

**Università di Parma**

**DOTTORATO DI RICERCA IN SCIENZE DELLA TERRA**



**CRISTIAN CARLI**

**Analisi spettroscopica nel VNIR di rocce ignee**

**Caratterizzazione compositiva  
della superficie dei pianeti terrestri**

**Tutore: Chiar.ma Prof.ssa Maria Sgavetti**

**Co-Tutore: Prof.ssa Teresa Trua**

**Coordinatore del dottorato: Prof. Mario Tribaudino**

**XXI Ciclo – 2006/2008  
Dipartimento di Scienze della Terra**



## INDICE

<b>Introduzione</b>	V
<b>1. Conoscenze sulla composizione superficiale e la formazione di Luna e Mercurio</b>	1
1.1 La Luna	1
1.1.1 Introduzione	1
1.1.2 Osservazioni spettroscopiche dalla Terra	1
1.1.3 Superficie della Luna	2
1.1.4 Maria	3
1.1.5 Highland	6
1.1.6 La struttura della Luna	8
1.1.7 Magma Ocean	8
1.1.8 Origine ed evoluzione della Luna	9
1.2 Mercurio	11
2.2.1 Introduzione	11
2.2.2 Superficie di Mercurio	12
2.2.3 Osservazioni spettroscopiche dalla Terra	13
2.2.4 Vulcanismo su Mercurio	15
2.2.5 Formazione della Crosta	16
2.2.6 Flyby di MESSENGER	17
<b>2. Spettroscopia nel visibile e vicino-infrarosso: teoria e modelli interpretativi</b>	21
2.1 Introduzione	21
2.2 Radiazione elettromagnetica	22
2.3 Interazione tra la radiazione e la materia	24
2.4 Processi che producono assorbimento nel visibile e vicino infrarosso	25
2.4.1 Processi elettronici: Transizioni dovute al reticolo cristallino	26
2.4.2 Processi elettronici: transizioni per trasferimento di carica tra cationi che occupano siti vicini nella struttura cristallina (IVCT)	27
2.4.3 Processi elettronici: transizioni di trasferimenti di carica ossigeno-metallo tra atomi confinanti (OMCT)	28
2.4.4 Processi elettronici: centri di colore	28
2.4.5 Processi elettronici: transizioni in bande di conduzione	28
2.4.6 Processi vibrazionali	29
2.5 Modelli interpretativi degli assorbimenti	30
2.5.1 Il modello delle Gaussiane	32
2.5.2 Il Modello della Gaussiana Modificata	34
2.5.3 Il Modello della Gaussiana Esponenziale	35
2.6 Parametrizzazione degli spettri di riflettanza	38
<b>3. Spettroscopia nel visibile e vicino-infrarosso: applicazioni su minerali puri, miscele di minerali e rocce</b>	41
3.1 Introduzione	41
3.2 Minerali Puri	43
3.2.1 Pirosseni	43
3.2.2 Olivine	49
3.3 Miscele di minerali	54
3.3.1 Miscele tra Pirosseni-Olivina-Ossidi di Ferro	55
3.3.2 Miscele Olivina-Ortopirosseno	55
3.3.3 Miscele Ortopirosseno-Clinopirosseno	57
3.3.4 Miscele Olivine-Magnetite	59
3.4 Campioni di roccia	59
<b>4. Inquadramento geologico delle aree di provenienze dei campioni studiati</b>	63
4.1 Stillwater Complex	63
4.1.1 Inquadramento geologico del complesso	63
4.1.2 La suddivisione nelle Series	66

4.1.3 Magma genitore	72
4.2 Payen	73
4.2.1 Introduzione	73
4.2.2 Complesso vulcanico del Payen	74
4.2.3 Pampas Onduladas Flow	75
4.2.4 Ricostruzione di una sezione ideale della Pampas Onduladas Flow	77
4.2.5 Caratteristiche composizionali della Pampas Onduladas Flow	78
4.3 Islanda	79
4.3.1 Introduzione	79
4.3.2 I sistemi vulcanici islandesi	81
4.3.3 Prodotti vulcanici in Islanda	82
4.3.4 Vulcanismo subglaciale e subaereo	83
<b>5. Metodologie e strumenti di analisi</b>	<b>85</b>
5.1 Introduzione	85
5.2 Tecniche analitiche utilizzate per lo studio spettroscopico dei campioni	85
5.2.1 Preparazione Campioni	85
5.2.2 Misure di riflettanza	86
5.3 Tecniche analitiche utilizzate per lo studio petrografico dei campioni	90
5.3.1 Preparazione Campioni	90
5.3.2 Analisi Modale per i campioni dello Stillwater Complex e Indice di Profiricità per i campioni della Pampas Onduladas Flow e dell'Islanda	90
5.3.3 Microanalisi dei minerali	91
5.3.4 Composizione chimica della roccia totale	91
<b>6. Dati Mineralogici e Petrografici</b>	<b>93</b>
6.1 Introduzione	93
6.2 Caratteristiche petrografiche dei campioni dello Stillwater Complex	94
6.2.1 Le cumuliti: caratteristiche generali	94
6.2.2 Descrizione dei campioni dello Stillwater Complex	95
6.2.2.1 Ultramafic Series	95
6.2.2.2 Banded Series	97
6.3 Descrizione dei campioni della Pampas Onduladas Flow	100
6.4 Descrizione dei campioni dell'Islanda	101
6.5 Analisi composizionali	102
6.5.1 Microanalisi	103
6.5.1.1 Stillwater Complex	103
6.5.1.2 Islanda	104
6.5.1.3 Pampas Onduladas Flow	106
6.5.2 Chimismo in roccia totale	107
<b>7. Dati Spettroscopici</b>	<b>111</b>
7.1 Introduzione	111
7.2 Preparazione del materiale e Rappresentatività delle misure	112
7.3 Lavoro svolto	113
7.4 Spettri delle superfici di roccia	113
7.4.1 Stillwater Complex	113
7.4.2 Pampas Onduladas Flow	119
7.4.3 Islanda	122
7.5 Spettri sulle polveri di roccia	125
7.5.1 Stillwater Complex	125
7.5.2 Pampas Onduladas Flow	127
7.5.3 Islanda	128
7.6 Confronti tra le caratteristiche spettrali delle misure su superfici di roccia e sulle polveri	130
7.6.1 Stillwater Complex	131
7.6.2 Pampas Onduladas Flow ed Islanda	133

<b>8. Analisi quantitative di spettroscopia, relazioni tra parametri spettrali e petrografici</b>	137
8.1 Introduzione	137
8.2 Risultati delle analisi di campioni delle rocce intrusive dello Stillwater Complex	139
8.2.1 Relazione tra posizione degli assorbimenti e composizione dei minerali componenti	139
8.2.2 Relazioni tra profondità degli assorbimenti e composizione mineralogica delle rocce	144
8.2.3 Considerazioni sulla larghezza degli assorbimenti	150
8.2.4 Relazioni con i parametri del continuo	151
8.3 Risultati delle analisi dei campioni delle rocce effusive della Pampas Onduladas Flow e dell'Islanda	153
8.3.1 Analisi dei parametri spettrali dei campioni della Pampas Onduladas Flow	154
8.3.2 Analisi dei parametri spettrali dei campioni dell'Islanda	160
8.3.3 Relazioni con i parametri del continuo	165
<b>9. Ritorno allo spazio</b>	169
9.1 Introduzione	169
9.2 Dati dello spettrometro dal primo flyby di MESSENGER	170
9.3 Dati delle camere dal primo flyby di MESSENGER	172
9.4 Considerazioni sui dati studiati nella Tesi	176
9.4.1 Simulazione della pendenza degli spettri di Mercurio	177
9.4.2 Rapporti tra bande	178
<b>Conclusioni</b>	185
<b>Bibliografia</b>	191
<b>Appendice A - Micro-foto e scansioni delle sezioni sottili</b>	
<b>Appendice B - Tabelle di composizione chimica delle fasi mineralogiche e della roccia totale</b>	
<b>Appendice C - Misure di spettroscopia</b>	
<b>Appendice D - Fit e parametri statistici</b>	



## INTRODUZIONE

Mercurio è il pianeta più interno del sistema solare, e nonostante i primi avvistamenti di questo pianeta risalgano a prima di Cristo, la sua vicinanza con il Sole ha sempre reso difficile la sua osservazione.

Visto le difficoltà presentate nell'osservazione da Terra, nonostante i progressi tecnologici delle strumentazioni, verso la fine degli anni sessanta del secolo scorso, in piena attività nella corsa allo spazio, la NASA (*National Aeronautics and Space Administration*) progettò una missione spaziale per osservare da orbita il pianeta. Nel 1973 Mariner10 iniziò il suo volo per il primo incontro in orbita del pianeta. Tale missione acquisì dati da remoto su circa il 45% della superficie di Mercurio. Fino a gennaio del 2008 quella fu anche l'unica missione da remoto che cercò di mappare e raccogliere dati sulla composizione della superficie. Successivamente a Mariner10, i miglioramenti degli strumenti da Terra hanno permesso di acquisire una discreta quantità di dati spettrali, ma queste informazioni non hanno risolto del tutto i problemi relativi alla composizione della superficie del pianeta. È per questo motivo che nell'ultimo decennio la NASA e, in collaborazione tra loro, l'ESA (*European Space Agency*) e la JAXA (*Japan Aerospace Exploration Agency*), hanno programmato due diverse missioni, MESSENGER (*Mercury Surface, Space Environment, Geochemistry, and Ranging*) e BepiColombo, rispettivamente, che tra i diversi scopi scientifici comprendono anche le acquisizioni di un elevato volume di dati da remoto riguardanti la composizione della superficie del pianeta.

