevedere quali possano essere i processing da adottare sul dato satellitare preso in considerazione, si è deciso di effettuare due rapporti tra bande (band ratio, BR) per calcolare le variazioni di slope e di picco di assorbimento della banda c in funzione delle granulometrie studiate per tutti i 15 campioni. I rapporti tra bande sono stati eseguiti sugli spettri ricampionati dal sensore *World-view3*, in quanto è stata ritenuta più diagnostica la variazione di slope lungo il picco di assorbimento dei carbonati. A tal proposito i rapporti sono stati effettuati tra la banda 4 e la banda 1 (~ 0,99/0,65) per le slopes nel range VIS-VNIR e tra la banda 14 e la banda 16 (~ 0,99/0,87) per il proxy di profondità di banda c. Questi rapporti sugli spettri sono stati svolti per tre granulometrie (63, 200 e 800 μm) non considerando la frazione al di sotto dei 10 μm in quanto poco rappresentativa per le anomalie già discusse. Di seguito vengono riportati i grafici dove è possibile notare un aumento lineare sia dei valori del picco di

assorbimento dei carbonati (Fig. 4.17), che della slope nel range VIS-VNIR all'aumentare della granulometria delle polveri (4.17bis).

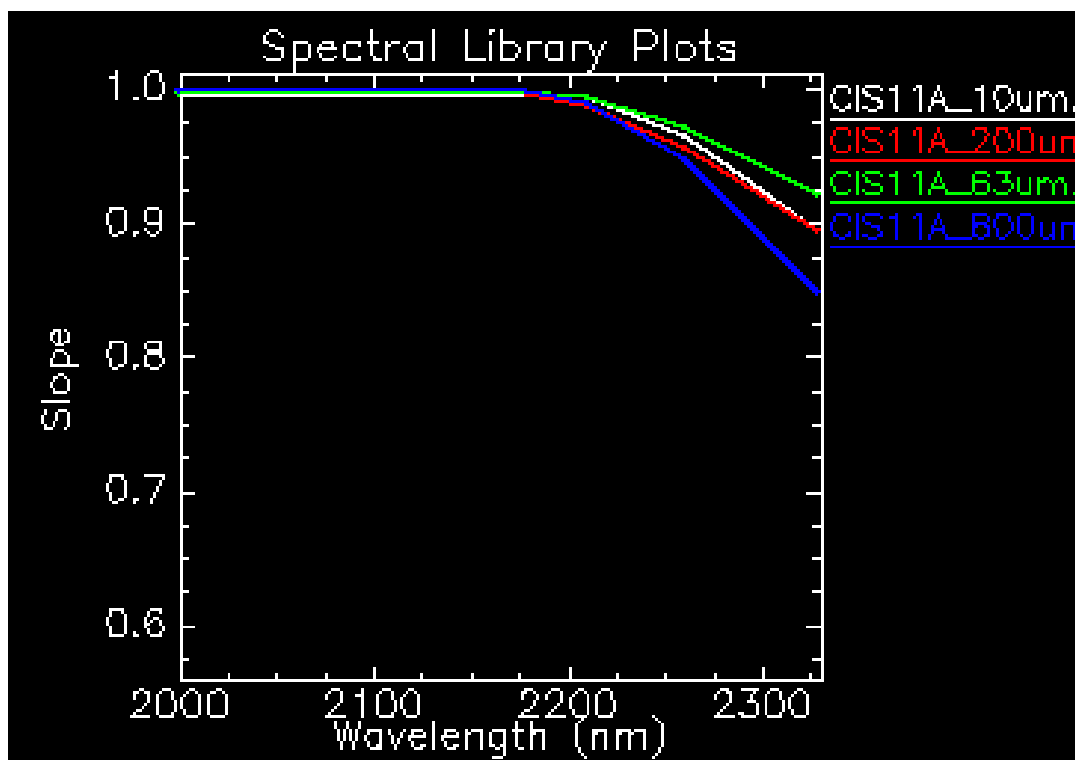


Fig. 4.16. Spettri in riflettanza del campione CIS11A ricampionati con il sensore *World-view3* nell'intorno del picco di assorbimento dei carbonati. La relazione tra valori del picco di assorbimento della banda c e frazioni granulometriche è direttamente proporzionale.

Nel ricampionamento degli spettri misurati sulle slabs di roccia si possono evidenziare due situazioni che risultano strettamente legate alla tessitura e alla composizione dei campioni. Per le rocce cataclastiche, più vicine al piano di faglia principale, la relazione direttamente proporzionale tra slope e granulometria viene conservata ed è ben evidente nel picco di assorbimento dei carbonati (banda c). In figura 4.18, infatti, viene mostrato lo spettro ricampionato con il sensore *World-view3* del campione CIS11B nel quale è possibile notare una slope maggiore nei punti 002 e 004 caratterizzati dalla presenza di clasti con dimensioni di 2 – 4 mm, nei punti 003 e 001 la slope assume valori intermedi (granulometria tra 20 e 30 μm) e, infine, nel punto 000 rappresentato da una porzione di matrice fine (granulometria al di sotto

di 10 μm) il valore di slope lungo il picco di assorbimento della banda c diminuisce notevolmente.

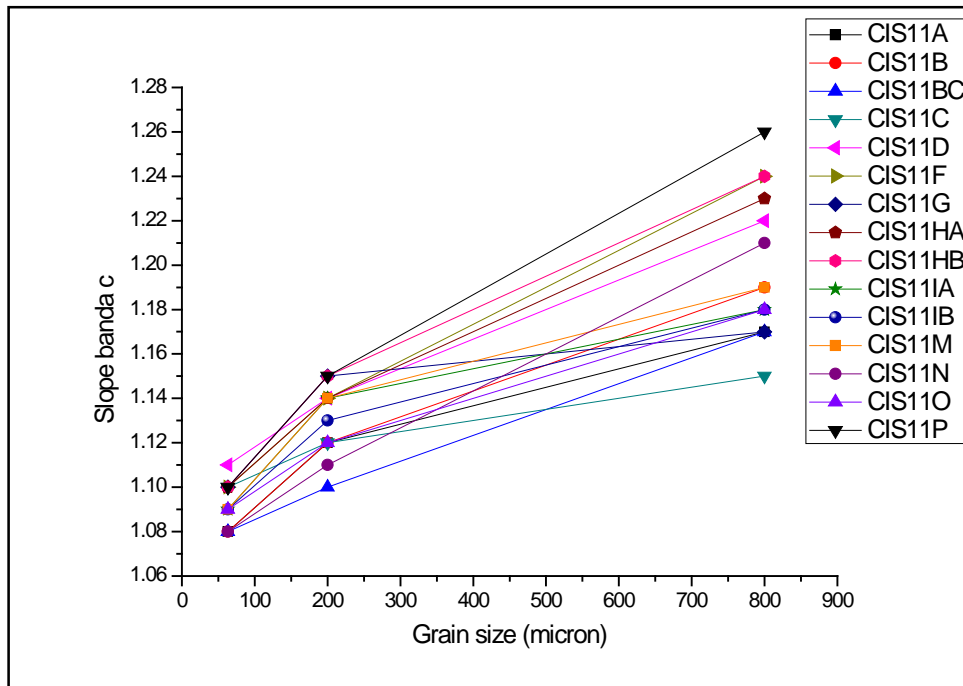


Fig. 4.17. Grafico raffigurante i valori di slope del picco di assorbimento dei carbonati vs. la granulometria delle polveri analizzate. Tale relazione risulta essere direttamente proporzionale per tutti i 15 campioni.

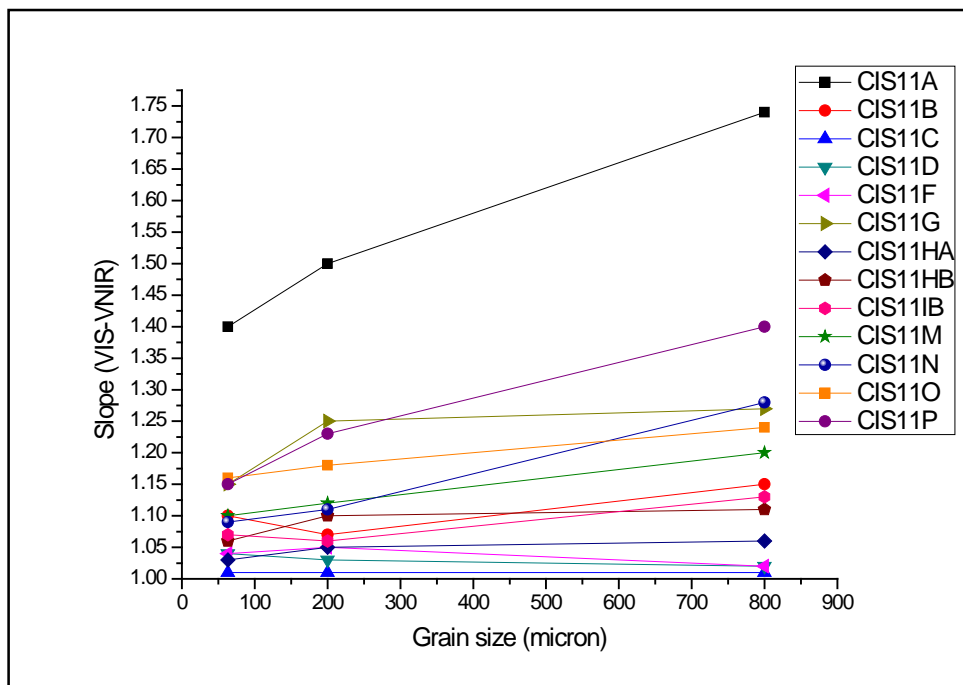


Fig. 4.17bis. Grafico raffigurante i valori delle slopes (range VIS-VNIR) in relazione alle tre classi granulometriche studiate. Si osserva un incremento delle slopes meno regolare e pronunciato rispetto a quanto avviene nel proxy di profondità di banda c dei carbonati.

I campioni più lontani rispetto alla faglia principale sono stati classificati come breccie cataclastiche e mostrano la presenza di networks di vene dolomitiche oltre ad un aumento nella taglia dei grani. Queste due condizioni limitano il riconoscimento della relazione lineare tra valori di slope e granulometria della roccia negli spettri ricampionati sia nel range VIS-VNIR, che nell'intorno del picco di assorbimento della banda c (Fig. 4.19). Nel campione CIS11D, ad esempio, i punti di misura 000 e 001 si trovano in una porzione della roccia con granulometria fine, ma la slope del picco di assorbimento dei carbonati assume dei valori maggiori. Allo stesso modo, il punto 003 misurato nella porzione più grossolana della roccia, mostra una slope minore contrariamente a quanto avviene negli spettri misurati sulle slabs delle cataclasiti associate al fault core. Questo comportamento anomalo degli spettri può essere relazionato a delle variazioni composizionali a causa della presenza di clasti attraversati da numerose vene.

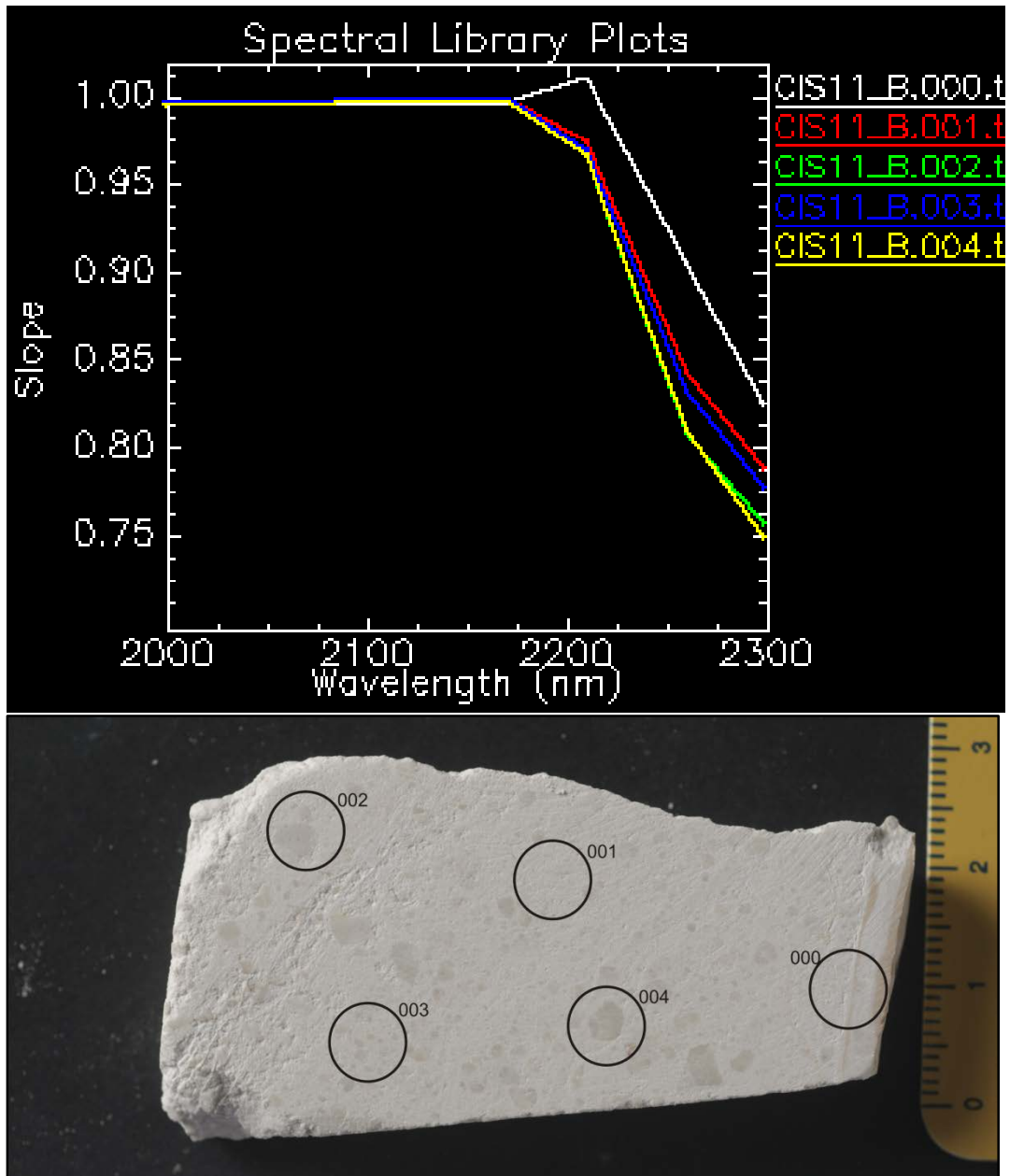


Fig. 4.18. Spettri in riflettanza del campione CIS11B ricampionati con il sensore World-view3. La slope è maggiore nei punti 002 e 004 caratterizzati dalla presenza di clasti millimetrici, nei punti 003 e 001 la slope ha valori intermedi e, infine, nel punto 000 rappresentato da una matrice molto fine, la slope è minore.

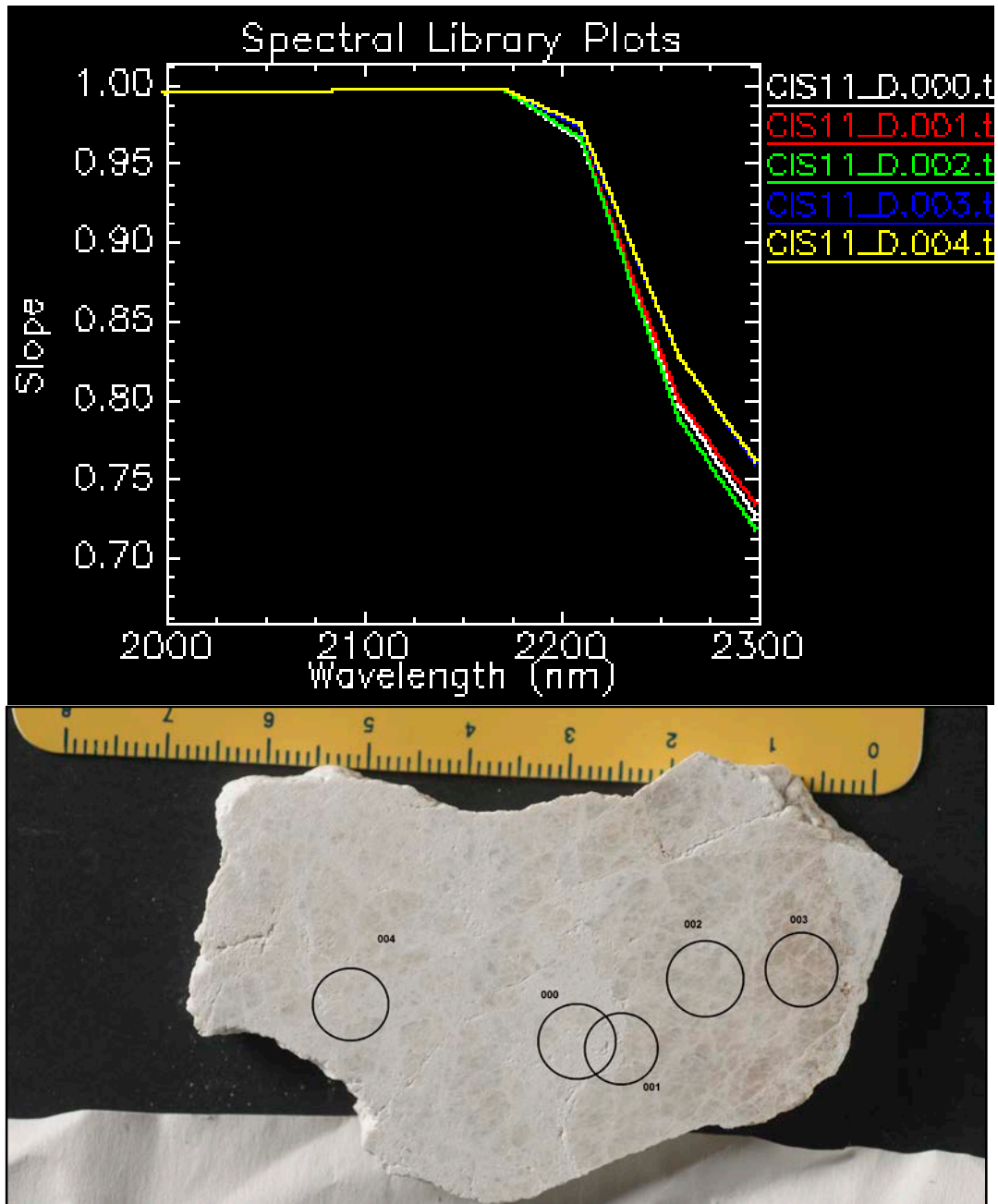


Fig. 4.19. Spettri in riflettanza del campione CIS11D ricampionati con il sensore World-view3. Il grafico mostra una relazione inversa tra le slopes del picco di assorbimento della banda c e la granulometria della roccia, infatti i punti 000 e 001 che si trovano nella porzione più fine della slab presentano una slope maggiore mentre il punto 003 rappresentativo di una granulometria più grossolana ha un valore di slope minore.

Conclusioni

I dati satellitari di nuova generazione, quali *World-View2* e *World-View3* e quelli provenienti da sensori di rilevamento di prossimità (droni), possono raggiungere risoluzioni geometriche e spettrali tali da permettere la loro applicazione in contesti del tutto nuovi ed impensabili sino a qualche anno fa. Nella presente dissertazione di laurea si muovono i primi passi per l'utilizzo di tali dati nel riconoscimento di zone di faglia e nell'eventuale distinzione di diverse porzioni di core e danno. Per poter raggiungere un loro rilievo da remoto è tuttavia necessario conoscere la risposta spettrale dei materiali tipici di zone di faglia, con particolare riguardo alle variazioni spettrali correlate ai prodotti di comminazione e polverizzazione. Si è pertanto studiata la zona di faglia di Vado di Corno (Campo Imperatore-Aquila) che interessa rocce a composizione omogenea, costituite essenzialmente da dolomite e calcite. In tale maniera si è ridotto al massimo l'effetto della variazione di composizione sulle firme spettrali.

I campioni del fault core sono stati, pertanto, prelevati a distanze progressive rispetto alla master fault e, dopo una caratterizzazione mineralogica e petrografica, sono stati studiati sia sottoforma di polveri a diverse granulometrie (800, 200, 63, 10 μm) che di slab.

I risultati, sia su polveri che su superfici, hanno mostrato una sensibile variazione dell'albedo generale, della slope (range VIS-VNIR) e nella profondità della principale banda di assorbimento dei carbonati (banda c) in funzione della granulometria. In particolare, si è osservato un aumento nei valori di riflettanza in relazione alla riduzione granulometrica, contrariamente a quanto avviene per la slope VIS-VNIR e per la profondità della banda di assorbimento dei carbonati. La slope VIS-VNIR, infatti, assume valori maggiori all'aumentare della granulometria delle particelle, fatta eccezione per qualche caso dove nella roccia sono presenti variazioni composizionali a causa della presenza di networks di vene dolomitiche pervasive. La profondità della banda c dei carbonati, in maniera analoga a

quanto avviene nel caso delle slopes, mostra una crescita direttamente proporzionale alla granulometria delle rocce.

Il ricampionamento delle firme spettrali nel range e risoluzione dei sensori *World-view2* e *World-view3* ha mostrato come siano ben distinguibili sia la variazione di slope VIS-VNIR (*World-View2*), che l'aumento di profondità di banda (*World-view3*) all'aumentare della granulometria. Le variazioni di spettro da imputarsi a differenze composizionali non sembrano essere rilevanti sul dato ricampionato e, pertanto, non influenzano il risultato finale.

Tali risultati sono promettenti ed incoraggiano a proseguire l'indagine sul dato satellitare ai fini di poter riconoscere le zone di faglia esposte e cartografarne i domini strutturali interni.

Bibliografia

Aben, F.M., Doan, M.-L., Mitchell, T.M., Toussaint, R., Reuschlé, T., Fondriest, M., Gratier, J.-P., Renard, F., 2016. Dynamic fracturing by successive coseismic loadings leads to pulverization in active fault zones. *J. Geophys. Res.* 121, 2338-2360.

Adamoli, L., Calamita, F., Pelorosso, M., 2003. Itinerario No 2-Gran Sasso d'Italia: dai Prati di Tivo ai Prati di Tivo attraverso il ghiacciaio del Calderone, il Corno Grande, Campo Pericoli e la Val Maone. In: *Guide Geologiche Regionali, Abruzzo: 102e112, BE-MA ed., Lodi (MI)*.

Adamoli, L., Calamita, F., Pizzi, A., 2012. Note Illustrative del Foglio 349 "G. Sasso" della Carta Geologica d'Italia alla scala 1: 50.000. ISPRA, Roma.

Adams, J.B., Filice, A.L., 1967. Spectral reflectance 0.4 to 2:0 μm of silicate rock powders. *J. Geophys. Res.* 72, 5705-5715.

Agosta, F., Aydin, A., 2006. Architecture and deformation mechanism of a basin – bounding normal fault in Mesozoic platform carbonates, central Italy. *Journal of Structural Geology* 28 (2006) 1445-1467.

Agosta, F., Kirschner, D., 2003. Fluid conduits in carbonate-hosted seismogenic normal faults of central Italy. *J. Geophys. Res.* 108 (B4), 2221. <http://dx.doi.org/10.1029/2002JB002013>.

Antonellini, M., Aydin, A., 1994. Effect of faulting on fluid flow in porous sandstones: petrophysical properties. *American Association of the Petroleum Geologists Bulletin* 78, 355-377.

Ben-Zion, Y., Shi, Z., 2005. Dynamic rupture on a material interface with spontaneous generation of plastic strain in the bulk. *Earth Planet. Sci. Lett.* 236, 489–496.

Billi, A., Salvini, F., Storti, F., 2003. The damage zone – fault core transition in carbonate rocks: implications for fault growth, structure and permeability. *Journal of Structural Geology* 25, 1779–1794.

- Boccaletti, M., Elter, P., Guazzone, G., 1971. Plate tectonic models for the development of the western Alps and northern Apennines. *Nature* 234 (49), 108-111.
- Bosi, C., F. Galadini, and P. Messina, 1995. Stratigrafia Plio-Pleistocenica della conca del Fucino. *Quaternario*, 8, 89– 93.
- Brune, J.N., 2001. Fault normal dynamic loading and unloading: an explanation for “non – gouge” rock powder and lack of fault – parallel shear bands along the San Andreas fault. *Eos Trans. AGU* 82(47). Fall Meet. Suppl., Abstract S22B-0655.
- Buiter, S.J.H., Wortel, M.J.R., Govers, R., 1998. The role of subduction in the evolution of the Apennines foreland basin. *Tectonophysics* 296 (3), 249-268.
- Caine, J.S., Evans, J.P., Forster, C.B., 1996. Fault zone architecture and permeability structure. *Geology* 24, 1025-1028.
- Cardello, G.L., Doglioni, C., 2014. From Mesozoic rifting to Appennine orogeny: The Gran Sasso range (Italy). *Gondwana Research* 27, 1307–1334.
- Carli, C., 2008. Analisi spettroscopica nel VNIR di rocce ignee. Tesi di Dottorato in Scienze della Terra, XXI Ciclo, Università di Parma.
- Carminati, E., Lustrino, M., Doglioni, C., 2012. Geodynamic evolution of the central and western Mediterranean: tectonics vs. igneous petrology constraints. *Tectonophysics* 579, 173-192.
- Chester, F.M., Evans, J.P., Biegel, R.L., 1993. Internal structure and weakening mechanisms of the San Andreas faults. *Journal of Geophysical Research* 98, 771-786.
- Chester, F.M., Logan, J.M., 1986. Composite planar fabric of gouge from the Punchbowl fault, California. *Journal of Structural Geology* 9, 621-634.
- Clark R.N., 1999. Spectroscopy of rocks and minerals, and principles of spectroscopy. In: Rencz A.N. (ed.) *Manual of remote sensing, Volume 3, Remote sensing for the Earth Science*, John Wiley and Sons, New York, N.J., 3-58.

- Clark R.N., Roush, T., 1984 - Reflectance spectroscopy: quantitative analysis techniques for remote sensing applications. *J. Geophys. Res.*,89, 6329-6340.
- Clark, R.N., Lucey, P.G., 1984. Spectral properties of ice-particulate mixtures and implications for remote sensing. *J. Geophys. Res.* 89 (B7), 6341-6348.
- Cowie, P.A., Scholz, C.H., 1992. Growth of faults by accumulation of seismic slip. *Journal of Geophysical Research* 97, 11085-11095.
- Craig M.A., Cloutis E.A., Bailey D.T., 2007 - The effects of grain size, < 45 - 1000 μ m, on the reflectance spectrum of planetary analogs from 0.35 - 2.5 μ m. *Lun. Planet. Sci.* XXXIX, #2082.
- D'Agostino, N., Chamot-Rooke, N., Funiciello, R., Jolivet, L., Speranza, F., 1998. The role of pre-existing thrust faults and topography on the styles of extension in the Gran Sasso range (central Italy). *Tectonophysics* 292, 229-254.
- Demurtas, M, Fondriest, M., Balsamo, F.,Clemenzi, L., Storti, F., Bistacchi, A., Di Toro, G., 2016. Structure of a normal seismogenetic fault zone in carbonates: The Vado di Corno Fault, Campo Imperatore, Central Apennines (Italy). *Journal of Structural Geology* 90,185-206.
- Doan, M.-L., d'Hour, V., 2012. Effect of initial damage on rock pulverization along faults. *J. Struct. Geol.* 45, 113-124.
- Doan, M.-L., Gary, G., 2009. Rock pulverization at high strain rate near the San Andreas Fault. *Nat. Geosci.* 2, 709–712.
- Dogliani, C., 1991. A proposal for kinematic modeling of W-dipping subductions—Possible applications to the Tyrrhenian-Apennines system. *Terra Nova*, 3, 423– 434.
- Dor, O., Ben-Zion, Y., Rockwell, T.K., Brune, J.N., 2006b. Pulverized rocks in the Mojave section of the San Andreas fault zone. *Earth Planet. Sci. Lett.* 245, 642-654.
- Dor, O., Chester, J.S., Ben-Zion, Y., Brune, J.N., Rockwell, T.K., 2009. Damage characterization in sandstones along the Mojave section of the San

Andreas fault with a new method: implications for the depth and mechanism of rock pulverization. *Pure Appl. Geophys.* 166 (10–11), 1747–1773.

Dor, O., Rockwell, T.K., Ben-Zion, Y., 2006a. Geological observations of damage asymmetry in the structure of the San Jacinto, San Andreas and Punchbowl faults in Southern California: a possible indicator for preferred rupture propagation direction. *Pure Appl. Geophys.* 163 (2-3), 301-349.

Elter, P., Giglia, G., Tongiorni, M., Trevisan, L., 1975. Tensional and compressional areas in recent (Tortonian to present) evolution of Northern Apennines. *Boll. Geofis. Teor. Appl.* 42, 3-18.

Fondriest, M., Aretusini, S., Di Toro, G., Smith, S.A.F., 2015. Fracturing and rock pulverization along an exhumed seismogenetic fault zone in dolostones: The Foiana Fault Zone (Southern Alps, Italy). *Tectonophysics* 654, 56–74.

Fondriest, M., Smith S.A.F., Di Toro, G., Zampieri, D., Mittempergher, S., 2012. Fault zone structure and seismic slip localization in dolostones, an example from the Southern Alps, Italy. *Journal of Structural Geology* 45, 52-67.

Gaffey S.J., 1986- Spectral reflectance of carbonate minerals in the visible and near infrared (0.35-2.55 microns): calcite, aragonite and dolomite. *Amer. Min.*, 71, 151-162.

Gaffey, S.J., McFadden, L.A., Nash, D., Pieters, C.M., 1993. Ultraviolet, visible, and near-infrared reflectance spectroscopy – laboratory spectra of geologic materials. In: Pieters, C.M., Englert, P.A. (Eds.), *Remote Geochemical Analysis – Elemental and Mineralogical Composition*. Cambridge University Press, Cambridge, pp. 43-77.

Galadini, F., 1999. Pleistocene changes in the central Apennine fault kinematics: a key to decipher active tectonics in central Italy. *Tectonics* 18 (5), 877-894.

Ghisetti, F., and L. Vezzani, 1999. Depth and modes of Pliocene-Pleistocene crustal extension of the Apennines (Italy). *Terra Nova*, 11, 67–72.

- Ghisetti, F., Kirschner, D., Vezzani, L., 2000. Tectonic controls on large-scale fluid circulation in the Apennines. *J. Geochem. Explor.* 69– 70, 533–537.
- Ghisetti, F., Vezzani, L., 1981. Contribution of structural analysis to understanding the geodynamic evolution of the Calabrian Arc (Southern Italy). *J. Struct. Geol.* 3 (4), 371-381.
- Ghisetti, F., Vezzani, L., 1991. Thrust belt development in the Central Apennines (Italy): northward polarity of thrusting and out-of-sequence deformations in the Gran Sasso Chain. *Tectonics* 10, 904-919.
- Ghisetti, F., Vezzani, L., 2002. Normal faulting, transcrustal permeability and seismogenesis in the Apennines (Italy). *Tectonophysics* 348, 155– 168.
- Hapke, B., 1993. *Theory of Reflectance and Emittance Spectroscopy*. Cambridge University Press, Cambridge.
- Harloff J., Arnold G., 2001 - Near-infrared reflectance spectroscopy of bulk analog materials for planetary crust. *Planet. Space Sci.*, 49, 191-211.
- Higgins, M. W., 1971. *Cataclastic Rocks*. GEOLOGICAL SURVEY PROFESSIONAL PAPER 687.
- Hunt, G.R., 1977. Spectral signatures of particulate minerals in the visible and near infrared. *Geophysics* 42, 501-513.
- Hunt, G.R., Salisbury, J.W., Lenhoff, C.J., 1971. Visible and near-infrared spectra of minerals and rocks | III. Oxides and hydroxides. *Mod. Geol.* 2, 195-205.
- Jolivet, L., Faccenna, C., 2000. Mediterranean extension and the Africa-Eurasia collision. *Tectonics* 19 (6), 1095-1106.
- Jolivet, L., Faccenna, C., Goff_e, B., Mattei, M., Rossetti, F., Brunet, C., Storti, F., Funicello, R., Cadet, J.P., D'Agostino, N., Parra, T., 1998. Midcrustal shear zones in postorogenic extension: example from the northern Tyrrhenian Sea. *J. Geophys. Res.* 103 (B6), 12123-12160.
- Locardi, E., 1988. The origin of the Apenninic Arcs. *Tectonophysics*, 146, 105–123.

- Malinverno, A., and W. B. F. Ryan, 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.
- Mitchell, T.M., Ben-Zion, Y., Shimamoto, T., 2011. Pulverized fault rocks and damage asymmetry along the Arima–Takatsuki Tectonic Line, Japan. *Earth Planet. Sci. Lett.* 308, 284–297.
- Molli, G., Malavieille, J., 2011. Orogenic processes and the Corsica/Apennines geodynamic evolution: insights from Taiwan. *Int. J. Earth Sci.* 100 (5), 1207-1224.
- Mustard, J.F., Hays, J.E., 1997. Effects of hyperfine particles on reflectance spectra from 0.3 to 25 μm . *ICARUS*, 125, 145-163.
- Patacca, E., R. Sartori, and P. Scandone, 1990. Tyrrhenian Basin and Apenninic arcs; kinematic relations since late Tortonian times. *Mem. Soc. Geol. It.*, 45, 425– 451.
- Patacca, E., Sartori, R., Scandone, P., 1990. Tyrrhenian basin and Apenninic arcs: kinematic relations since late Tortonian times. *Mem. Soc. Geol. It* 45 (1), 425-451.
- Rosenbaum, G., Lister, G.S., 2004. Neogene and quaternary rollback evolution of the Tyrrhenian Sea, the Apennines, and the Sicilian Maghrebides. *Tectonics* 23 (1), TC1013. <http://dx.doi.org/10.1029/2003TC001518>.
- Ross, H.P., Adler, J.E., Hunt, G.R., 1969. A statistical analysis of the reflectance of igneous rocks from 0.2 to 2.65 μm . *Icarus* 11, 46-54.
- Royden, L., E. Patacca, and P. Scandone, 1987. Segmentation and configuration of subducted lithosphere in Italy: An important control on thrust-belt and foredeep-basin evolution. *Geology*, 15, 714–717.
- Salisbury, J.W., Walter, L.S., Vergo, N., D'Aria, D.M., 1991. *Infrared (2.1 – 25 μm) Spectra of Minerals*. John Hopkins University Press, London.
- Schröckenfuchs, T., Bauer, H., Grasmann, B., Decker, K., 2015. Rock pulverization and localization of a strike – slip fault zone in dolomite rocks

(Salzach – Ennstal – Mariazelle – Puchberg fault, Austria). *Journal of Structural Geology* 78 (2015) 67-85.

Sibson, R.H., 1977. Fault rocks and fault mechanisms. *Journal of the Geological Society of London* 133, 191-213.

Sibson, R.H., 2003. Thickness of the seismic slip zone. *Bulletin of the Seismological Society of America* 93 (3), 1169-1178.