Un utile strumento per analizzare da remoto la composizione superficiale di un pianeta è la spettroscopia di riflessione. La spettroscopia di riflessione è lo studio quantitativo della luce riflessa da una superficie in funzione della lunghezza d'onda. L'applicazione delle misure di spettroscopia di riflettanza per lo studio da Terra e da remoto di superfici planetarie è iniziata fin dagli anni '70, basata sugli studi sulla teoria del campo cristallino (Burns) e sulle caratteristiche spettroscopiche di minerali e rocce (Hunt e Salisbury). Questi studi di spettroscopia di riflettanza da laboratorio hanno permesso di identificare e definire caratteristiche diagnostiche dei materiali indagati.

L'applicazione della spettroscopia di riflessione nel visibile e nel vicino-infrarosso è divenuta un importante strumento di indagine per le missioni da remoto, e ha portato alcuni primi e significativi risultati nell'esplorazione di Marte, con le missioni *Mars Express* (MEX, 2004-2005) e *Mars Reconnaissance Orbiter* (MRO, 2006-2008). Nuove missioni

sono in corso o in fase di preparazione per Marte, Luna, Mercurio e alcuni asteroidi. Questi corpi del sistema solare saranno studiati con strumenti che avranno via via risoluzioni migliori, sia spettrali (che raggiungono risoluzioni massime di circa 5 nm) sia superficiali (con risoluzione di alcune decine di metri). Queste informazioni permetteranno di distinguere litologie diverse e identificare fasi mineralogiche presenti sulla superficie.

Le caratteristiche spettrali ottenute da remoto non permettono in modo inequivocabile di ottenere delle informazioni sulle composizioni e le abbondanze modali dei minerali componenti un materiale ignoto. In generale decomporre uno spettro di riflettanza nelle sue componenti è un'operazione non facile, poiché gli spettri risultano una funzione non lineare di diverse caratteristiche: granulometria, composizione e abbondanza modale delle fasi mineralogiche, presenza di minerali opachi e natura della superficie.

Diversi approcci analitici sono stati proposti, la cui efficacia è stata sperimentata con diversi tipi di studi, su minerali e su miscele di minerali. Alcuni di questi studi hanno sviluppato modelli empirici della diffusione multipla della radiazione elettromagnetica, prendendo in considerazione gli effetti della grana dei particolati, della presenza di componenti neutre nelle miscele di minerali e miscele di un numero e tipo variabile di fasi *endmember*.

Un approccio diverso, che permette di ottenere informazioni sulle fasi mineralogiche direttamente dalla firma spettrale, avviene con l'utilizzo di alcune tecniche di decomposizione, come il Modello della Gaussiana Modificata. Studi in questa direzione sono comunque ancora in fase di sviluppo nel tentativo di risolvere assorbimenti in miscele sempre più complesse. Un nuovo metodo di decomposizione è stato recentemente proposto, denominato EGO, *Exponential Gaussian Optimization*, che permette di valutare asimmetrie e appiattimenti degli assorbimenti, senza perdere importanti informazioni spettrali che possono essere messe in relazione con caratteri composizionali.

Lo studio degli spettri da remoto è per lo più effettuato tramite una comparazione con spettri di laboratorio ottenuti su diversi minerali o miscele di minerali, misurati sotto condizioni controllate. Tali studi sono generalmente svolti su particolati poiché la maggior parte delle superfici di altri pianeti sembra essere interessata da una distribuzione, più o meno omogenea, di una copertura definita regolite, e perché miscele omogenee di minerali in proporzioni di abbondanza modali relative variabili sono più facilmente studiabili con le polveri.

Pochi studi sono invece stati effettuati su campioni di superfici di rocce. Poiché la miglior risoluzione spettrale e, soprattutto, spaziale delle misure da remoto, che saranno ottenute nel prossimo futuro, permetteranno di ottenere informazioni anche su possibili rocce affioranti e non solo del regolite, stabilire criteri per l'analisi delle rocce può aiutare anche nella comprensione dei processi di alterazione che avvengono sulla superficie. Inoltre studi spettroscopici di questo tipo possono essere svolti su materiale "prezioso", come le meteoriti, poiché impiegano metodi analitici non invasivi.

Lo studio oggetto di questa tesi si è focalizzato su rocce e polveri di rocce magmatiche di tipo basico, sia intrusive che effusive, analizzate nell'intervallo spettrale del VNIR (*visible and near-infrared*).

La scelta del materiale è stata effettuata partendo dalle conoscenze composizionali sulla superficie di Mercurio. Nella previsione che il pianeta possa avere una diversità della composizione superficiale maggiore di quella osservata, si sono considerate rocce con caratteristiche tessiturali e composizionali diverse tra loro, per fornire uno strumento per l'analisi dei nuovi dati attesi. I primi dati ottenuti dai *flyby* di MESSENGER e alcune ricalibrizioni dei dati Mariner10 hanno supportato tale scelta, evidenziando una certa eterogeneità della superficie di Mercurio e la presenza di strutture vulcaniche, che suggeriscono un possibile vulcanismo effusivo sul pianeta in tempi passati. Inoltre, una riflettanza mediamente più bassa rispetto a quella delle *highland* lunari mature suggerisce una concentrazione di minerali femici o di opachi contenenti Fe-Ti, in alcune regioni del pianeta.

I campioni studiati provengono da una associazione anortositica, proveniente dallo Stillwater Complex, un complesso cumulitico stratificato intrusivo, nel Montana (USA) e da due diverse suite di basalti, una ad affinità alcalina, proveniente dalla provincia vulcanica del Payen, Argentina, e l'altra ad affinità tholeiitica, dall'Islanda. Tali campioni sono stati caratterizzati spettralmente sia con misure sulla superficie della roccia (*slab*) sia su polveri a diverse granulometrie. Si è cercato di determinare in modo qualitativo e quantitativo le principali fasi mineralogiche assorbenti (ortopirosseno, clinopirosseno e olivina) valutando sia le variazioni composizionali delle fasi mineralogiche sia le variazioni di abbondanze modali delle stesse. In questo modo è possibile mettere in evidenza come, a parità di composizione, i parametri spettrali variano al variare delle caratteristiche delle superfici (polveri a diversa granulometria e *slab* dello stesso campione).

Le fasi mineralogiche prese in esame sono le fasi femiche più comuni nelle rocce magmatiche, che sono state riconosciute con osservazioni di spettroscopia di riflettanza da Terra e da remoto su superfici di diversi corpi celesti. Riconoscerne la presenza, la composizione e l'abbondanza di tali fasi permette di avanzare ipotesi sulla composizione della crosta e, di conseguenza, sui processi di formazione della crosta superficiale.

Uno studio petrografico è stato affrontato per caratterizzare i campioni e migliorare l'informazione spettrale. Tale studio è stato realizzato in tre fasi: 1) studio delle sezioni sottili al microscopio ottico in luce polarizzata (in condizioni di luce trasmessa) per determinare le fasi mineralogiche presenti e le relazioni tra le stesse; 2) analisi delle abbondanze modali e dell'indice di porfiricità, mediante contatore di punti; 3) studio microanalitico per determinare le composizioni chimiche delle fasi mineralogiche.

Queste caratteristiche sono state confrontate con i parametri spettrali ottenuti decomponendo l'assorbimento principale, a circa 1.00  $\mu\text{m}$ , determinato dalle fasi mineralogiche femiche. I parametri sono: posizione del centro banda, profondità e ampiezza della banda. Inoltre alcune relazioni con i parametri del continuo, funzione matematica su cui si sovrappongono le gaussiane che descrivono i processi elettronici caratterizzanti gli assorbimenti, sono state affrontate.

Studi futuri, focalizzati sulle caratteristiche tessiturali delle rocce e le variazioni delle granulometrie delle polveri di rocce, potranno aiutare a capire alcuni processi di assorbimento in miscele di frammenti di rocce, cioè costituite da grani con composizione mineralogica mista.

## CONOSCENZE SULLA COMPOSIZIONE SUPERFICIALE E LA FORMAZIONE DI LUNA E MERCURIO

### 1.1 La Luna

#### 1.1.1 Introduzione

La Luna è un satellite unico nel nostro sistema solare. Per la maggior parte i satelliti dei pianeti nel nostro sistema solare sono di piccole dimensioni e sono rappresentate o da asteroidi catturati nell'orbita del pianeta, come è stato il caso dei satelliti di Marte *Phobos* e *Deimos*, o da miscele di rocce e ghiaccio con una bassa densità, come i 130 satelliti dei pianeti esterni.