Speranza, F., Adamoli, L., Maniscalco, R., Florindo, F., 2003. Genesis and evolution of a curved mountain front: paleomagnetic and geological evidence from the Gran Sasso range (Central Apennines, Italy). *Tectonophysics* 362, 183-197.

Starukhina, L.V., Shkuratov, Y.G., 1996. Particle size dependence of spectral slope and the depth of absorption bands – implication for lunar soils. Abstracts of the 24th Vernadsky-Brown Microsymposium in Moscow, pp. 90-91.

Storti, F., Aldega, L., Balsamo, F., Corrado, S., Del Monaco, F., Di Paolo, L., Mastalerz, M., Monaco, P., Tallini, M., 2013. Evidence for strong middle Pleistocene earthquakes in the epicentral area of the 6 April 2009 L'Aquila seismic event from sediment paleofluidization and overconsolidation. *J. Geophys. Res.* 118 (7), 3767-3784.

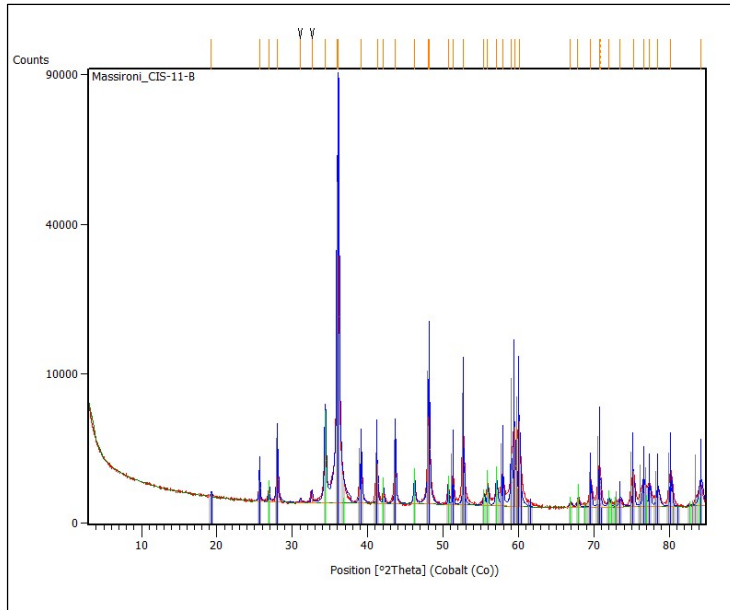
Vezzani, L., Festa, A., Ghisetti, F.C., 2010. Geology and tectonic evolution of the central – southern Apennines, Italy. *Geol. Soc. Am. Spec. Pap.* 469, 1-58.

Vezzani, L., Ghisetti, F., Casnedi, R., 1997. Carta Geologica dell'Abruzzo, scale 1:100,000. S.EL.CA., Firenze.

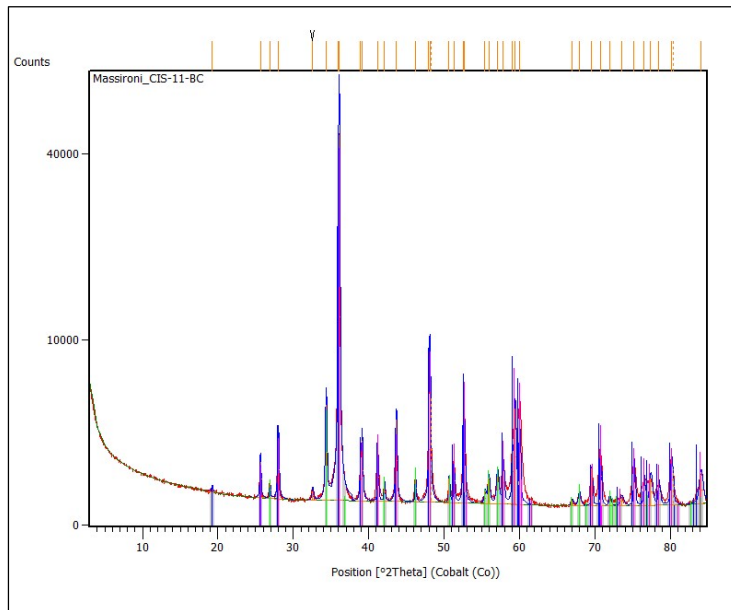
Yuan, F., Prakash, V., Tullis, T., 2011. Origin of pulverized rocks during earthquake fault rupture. *J. Geophys. Res.* 116, B06309. <http://dx.doi.org/10.1029/2010JB007721>.

APPENDICE A

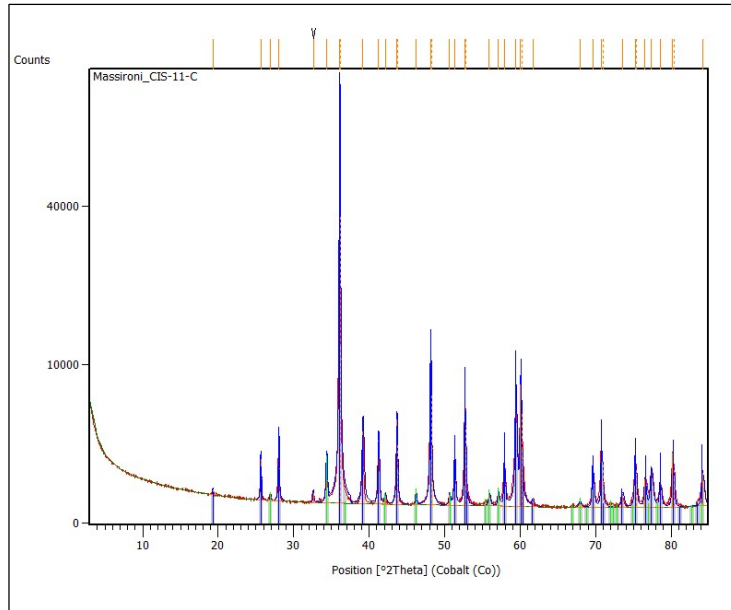
Diffratogrammi dei campioni



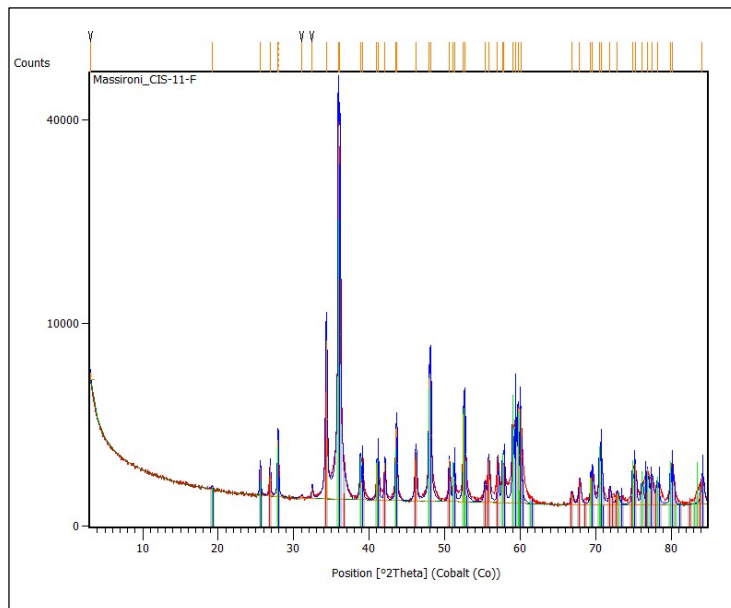
Compound Name	Chemical Formula	Score	SemiQuant [%]	Display Color
Dolomite	C2 Ca1 Mg1 O6	61	67	Blue
Calcite	C1 Ca1 O3	49	4	Lime
Dolomite	C2 Ca1.13 Mg0....	50	29	Gray



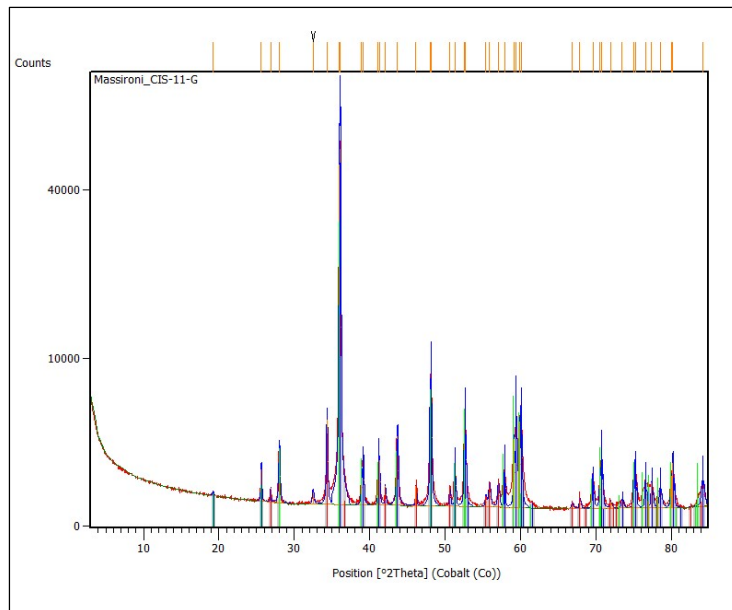
Compound Name	Chemical Formula	Score	SemiQuant [%]	Display Color
Dolomite	C2 Ca1 Mg1 O6	70	62	Fuchsia
Calcite	C1 Ca1 O3	53	4	Lime
Dolomite	C2 Ca1.13 Mg0....	60	33	Blue



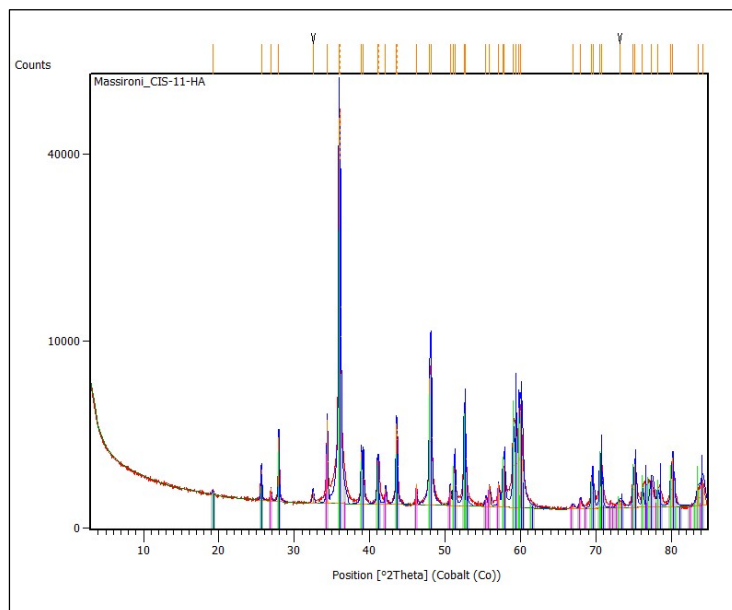
Compound Name	Chemical Formula	Score	SemiQuant [%]	Display Color
Dolomite	C2 Ca1 Mg1 O6	82	98	Blue
Calcite	C1 Ca1 O3	52	2	Lime



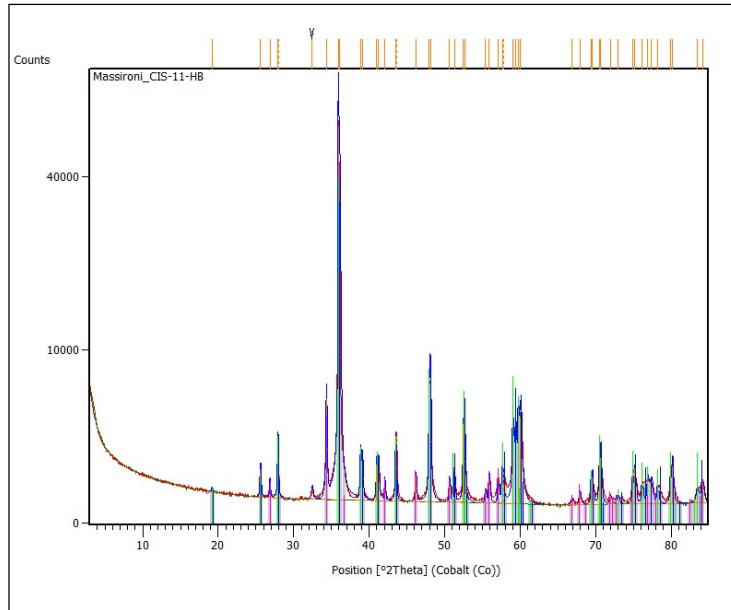
Compound Name	Chemical Formula	Score	SemiQuant [%]	Display Color
Dolomite	C2 Ca1 Mg1 O6	67	43	Blue
Dolomite	C2 Ca1.13 Mg0...	63	51	Lime
Calcite	C1 Ca1 O3	50	6	Red



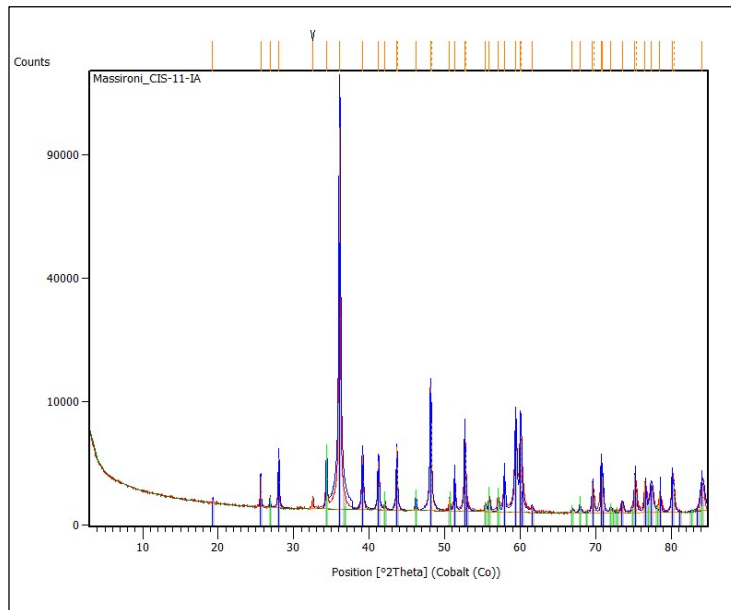
Compound Name	Chemical Formula	Score	SemiQuant [%]	Display Color
Dolomite	C2 Ca1 Mg1 O6	51	63	Blue
Dolomite	C2 Ca1.13 Mg0....	48	35	Lime
Calcite	C1 Ca1 O3	43	2	Red



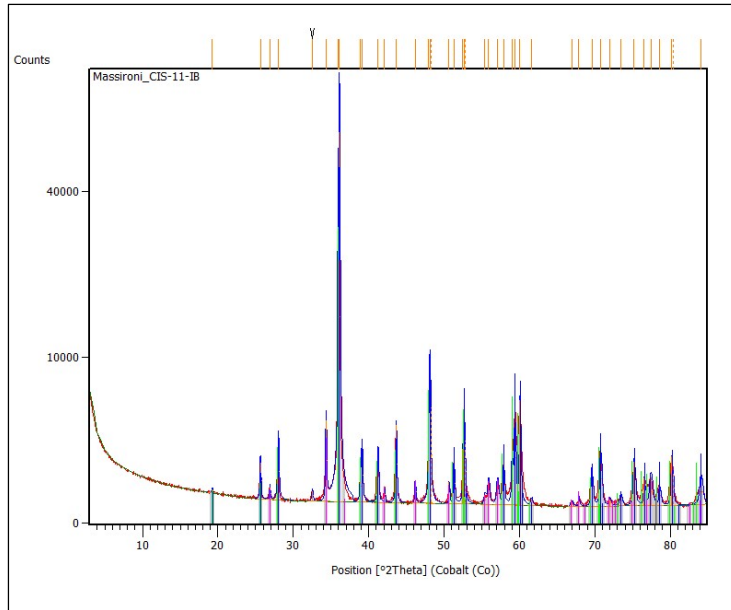
Compound Name	Chemical Formula	Score	SemiQuant [%]	Display Color
Dolomite	C2 Ca1 Mg1 O6	67	48	Blue
Dolomite	C2 Ca1.13 Mg0....	67	51	Lime
Calcite	C1 Ca1 O3	33	1	Fuchsia



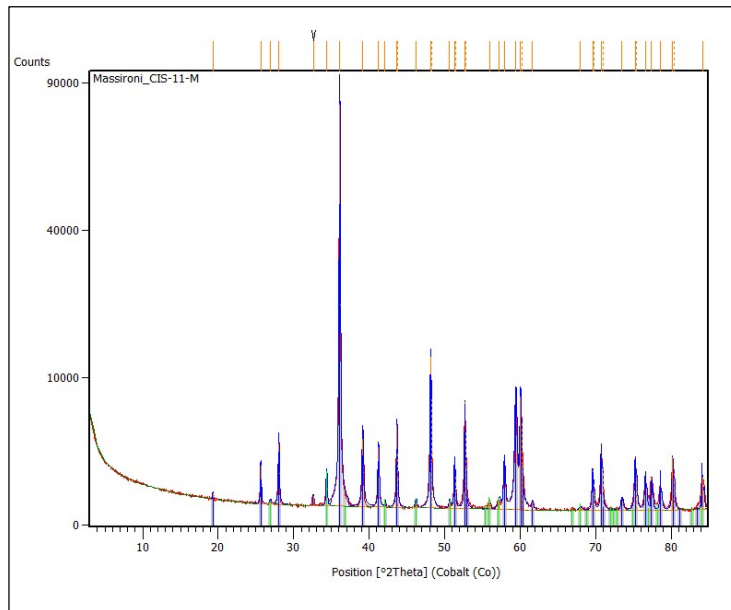
Compound Name	Chemical Formula	Score	SemiQuant [%]	Display Color
Dolomite	C2 Ca1 Mg1 O6	63	35	Blue
Dolomite	C2 Ca1.13 Mg0....	62	62	Lime
Calcite	C1 Ca1 O3	36	3	Fuchsia



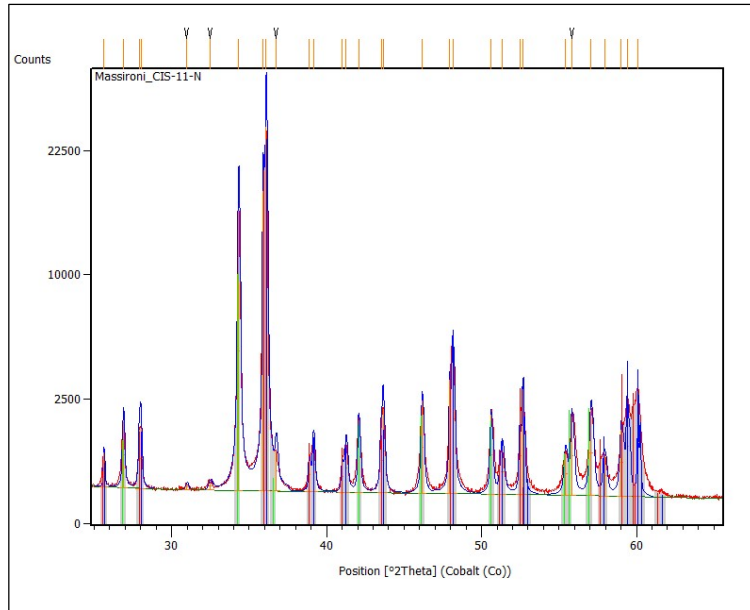
Compound Name	Chemical Formula	Score	SemiQuant [%]	Display Color
Dolomite	C2 Ca1 Mg1 O6	59	97	Blue
Calcite	C1 Ca1 O3	28	3	Green



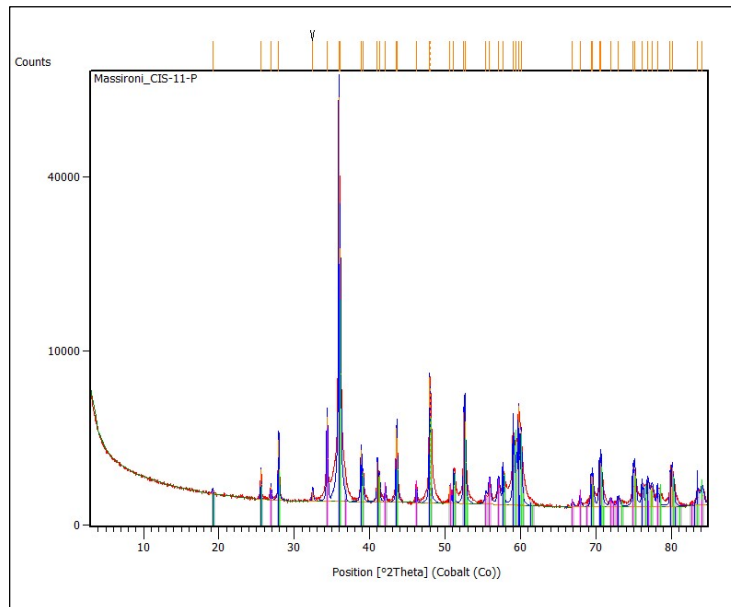
Compound Name	Chemical Formula	Score	SemiQuant [%]	Display Color
Dolomite	C2 Ca1 Mg1 O6	65	65	Blue
Dolomite	C2 Ca1.13 Mg0....	55	33	Lime
Calcite	C1 Ca1 O3	38	2	Fuchsia



Compound Name	Chemical Formula	Score	SemiQuant [%]	Display Color
Dolomite	C2 Ca1 Mg1 O6	73	99	Blue
Calcite	C1 Ca1 O3	46	1	Lime



Compound Name	Chemical Formula	Score	SemiQuant [%]	Display Color
Dolomite	C2 Ca1 Mg1 O6	62	49	Blue
Calcite	C1 Ca1 O3	52	14	Lime
Dolomite	C2 Ca1.13 Mg0....	59	37	Red



Compound Name	Chemical Formula	Score	SemiQuant [%]	Display Color
Dolomite	C2 Ca1.13 Mg0....	60	67	Blue
Dolomite	C2 Ca1 Mg1 O6	57	30	Lime
Calcite	C1 Ca1 O3	47	3	Fuchsia

APPENDICE B

Immagini OM e SEM dei
campioni

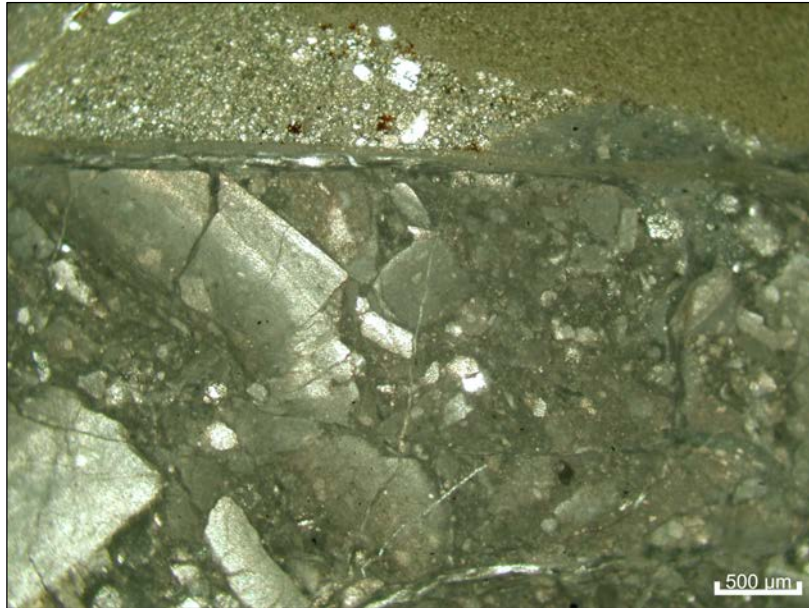


Fig. 1. *Campione CIS11A – contatto tra aggregato polimittico e porzione ultracataclastica (immagine OM).*

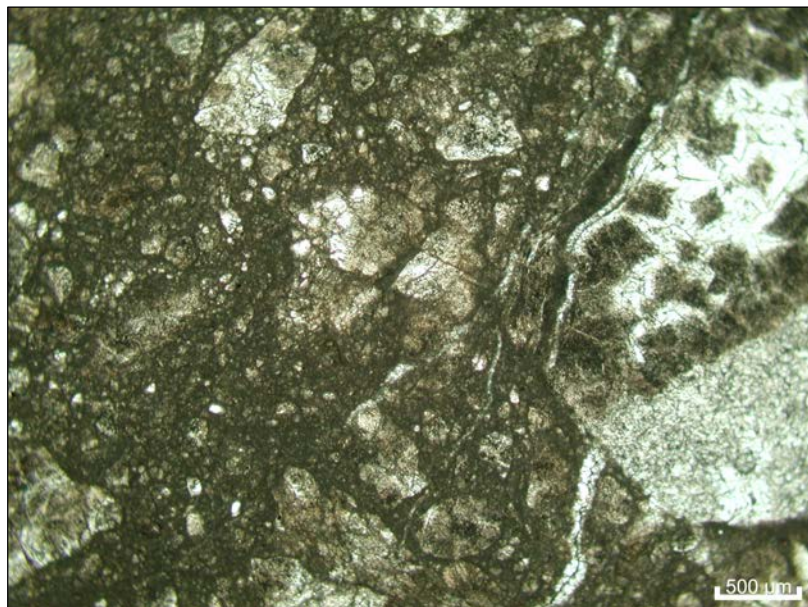


Fig. 2. *Campione CIS11B – dolomite zonata e porzione cataclastica (immagine OM).*

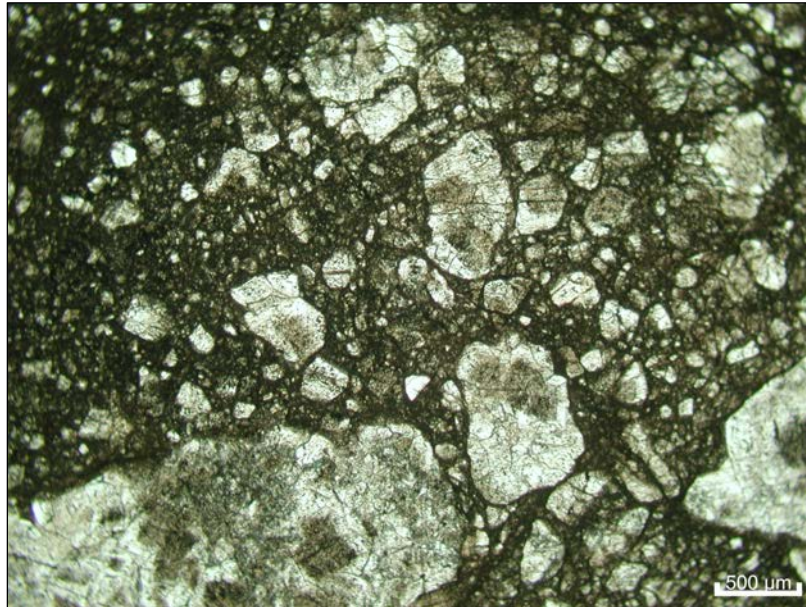


Fig. 3. *Campione CIS11C – porzione cataclastica con clasti di dolomite zonata preservati (immagine OM).*

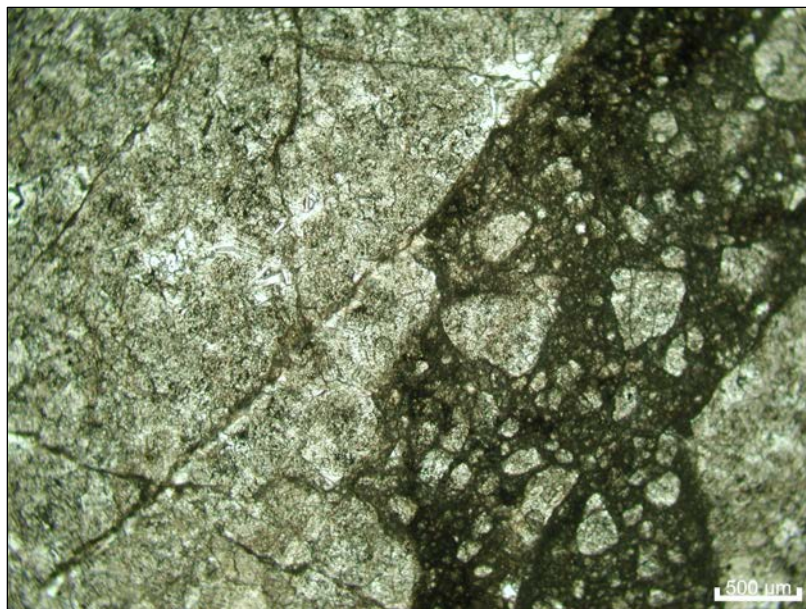


Fig. 4. *Campione CIS11D – contatto tra un clasto di dolomite e la porzione cataclastica (immagine OM).*

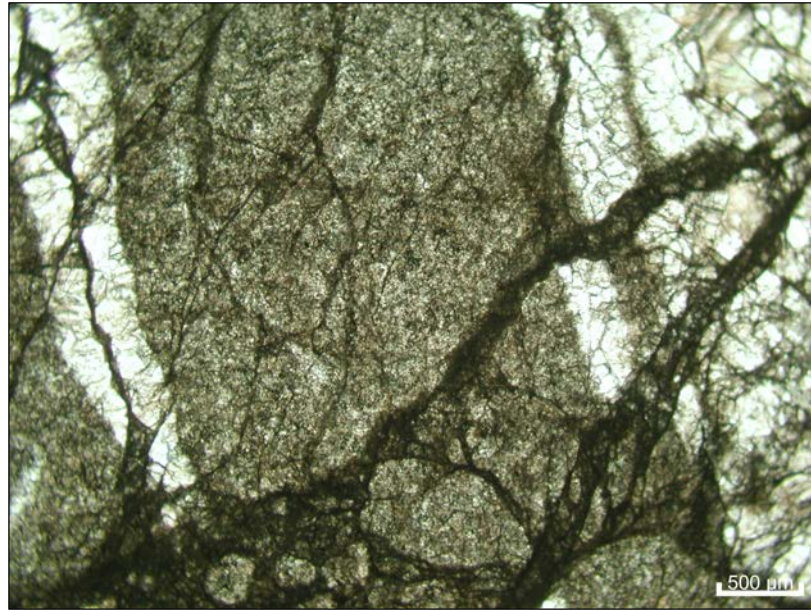


Fig. 5. *Campione CIS11HB – particolare di vene di calcite che tagliano dei clasti di dolomite (immagine OM).*

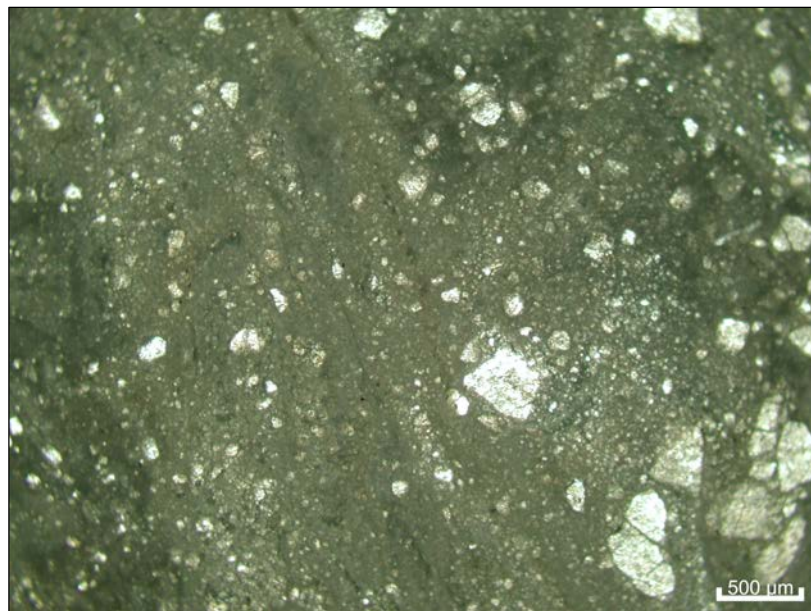


Fig. 6. *Campione CIS11N – porzioni di cataclasite e ultracataclasite con clasti di dolomite (immagine OM).*

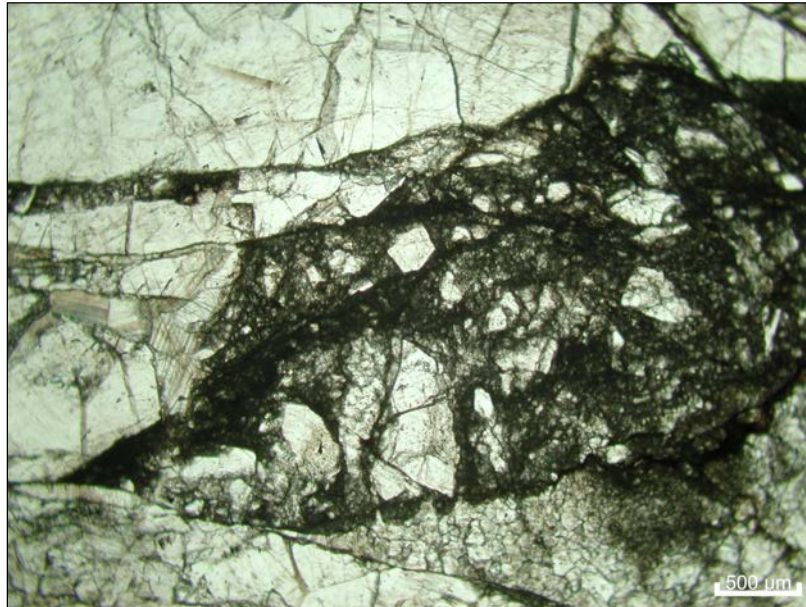


Fig. 7. *Campione CIS110 – particolare di una vena di calcite che attraversa l'intera sezione (immagine OM).*

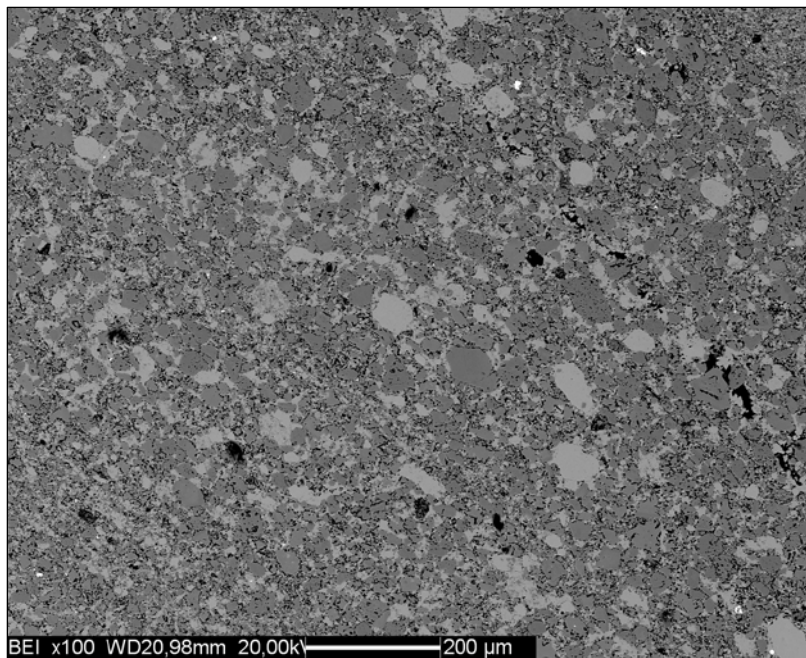


Fig. 8. *Campione CIS11A – porzione cataclastica (immagine BSE).*

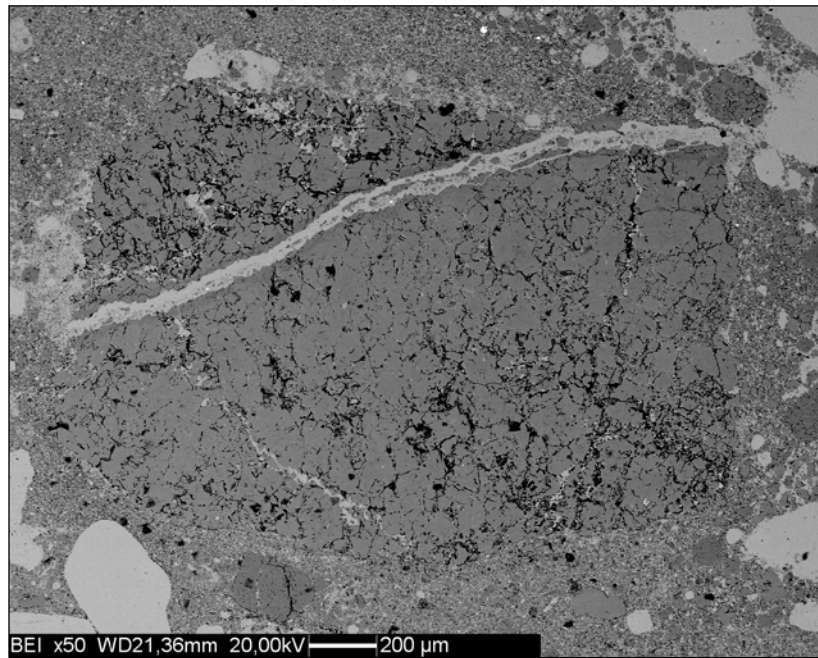


Fig. 9. *Campione CIS11A – clasto di dolomite tagliato da una vena di calcite (immagine BSE).*

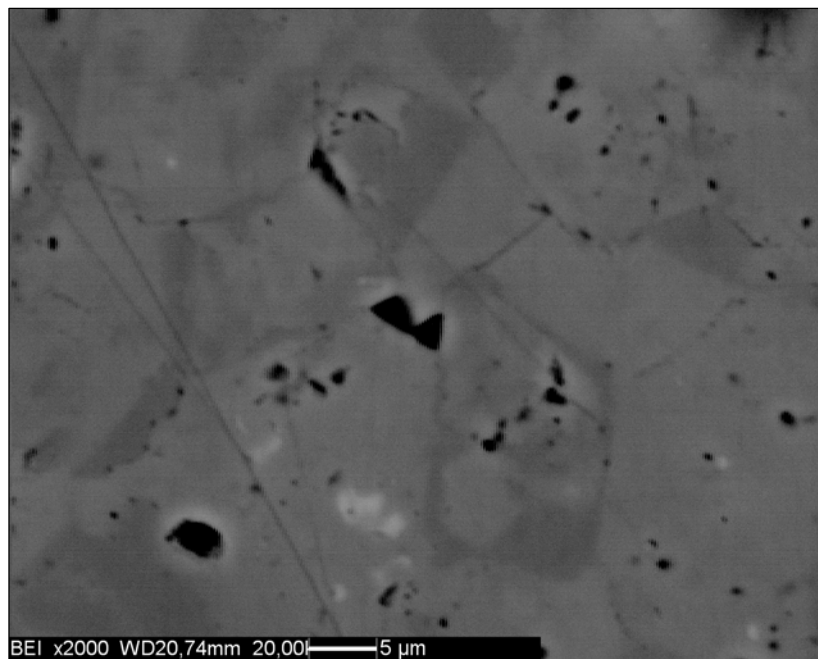


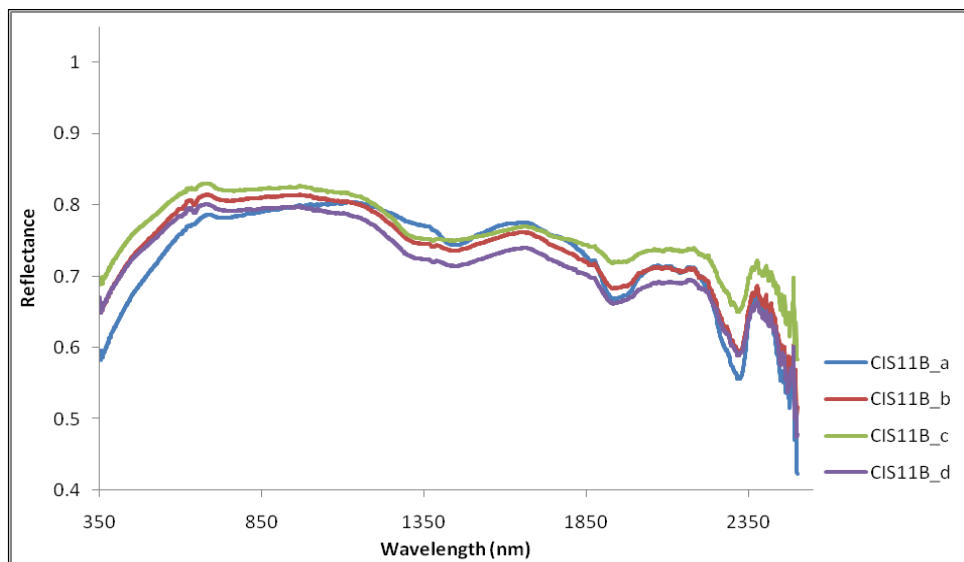
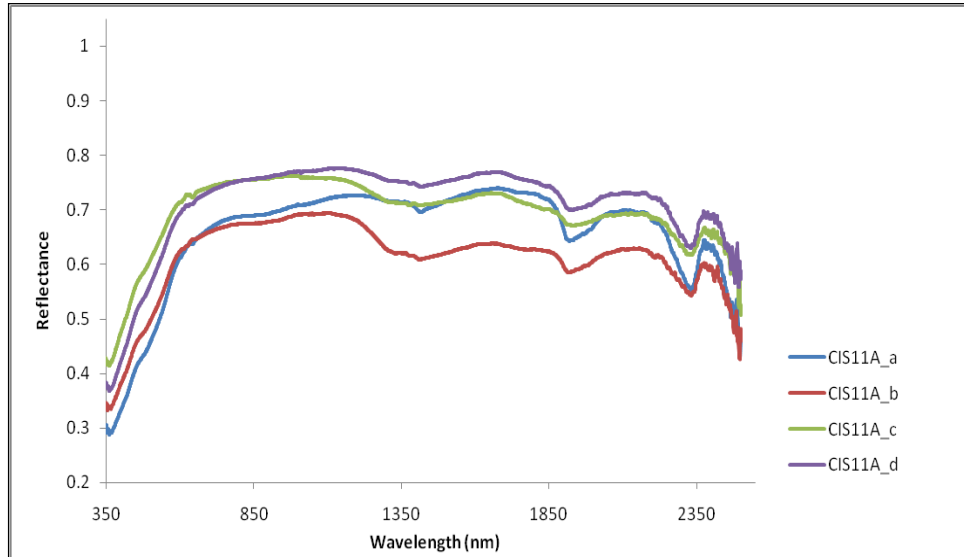
Fig. 10. *Campione CIS11D – zonatura della dolomite (immagine BSE).*

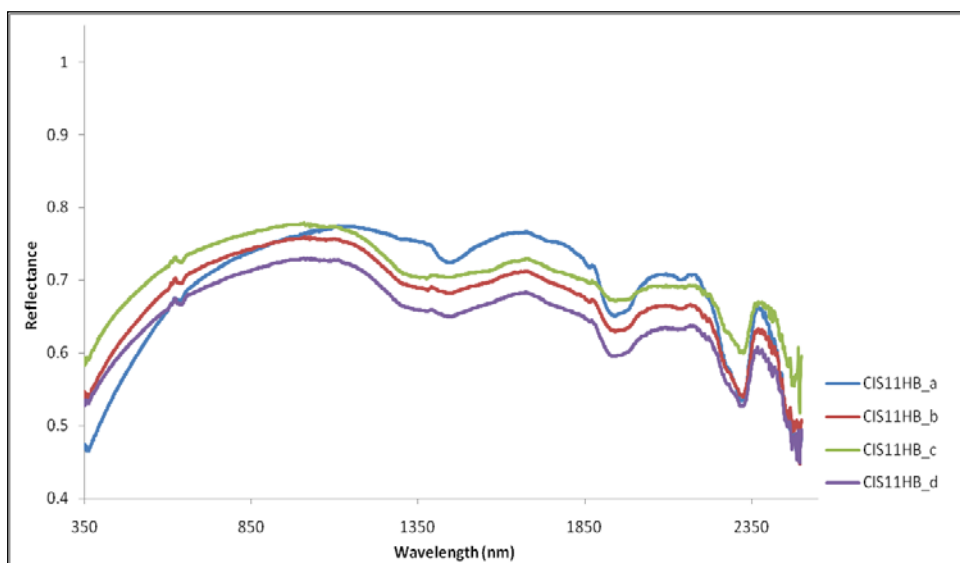
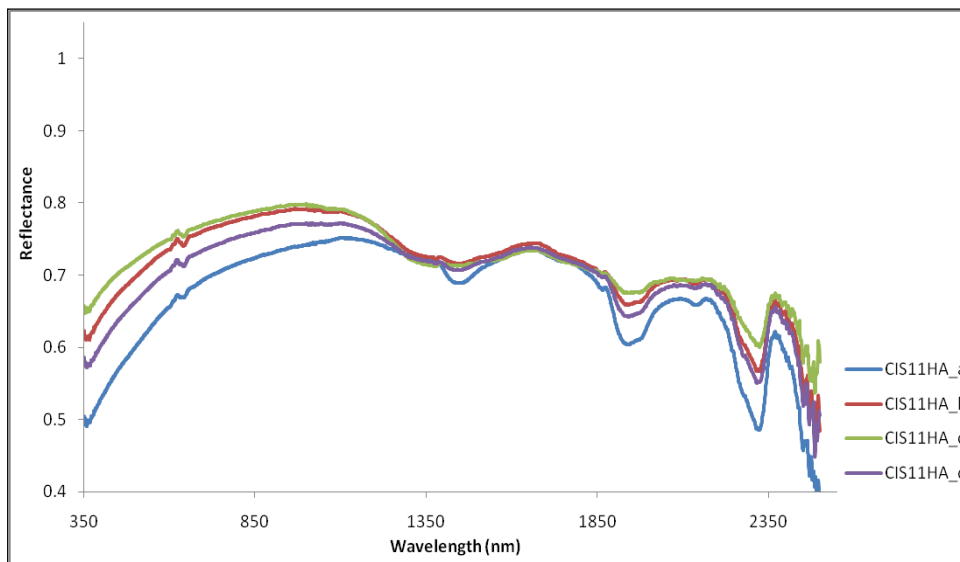
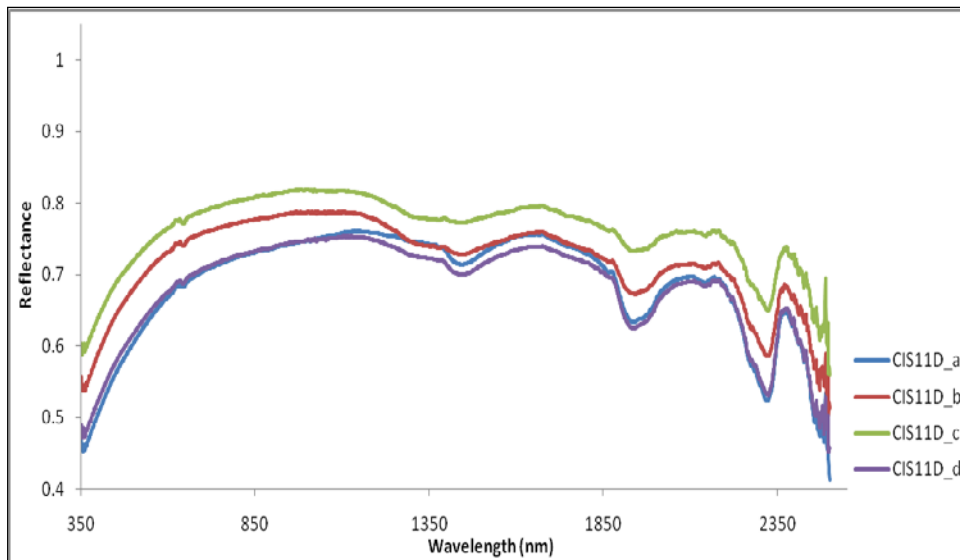
APPENDICE C

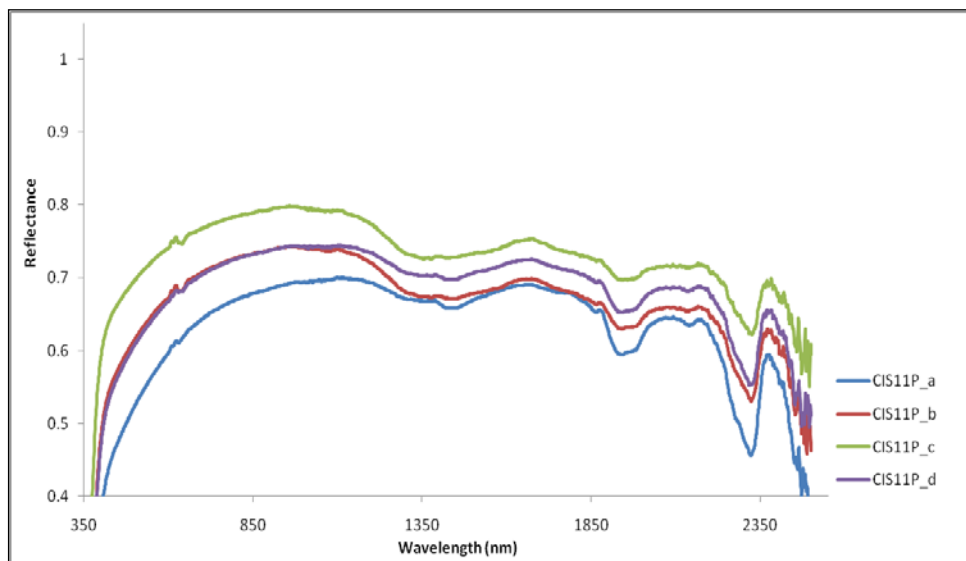
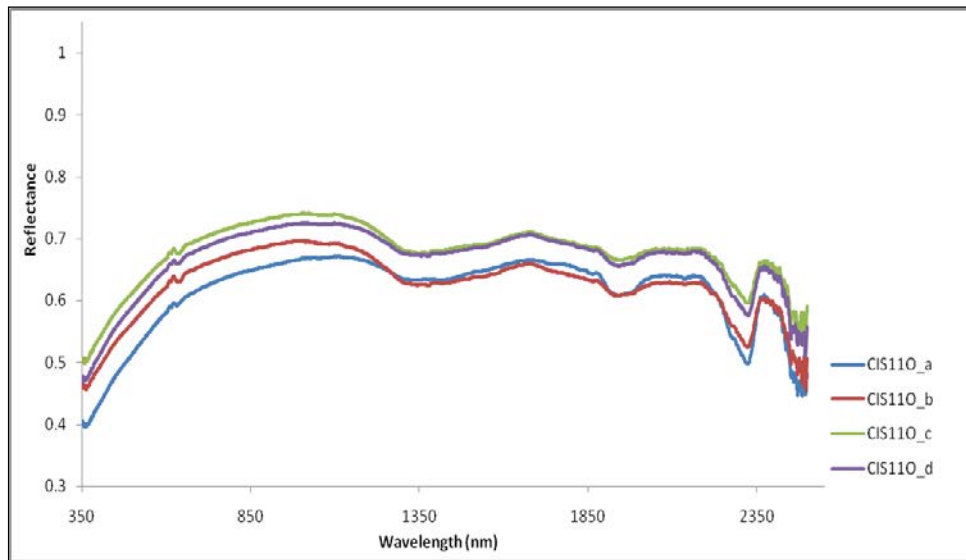
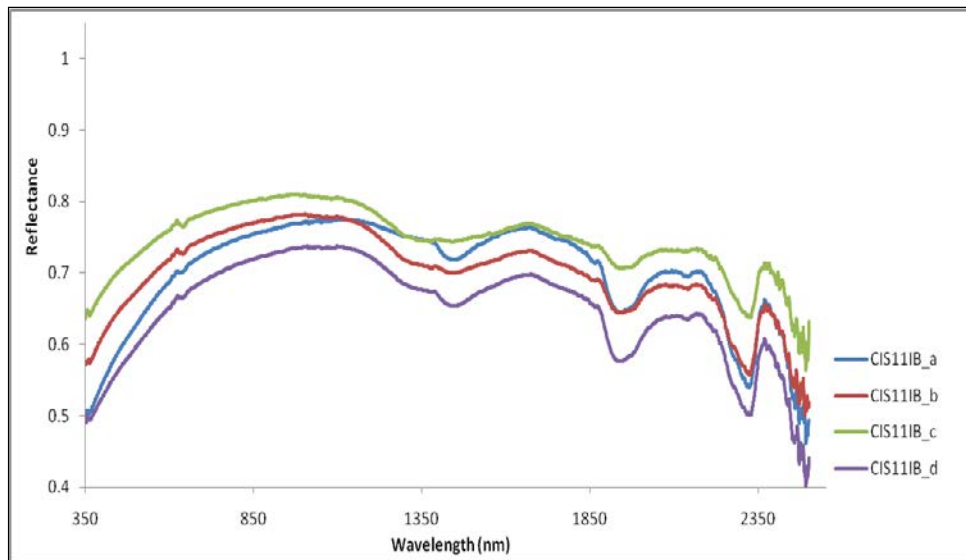
Firme spettrali dei campioni

Spettri non elaborati delle polveri

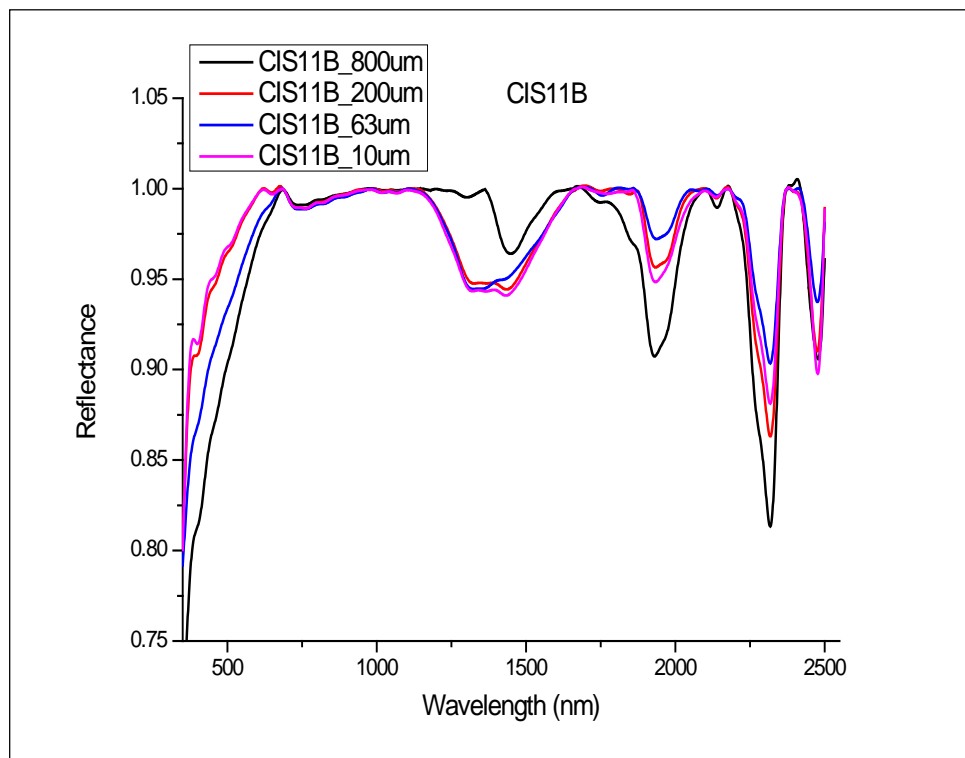
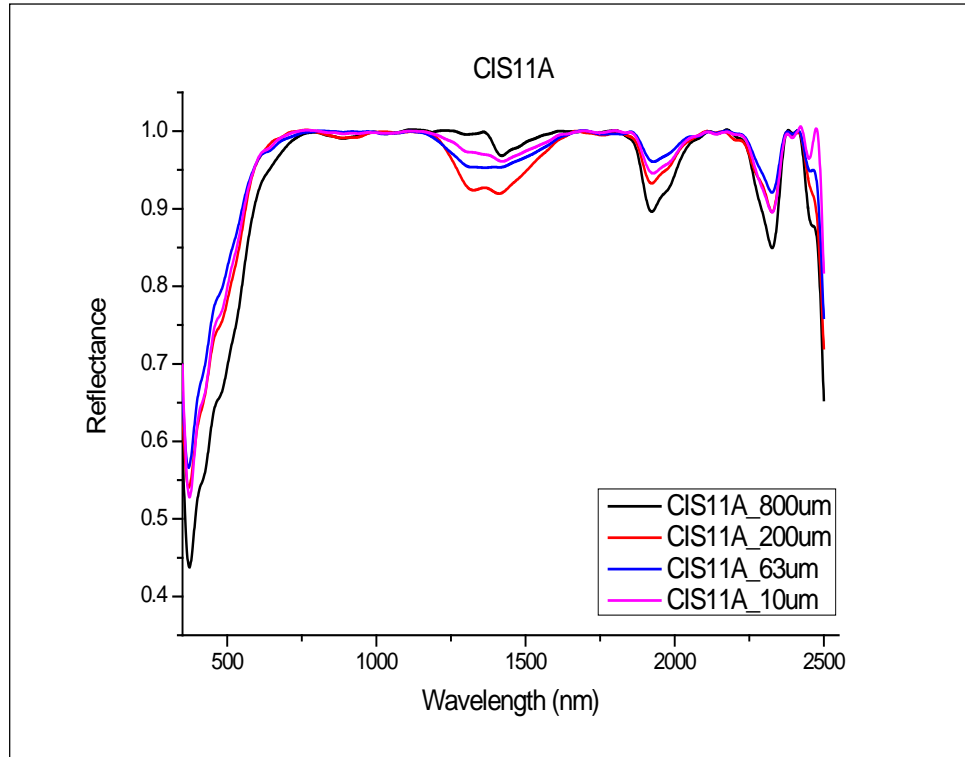
Legenda: a=800 μm , b=200 μm , c=63 μm , d=10 μm .

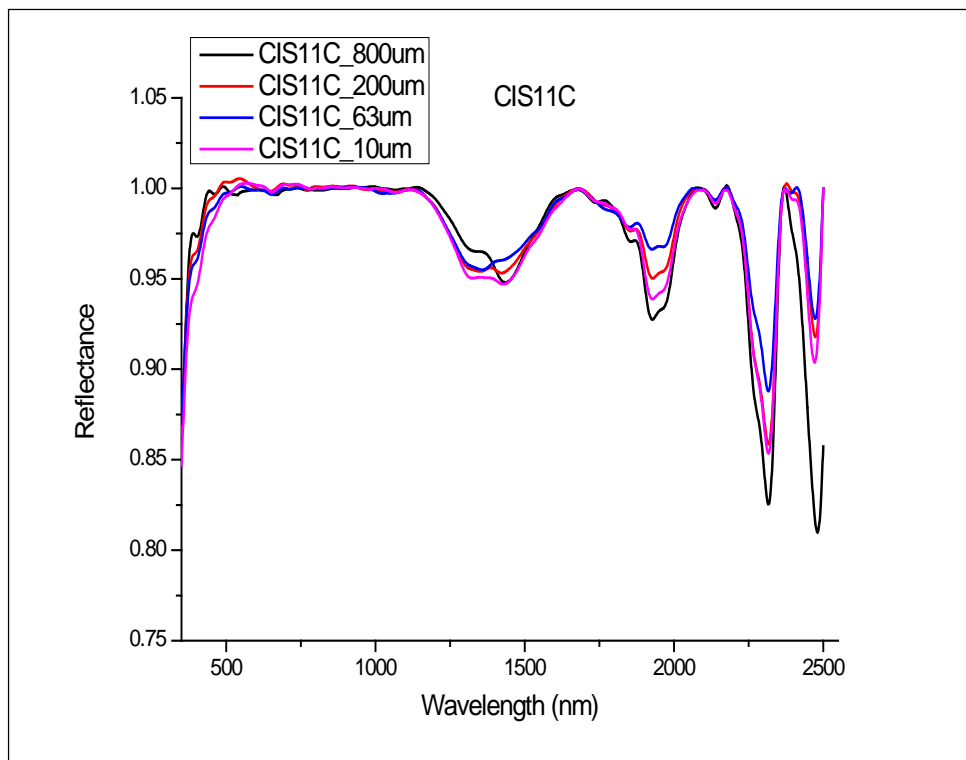
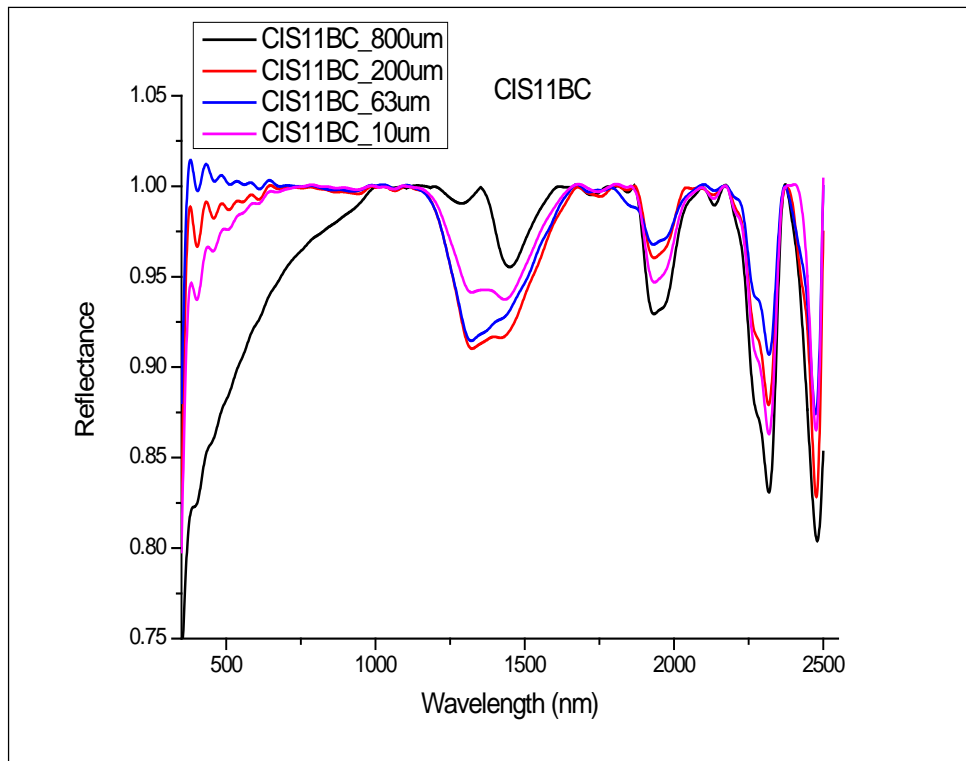


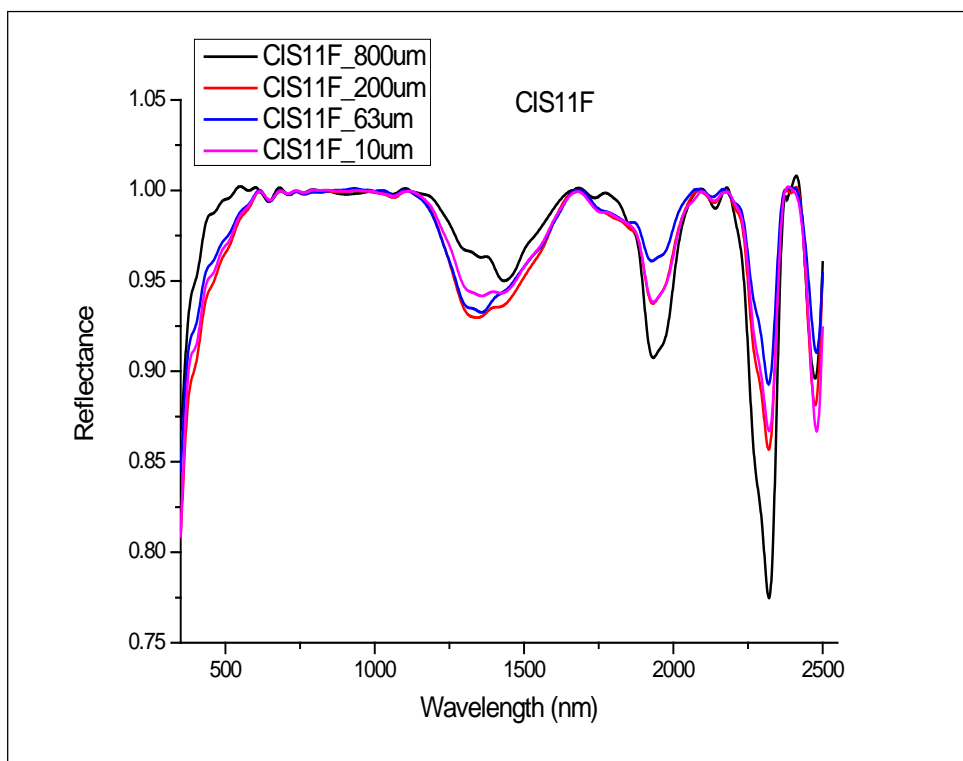
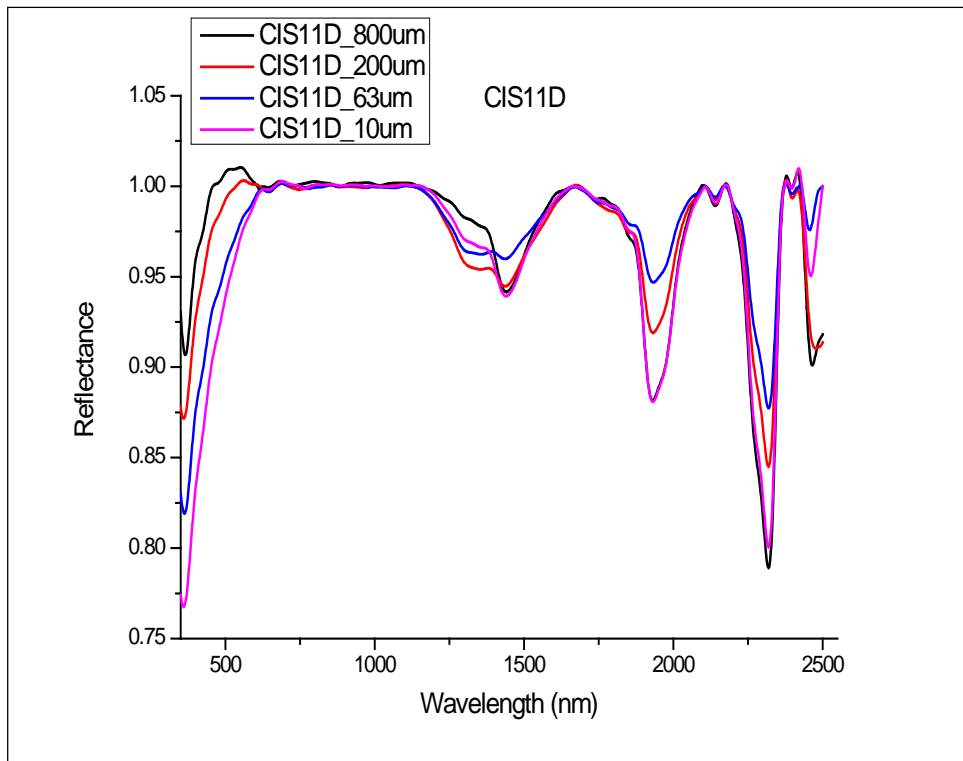


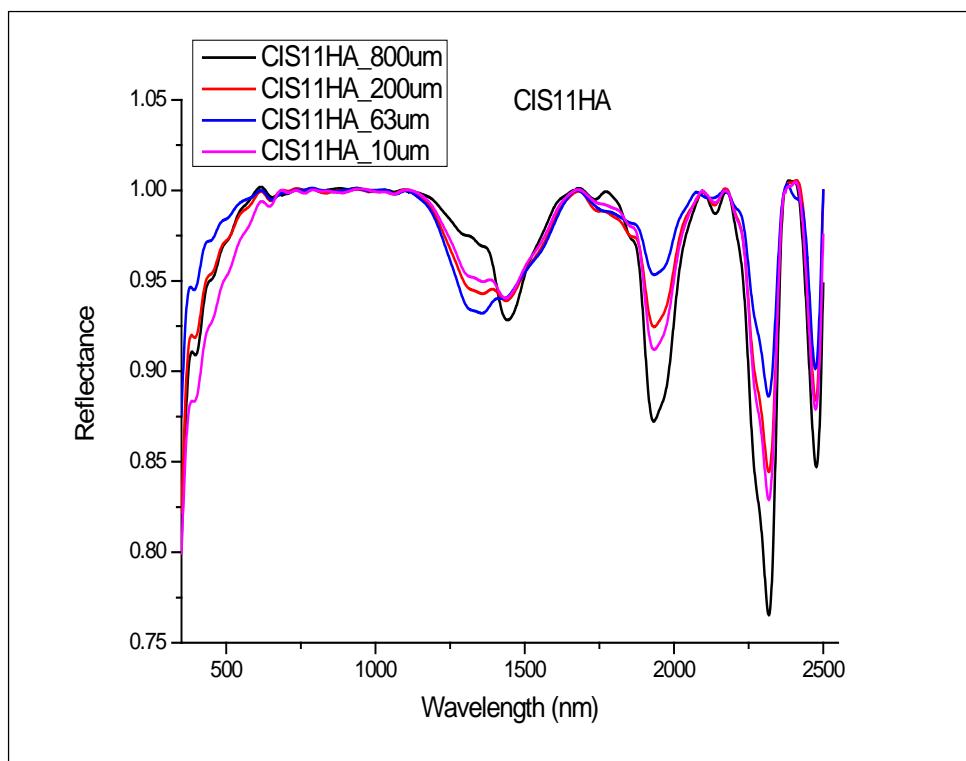
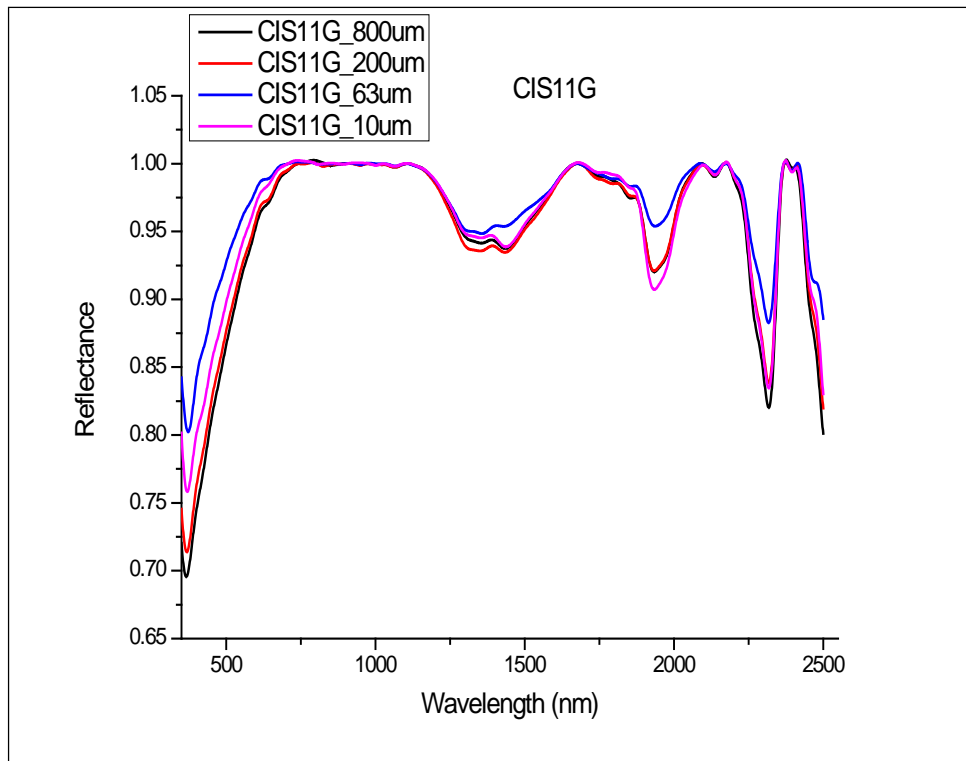