La sua vicinanza con la Terra ha fatto in modo che l'uomo abbia da sempre concentrato le sue attenzioni su questo corpo celeste. Molti dati sono stati acquisiti con osservazioni dalla Terra e da remoto o derivati da meteoriti e da campioni raccolti sulla superficie lunare. La vastità di informazioni acquisite nel tempo ha permesso di migliorare le conoscenze sui parametri fisici e sulla composizione della Luna, permettendo di elaborare e migliorare le ipotesi sulla sua formazione.

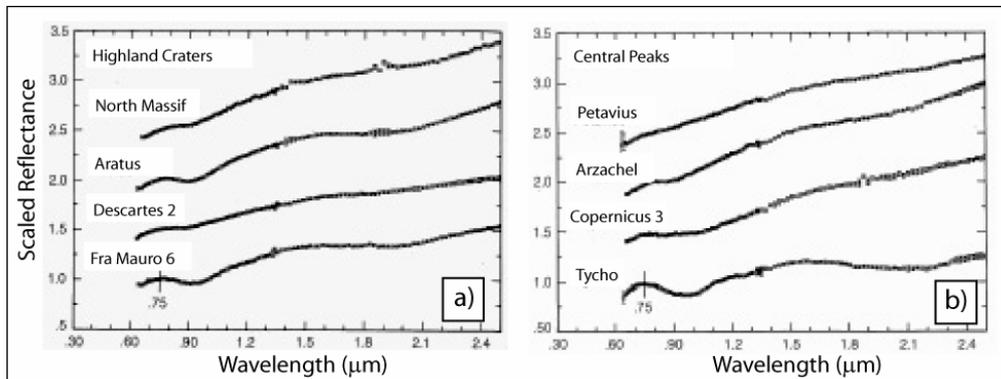
La superficie del pianeta è stata vista e fotografata da Terra con osservazioni telescopiche. Inoltre diverse missioni da remoto hanno fornito immagini da orbita del satellite naturale della Terra, come le più recenti *Clementine* (1994), *Lunar Prospector* (1998) e *Smart-1* (2003). Con le missioni Apollo, da Apollo 11 a 17, sono stati acquisiti dati sul terreno per mezzo di robot (*lander*) e dagli astronauti, che hanno riportato a Terra campioni dalla sua superficie. Inoltre, missioni recenti gestite da nuovi paesi che si avvicinano all'esplorazione dello spazio stanno acquisendo o acquisiranno dati da remoto della Luna. Tra le missioni in corso citiamo SELENE (Giappone), *Chandrayaan-1* (India), nonché la missione *Lunar Reconnaissance Orbiter* della NASA.

#### 1.1.2 Osservazioni spettroscopiche dalla Terra

Le osservazioni spettroscopiche da Terra della Luna ricadono nell'intervallo di lunghezza d'onda del visibile (VIS) e del vicino infrarosso (NIR). Tali osservazioni (Fig. 1.1) hanno permesso di riconoscere il plagioclasio, caratterizzato da una banda poco profonda a 1.30

$\mu\text{m}$ , il pirosseno, con bande di assorbimento a circa 0.97 e 2.00  $\mu\text{m}$ , e l'olivina, con una banda vicina ad 1.00  $\mu\text{m}$  (Pieters, 1978; Pieters, 1986; Mustard&Pieters, 1987; Pieters&Mustard, 1988; Lucey&Hawke, 1988). Inoltre sono state distinte regioni con diversi tipi di basalti (Pieters, 1978; Schultz&Spudis, 1983; Taylor et al., 1991), così come aree caratterizzate da depositi di vetri piroclastici per le caratteristiche bande dovute ai contenuti di  $\text{Fe}^{2+}$  e di  $\text{Ti}^{4+}$  (Pieters et al., 1973; Adams et al., 1975; Bell et al., 1976; Gaddis et al., 1985).

In particolare sono stati differenziati i contenuti di  $\text{FeO}$  e  $\text{TiO}_2$  nelle aree basaltiche (dette maria), i contenuti di anortite nelle *highland* e la presenza di olivina è stata osservata soprattutto nei picchi centrali dei crateri (Taylor et al., 1991; e riferimenti al suo interno; Pieters, 1993; Taylor et al., 2007).



**Fig. 1.1 – Spettri di riflettanza, scalati, ottenuti con telescopi da Terra. a) Fresche lunar highlands or mountain regions. b) Central peaks di grandi lunar craters. Gli spettri riportati mettono in evidenza la presenza di diversi minerali femici, come pirosseni ed olivina (Copernicus 3). In alcuni di essi può essere visibile una banda indicatrice della presenza di feldspati (a circa 1.2-1.3  $\mu\text{m}$ ). Petavius rappresenta la firma spettrale di un’anortosite, infatti non si vedono strutture di assorbimento indicatrici dei minerali femici (modificato da Taylor et al., 1991).**

### 1.1.3 Superficie della Luna

Circa un 90% della superficie della Luna ha un’età superiore ai 3 miliardi di anni, diversamente dalla superficie terrestre che ha meno di 200 milioni di anni. La luna non presenta evidenze di tettonica a placche e di acqua, non ha un’atmosfera e quindi non può esservi la vita. Il solo agente che ne modifica le caratteristiche morfologiche sono gli impatti di oggetti che possono avere dimensioni da minuscole fino a corpi di centinaia di chilometri di diametro.

Questa serie di impatti ha contribuito a produrre sulla Luna quello che viene definito regolite, che, in generale, rappresenta una copertura di materiale disgregato le cui dimensioni variano da una frazione molto fine fino a blocchi nell’ordine dei metri. Il suolo lunare è costituito dalla sola parte fine di questo materiale (es: Hapke, 1963), che, però,

non ha nessuna relazione con la presenza di materia organica come avviene per i suoli terrestri. Lo spessore del regolite varia dalle zone dei *maria*, dove raggiunge i 5 metri circa, mentre sulle *highland* il suo spessore è di circa 10 metri (McKay et al., 1991; e riferimenti al suo interno).

Il regolite generalmente si forma localmente; a piccola scala si notano possibili mescolanze di materiali diversi, e ha una velocità di accrescimento molto bassa.

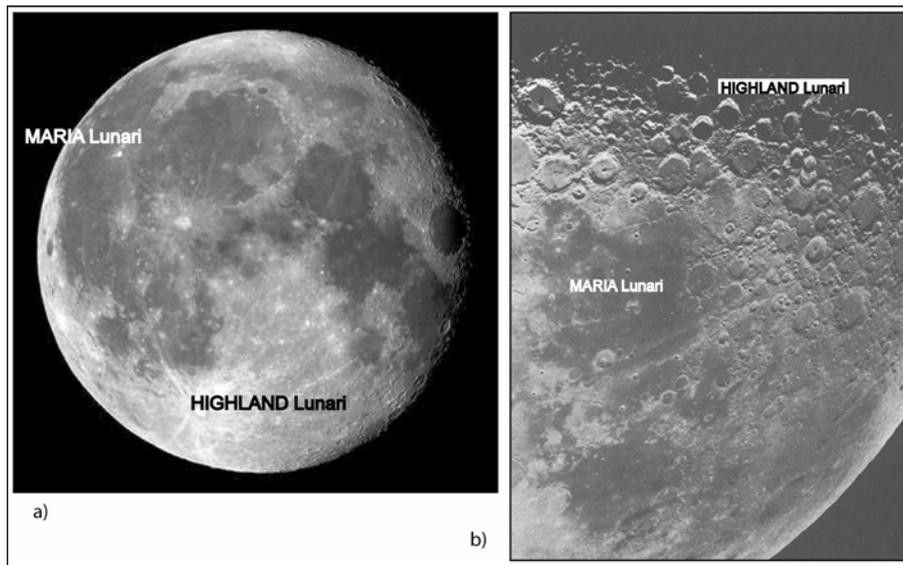
Un suolo è definito da cinque componenti principali, che consistono di: 1) frammenti di minerali, 2) frammenti di rocce cristalline, 3) di breccie, 4) di vetro d'impatto e 5) di quello che viene chiamato *agglutinate*. Questa ultima componente è costituita da piccole particelle di suolo unite tra loro da vetro, presentano una taglia di circa 60  $\mu\text{m}$  e sono un indicatore della maturità del suolo; contengono ferro metallico di dimensioni submicroscopica (*nanophase iron*) prodotto dall'azione dell'idrogeno del vento solare. Mediamente il loro contenuto è di circa il 25-30%. Suoli con una frazione più abbondante di questo materiale sono stati soggetti ad un più intenso bombardamento meteoritico.

Le *highland* fortemente craterizzate sono spesso ricoperte da un megaregolite, cioè da una vasta estensione di materiale proveniente dai crateri e dai grandi bacini di impatto che hanno saturato le *highland* (McKay et al., 1991; e riferimenti al suo interno).

#### 1.1.4 Maria

Dopo secoli di speculazione sulla natura dei *maria* da parte della comunità scientifica, i campioni riportati dalla missione Apollo 11 hanno permesso di stabilire che tali regioni sono costituite di lave basaltiche.