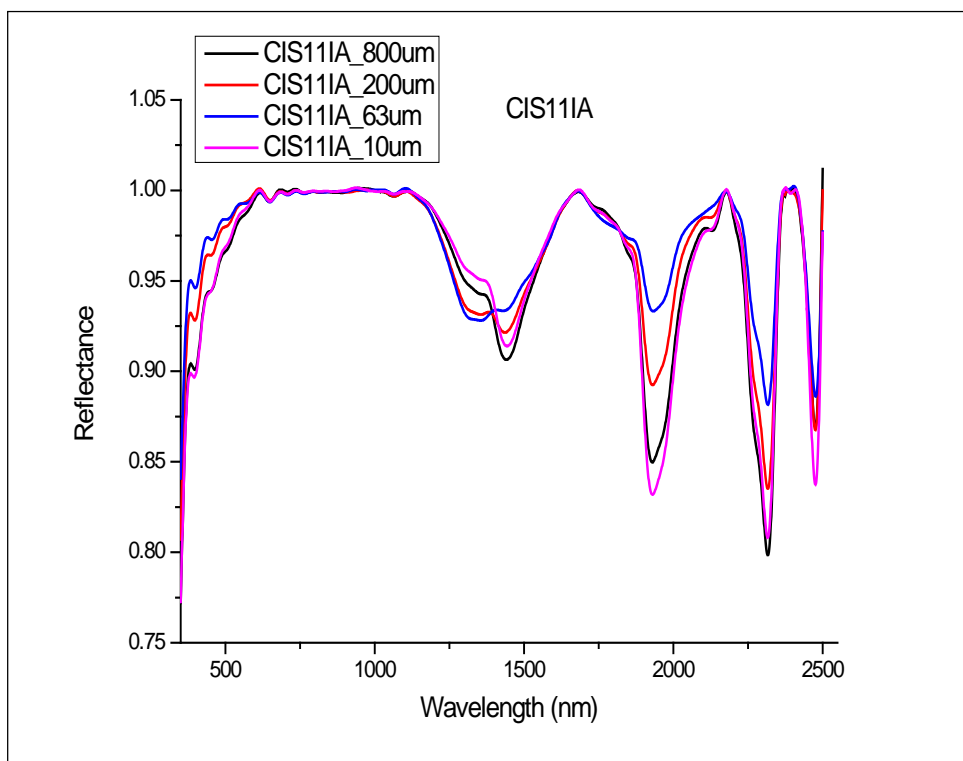
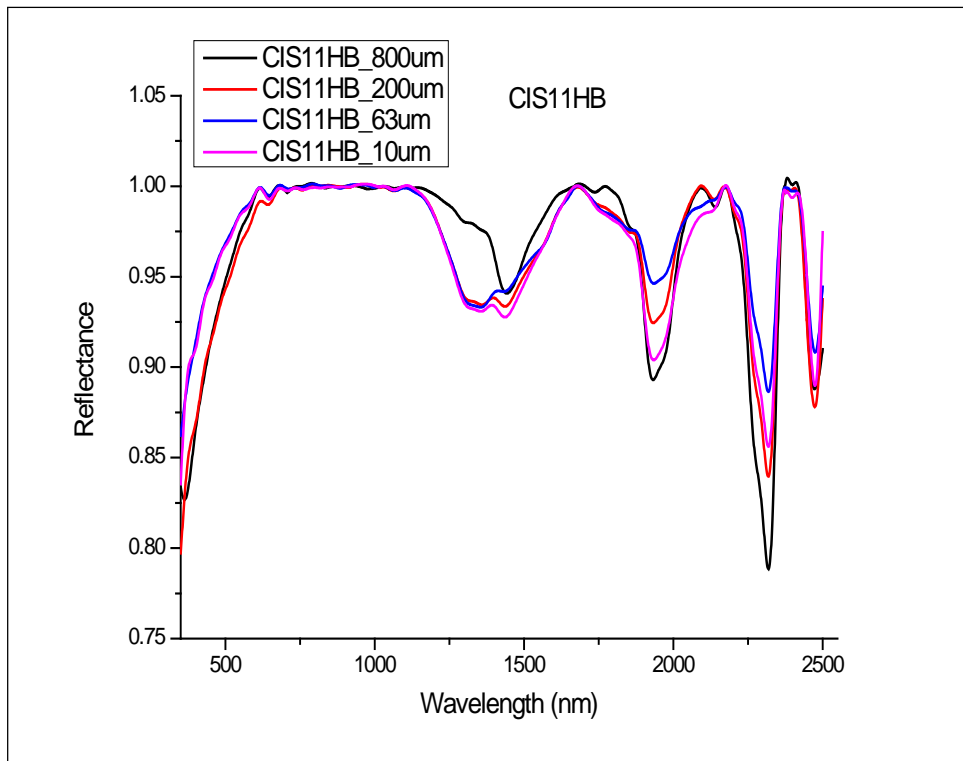
Spettri delle polveri dopo le operazioni di smoothing e di rimozione del continuum

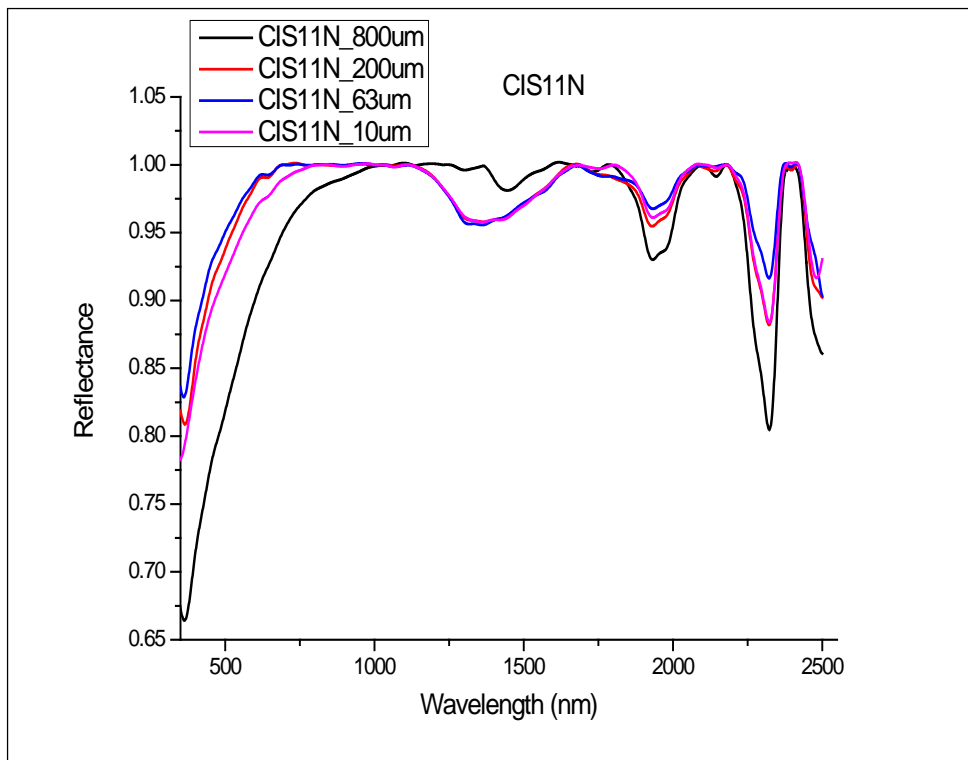
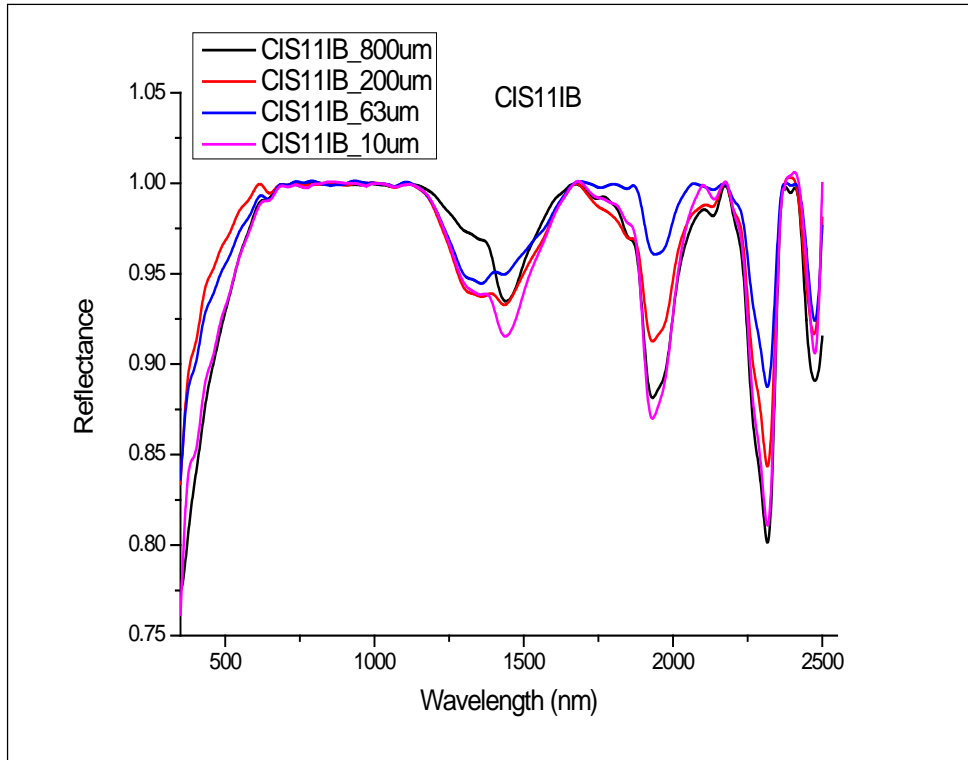


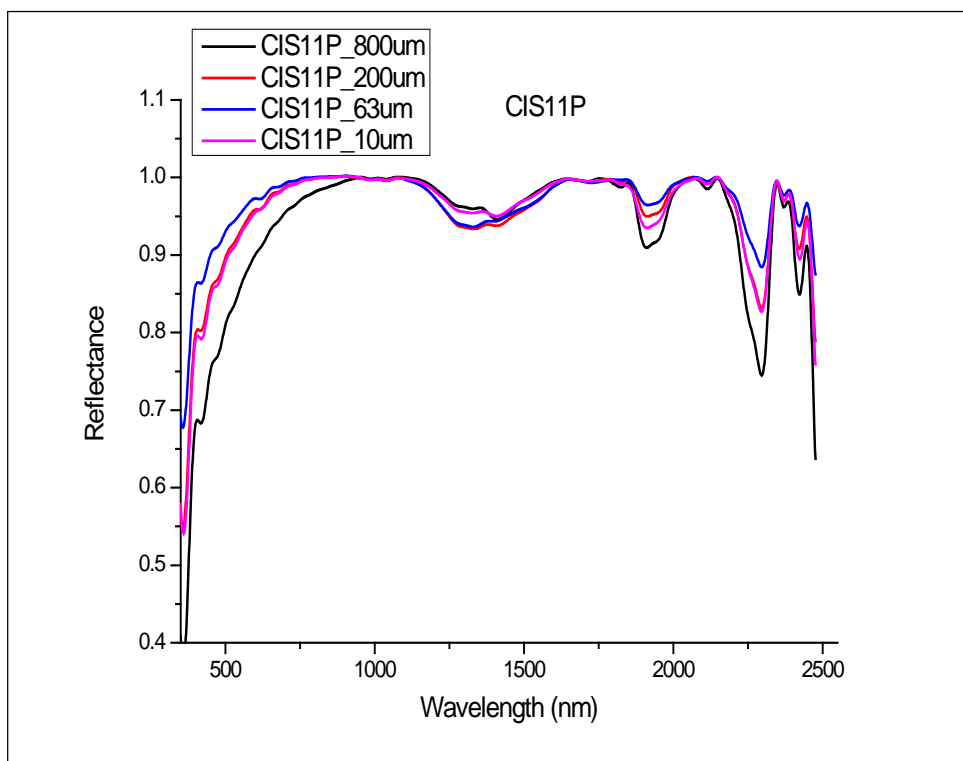
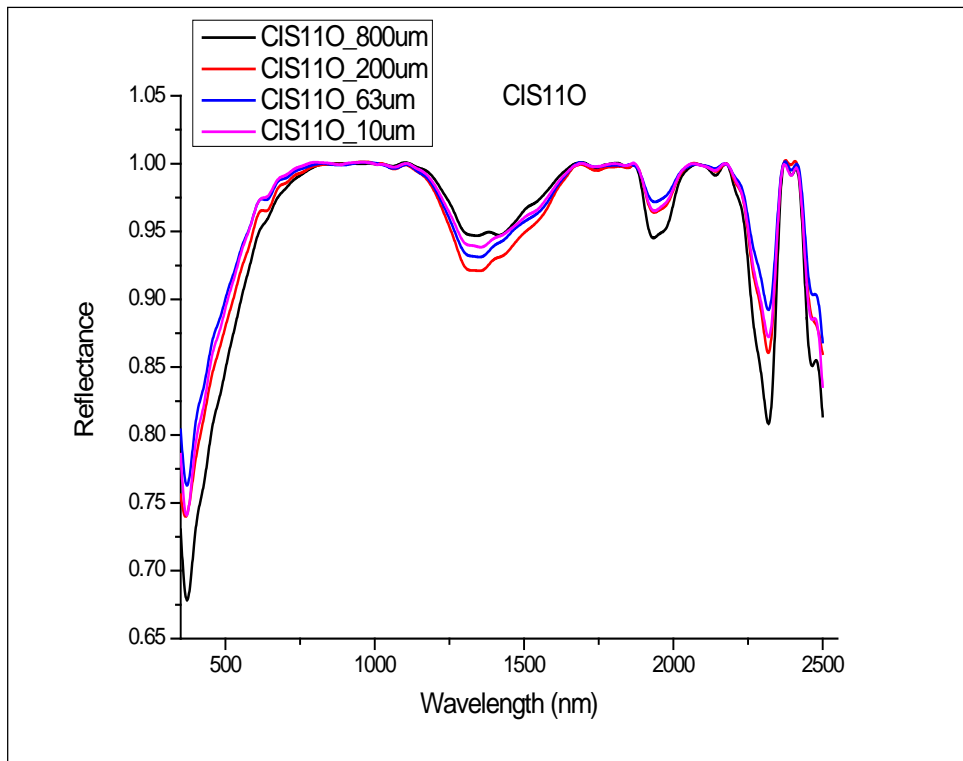




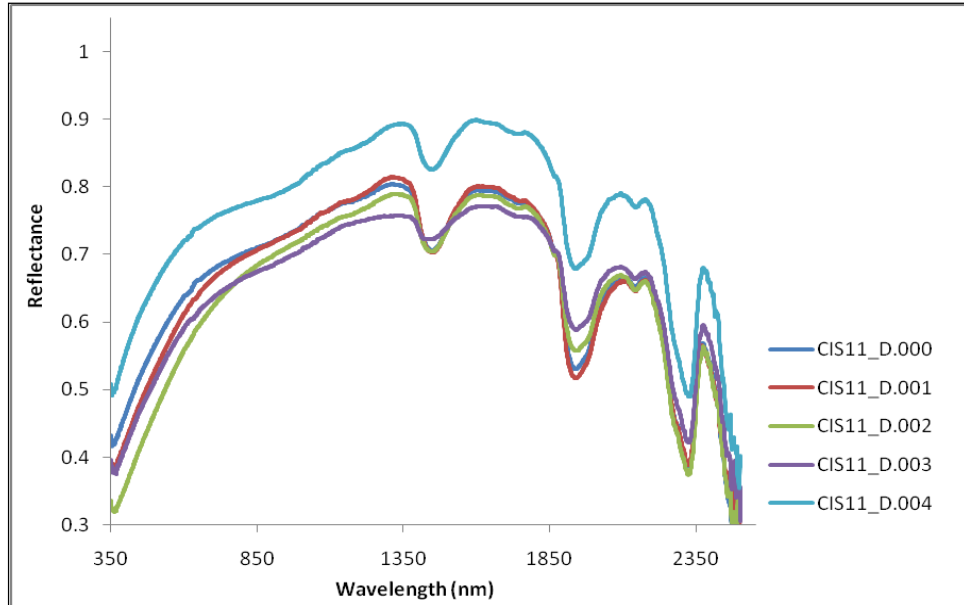


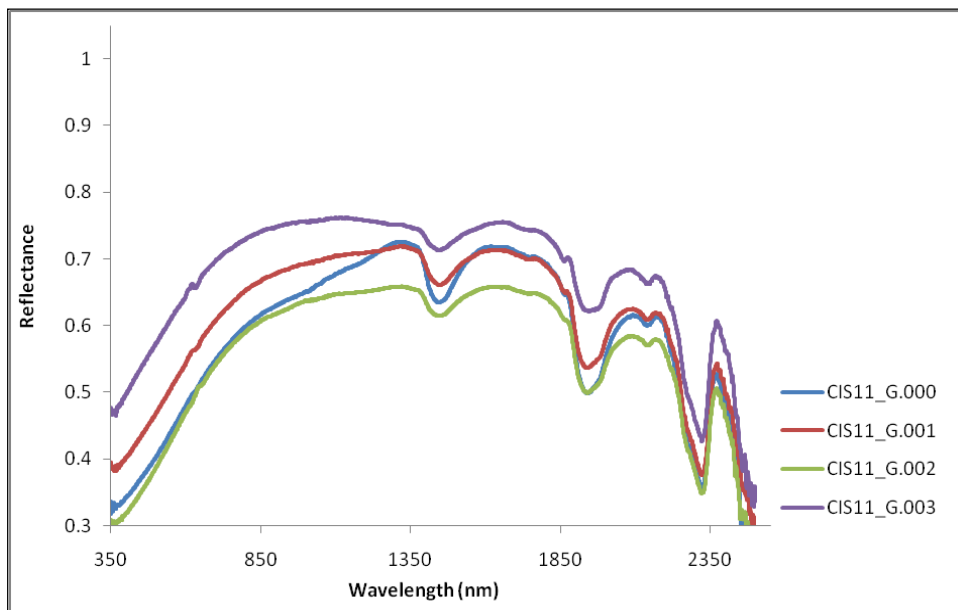


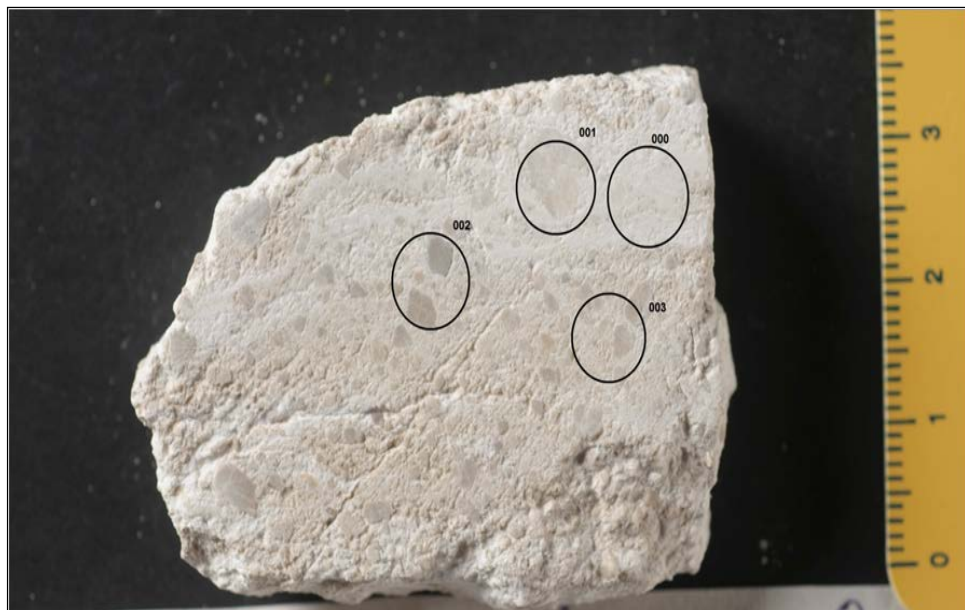
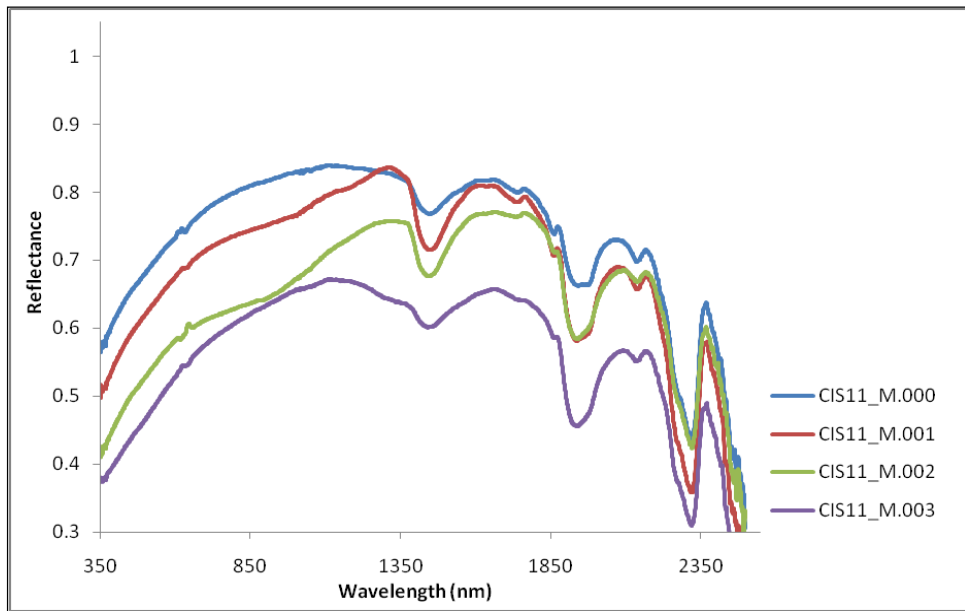


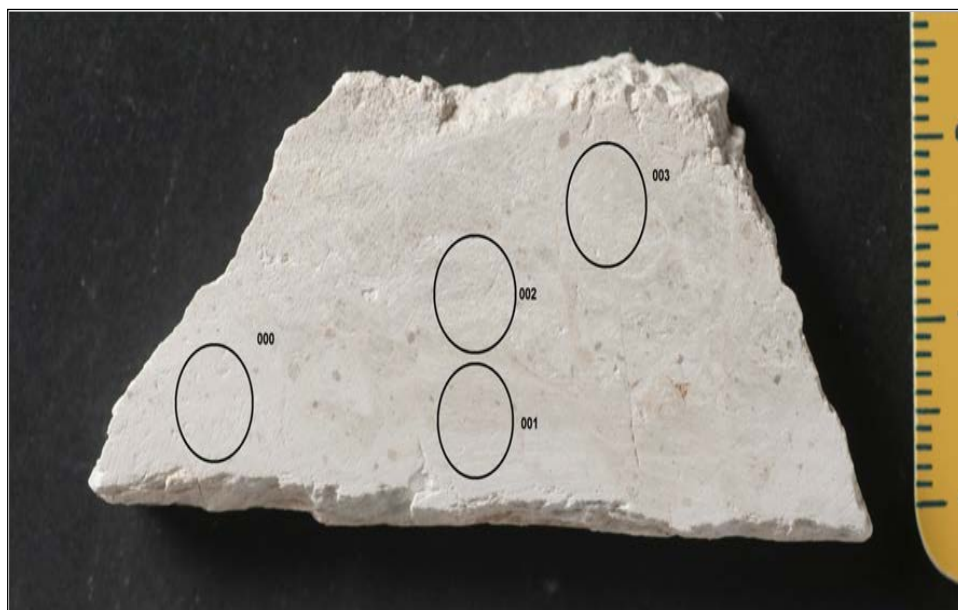
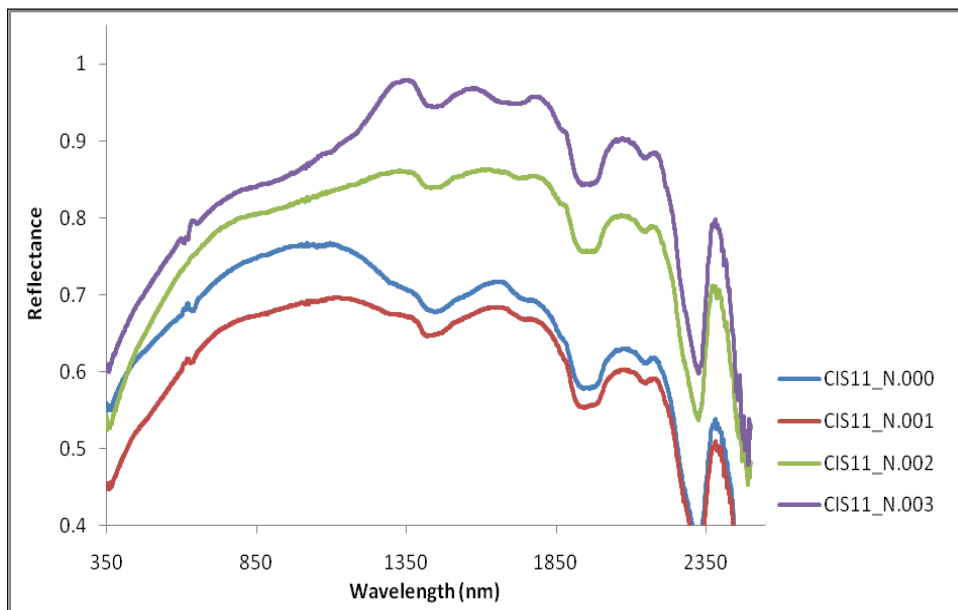


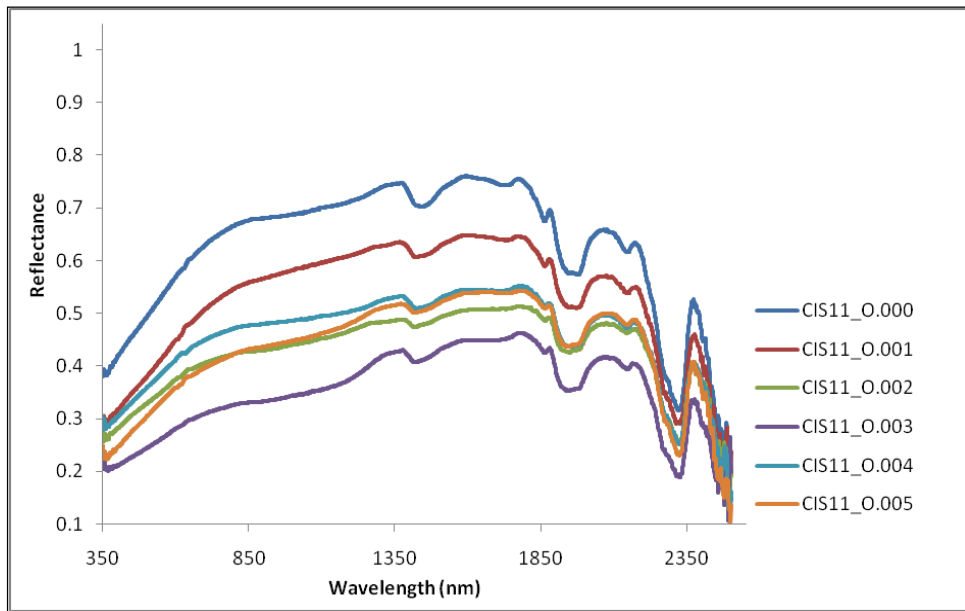
Spettri non elaborati delle slabs

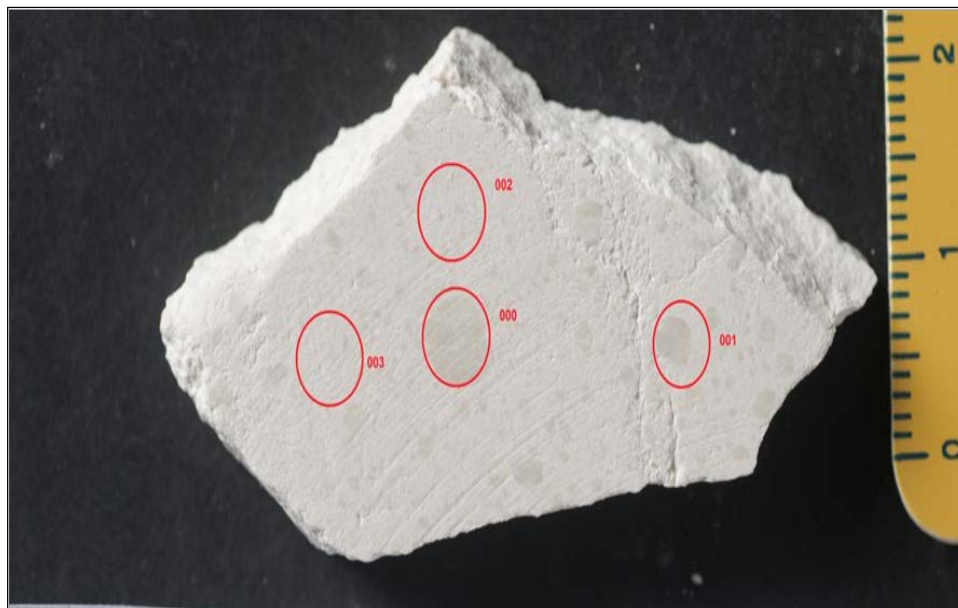
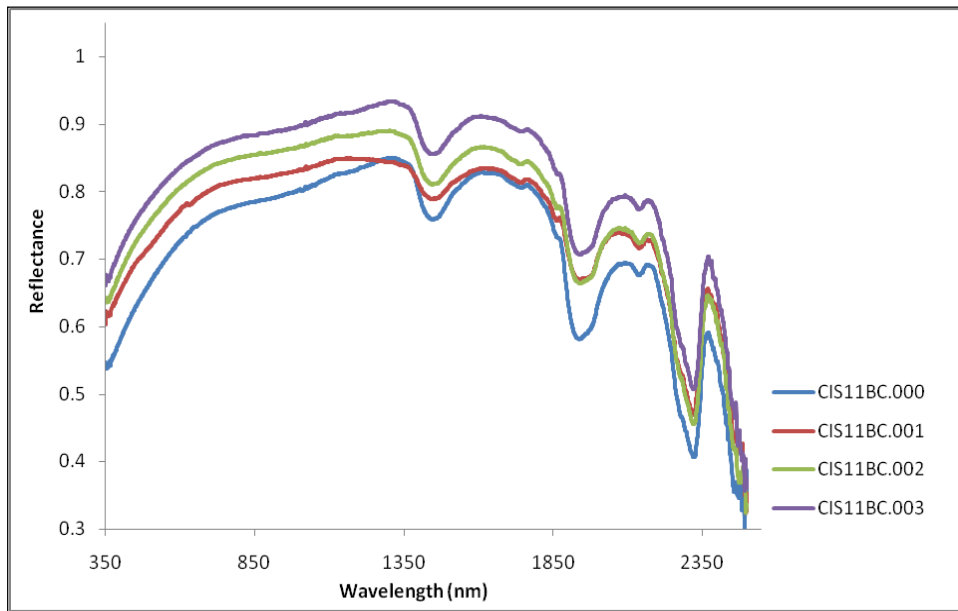