Queste vaste aree coprono circa il 17% della superficie lunare (Fig. 1.2), sono molto regolari con una pendenza che può variare da 1:500 a 1:200, e con variazioni di quota di circa 150 m su distanze di 500 km. Queste caratteristiche e l'assenza di forme vulcaniche richiamano i *plateau* basaltici presenti sulla Terra, ed è probabile che i fattori di formazione siano gli stessi. Quindi queste aree lunari devono essere caratterizzate da un alto tasso di eruzione e una bassa viscosità delle lave, di un ordine di grandezza inferiore rispetto a quelle terrestri. Il risultato è che i *maria* hanno generalmente tra i 10 e 40 metri di spessore, e sono estesi fino a 1200 km. Il fronte di lava ha spessore generalmente inferiore a circa 15m. In alcune aree sono presenti anche alcuni domi e coni, come nella regione di *Marius Hills* (Taylor et al., 2007).



**Fig. 1. 2 – Immagini della Luna dove sono messe in evidenza le porzioni dei *maria* (aree più scure) e delle *highland* (aree più chiare) lunari. a) immagine della *nearside* lunare. b) area maggiormente in dettaglio, con le porzioni craterizzate che sono le *highland*, e i *maria* che sono le porzioni più piane.**

I diversi *maria* rappresentano eruzioni indipendenti, spesso hanno forme circolari, poiché riempiono dei bacini *multiring* scavati dagli impatti. Alcuni esempi sono *Mare Imbrium* e *Mare Ingenii*. Gli impatti che hanno formato i bacini sono di molto precedenti ai *maria*, e quindi non hanno nessuna relazione con la genesi dei basalti dei *maria* (*mare basalt*). Il *mare basalt* infatti deriva da zone più profonde della crosta della Luna, ed hanno composizioni diverse da quelle di basalti formati in seguito ad un impatto. Il meccanismo che permette la risalita dei magmi dei *maria* è la differenza di densità presente tra il fuso e le rocce soprastanti. L'assenza di *maria* nel *farside* è spiegato con il maggior spessore della crosta in questa regione. Un'eccezione è rappresentata dal *South Pole-Aitken Basin*, un bacino *multiring*, di grandi dimensioni (2500 km di diametro), che è più profondo dei *maria* presenti nel *nearside*. Tale bacino non è riempito da lava, questo indica la presenza di una eterogeneità nel mantello, e che i *mare basalt* hanno sorgenti locali (Taylor et al., 2007; e riferimenti al suo interno).

In alcune aree, come sul bordo meridionale di *Mare Serenitas*, si trovano depositi di prodotti piroclastici, formati da fontane di fuoco durante le eruzioni lunari; sono composti da *glass droplet* e frammenti, e si distinguono dal vetro d'impatto per la loro uniformità, la composizione omogenea e l'assenza di contaminazione da parte delle meteoriti. Venticinque diverse composizioni sono state riconosciute per questi prodotti, che generalmente sono ricoperti da patine formate da elementi volatili derivati dai vapori vulcanici. Tali elementi hanno un'origine incerta, poiché sono generalmente rari nei

campioni lunari. Si pensa che possano formarsi in sorgenti locali (si parla di *local cumulate sources*), ma potrebbero anche provenire da profondità maggiori dei *mare basalt* (Taylor et al., 2007).

La composizione dei *mare basalt* è definita in base alle diverse composizioni della roccia totale, con ulteriori suddivisioni basate sulle composizioni dei minerali. Essenzialmente sono suddivisi in tre diversi gruppi: 1) *low-Ti*, che include basalti poveri in Ti, ad olivina, pigeonite e ilmenite; 2) *high-Ti*, comprende basalti che hanno elevato contenuto di Ti, elevato contenuto di K, basso contenuto di K; 3) *high-Al*, che raggruppa basalti ad elevato Al (Pieters, 1978; Taylor et al., 1991). I minerali principali sono pirosseno, olivina ricca in Mg, plagioclasio ricco in Ca, e opachi, principalmente ilmenite.

Il ferro ferrico è sostanzialmente assente, Cr ed Eu sono generalmente bivalenti, l'ultima fase che in genere cristallizza è una lega di Fe e Ni; questo evidenzia come i basalti lunari siano più ridotti di quelli terrestri, con una fugacità dell'ossigeno inferiore di un ordine di  $10^6$  rispetto alla Terra (Taylor et al., 1991; Taylor et al., 2007; e riferimenti al loro interno). Le lave lunari presentano un più basso contenuto in silice, 37-45%, e sono più ricche in ferro (18-22%) rispetto alle lave terrestri. I basalti lunari hanno alti valori in Ti, Cr, Fe/Mg, mentre presentano bassi contenuti di Ni, Al, Ca, Na, e K e sono impoveriti in elementi volatili e siderofili. Inoltre il rapporto tra volatili ed elementi refrattari (e.g., K/U) è basso. Infine un'altra caratteristica è un impoverimento del Eu bivalente. Questa è un'evidenza che i basalti dei *maria* provengono da zone più interne, in quanto tale caratteristica è presente pure nei vetri lunari che provengono dalle zone più profonde, indicando un interno differenziato (Taylor et al., 2007; e riferimenti al loro interno).

Infine, le variazioni composizionali dei *maria* sembrano legate alla eterogeneità delle regioni sorgenti, con scarse evidenze di frazionamento più superficiale (Papike et al., 1976; Taylor et al., 1991; Taylor et al., 2007; e riferimenti al loro interno).

La temperatura di fusione parziale di questi basalti è di circa 1200 °C, a profondità di circa 200-400 km, mentre il vetro vulcanico lunare proviene da profondità maggiori.

Questi processi hanno avuto luogo nei primi periodi della formazione del pianeta. La sistematica isotopica dei *mare basalt* indica che la cristallizzazione della regione sorgente è avvenuta circa 4.4 miliardi di anni fa. La fusione parziale avvenne nelle diverse zone centinaia di milioni di anni dopo, per mezzo del calore prodotto da elementi radioattivi. Nonostante si possano riconoscere 25 diversi tipi di basalti eruttati, l'ammontare del

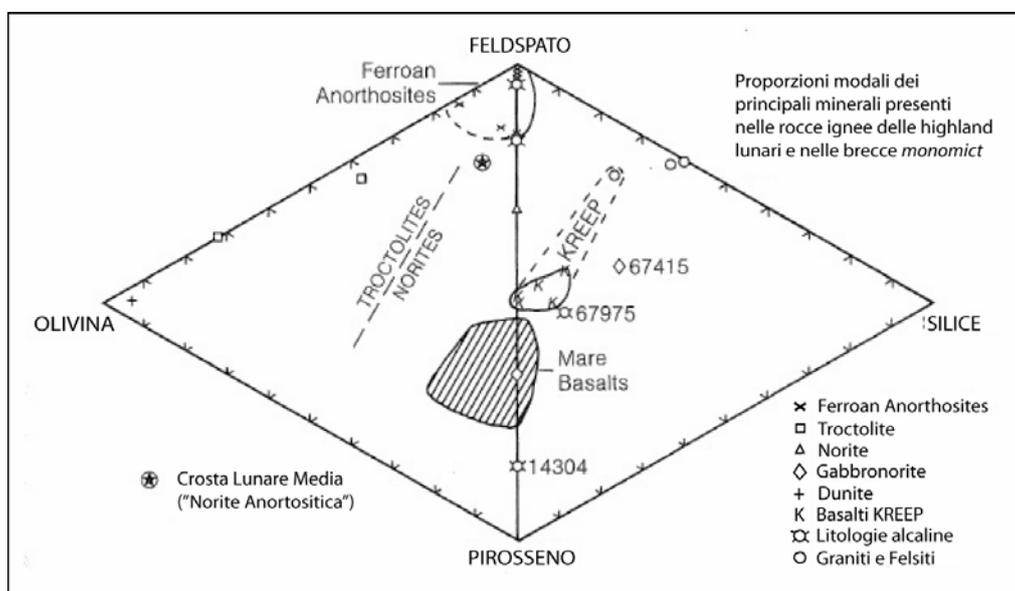
materiale che si è fuso in questo processo è circa lo 0.1% del volume della Luna (Taylor et al., 1991; Taylor et al., 2007; e riferimenti al loro interno).

### 1.1.5 Highland

Gran parte della crosta lunare è formata da regioni definite *highland*, caratterizzate da diverse litologie (Fig. 1.3). Tre diverse componenti sono state riconosciute: *Ferroan anorthosite*, *Mg-suite* e KREEP (Taylor et al., 1991; Taylor et al., 2007).

Le *Ferroan anorthosite* rappresentano circa l'80% delle *highland*. Sono costituite principalmente da plagioclasio calcico, circa il 95 %, con un elevato arricchimento in europio ( $Eu/Eu^*=50$ ). Un pirosseno a basso Mg è l'altro minerale presente. Le anortositi si presentano con cristalli di grosse dimensioni e una tessitura cumulitica (Taylor et al., 1991; Taylor et al., 2007). L'età di cristallizzazione di queste anortositi è considerata mediamente di 4450 milioni di anni.

La *Mg-suite* comprende noriti, troctoliti, duniti, troctoliti a spinello e anortositi gabbroiche e rappresentano circa il 10% della crosta. L'elevato rapporto  $Mg/Mg+Fe^{2+}$  rispetto alle *Ferroan anorthosite* indica come questa suite sia più primitiva (Taylor et al., 1991; Taylor et al., 2007). L'età è di circa 100-200 milioni di anni più giovane delle anortositi. Inoltre sono petrograficamente distinte dalle più vecchie anortositi.



**Fig. 1.3 – Proporzioni delle abbondanze modali dei quattro principali minerali presenti nelle rocce ignee e nelle breccie *monomict* delle *highland* lunari. Sono rappresentate le diverse litologie riscontrate in queste aree (modificato da Taylor et al., 1991).**

Le rocce della *Mg-suite* sono contraddistinte da due diverse componenti tra di loro contraddittorie: 1) sono ricche in Mg, primitive in termini di differenziazione magmatica, e

2) contengono un'elevata concentrazione di elementi incompatibili, tipico di un sistema magmatico o altamente evoluto o differenziato. L'origine del *Mg-suite* può essere ipotizzata come una combinazione di queste due componenti. Una sorgente potrebbe essere i KREEP (elevato contenuto di K, P e terre rare), l'altra è dubbia (Taylor et al., 1991; Taylor et al., 2007; e riferimenti al loro interno).

Se la sorgente di dubbia natura fosse costituita come è stato proposto dai cumuli profondi, la concentrazione di Ni nelle olivine del *Mg-suite* risulterebbe più bassa di quanto ci si aspetterebbe. Un modello propone che la *Mg-suite* risalga come plutoni separati che intrudono la crosta, ma il pattern delle terre rare è compatibile con un processo di mescolamento, caratteristica che non ci si aspetta nelle intrusioni separate. La presenza dell'ortopirosseno è un'altra caratteristica di queste rocce (Taylor et al., 2007).

I KREEP rappresentano le rocce della crosta ad elevato contenuto di K, P e terre rare. Rappresentano gli ultimi prodotti che si sono cristallizzati e hanno pervaso la crosta.

In rocce con queste caratteristiche composizionali sono state riconosciute due diverse tipologie tessiturali; la genesi e il possibile legame tra le due tipologie rimangono ancora sconosciute (Taylor et al., 1980). Le rocce di tipo KREEP presenti sulle *highland* lunari possono avere grana fine, e sono considerate come un tipo di basalto che sarebbe cristallizzato sulla superficie lunare, o poco sotto la superficie. Alcune rocce di tipo KREEP mostrano invece una grana più grossolana; un esempio è una roccia contenente quarzo e ricca in feldspati denominata "granito lunare" (Warren et al., 1983).

Poche altre componenti sono presenti in piccole quantità, nelle *highland* lunari, esse sono: graniti ricchi in silice, anortositi ricche in Na, una suite di basalti ricchi in Al e alcune breccie. Queste ultime sono generalmente suddivise in tre diversi sottogruppi, definiti *monomict*, *dimict* e *polyomict*; sono il prodotto di un intenso bombardamento meteoritico e sono costituite da frammenti o clasti di roccia con una matrice a grana molto fine (Taylor et al., 2007; e riferimenti al suo interno).

Infine, sulla base dei contenuti di FeO e di Th osservati nel corso delle missioni *Clementine* e *Lunar Prospector*, le *highland* sono state suddivise in tre diversi *terrane*: 1) *highland* feldspatiche (FHT), 2) il *Procellarum* KREEP (PKT) e il *South Pole-Aitken* (SPAT). I primi rappresentano la crosta feldspatica lunare, mentre i secondi si sono formati successivamente per intrusione del liquido residuale ricco in K, P, e terre rare. Gli SPAT sono dovuti alla grande escavazione del bacino *South Pole-Aitken* e hanno la composizione più mafica di tutte le *highland*. È comunque ancora incerto se in questo bacino tutta la

crosta sia andata persa e tali terreni mostrino il mantello lunare (Taylor et al., 2007; e riferimenti al suo interno).

#### 1.1.6 La struttura della Luna

Valutazioni fatte sulla base dei dati sismici di Apollo indicano che gli spessori crostali vanno da 54 a 62 km, e che la crosta è circa 15 km più spessa nelle regioni della *farside* rispetto alla *nearside*. La crosta rappresenta circa il 9% del volume della Luna. I basalti compongono l'1% del volume crostale e coprono il 17% della superficie lunare, con spessori di circa 1 o 2 km per la maggior parte nella *nearside*.

La complessità di interpretazione dei sismogrammi lunari non aiuta a definire la struttura del mantello, ma i modelli proposti assumono la presenza di un mantello superiore ricco in pirosseni e uno inferiore arricchito in olivina; al di sotto dei 500 km è ipotizzata la presenza di granati.

Oltre gli 800 km di profondità le onde P e S diventano molto attenuate, con perdita delle onde S in prossimità del centro; ciò suggerisce la presenza di una zona fusa, anche se non è chiaro se sono effettivamente assenti o molto attenuate. L'esistenza di un nucleo metallico sarebbe suggestiva, ma solo dati sismici migliori potranno dare una risposta (Taylor et al., 2007; e riferimenti al suo interno).

#### 1.1.7 Magma Ocean

I caratteri geochimici hanno messo in evidenza come la Luna sia stata almeno per metà, ma probabilmente del tutto, fusa nelle prime fasi della sua formazione. Tale massa di rocce fuse è stata definita *Magma Ocean* (Wood et al., 1970). La cristallizzazione di un tale corpo fuso è complessa da immaginare e molto discussa. Un possibile scenario ipotizza che inizialmente si siano cristallizzate olivina e ortopirosseno formando depositi di cumulati profondi (Warren, 1985). Come il contenuto di Al e Ca aumentava, nel magma iniziavano a cristallizzare e a galleggiare i plagioclasti, in un fuso asciutto (povero di volatili). Tali plagioclasti andavano a formare degli ammassi rocciosi che amalgamandosi hanno dato origine alle *highland*, circa 4450 milioni di anni fa. Le differenze di spessore tra la crosta della *nearside* e della *farside* sono spiegate in primo ordine con l'azione di correnti convettive primordiali.

Il plagioclasio cristallizza molto presto, come è messo in evidenza dal fatto che tutte le lave prodotte dall'interno della Luna indicano che si sono formate dopo una perdita di Eu e Sr

nelle zone interne (Warren, 1985). Il *Magma Ocean* doveva essere ricco in Ca e Al, come confermato dai dati delle missioni *Galileo*, *Clementine* e *Lunar Prospector*, e in altri elementi refrattari, se paragonati ai dati terrestri (Taylor et al, 2007).

Il materiale residuo rimasto dopo la cristallizzazione di circa il 99% del *Magma Ocean* dovrebbe rimanere arricchito in FeO, elementi in tracce, e in alcuni casi in silice. Questo materiale, risalendo attraverso la crosta, altera le composizioni originali delle rocce. La fusione parziale di queste rocce, alterate da un liquido arricchito in K, REE e P, potrebbe essere la causa di formazione dei basalti KREEP (Warren, 1985). La cristallizzazione di questi prodotti deve essere avvenuta in modo asimmetrico nella crosta, poichè sono presenti delle variazioni di spessore crostale e una concentrazione maggiore di KREEP nel *nearside*.

Durante questo lungo processo la Luna era costantemente bombardata, e le sue porzioni superficiali venivano periodicamente distrutte, con rimescolamento delle componenti delle *highland* cristalline, e, forse contemporaneamente a questi eventi, la *Mg-suite* si è intrusa nella crosta. In questa fase possono essere avvenuti rovesciamenti di alcuni corpi cumulatici, che però non hanno portato ad una omogeneizzazione delle porzioni interne, e che quindi hanno contribuito a dare origine a un'ampia varietà di *mare basalt* (Vaniman et al., 1991; Taylor et al., 2007; e riferimenti al loro interno).

#### 1.1.8 Origine ed evoluzione della Luna

Le origini della Luna sono state a lungo dibattute e i modelli sono stati via via modificati in base all'aumento del volume di dati lunari che si è reso disponibile nel corso del XX secolo. Le risposte che il modello sull'origine della Luna doveva dare sono infatti aumentate con l'estendersi dell'esplorazione dello spazio, l'acquisizione dei dati da remoto, l'arrivo di campioni lunari di ritorno dalle diverse missioni, oltre che con i dati forniti da meteoriti. I primi modelli sono stati quindi sostituiti da modelli sempre più raffinati e complessi.

Cinque diverse ipotesi sono state fatte negli anni (riassunte da Taylor et al., 2007).

1) La cattura di una luna precedentemente formata; questo modello non permette di spiegare le caratteristiche composizionali di questo satellite, e non è sostenibile da un punto di vista dinamico. Tale ipotesi presupporrebbe un'incredibile coincidenza di un corpo unico da un punto di vista composizionale, catturato dal nostro pianeta.

2) La formazione di un pianeta doppio; le notevoli differenze di densità e composizione dei due corpi celesti hanno minato fin da subito la possibilità di questa ipotesi.

3) La fissione di materiale del mantello terrestre a causa di una rotazione molto veloce ipotizzata per la Terra; questo modello permetteva di giustificare la bassa densità lunare dovuta al basso contenuto di metalli sulla Luna. Ma il momento angolare tra i due pianeti è troppo basso per questo tipo di processo. Inoltre i campioni provenienti dalla Luna non hanno fornito conferme a questa teoria, non riuscendo, per la maggior parte degli elementi maggiori e delle tracce, a mettere in relazione le variazioni composizionali dei campioni lunari con il mantello terrestre.