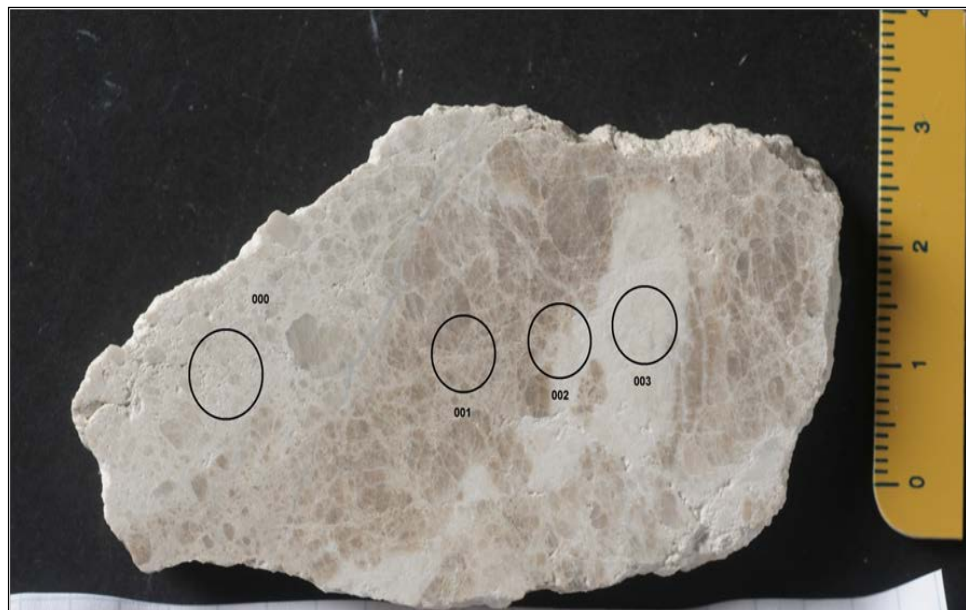
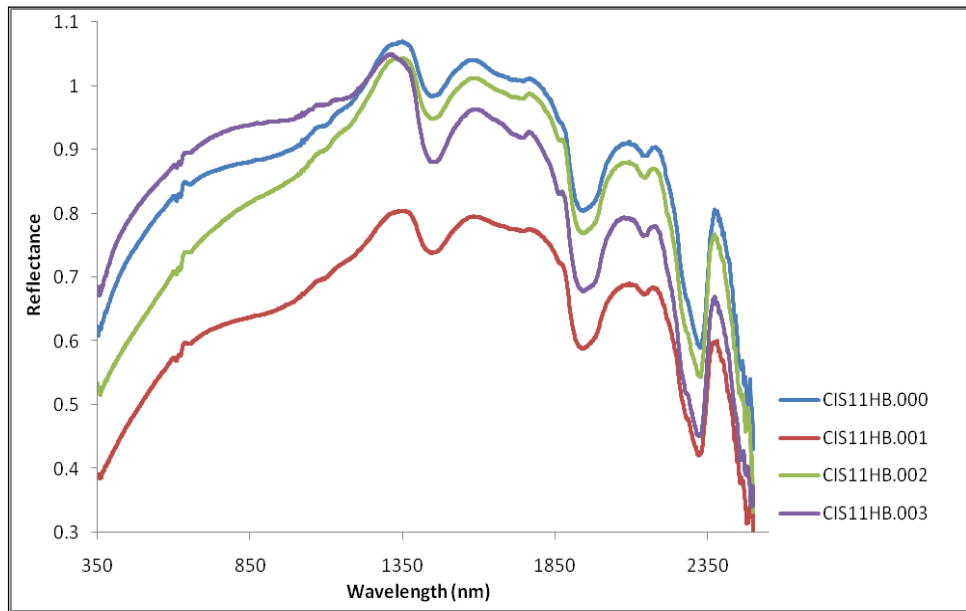


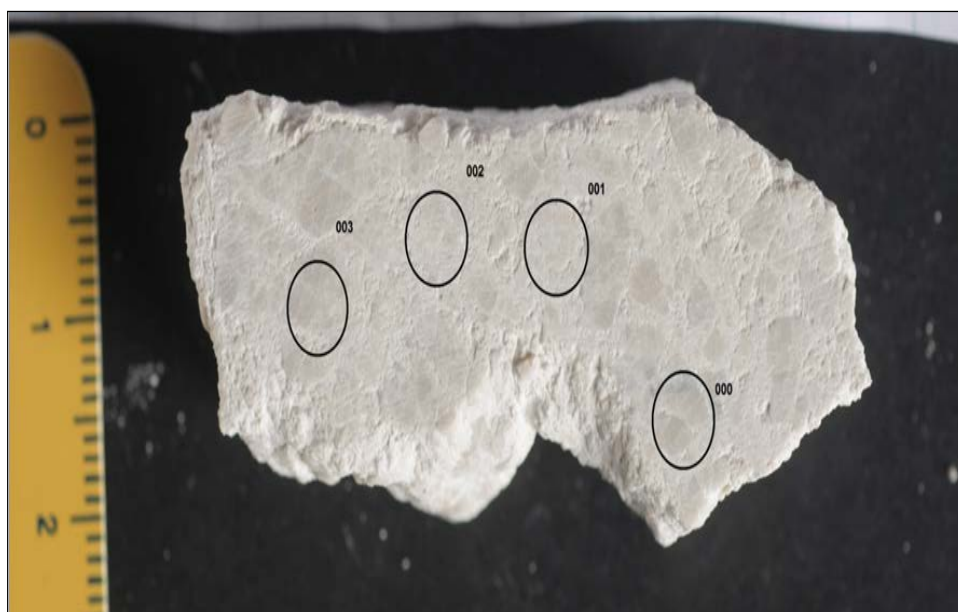
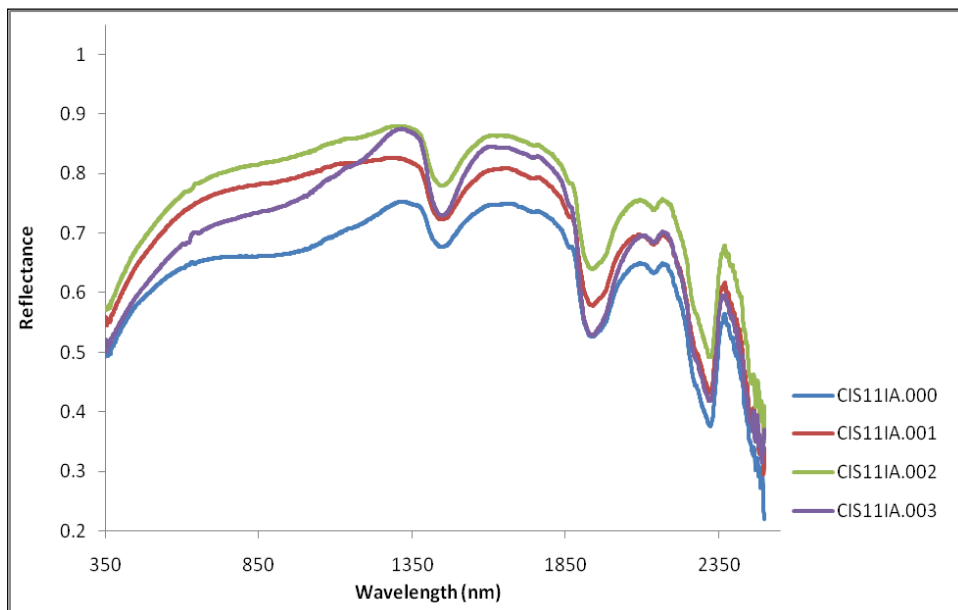


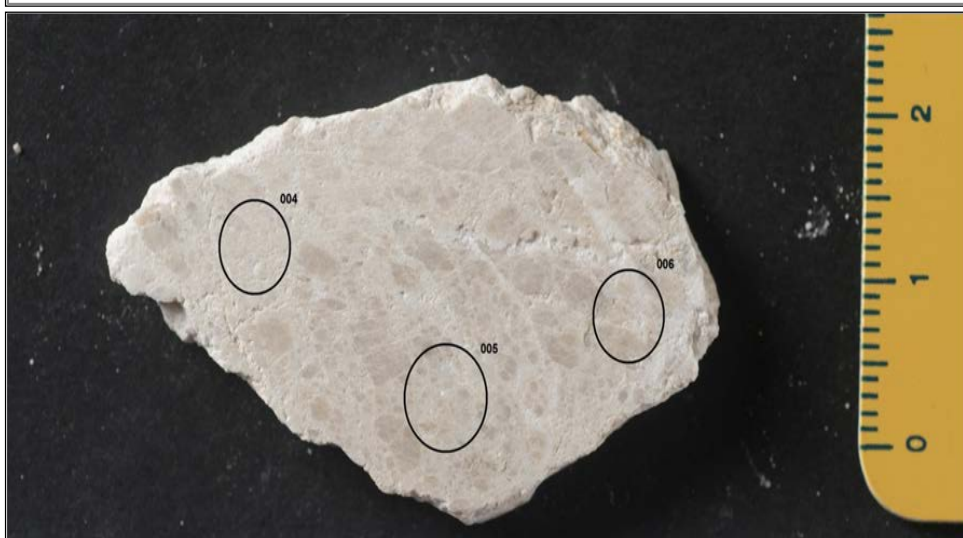
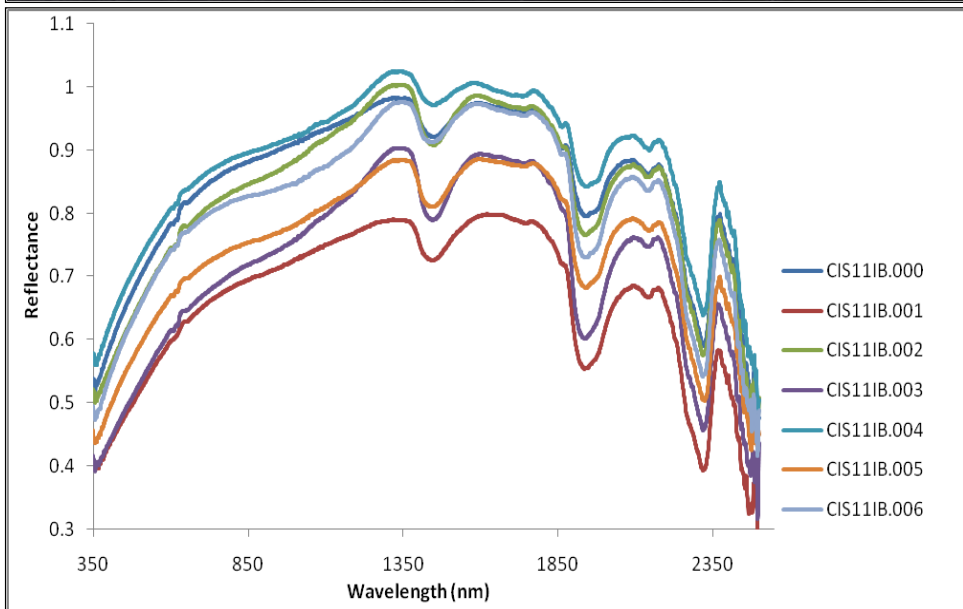
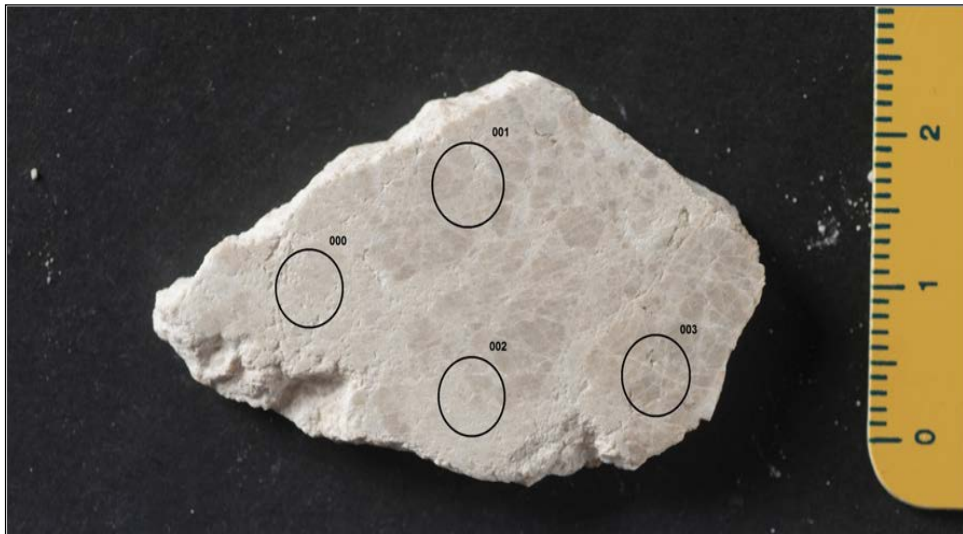






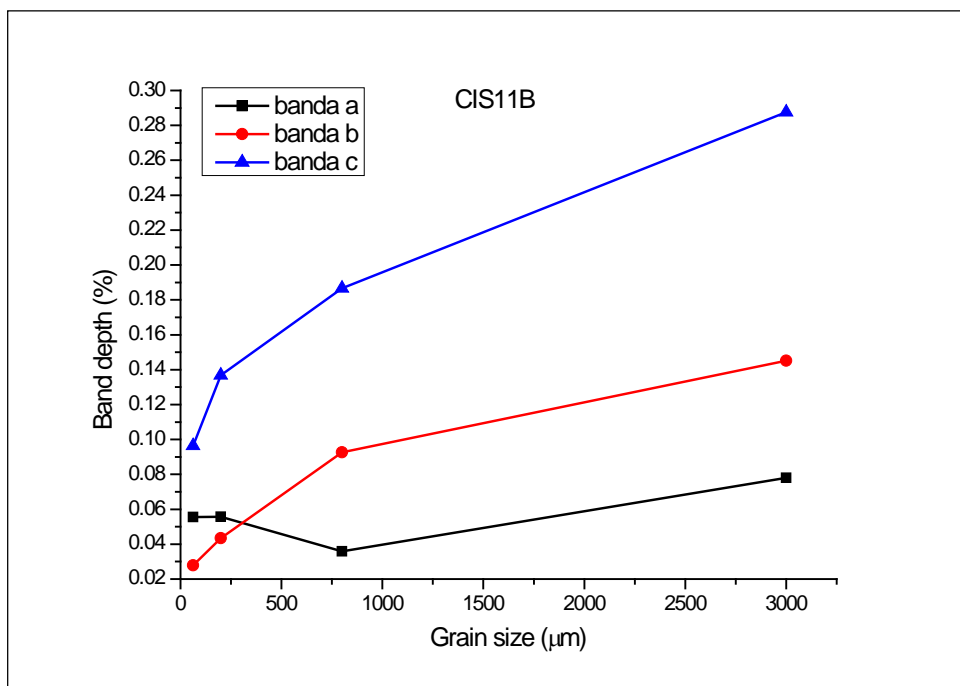
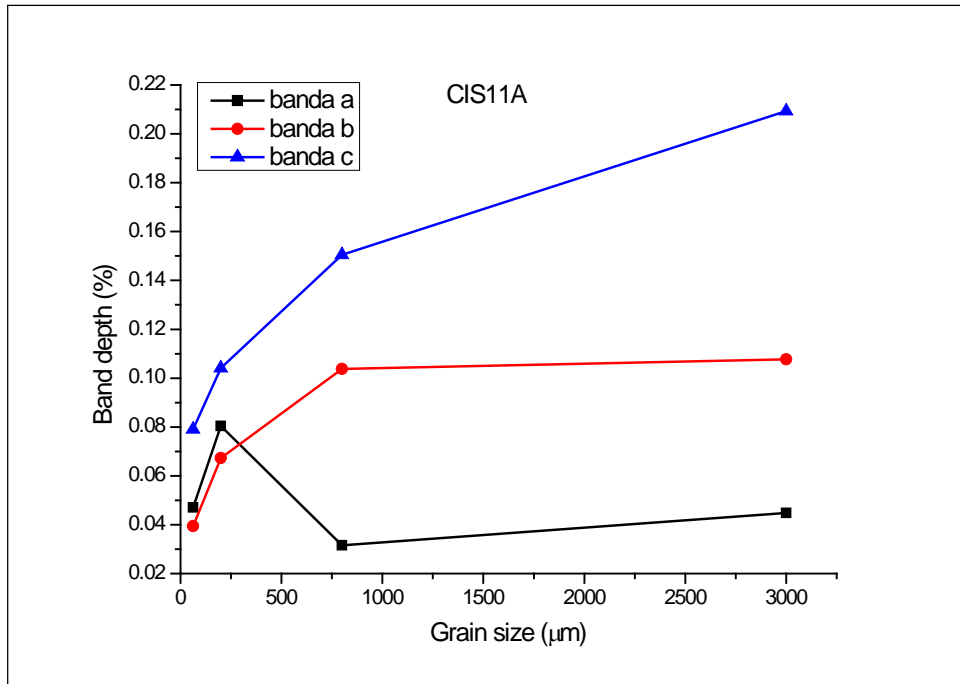


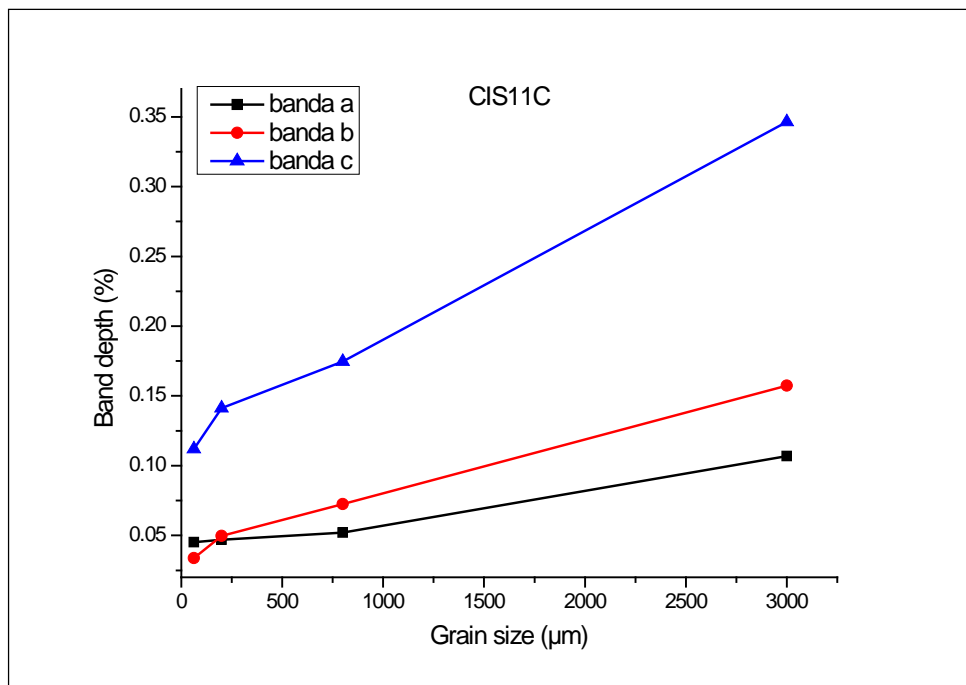
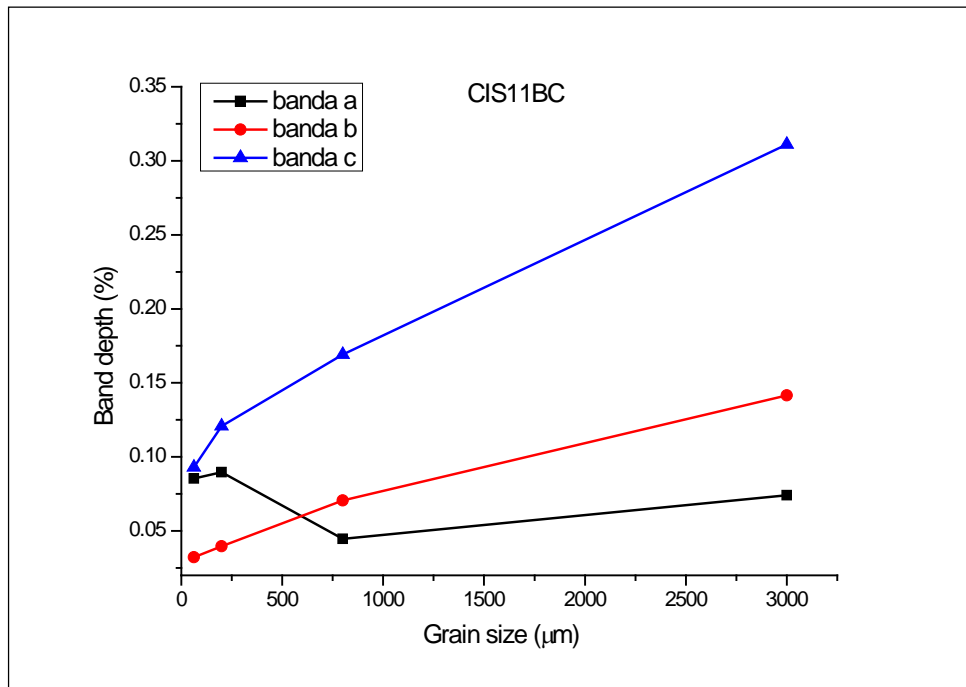


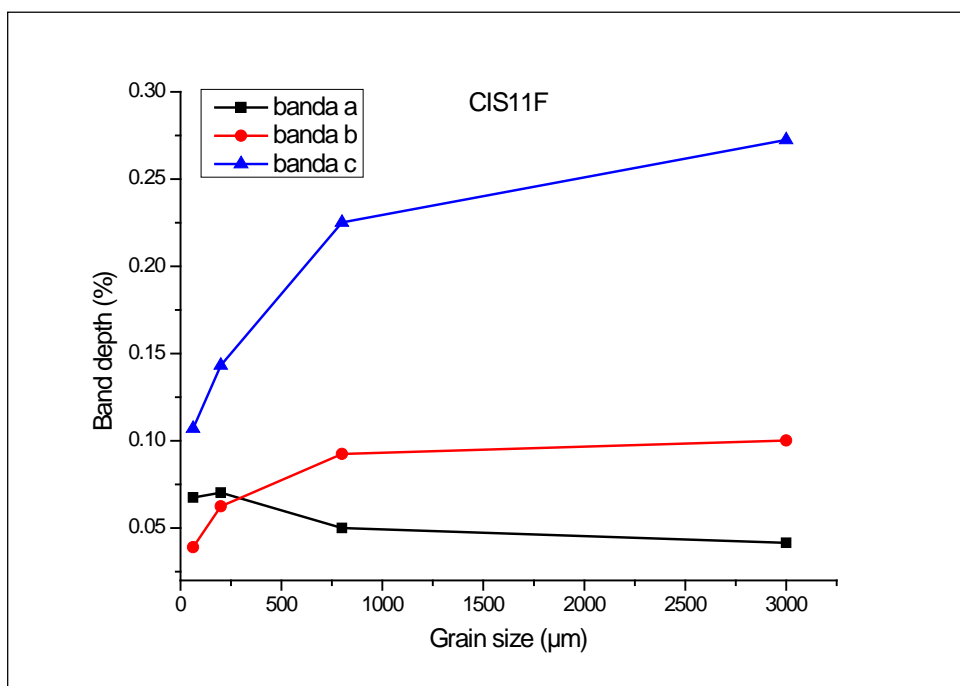
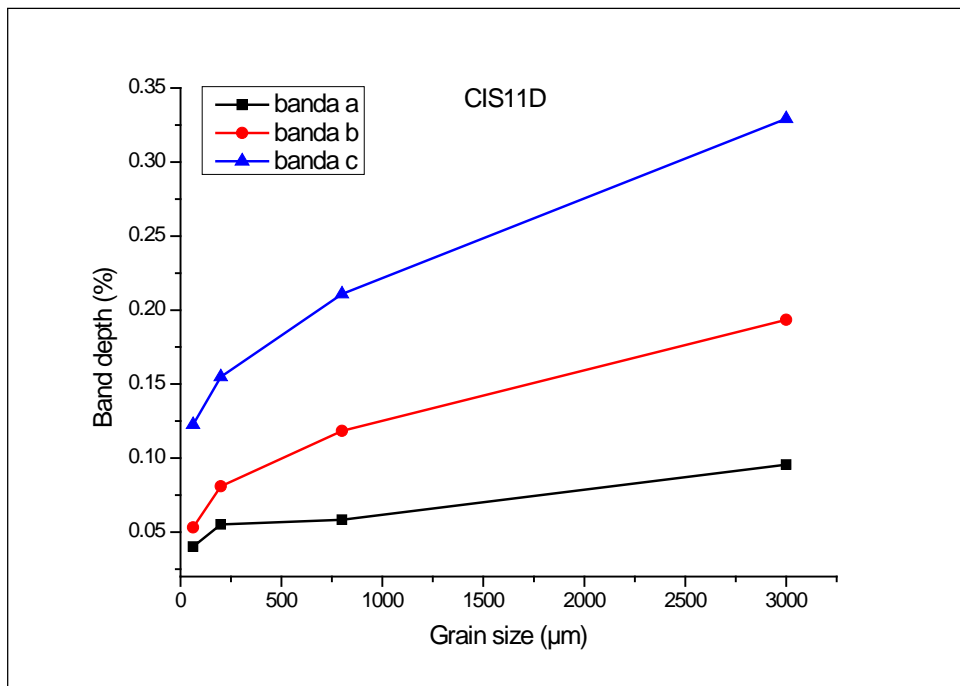


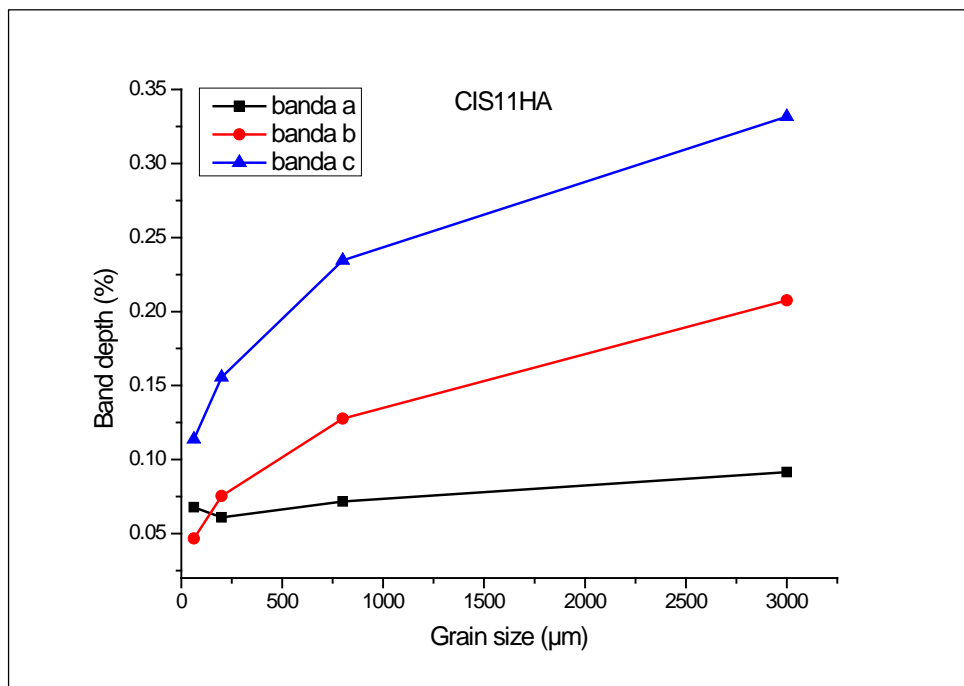
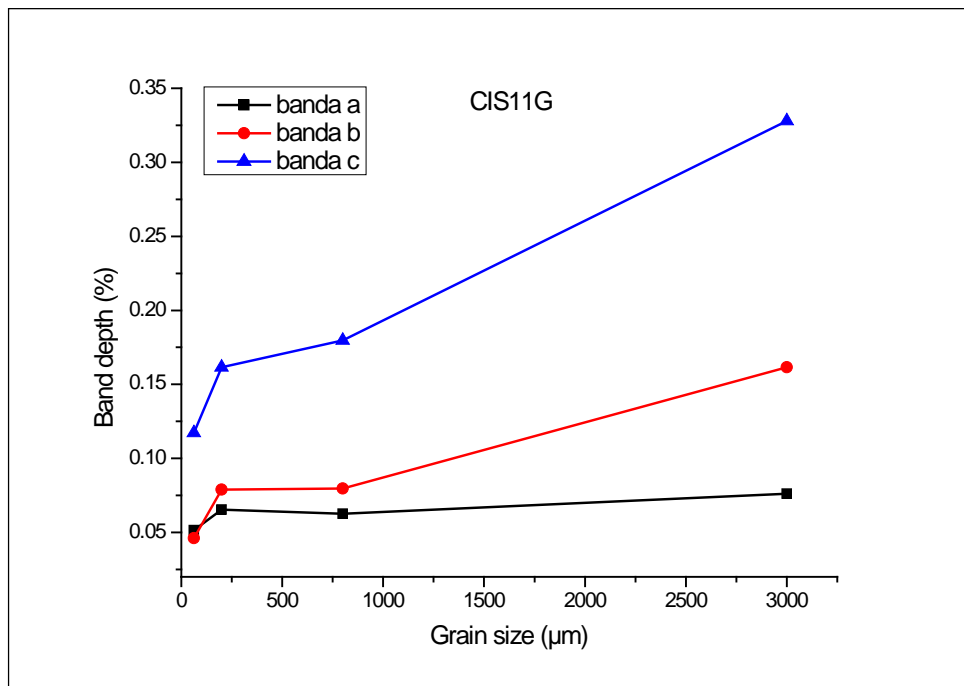
Grafici della profondità di banda dei carbonati in funzione della granulometria

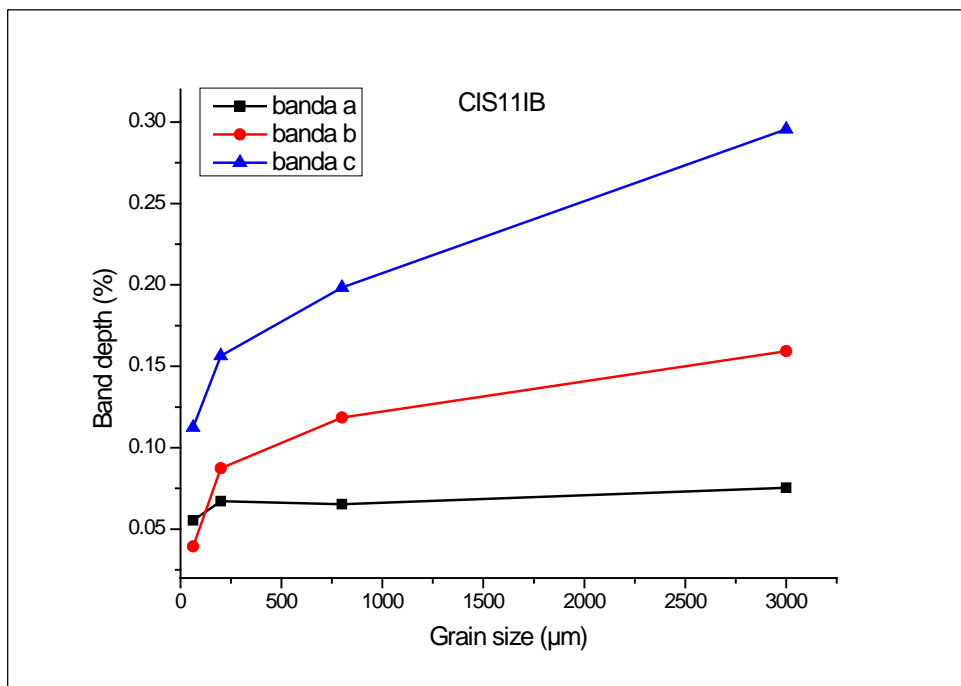
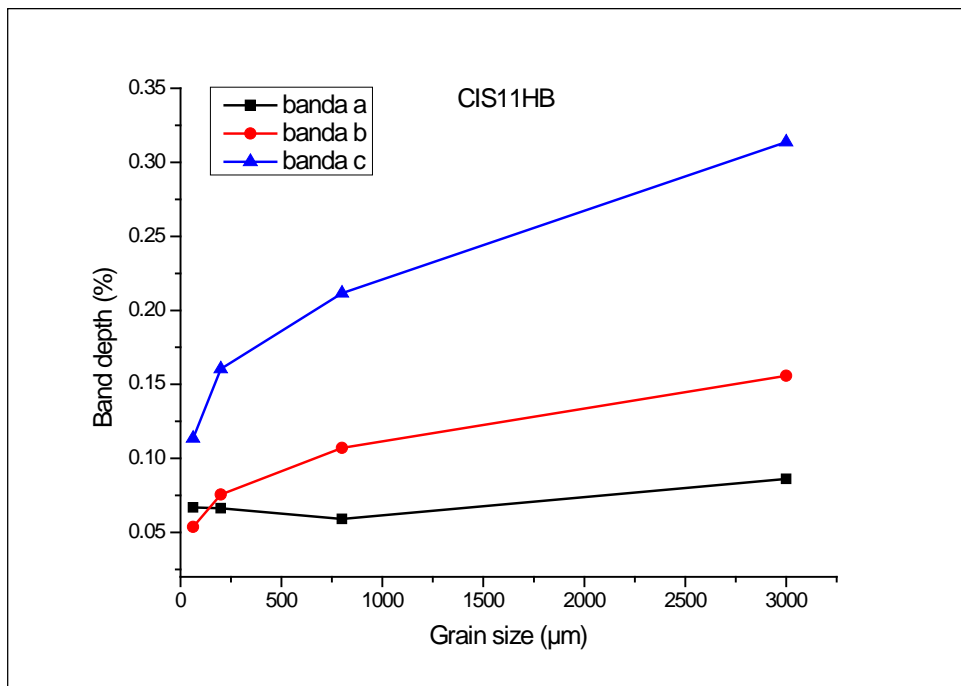
Legenda: banda a=assorbimento del gruppo ossidrile, banda b=assorbimento dell'acqua, banda c=assorbimento dei carbonati.