4) Una modifica a questa ipotesi considera una serie di numerosi piccoli impatti, che hanno messo in orbita materiale del mantello terrestre; è però molto improbabile ottenere l'alto momento angolare che sarebbe richiesto da questo modello.

Questi quattro modelli non riescono a spiegare l'unicità del sistema Terra-Luna nel sistema solare, poiché si basano su modelli generali sulla formazione di pianeti e satelliti. Inoltre non riescono a spiegare la composizione priva di acqua della Luna e non tengono conto delle differenze tra la composizione lunare e quella del mantello terrestre.

5) A.G.W. Cameron, cercando di spiegare il problema dell'elevato momento angolare tra i due pianeti, sviluppò la teoria che al momento attuale riscuote il maggior consenso. L'ipotesi assume l'impatto di un corpo di dimensioni simili a quelle di Marte, avvenuto nell'ultima fase di sviluppo dei pianeti terrestri, che avrebbe prodotto un disco di materiale attorno alla Terra, dal quale la Luna si sarebbe formata (Cameron&Ward, 1976). Molti altri aspetti vengono spiegati con questa teoria. Uno dei probabili scenari prospettati da questo modello prevede che l'oggetto impattante avesse una massa di circa 0.1 della massa terrestre. Questo corpo, chiamato *Theia*, doveva essere differenziato in un mantello silicatico e in un nucleo metallico; inoltre, doveva provenire dalla stessa regione di formazione nella nebulosa in cui si è formata la Terra (essendo identiche le firme dell'ossigeno e del cromo tra Terra e Luna, e data la bassa velocità di impatto richiesta dal modello). La collisione avrebbe portato alla distruzione di *Theia* e all'immissione della maggior parte del materiale nell'orbita terrestre.

Alcune varianti dell'ipotesi prevedono che questo materiale abbia formato un'unica Luna fusa; altre prevedono la formazione di piccoli corpi che successivamente sono andati a formare una Luna parzialmente fusa (Hartmann et al., 1986). L'impatto deve aver prodotto anche molto materiale vaporizzato, ma il materiale lunare non sembra essersi formato per

condensazione dal vapore. L'impoverimento di elementi volatili e l'assenza di acqua possono essere spiegati come caratteristiche tipiche di *Theia*, e, quindi, della primitiva nebulosa interna, evidenziato anche dal fatto che tutti i minerali primari delle meteoriti sono anidri.

E' sempre difficile trovare spiegazioni per eventi unici nelle discipline scientifiche, ma questa teoria ha dato varie risposte agli studiosi. Inoltre, l'evento catastrofico scatenante, che viene proposto, è compatibile con le condizioni di bombardamento elevato che erano presenti nelle prime fasi di formazione dei pianeti.

## 1.2 Mercurio

### 1.2.1 Introduzione

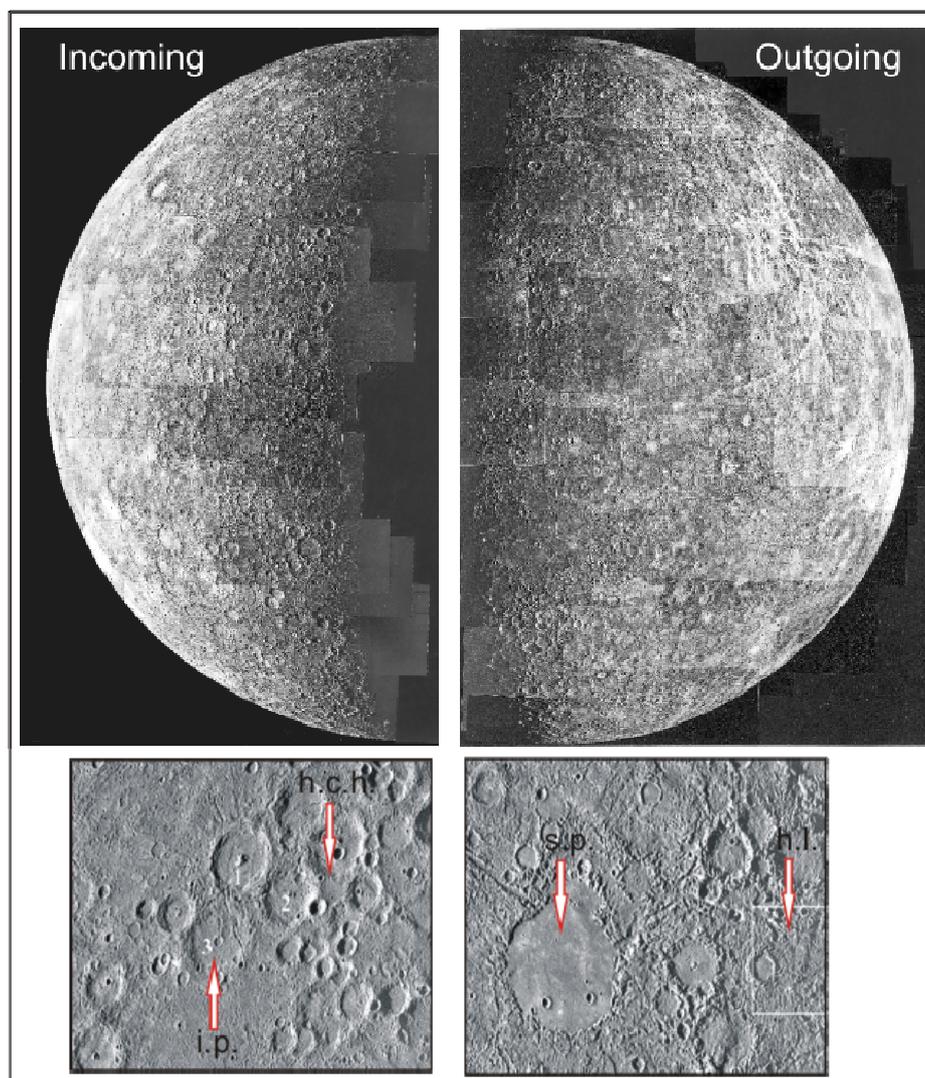
Mercurio è il pianeta più interno al sistema solare. Esso si presenta come un estremo assoluto per i pianeti, ed è il meno noto. Infatti la sua vicinanza con il Sole ha da sempre reso complicato il suo studio. Fin dall'antichità le osservazioni di questo pianeta furono poche, in quanto esso non si sposta mai oltre i 28° di distanza dal Sole. Nonostante ciò alcune caratteristiche sono state riconosciute, come: il periodo sinodico del pianeta, che è di 115 giorni, la sua elevata velocità di rotazione attorno al Sole, e la presenza delle fasi.

La nuova era di esplorazione del pianeta partì dopo il 1960, quando l'uso di moderni telescopi ha permesso di disegnare le prime mappe del pianeta. Nel 1973 fu lanciato dagli americani lo *spacecraft Mariner10*, la prima e unica missione, prima del gennaio del 2008, ad aver orbitato attorno al pianeta. L'incontro con il pianeta avvenne nel marzo dell'anno seguente, e portò un notevole aumento delle informazioni ottenute dalle osservazioni terrestri. Nonostante ciò, molti degli interrogativi che la comunità scientifica aveva sul pianeta rimasero aperti, e poco venne aggiunto anche da successive ricalibrizioni dei dati e da nuove osservazioni da Terra.

Due nuove missioni, MESSENGER, della NASA, e BepiColombo, una collaborazione tra JAXA ed ESA, dovranno fornire nuovi dati e risposte sulle peculiarità di questo pianeta, in modo particolare sulla sua superficie. MESSENGER, dopo aver raggiunto il pianeta nel Gennaio del 2008, ha fornito dati interessanti dal suo primo *flyby*. Un secondo incontro con il pianeta è avvenuto nell'ottobre dello stesso anno, e un terzo avverrà nel settembre 2009; nel marzo 2011 entrerà nell'orbita del pianeta per rimanerci per circa un anno. Il lancio di BepiColombo è previsto attualmente per il 2013.

### 1.2.2 Superficie di Mercurio

*Mariner*10 ha fotografato il 45% della superficie di Mercurio (Fig. 1.4), mettendo in rilievo come essa possa essere divisa in 4 diversi “terreni”: *heavily cratered regions*, *intercrater plains*, *hilly and lineated terrains* e *smooth plains*.



**Fig. 1. 4** – Le due immagini superiori sono i foto-mosaici dei lati *incoming* e *outcoming* di Mercurio visti da *Mariner*10, molte delle porzioni di *smooth plains* sono concentrate nell'*outcoming*. Le due immagini inferiori mettono in luce le *heavily cratered highlands* (h.c.h.), a sinistra, con crateri a diverso grado di alterazione, 1 indica un cratere abbastanza fresco, 2 indica un cratere degradato da crateri successivi e dagli *ejecta* dovuti al cratere 1, 3 è il più alterato, a causa di impatti successivi e di immisione da sud di materiale tipico delle *intercrater plains* (i.p.); a destra si notano delle *hilly and lineated terrane* (h.l.) e la presenza di *smooth plains* (s.m.) che hanno coperto un grosso cratere (immagini da Strom&Sprague, 2003).

Le *heavily cratered regions* si sono formate in un periodo di intenso bombardamento che ha interessato tutti i pianeti delle aree interne del sistema solare e che sulla Luna sarebbe terminato circa 3.8 miliardi di anni fa (Solomon, 2003). Le *intercrater plains* sono le aree più estese sulla superficie e devono essersi sviluppate durante la fase di bombardamento

(Solomon, 2003). Le *hilly and lineated terrains* sono una regione originatasi probabilmente in conseguenza alla formazione del *Caloris Basin*, il più grande e recente bacino d'impatto del pianeta, a causa della propagazione delle onde prodotte dall'impatto (Solomon, 2003). Le *smooth plains* rappresentano le aree più giovani del pianeta, sono associate ai grandi bacini di impatto e sono in una posizione stratigrafica considerata simile a quella dei *maria* lunari (Solomon, 2003).

### 1.2.3 Osservazioni spettroscopiche dalla Terra

Le conoscenze chimiche e mineralogiche sulla composizione della superficie di Mercurio sono state raccolte da diverse osservazioni spettroscopiche dalla Terra nel VIS, NIR (Fig. 1.5) e MIR (infrarosso medio).

Recentemente in uno spettro di Mercurio nel NIR è stata identificata una probabile banda di assorbimento a circa 1.00-1.10  $\mu\text{m}$  attribuite alla presenza di clinopirosseno (Warell et al., 2006). In precedenza altri autori avevano osservato una possibile banda in questa posizione (McCord&Clark, 1979; Vilas et al., 1984), ma mai in modo così convincente. Dalle diverse località di cui si sono studiati gli spettri, solo due sembrano avere questa probabile banda, suggerendo che in alcune aree sono presenti piccole quantità di FeO nel materiale in superficie, mentre in altre è quasi assente.

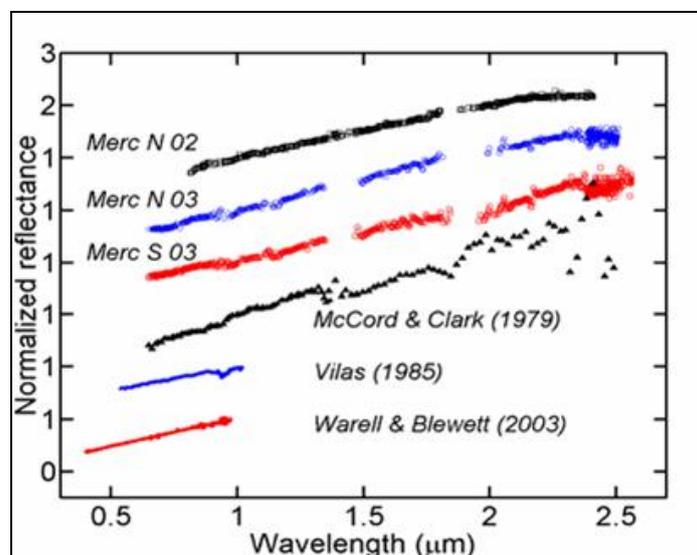


Fig. 1. 5 – Spettri di riflettanza di Mercurio acquisiti da Terra, si nota la caratteristica pendenza verso l'infrarosso e solo in pochi casi si notano dei deboli assorbimenti a circa 1.00  $\mu\text{m}$  e a 1.85  $\mu\text{m}$  (da Warrel et al., 2006).

In Fig. 1.5, la presenza di una piccola depressione posizionata a circa 1.85  $\mu\text{m}$ , nella firma spettrale Mercury 2003 S, insieme a quella posta a 1.00  $\mu\text{m}$ , potrebbe indicare la presenza di ortopirosseno in quest'area. Nello spettro Mercury 2003 N, la banda a 1.00  $\mu\text{m}$ , senza

una banda a 2.00  $\mu\text{m}$ , indicherebbe la presenza di un clinopirosseno, o in alternativa la presenza di un olivina fosteritica (Warell et al., 2006).

Tutte queste osservazioni hanno messo in risalto un basso contenuto di FeO e TiO<sub>2</sub> come evidenziato dalle poco profonde o assenti bande di assorbimento, e la sistematica risalita della curva spettrale verso le lunghezze d'onda maggiori (*red slope*). Queste caratteristiche sono molto simili a quelle delle più recenti firme delle anortositi lunari delle *highland* più mature, prive di bande di assorbimento nel NIR e con un caratteristico *red slope*.

In base alle informazioni di *Mariner*10 e dai dati ottenuti da Terra la superficie di Mercurio sembra essere più impoverita in minerali opachi, come ilmenite e rutilo, e in Fe<sup>2+</sup> nei silicati, se paragonata con la superficie lunare. Diversamente, il ferro metallico è ritenuto poter essere un importante componente del regolite di Mercurio, e Warell (2003) ha determinato che la forma dello spettro a lunghezze d'onda <0.55  $\mu\text{m}$  può essere determinante per evidenziare la presenza di questa fase.

Osservazioni dalla Terra nel MIR, con una bassa risoluzione spaziale (qualche centinaia di km) hanno messo in luce come vi sia una certa eterogeneità composizionale da un punto di vista mineralogico della superficie (Sprague et al., 1994; Sprague&Roush, 1998; Emery et al., 1998; Cooper et al., 2001). Inoltre, gli spettri in emittanza mostrano la presenza sia di pirosseni a basso contenuto di Fe e sia di feldspati intermedi. La posizione del massimo di emissività (EM) a 8  $\mu\text{m}$  indica la presenza di una superficie con composizione che varia da basica ad intermedia (Sprague et al., 1998; Sprague et al., 2002), mentre sono stati individuati tipi di suoli di composizione da intermedia ad ultrabasica da Cooper et al. (2001). Inoltre i bassi contrasti spettrali e la possibile esistenza di un eccesso di emittanza a 5  $\mu\text{m}$  indicano una grana mediamente molto fine, nell'ordine dei 30  $\mu\text{m}$ , e la presenza di un significativo gradiente termico nel regolite, durante il giorno (Boynton et al., 2007).

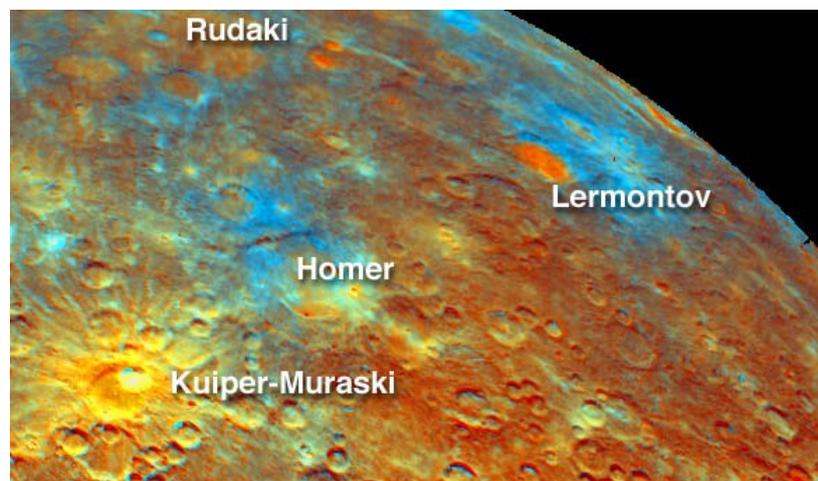
Confrontati con lavori di laboratorio su materiali terrestri, lunari e meteoritici, gli spettri di Mercurio indicano che la composizione è essenzialmente dominata da feldspati e pirosseni a basso contenuto in Fe, in particolare feldspati ricchi in calcio, augiti, hypersthene, diopside ed enstatite sono stati ipotizzati in diversi spettri del pianeta.

Il *red slope* della curva spettrale e l'assenza di forti assorbimenti negli spettri nel VIS e NIR potrebbero anche essere spiegati con la presenza di particelle sub-microcristalline sulla superficie, formatesi per processi di riduzione (Allen et al., 1993; Hapke, 2001; Taylor et al., 2001; Sasaki et al., 2003).

Uno studio dettagliato di emissività delle microonde (0.3-20.0 cm) sul regolite di Mercurio (Mitchel&de Pater, 1994) ha dimostrato che tale superficie è più trasparente alla radiazione elettromagnetica a queste lunghezze d'onda di quella lunare. Ne consegue che la superficie di Mercurio deve essere maggiormente impoverita nei contenuti di Fe e Ti rispetto al regolite lunare.

#### 1.2.4 Vulcanismo su Mercurio

Il ruolo del vulcanismo nella storia geologica di Mercurio è ancora molto dibattuto e controverso. Le informazioni morfologiche per ora disponibili non permettono di stabilire l'origine delle *smooth plain*, le ipotesi comprendono la possibilità che abbiano un'origine vulcanica o che siano dovute alla messa in posto di *ejecta* da impatto. Anche i dati della composizione della superficie non hanno aggiunto chiarimenti o informazioni sicure sul vulcanismo di Mercurio. Basandosi sui dati delle microonde, 0.3-6.2 cm, Jeanloz et al. (1995) concludono che un vulcanismo basaltico derivato dal mantello è inverosimile per Mercurio, mentre non escludono la possibilità di un vulcanismo effusivo localizzato legato ad alcuni plutoni. Dati ricalibrati di *Mariner*10 (Robinson&Lucey, 1997) hanno fornito nuove indicazioni sulla diversità della composizione superficiale di aree limitrofe (Fig. 1.6), suggerendo l'esistenza di flussi vulcanici locali, anche se le composizioni non sono chiaramente determinate.