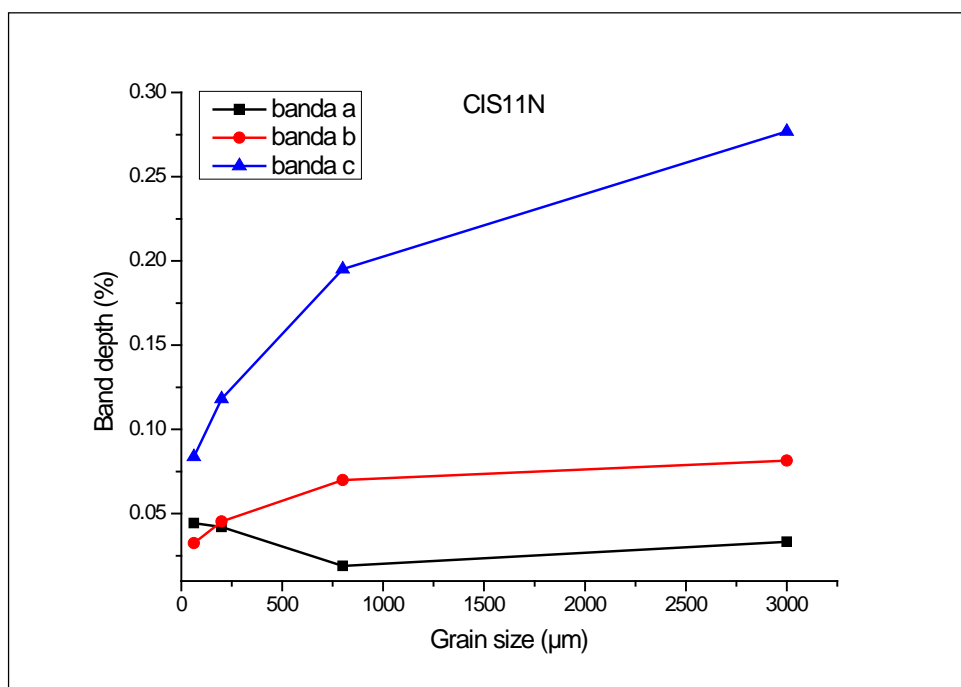
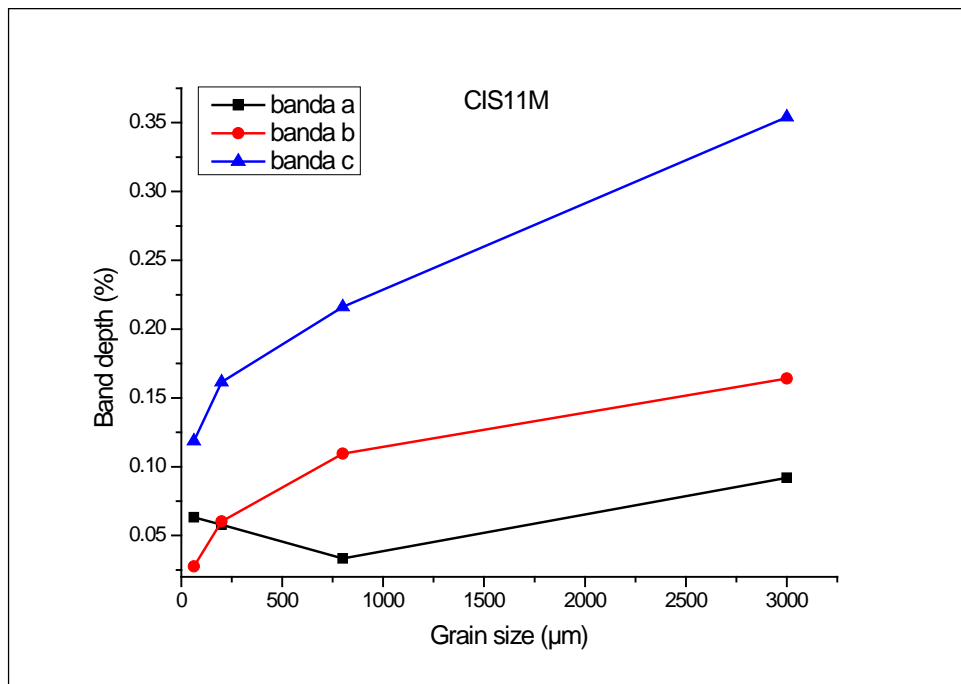


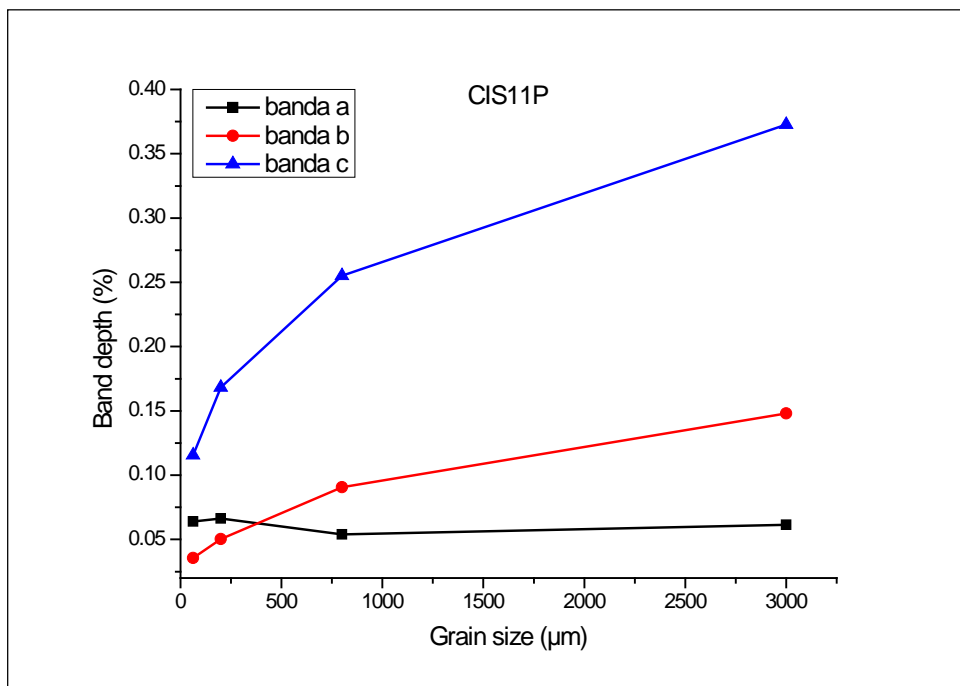
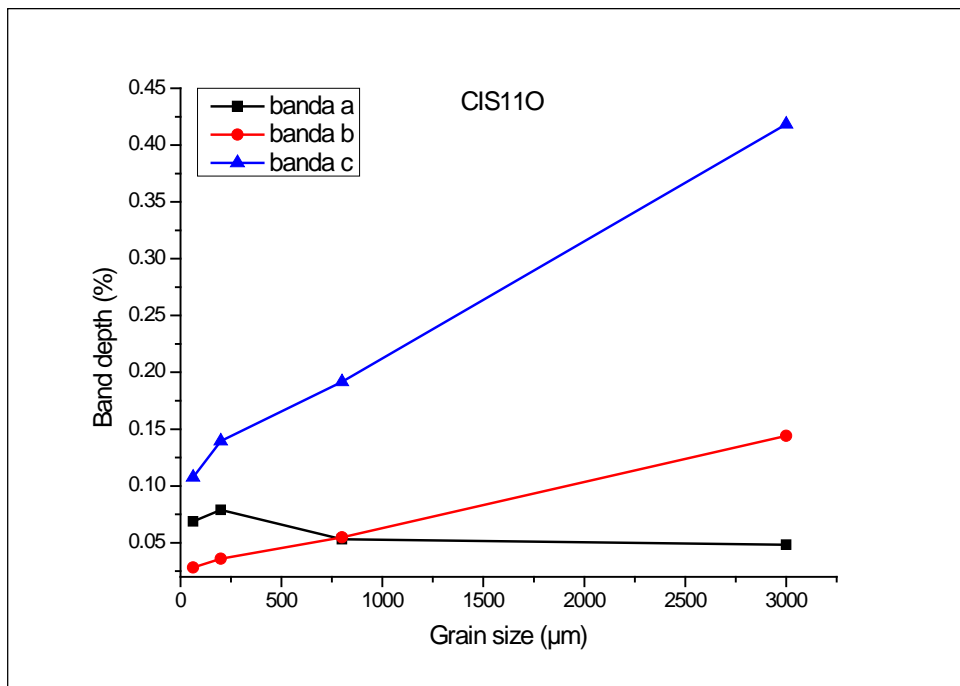




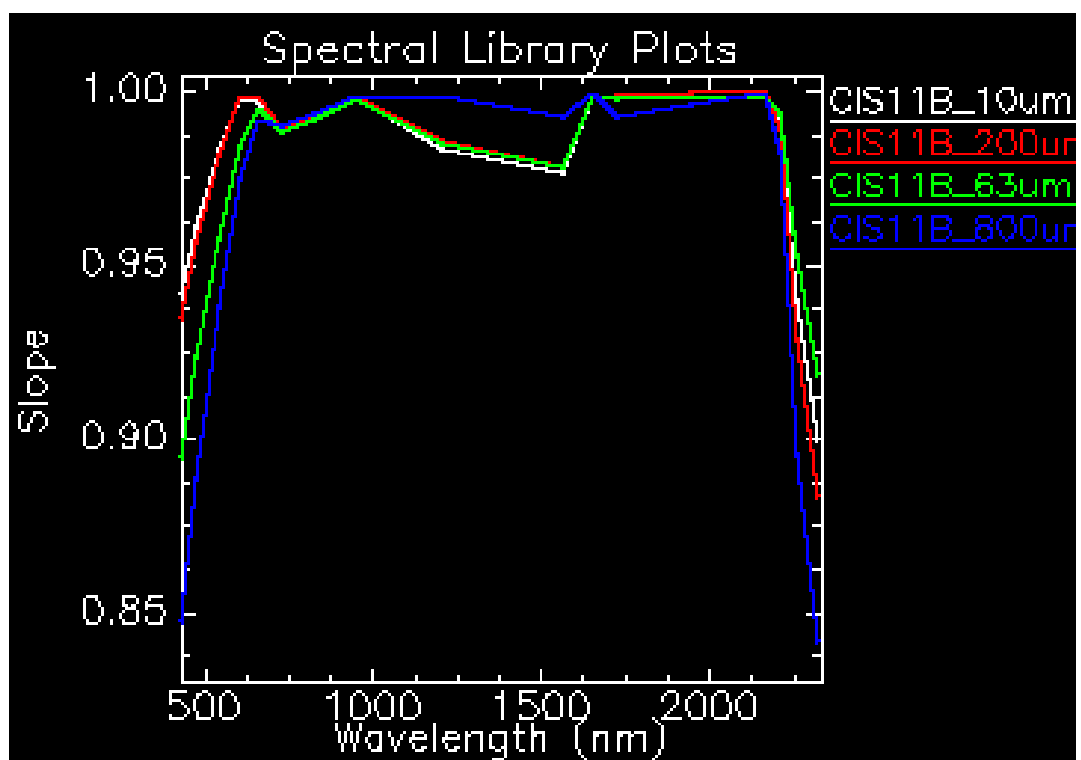
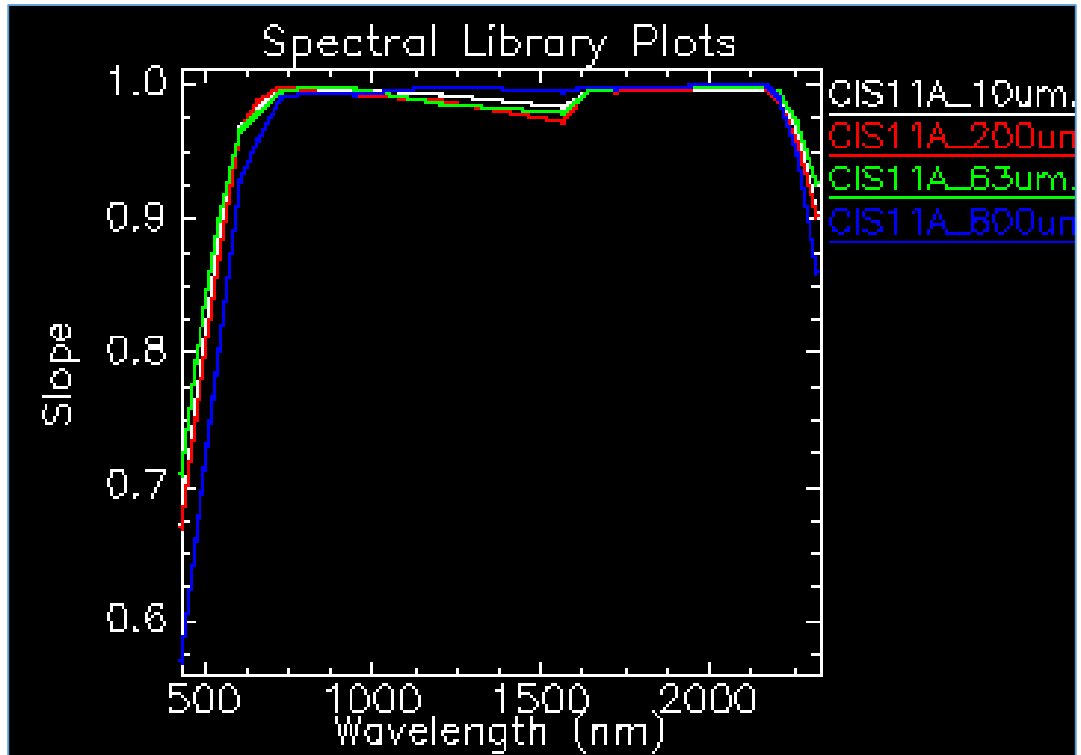


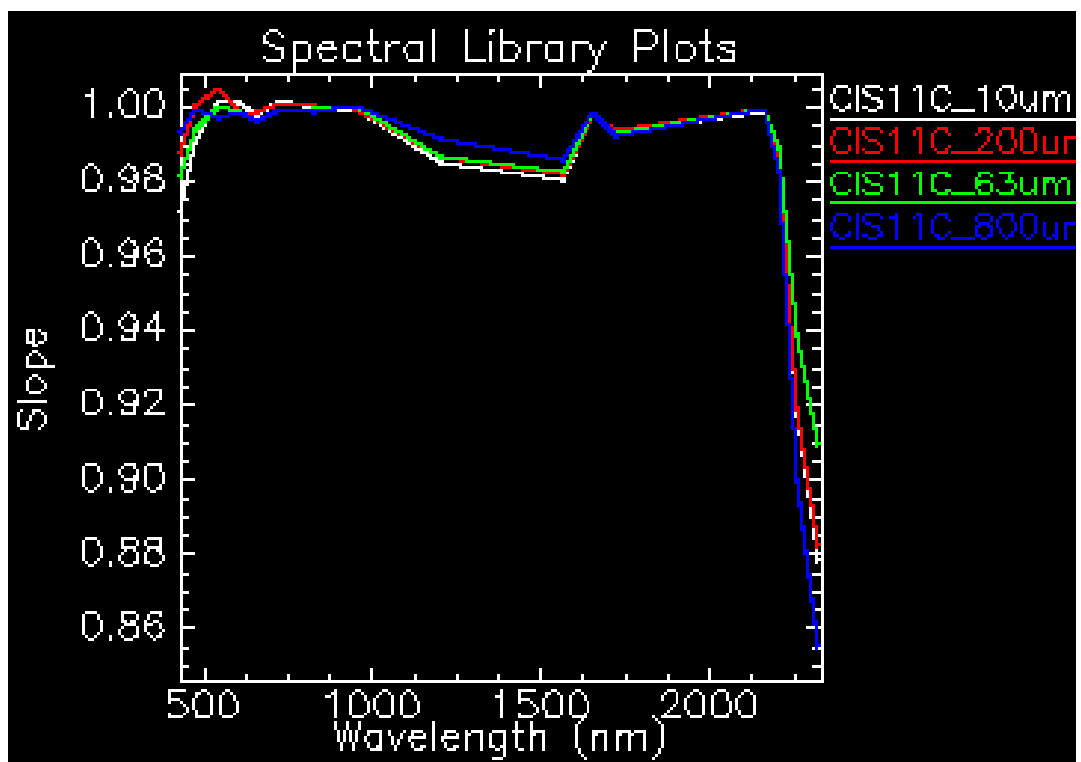
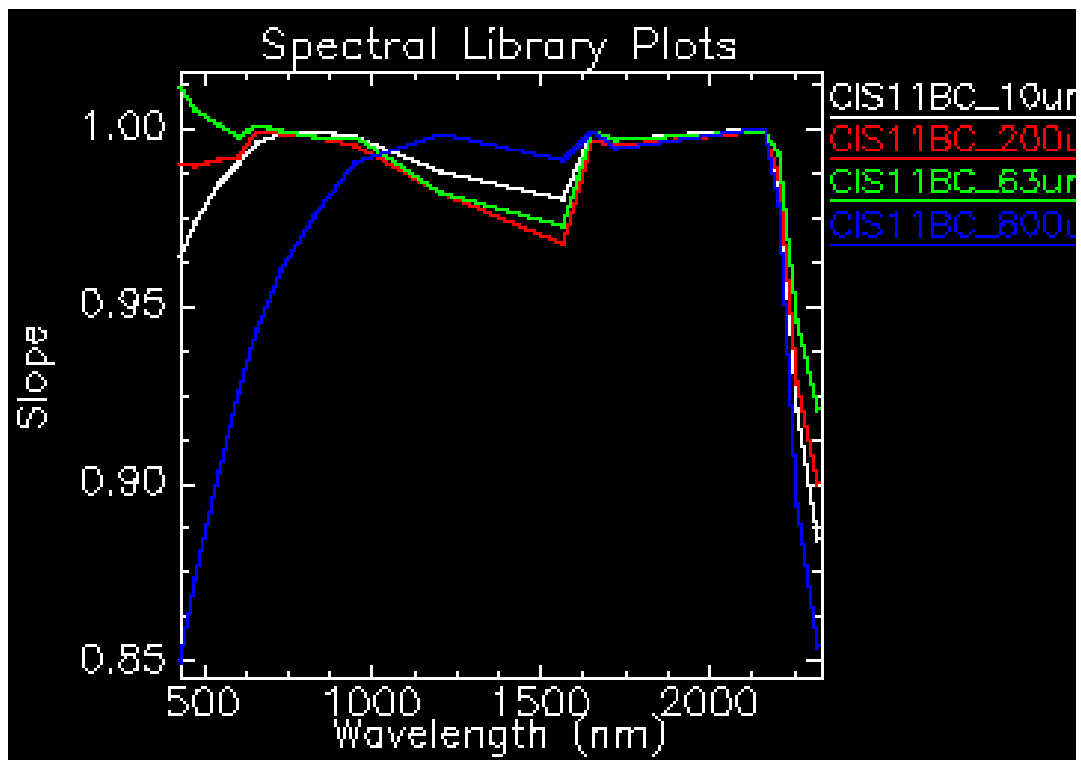


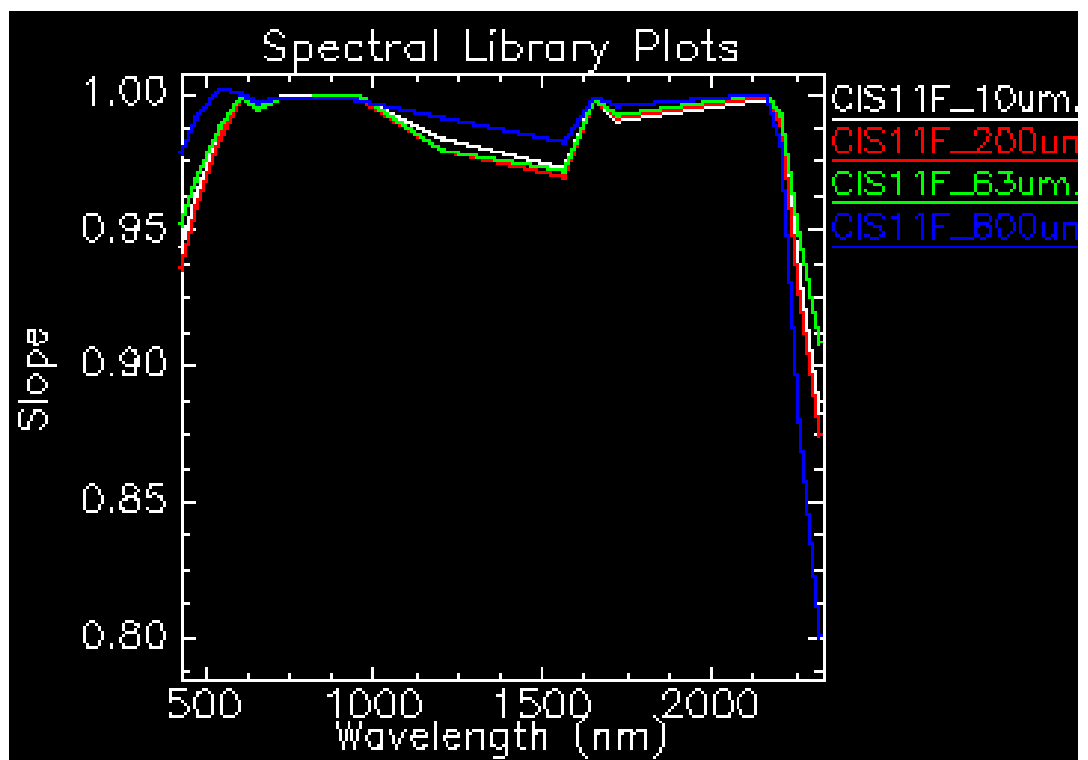
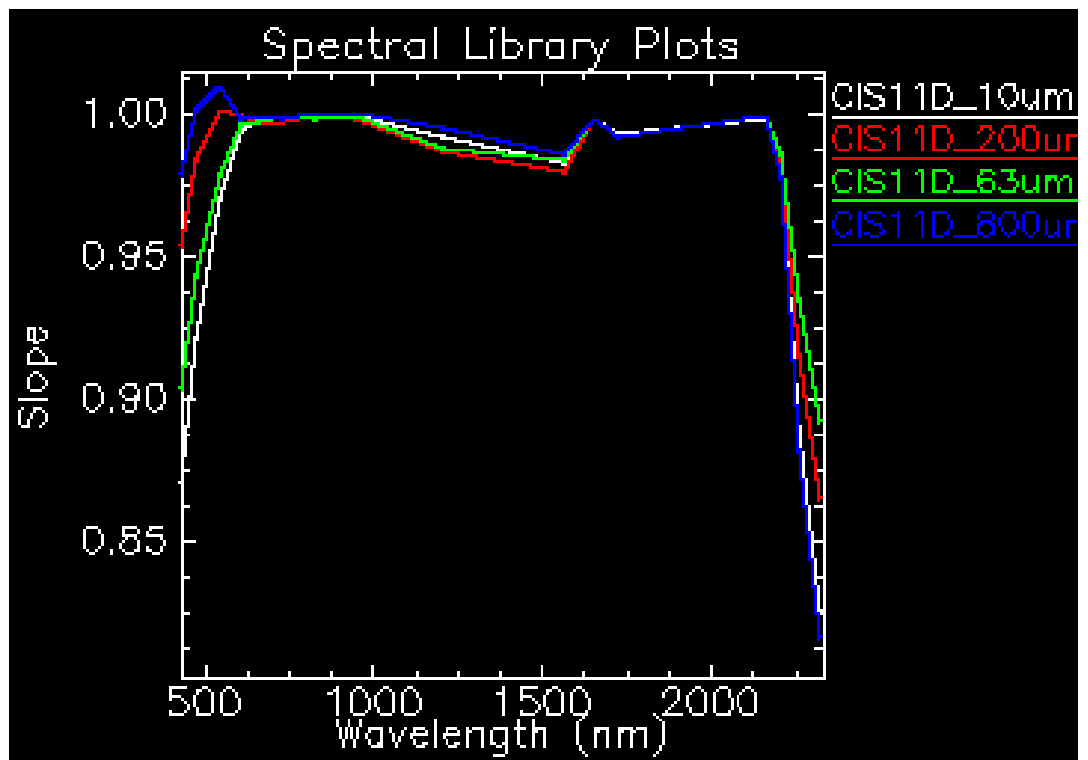


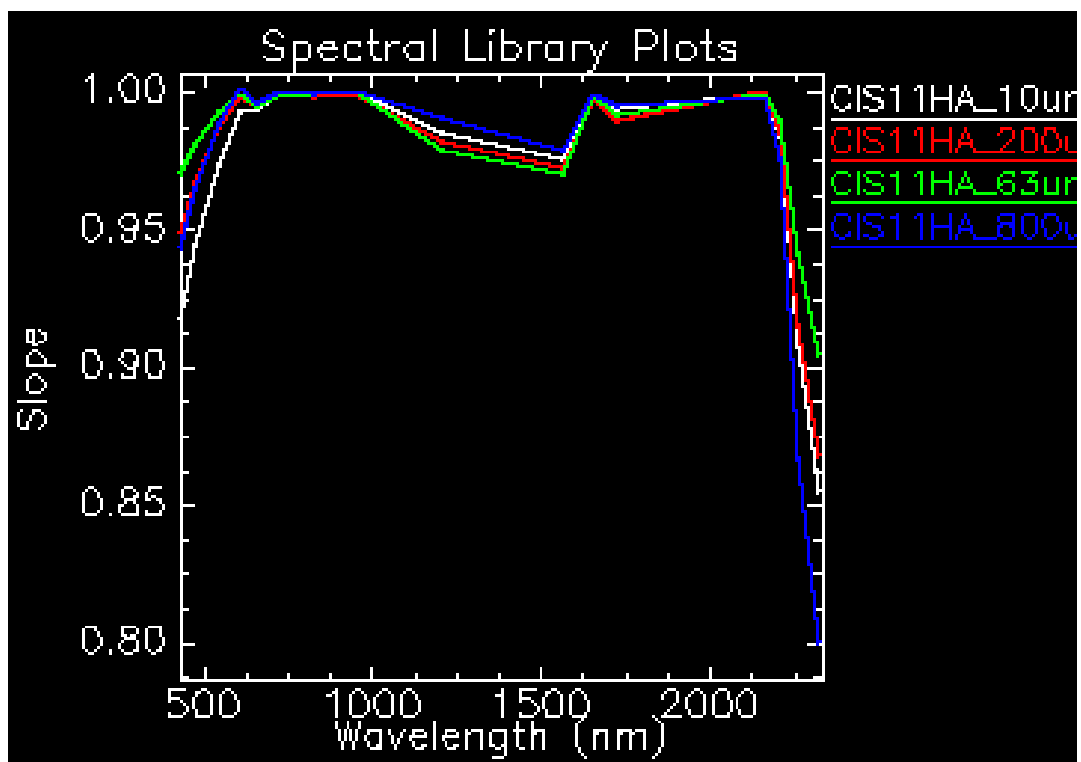
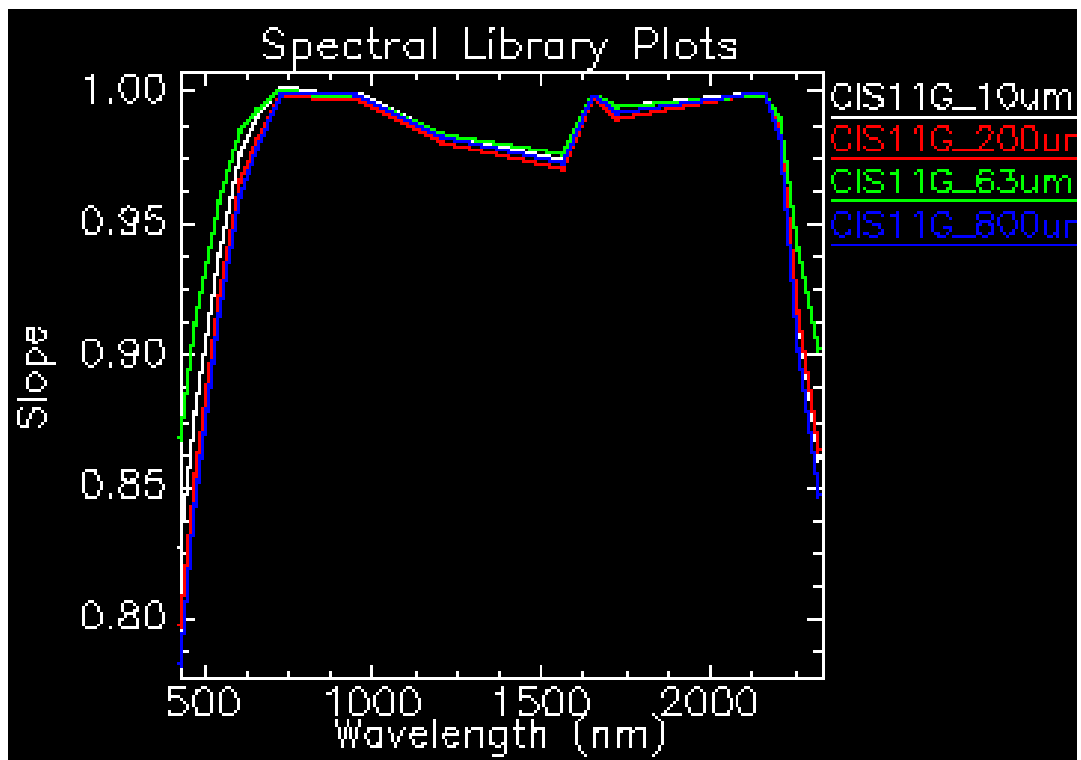


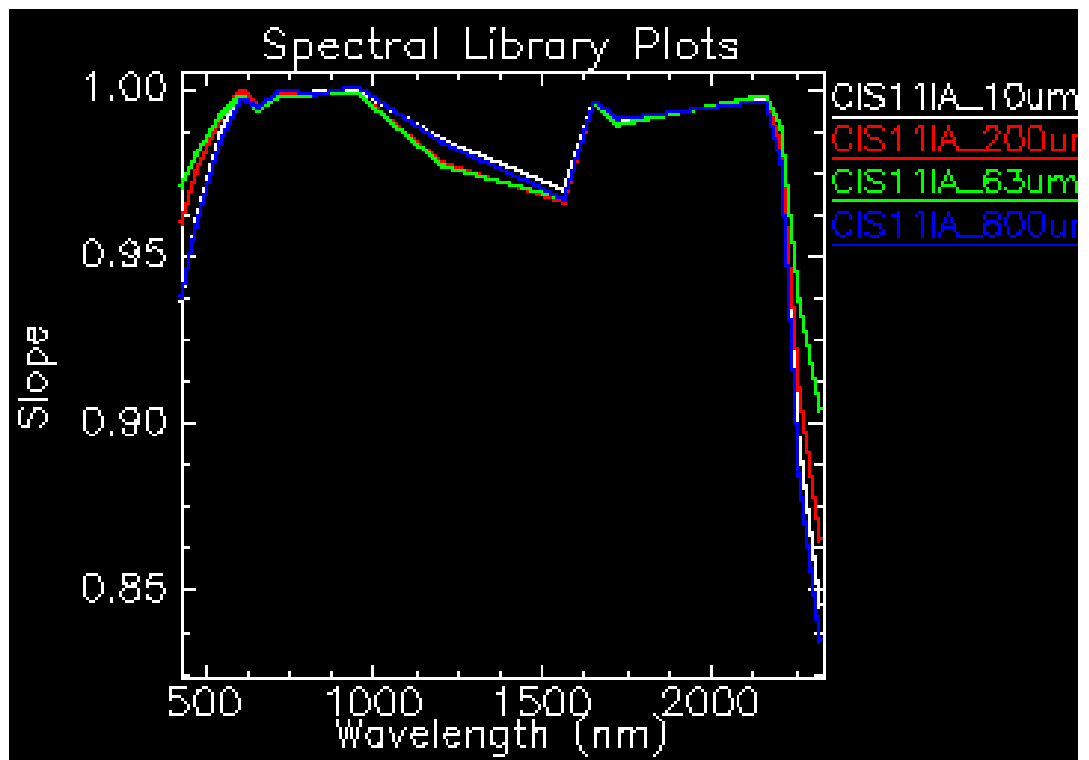
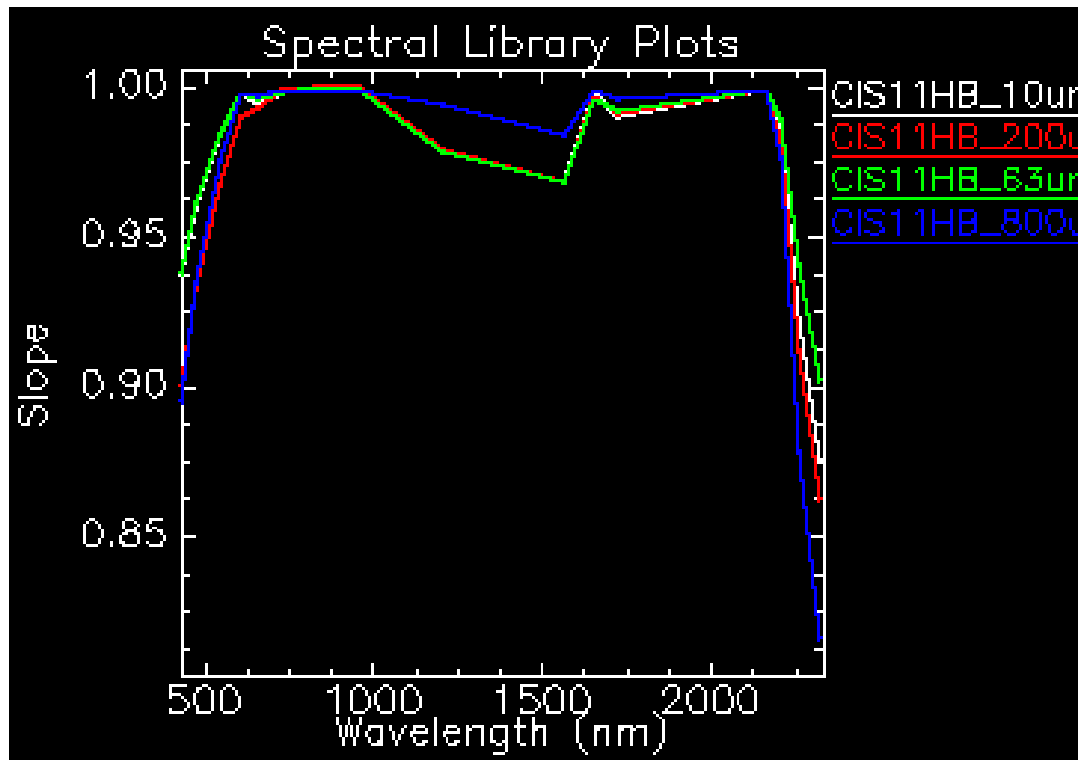
**Ricampionamento delle firme spettrali con il
sensore World-view3
POLVERI**

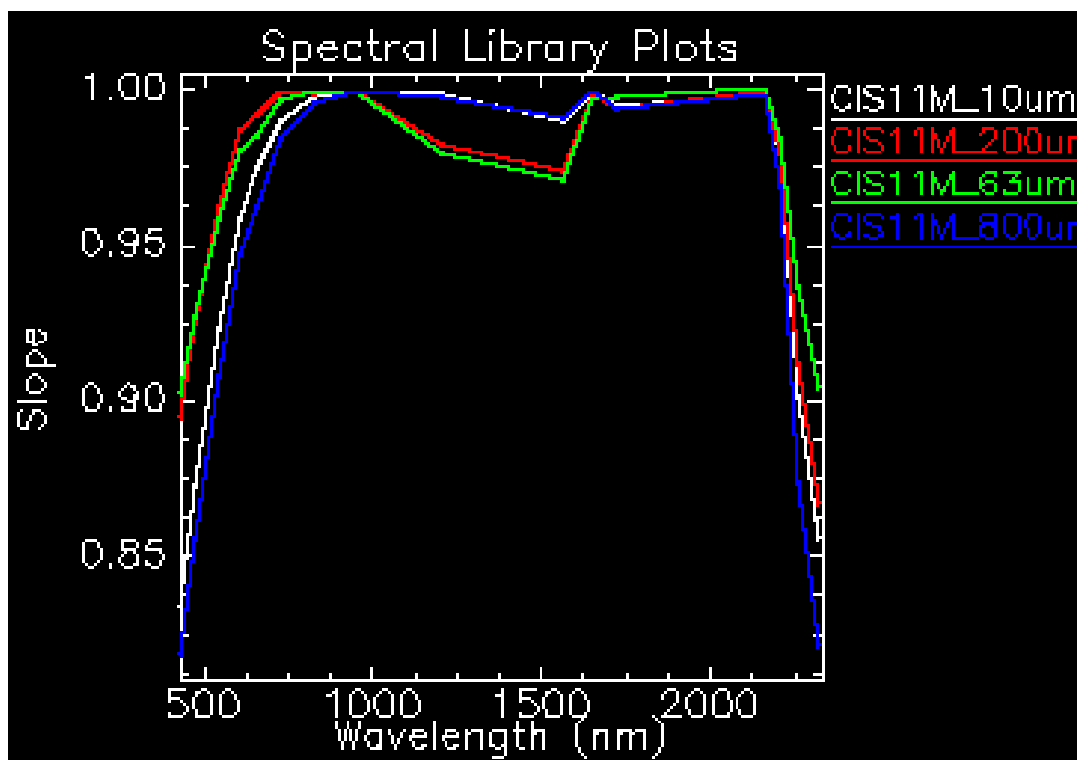
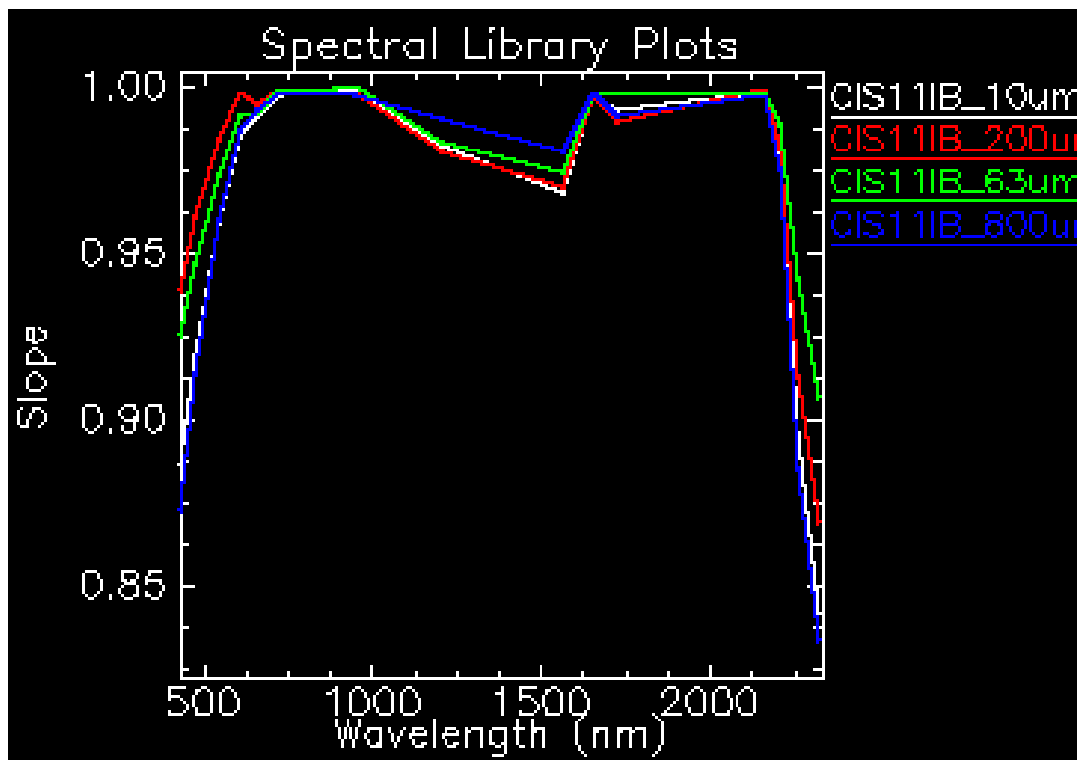


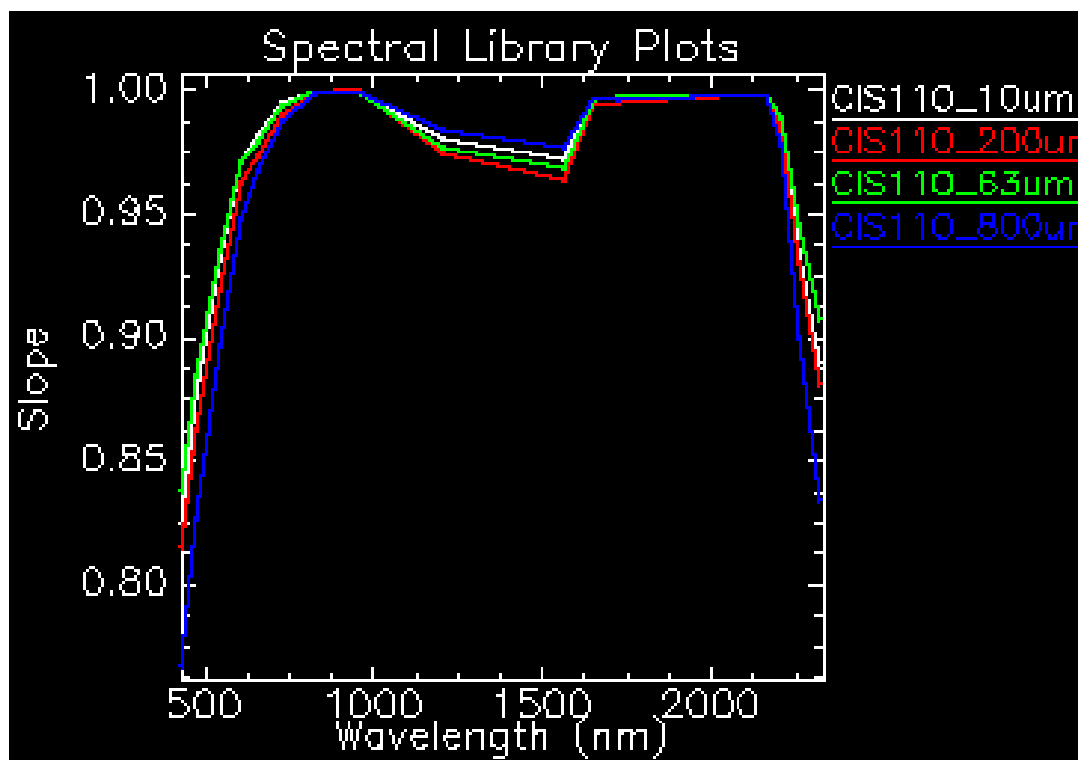
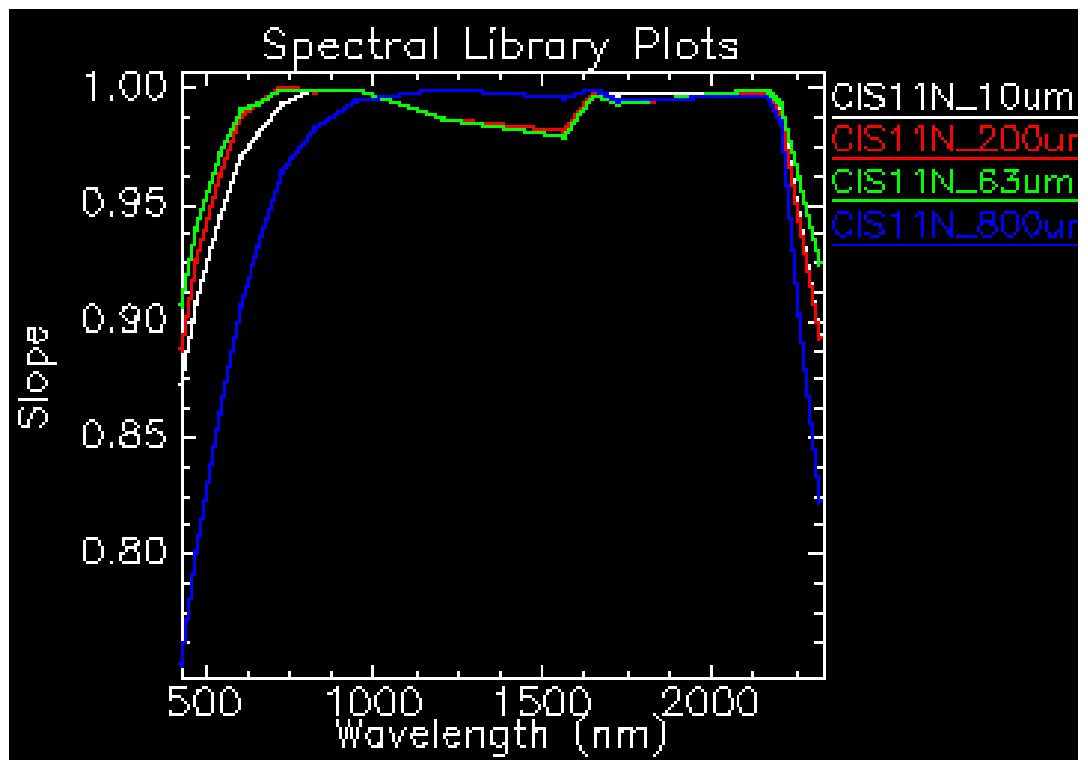


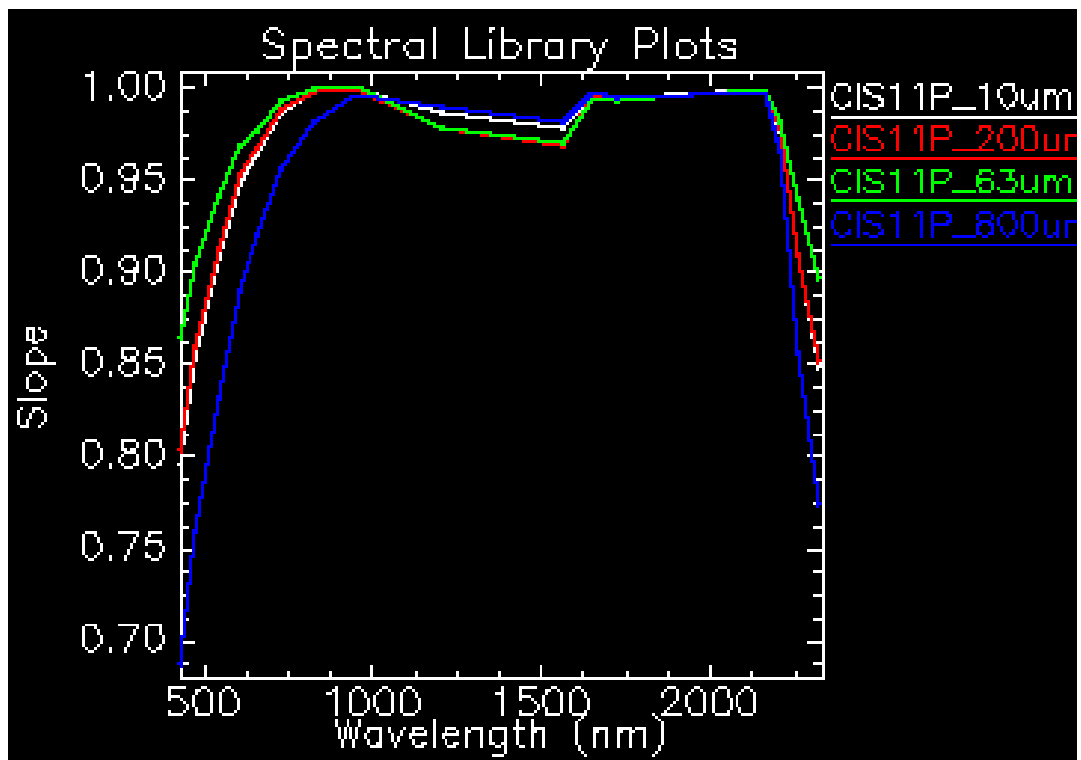




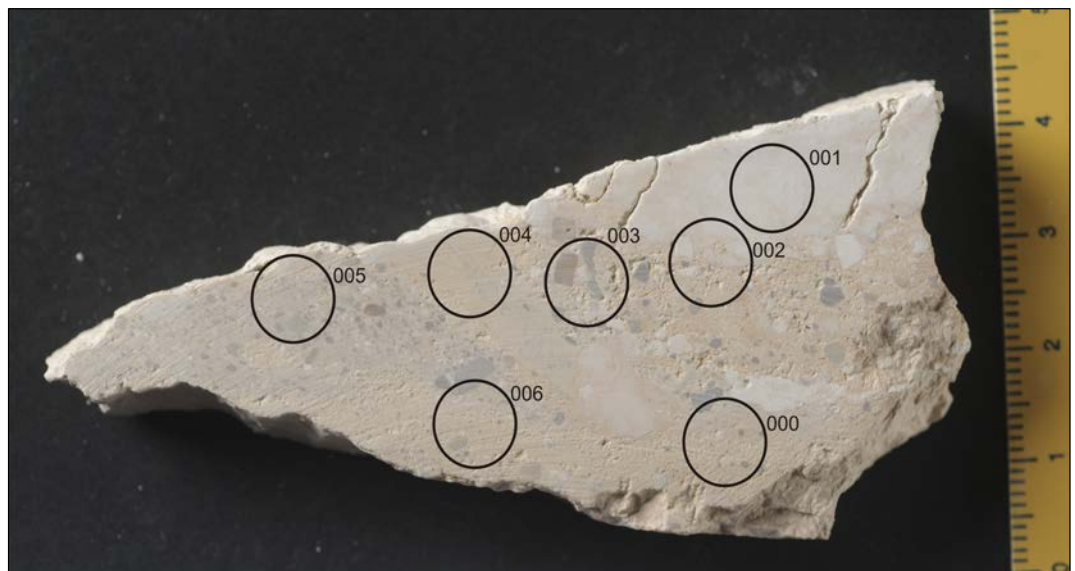
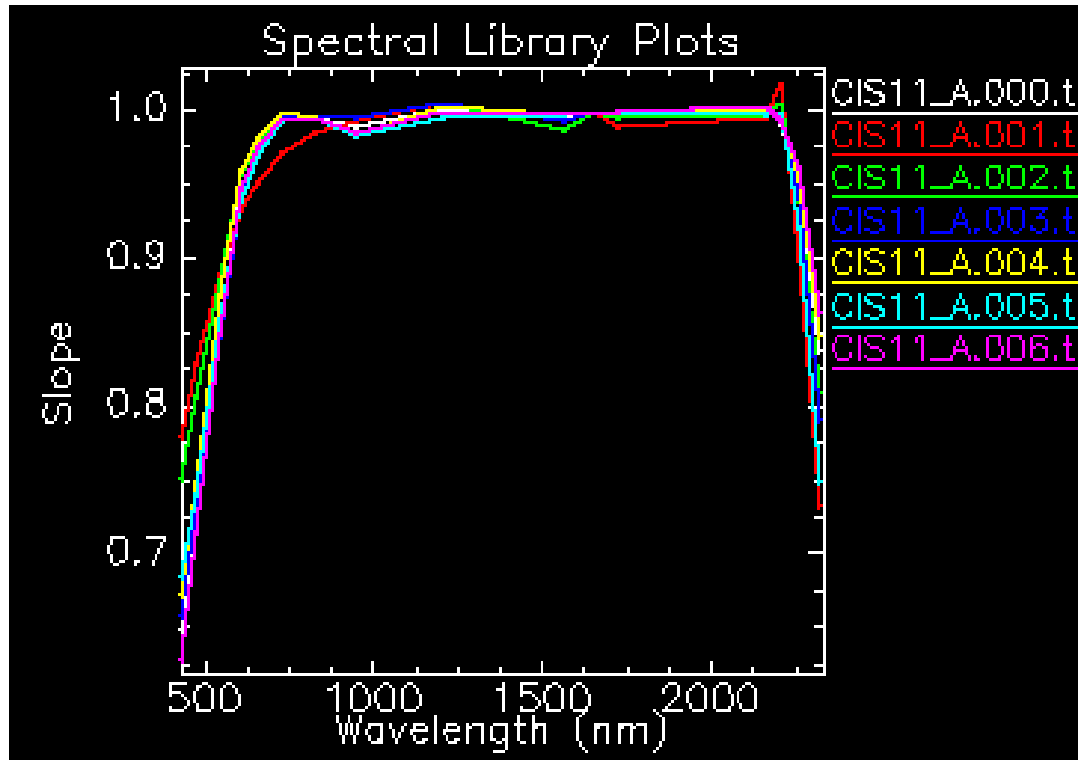


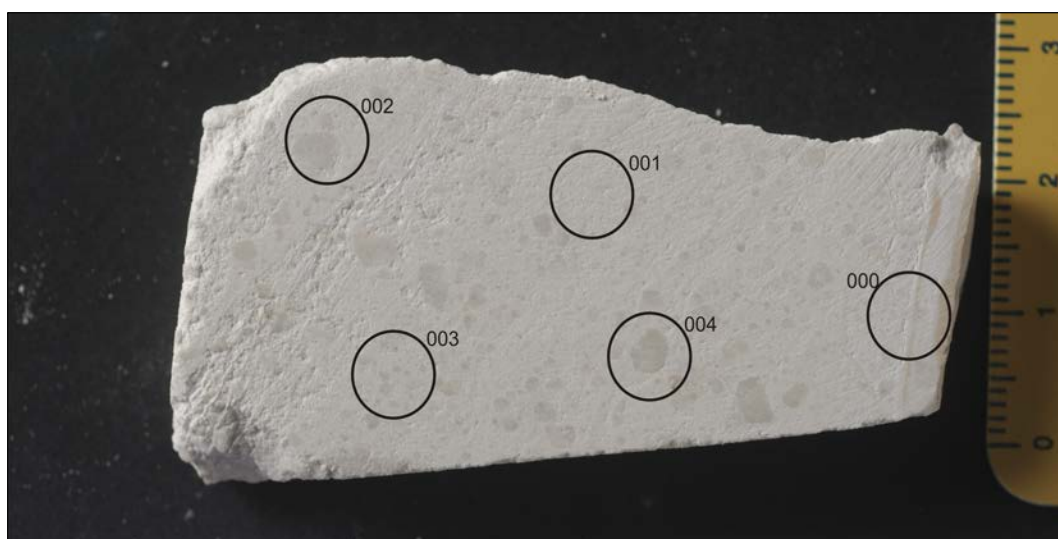
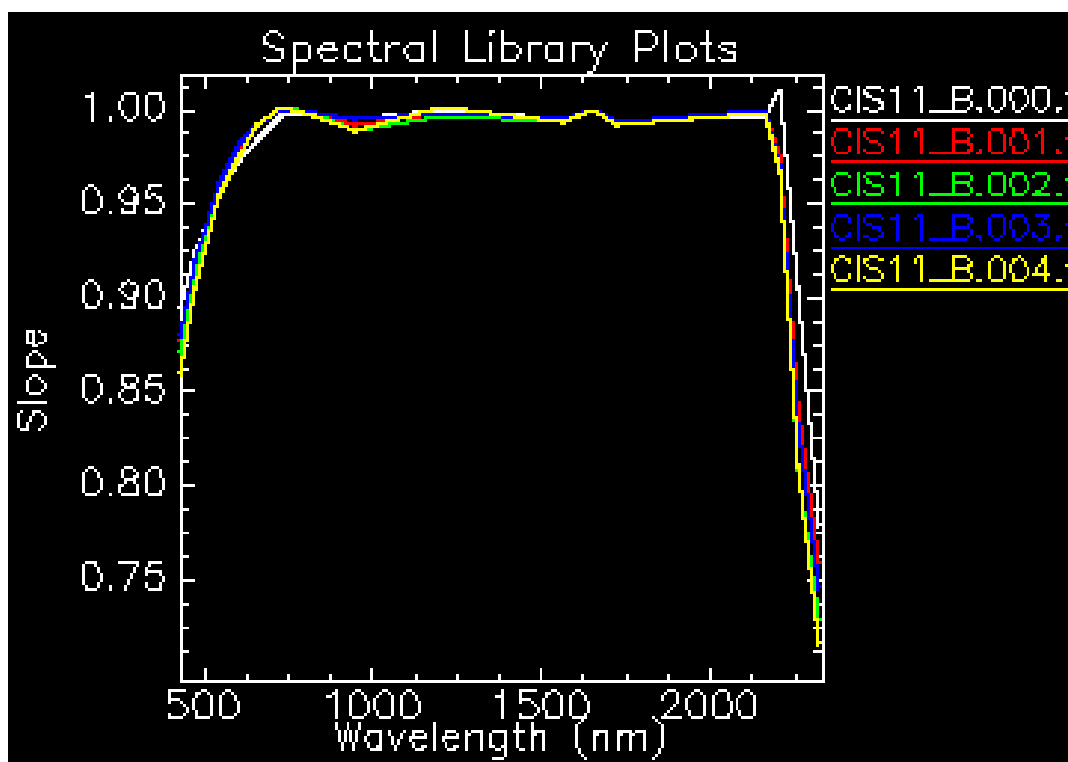


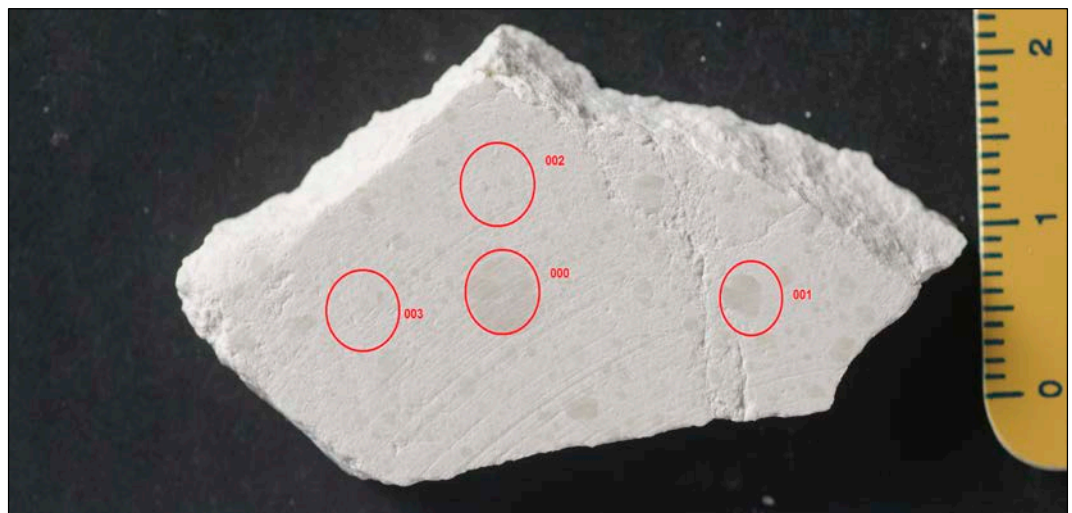
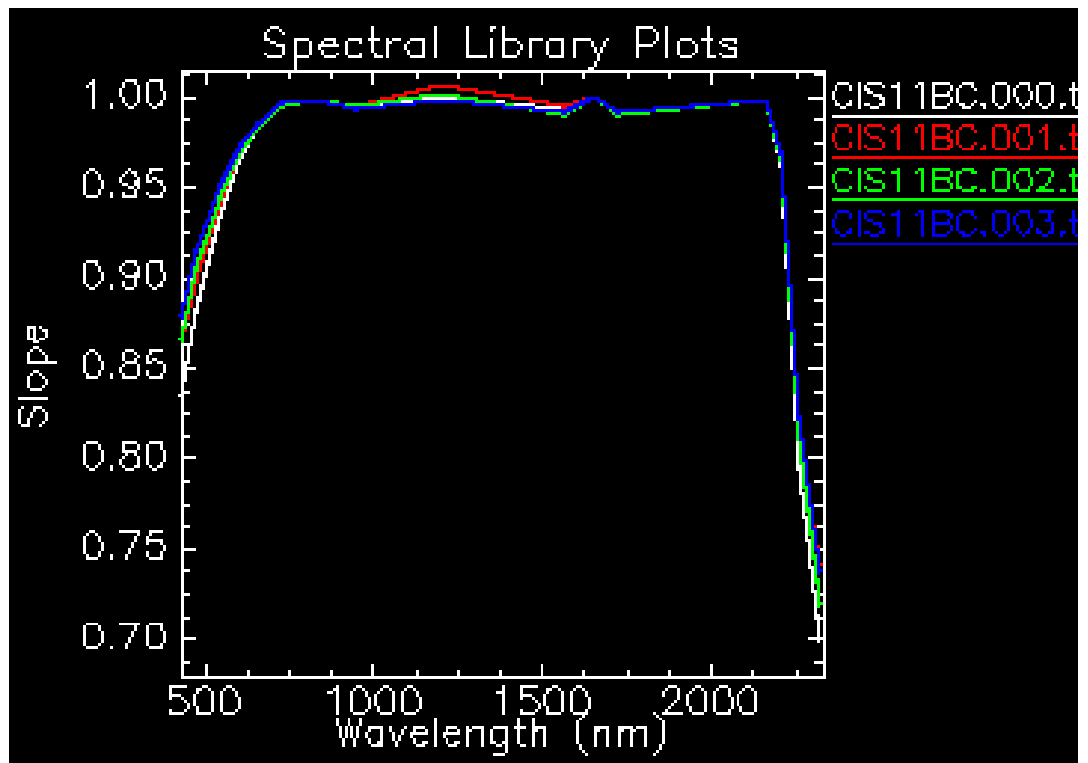


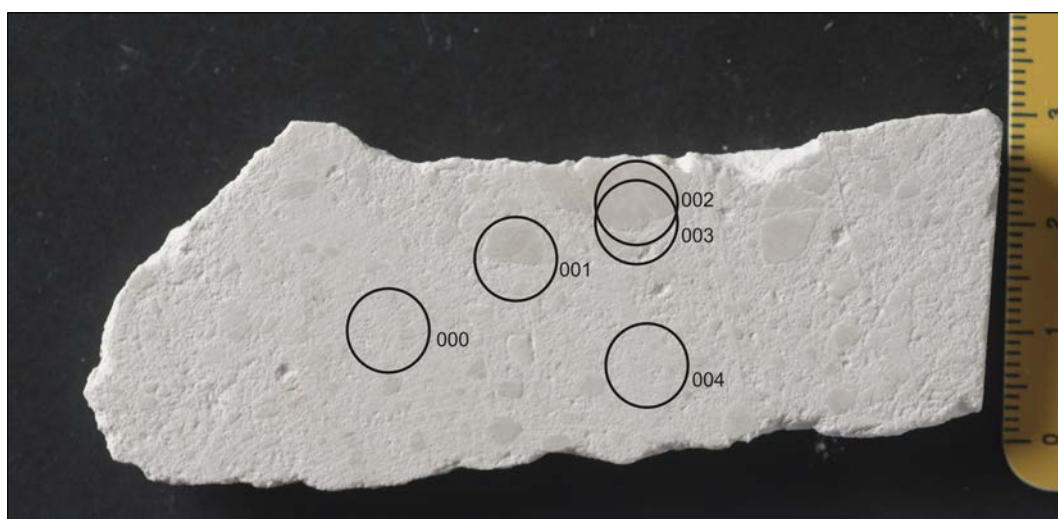
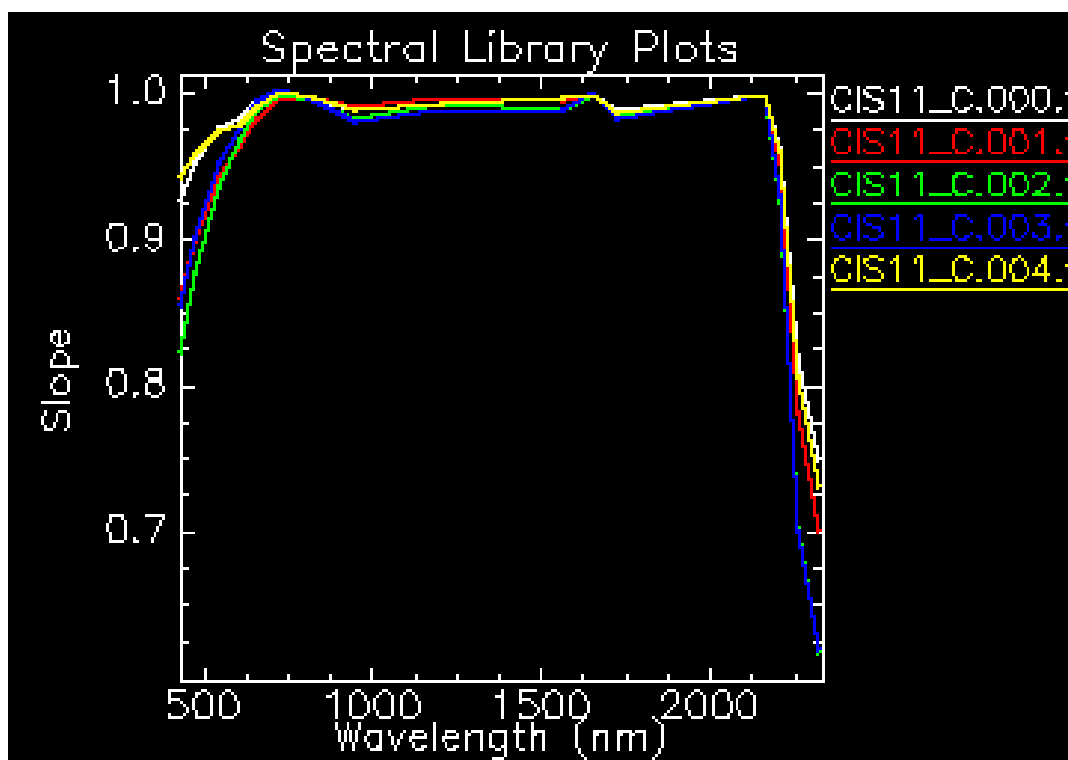


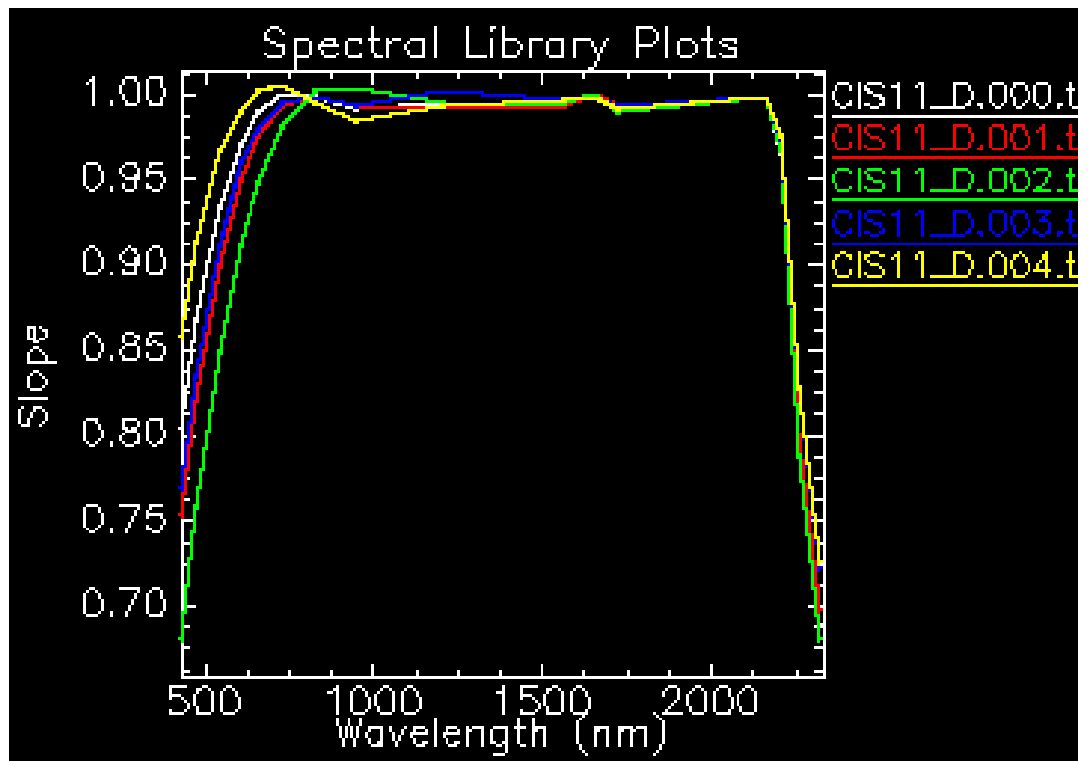
SLABS

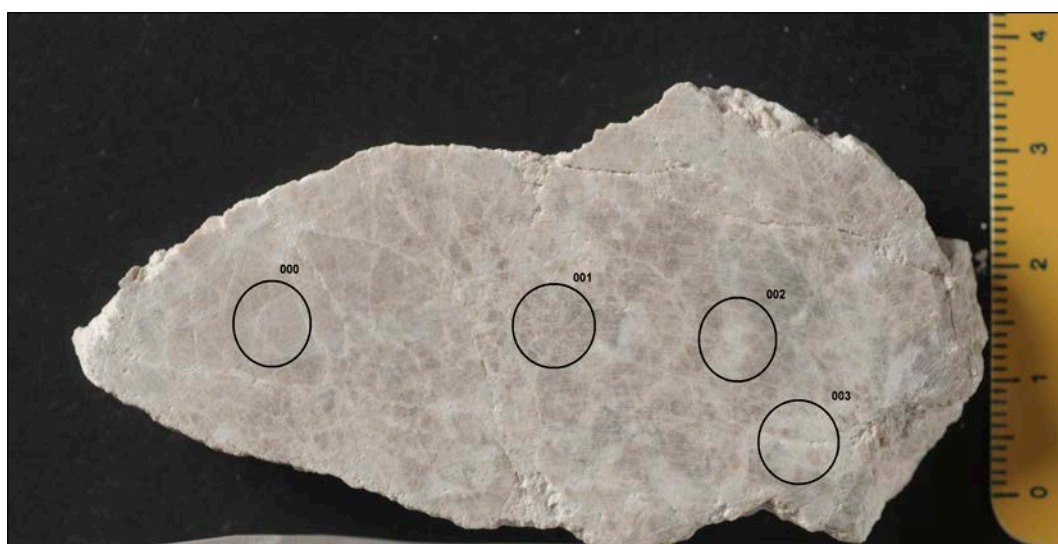
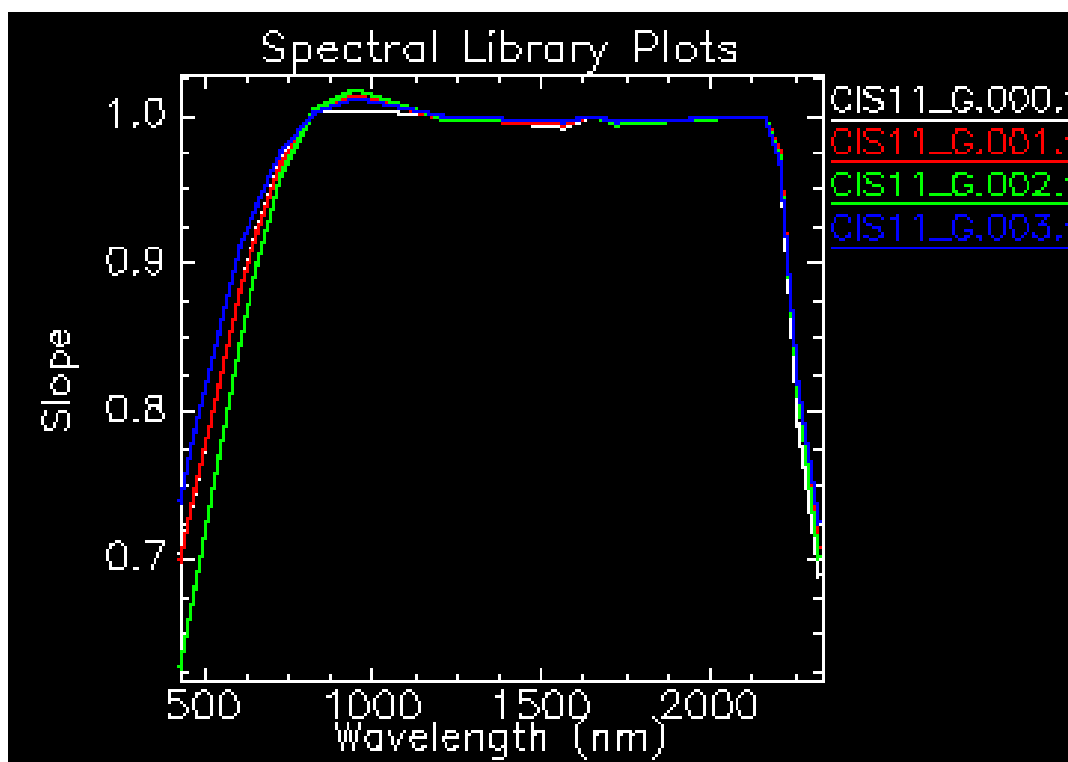


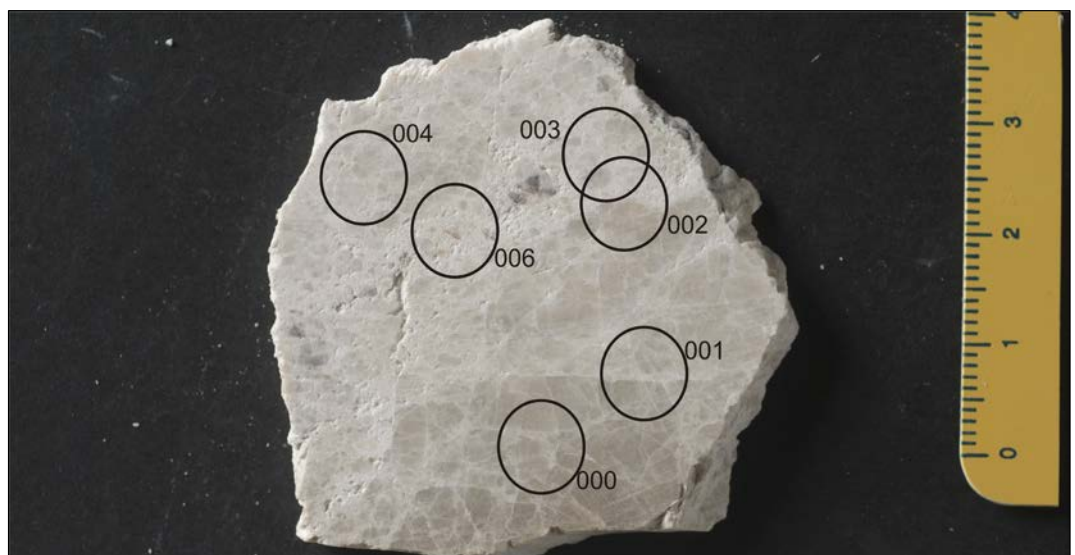
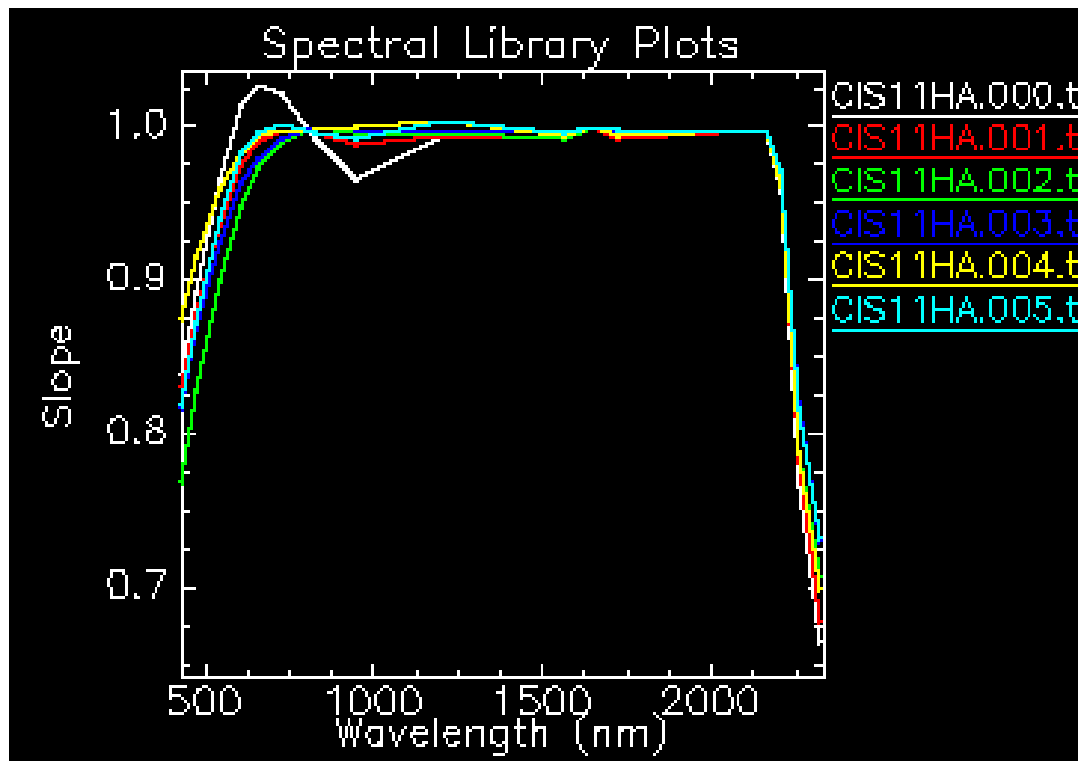


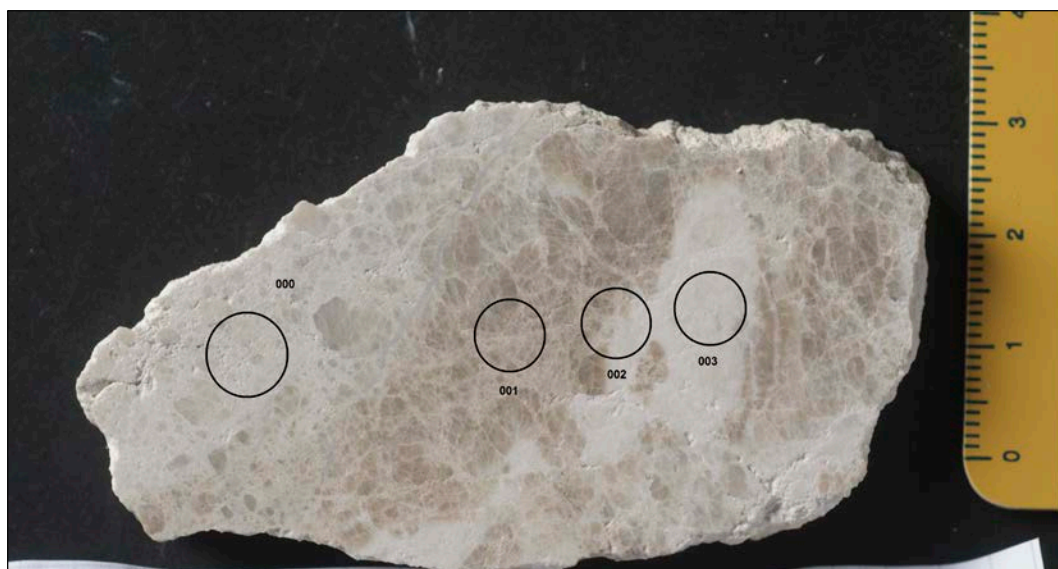
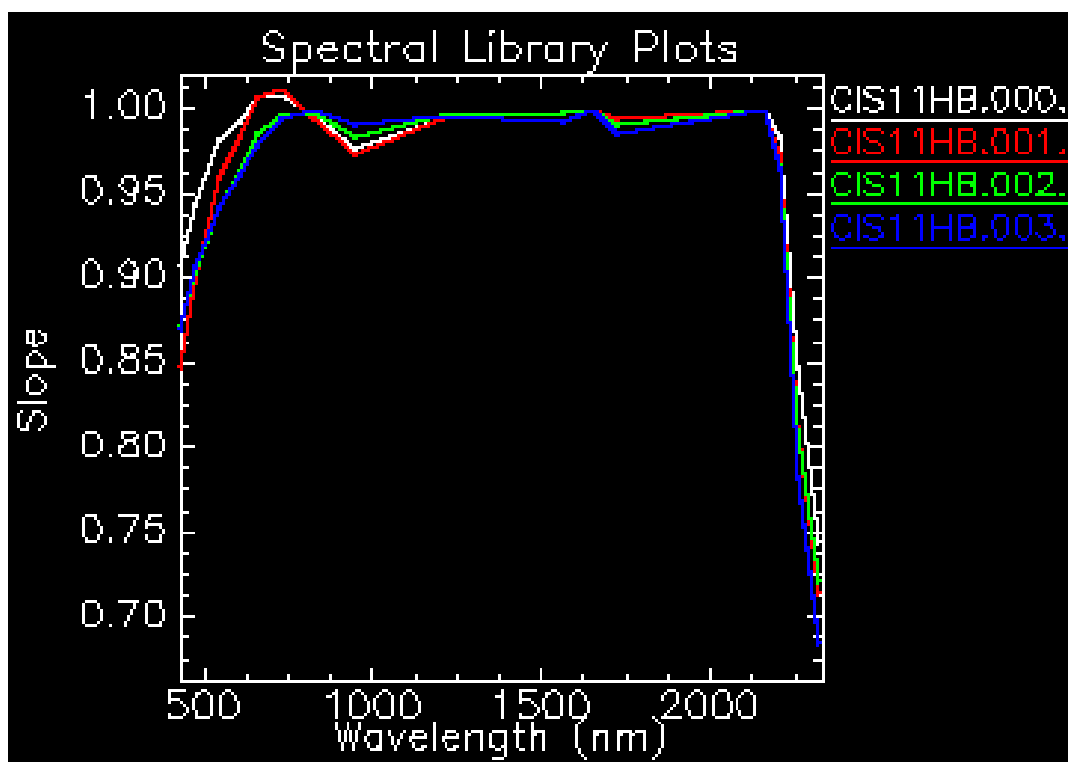


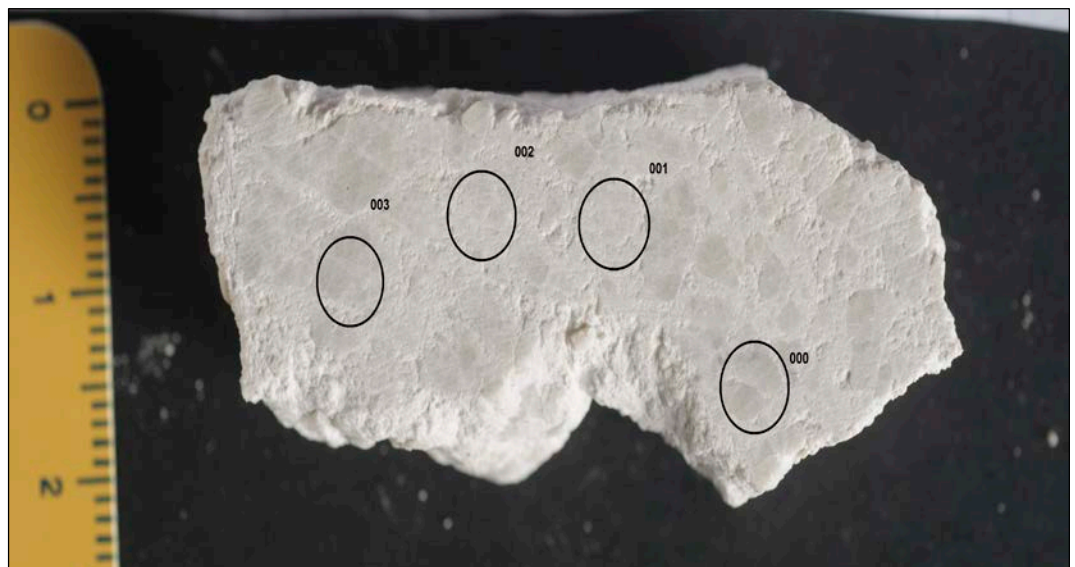
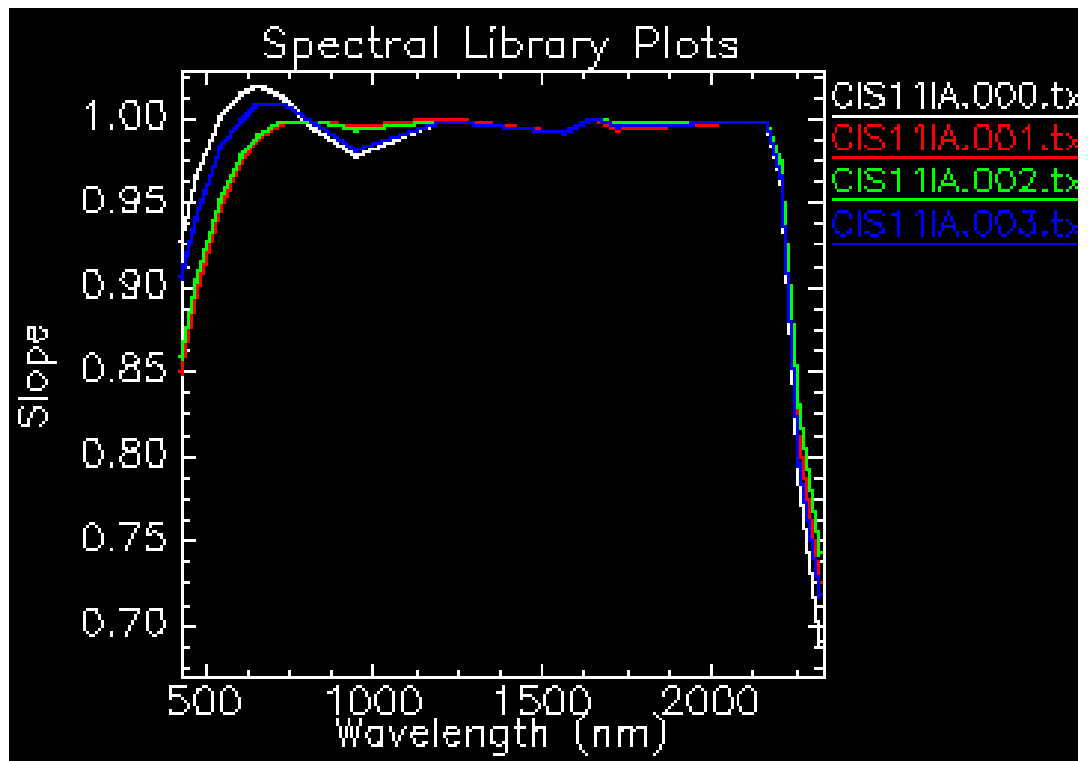


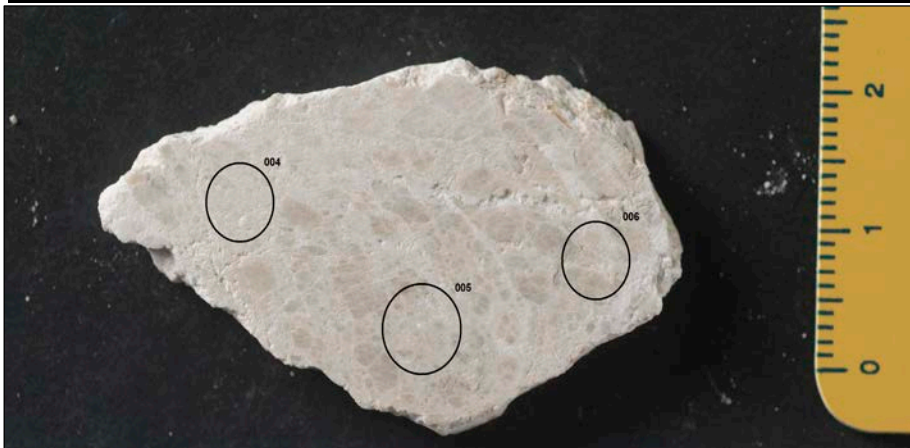
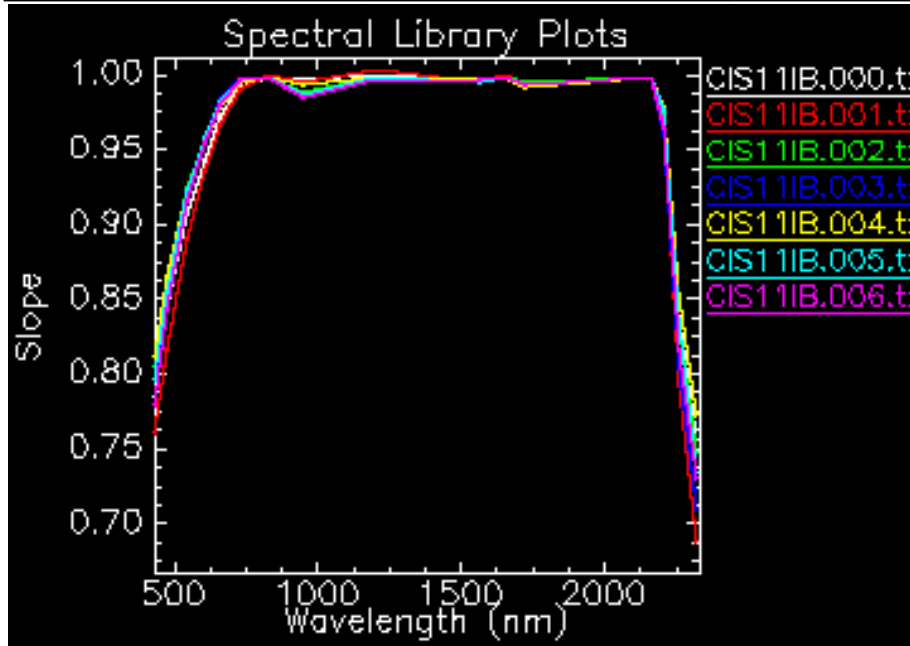
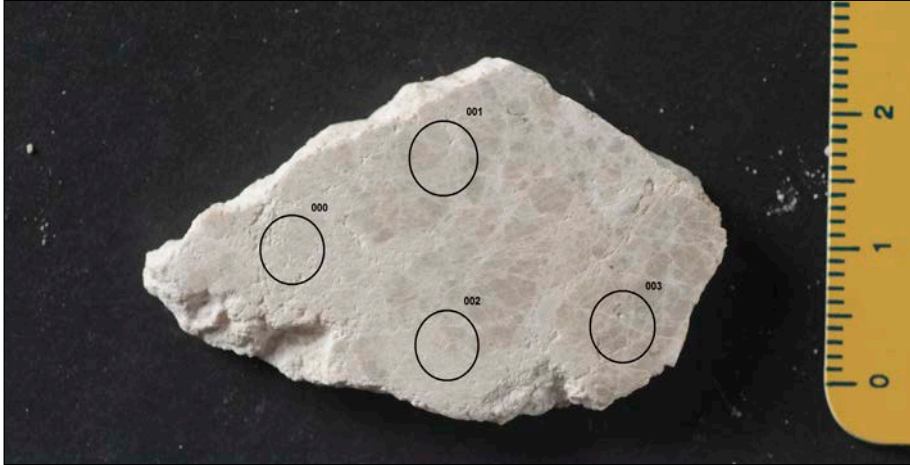


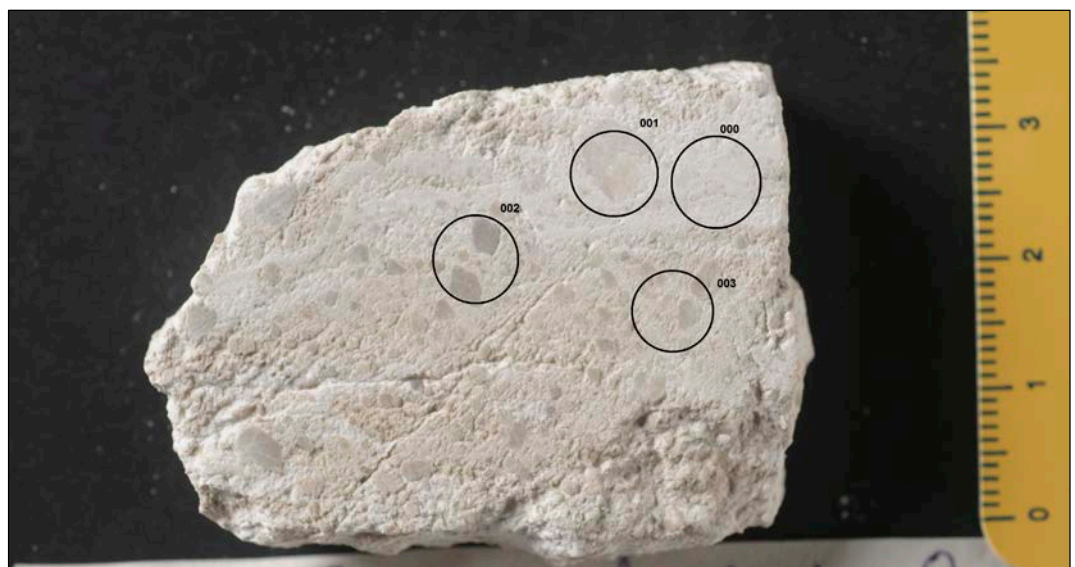
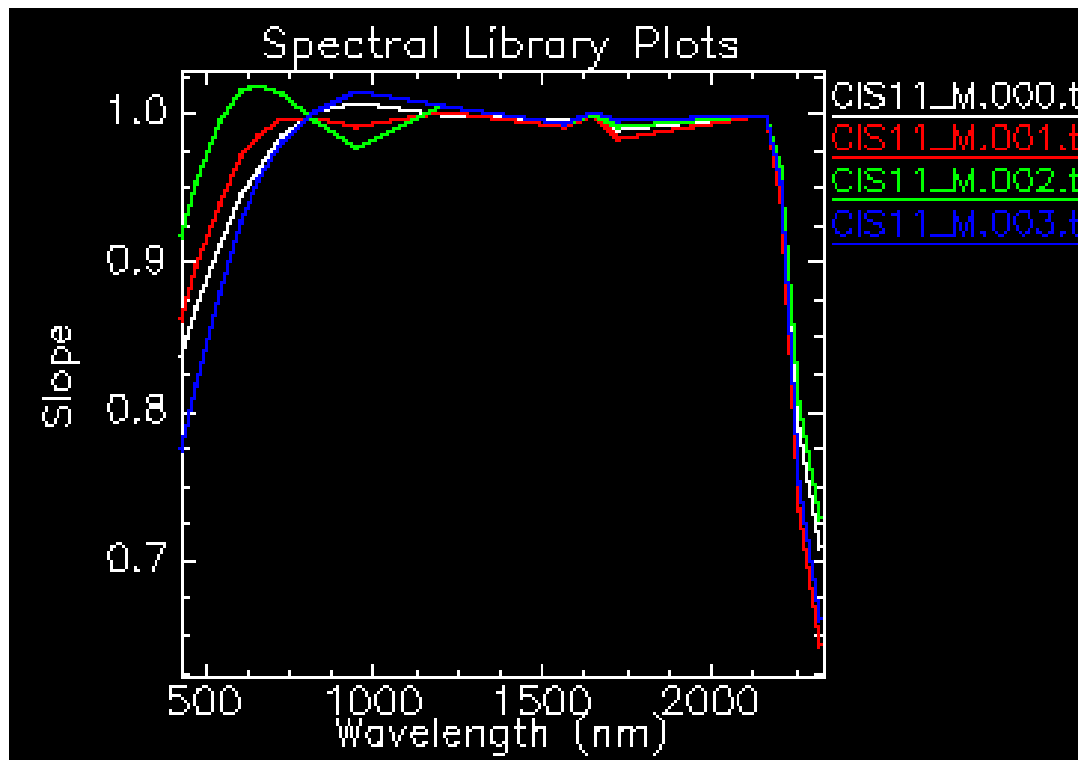


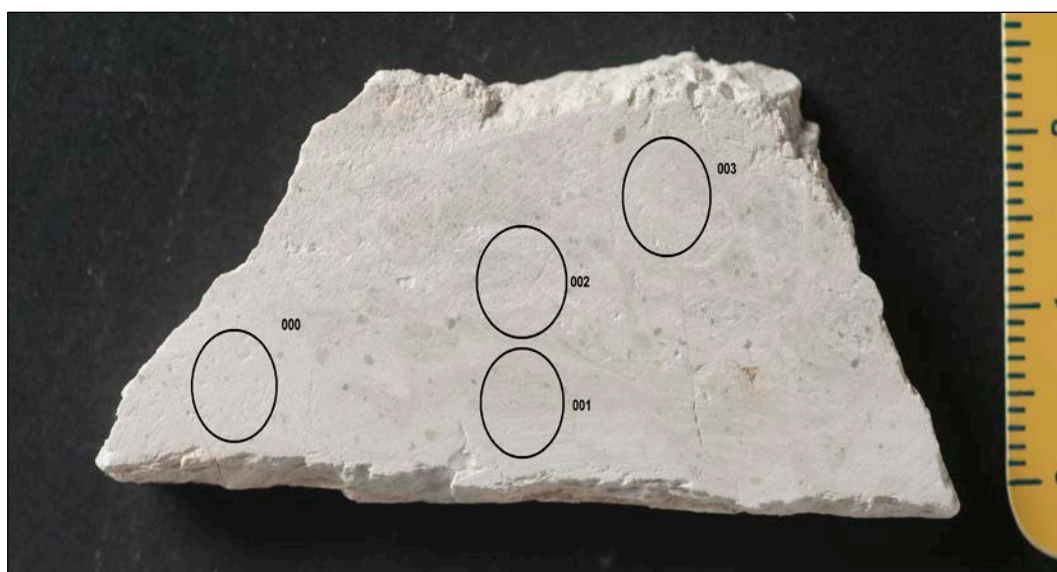
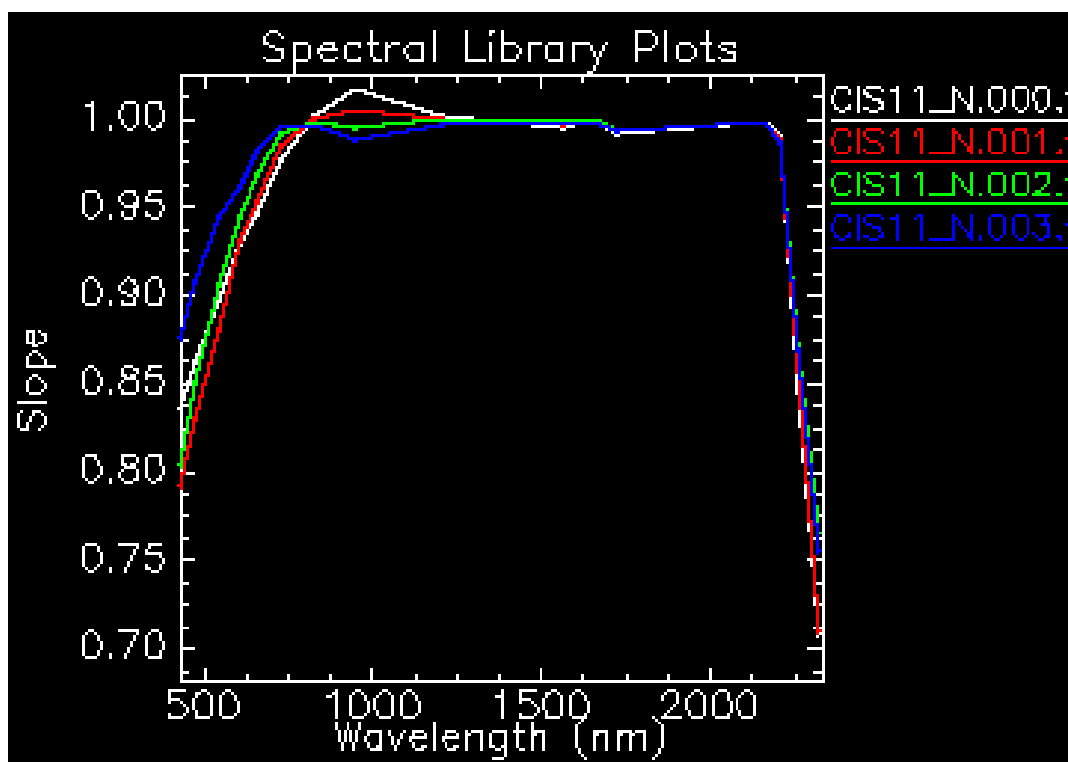


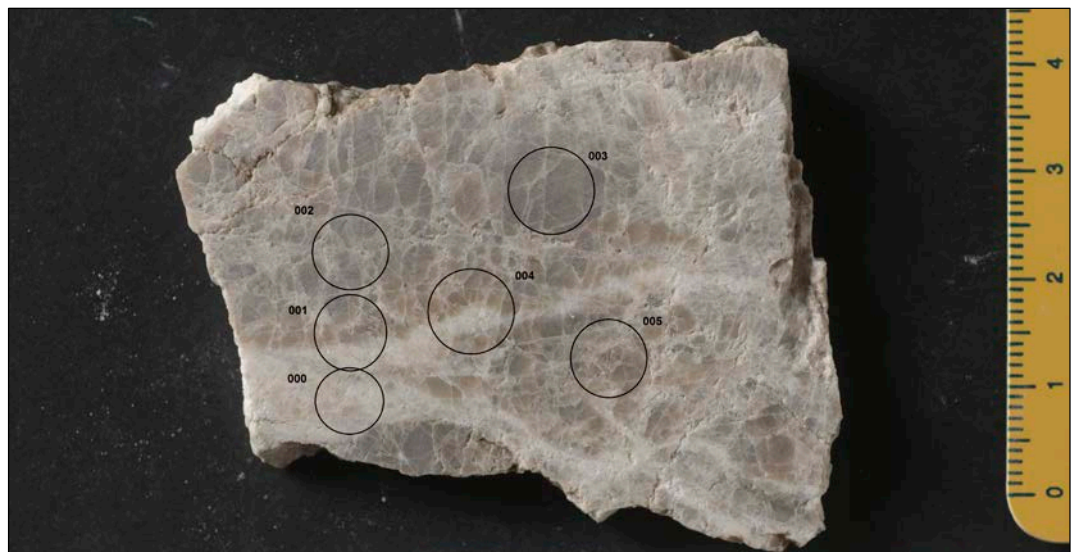
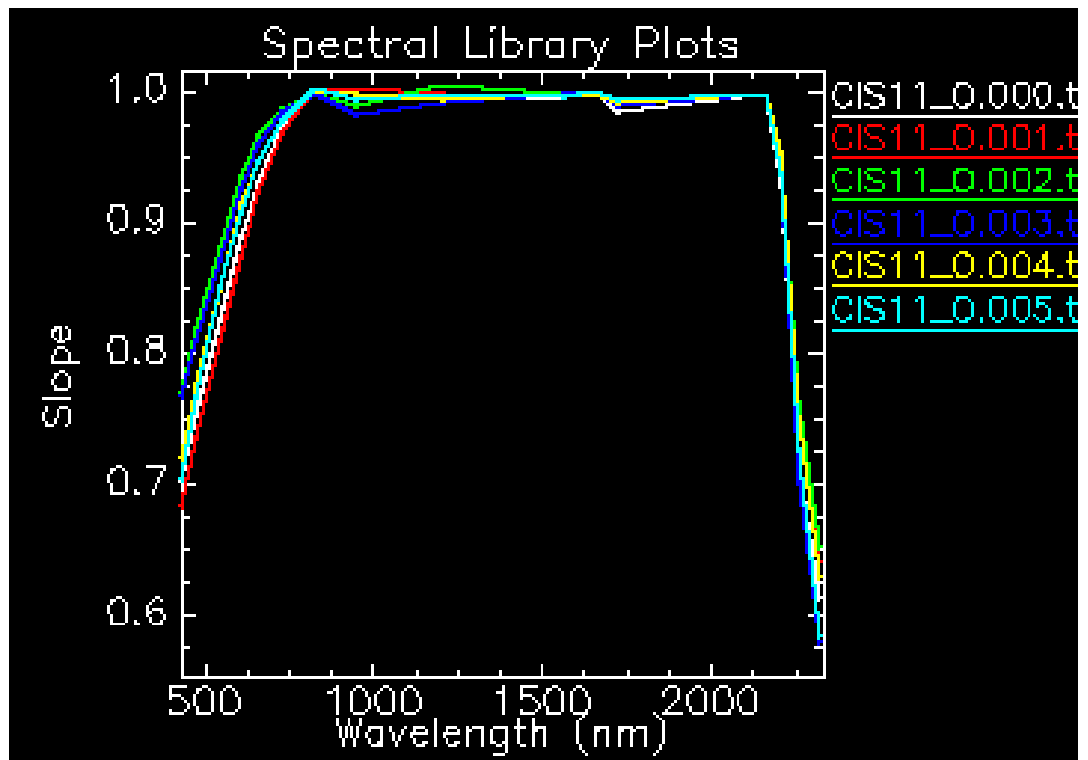












Ringraziamenti

Ringrazio sentitamente il mio relatore Prof. Matteo Massironi che mi ha permesso di svolgere questo lavoro di tesi e di conoscere meglio la disciplina del Telerilevamento supportandomi sia con le sue competenze scientifiche, che con le sue capacità umane.

Ringrazio il Dott. Cristian Carli che mi ha dato un grande aiuto per la parte di spettroscopia rendendosi sempre disponibile e paziente.

Ringrazio i dottorandi Anna Traforti e Matteo Demurtas che mi hanno supportato durante tutta la tesi e mi hanno fornito un aiuto sia per la parte di laboratorio che di campagna.

Ringrazio i tecnici Leonardo Tauro non solo per la preparazione delle sezioni sottili ma anche per avermi incoraggiata durante i periodi di sconforto e Federico Zorzi per le analisi in diffrazione di raggi X su polveri.

Un grazie enorme va alla mia famiglia adorata: a mia madre, mio padre e mia sorella che mi hanno accompagnata in questa nuova esperienza senza mai dubitare delle mie capacità.

Grazie a nonna Gianna che pur sentendo la mia mancanza ogni giorno, mi ha sempre supportata con il suo amore e la sua delicatezza.

Grazie al mio compagno di vita e di studio Fabrizio che mi ha accompagnata in questa avventura aiutandomi e credendo sempre in me e nelle mie capacità. Mi hai cambiato la vita rendendola ogni giorno più bella e speciale...Grazie!

Ringrazio Carmela, Tonio e Davide perché sono riusciti a farmi sentire il loro affetto e comprensione anche non essendo vicini fisicamente.

Grazie a Franco, Gabriella e Gianmarco che mi hanno sopportata i giorni prima della laurea offrendomi il loro affetto e le loro cure.

Ringrazio i compagni di corso che mi hanno fatto ridere nei momenti difficili e mi hanno fatto conoscere nuove realtà.

Infine un pensiero va al mio nonno Giuseppe che mi ha lasciato un mese prima di questo giorno così importante. Grazie per la tua vicinanza, so che sarai molto orgoglioso di me.