**Fig. 1. 6** – Immagine in falsi colori di Mercurio, in Rosso le anortositi, in Verde la maturità, in Blu la concentrazione degli opachi (Robinson&Lucey, 1997).

Ipotesi sulla possibilità che alcune aree siano consistenti con composizioni gabbriche o basaltiche sono state formulate da Head&Wilson (2001). La presenza di alcune strutture di assorbimento dai dati rilevati da terra nel MIR, attribuibili a minerali tipici di rocce a

composizione da intermedie a mafiche (Sprague et al., 1994, 2000; Sprague&Roush, 1998; Cooper et al., 2001) sono in accordo con l'ipotesi fornita da Head&Wilson (2001). Una banda ad 1.0  $\mu\text{m}$ , osservata da Warell et al. (2006), e da questi autori attribuita al clinopirosseno, se confermata sarebbe in linea con quell'ipotesi. Altre caratteristiche, come l'ipotesi di una porzione del pianeta, più interna, fusa, la natura strana di alcune unità pianeggianti, e la presenza di alcune strutture tettoniche, permettono di non escludere a priori il vulcanismo (Milkovich&Head, 2001; Head&Wilson, 2001).

Sono pertanto necessarie ulteriori informazioni multispettrali nel VIS, NIR e MIR, dove sono presenti le bande diagnostiche delle fasi mineralogiche caratteristiche del materiale vulcanico, e immagini spettrali di ampie aree del pianeta per risolvere i dubbi relativi al vulcanismo e alle origini delle *smooth plain*, su Mercurio.

#### 1.2.5 Formazione della Crosta

I dati esistenti permettono di considerare possibile una formazione della crosta simile a quella descritta nel modello del magma ocean della Luna.

Diverse ipotesi sono avanzate per spiegare la composizione totale di Mercurio (Lewis, 1998; Goettel, 1988; Wetherill, 1988; Wasson, 1988).

Un modello prevede un frazionamento ferro/silicati nelle porzioni più interne nella nebula all'inizio della formazione dei planetesimi (Strom, 1997; Solomon, 2003). Una rimozione dei silicati più efficiente rispetto al ferro può aver portato ad un arricchimento in questo ultimo, sebbene la composizione dei silicati originali potrebbe essere rimasta inalterata. Un *magma ocean* silicatico può essersi sviluppato in seguito, dando origine ad una spessa crosta (Solomon, 2003), con valori di 4% alumina, 1% ossidi alcalini e FeO variabile tra 0.5 e 6% (Strom, 1997). Gli altri due modelli proposti riguardano ciò che può essere accaduto in una fase successiva alla formazione del pianeta, quando era già avvenuta una differenziazione tra un mantello silicatico e un nucleo ricco in metalli. Nel caso di una vaporizzazione per radiazione da una nebula calda e una eliminazione dei silicati a causa del vento solare dovrebbe essersi formata una crosta impoverita in alcali e FeO e arricchita in metallo ed elementi refrattari (e.g., Fegley&Cameron, 1987). Alternativamente, viene avanzata l'ipotesi di un grande impatto che avrebbe rimosso la crosta già formata. In questo caso, dal magma residuo si sarebbe evoluta una crosta sarà impoverita in Ca, Al e alcali, senza arricchimenti di elementi refrattari (Benz et al, 1988).

### 1.2.6 Flyby di MESSENGER

A gennaio del 2008 e successivamente ad ottobre del 2008, la missione MESSENGER ha effettuato i primi due *Flyby* attorno al pianeta Mercurio. Dal primo approccio con il pianeta sono già derivate alcune considerazioni importanti, pubblicate su *Science* nel mese di luglio, che hanno permesso di dare alcune risposte ad interrogativi ancora aperti (Fig. 1.7). Il primo *flyby* è avvenuto a 201 km di altitudine. MESSENGER ha esaminato la superficie illuminata del pianeta, che includeva un 21% di superficie mai vista prima, e ha acquisito dati con tutti gli strumenti a bordo.

Per quanto riguarda le caratteristiche superficiali, le prime immagini confermano che la tettonica dominante sul pianeta è caratterizzata da *lobate scarp* (Solomon et al., 2008) che registrano una contrazione globale del pianeta associata al raffreddamento dello stesso, e che sarebbe avvenuta dopo il periodo di grande bombardamento avvenuto nel sistema solare interno (Strom et al., 2008). Oltre a queste strutture sono evidenti altre strutture di contrazione, come *wrinkle ridge* e *high relief ridge*. Fratture distensive sono state viste solo all'interno del *Caloris Basin* e di *Raditladi Basin*, sia da *Mariner10* che da MESSENGER (Morchie et al., 2008; Strom et al., 2008).

Un altro aspetto messo in evidenza dalle immagini dei primi *flyby* è che le strutture delle *smooth plain* sono da associare a dei depositi di materiale vulcanico. La presenza di bocche eruttive è stata messa in evidenza lungo il margine interno del *Caloris Basin* e si vede che le piane si sono formate sia all'interno sia in prossimità di diversi grandi crateri d'impatto (Head et al., 2008).

Inoltre sono stati acquisiti dati spettrali per mezzo di MASCS (*Mercury Atmospheric and Surface Composition Spectrometer*), uno spettrometro che copre l'ultravioletto, il visibile e il vicino-infrarosso (McClintock et al., 2008), e delle immagini multispettrali con le camere NAC (*Narrow Angle Camera*) e WAC (*Wide Angle Camera*, che ha undici diverse bande nell'intervallo 0.4-1.00 $\mu\text{m}$ ) del sistema MDIS (*Mercury Dual Imaging System*) (Robinson et al., 2008). I dati spettrali hanno messo in evidenza una generale pendenza verso l'infrarosso (il *red slope* già osservato da Terra) e l'assenza di bande di assorbimento a circa 1.00 $\mu\text{m}$ , assorbimento in genere caratteristico della presenza di  $\text{Fe}^{2+}$  nei minerali silicatici. È invece presente un assorbimento nell'ultravioletto, a circa 0.30  $\mu\text{m}$ , caratteristico di bande OMCT (transizioni di carica metallo ossigeno) nei minerali silicatici, che suggerisce un basso contenuto di  $\text{Fe}^{2+}$  e  $\text{Ti}^{4+}$  in minerali come pirosseni ed

olivine. Un aumento della riflettanza attorno a  $0.50\mu\text{m}$  viene associato alla possibile presenza di un quantitativo di minerali opachi ricchi in ferro e titanio più alto rispetto a quello previsto dai dati esistenti. La presenza di queste fasi mineralogiche spiegherebbe la minore riflettanza riscontrata mediamente su Mercurio rispetto alla riflettanza della Luna. In modo particolare, le aree meno mature di Mercurio presentano una riflettanza che è circa un 10-20% inferiore a quella di *highland* lunari. Inoltre, differenze tra gli spettri di aree diverse sono state osservate sia da MASCS, sia dalla WAC, che confermano che la superficie del pianeta presenta una certa eterogeneità e che permettono di delimitare alcune diverse aree da un punto di vista composizionale.

Ciò che dalle prime elaborazioni effettuate sui dati ottenuti da MESSENGER nei primi *flyby* è emerso in modo chiaro è che le eterogeneità osservate su Mercurio sono di difficile interpretazione composizionale, per la pendenza molto accentuata degli spettri e per la mancanza di chiare strutture di assorbimento nel vicino infrarosso. Deboli strutture che possono suggerire la presenza di alcuni minerali femici, a basso contenuto di  $\text{Fe}^{2+}$  e  $\text{Ti}^{4+}$ , e minerali opachi ferro-titaniferi, sono state osservate, rispettivamente, nell'ultravioletto e nel visibile, e sono in accordo con la minore riflettanza complessiva riconosciuta per la superficie di Mercurio rispetto alla superficie della Luna (McClintock et al., 2008). La formazione di particelle metalliche (nanofasi di  $\text{Fe}^0$ ) potrebbe essere avvenuta quindi a spese di queste fasi mineralogiche, ma se la presenza di queste fasi silicatiche od opache sarà confermata, vorrà dire che la presenza di  $\text{Fe}^{2+}$  sulla superficie di Mercurio potrebbe essere maggiore rispetto a quella prevista dai dati da Terra (Robinson et al., 2008). I nuovi dati che questa missione fornirà, con risoluzione spaziale massima vicino ai 3 km, e la seguente missione BepiColombo, il cui spettrometro (VIHI) acquisirà con una risoluzione spaziale massima di 100 m ed estenderà il suo intervallo di lunghezza d'onda fino a  $2.00\mu\text{m}$ , permetteranno di approfondire e consentiranno di risolvere le problematiche ancora aperte.

I risultati di queste osservazioni ottenute durante i *flyby* saranno ripresi nel capitolo 9 e confrontati con i dati dei campioni studiati in questo lavoro di tesi.

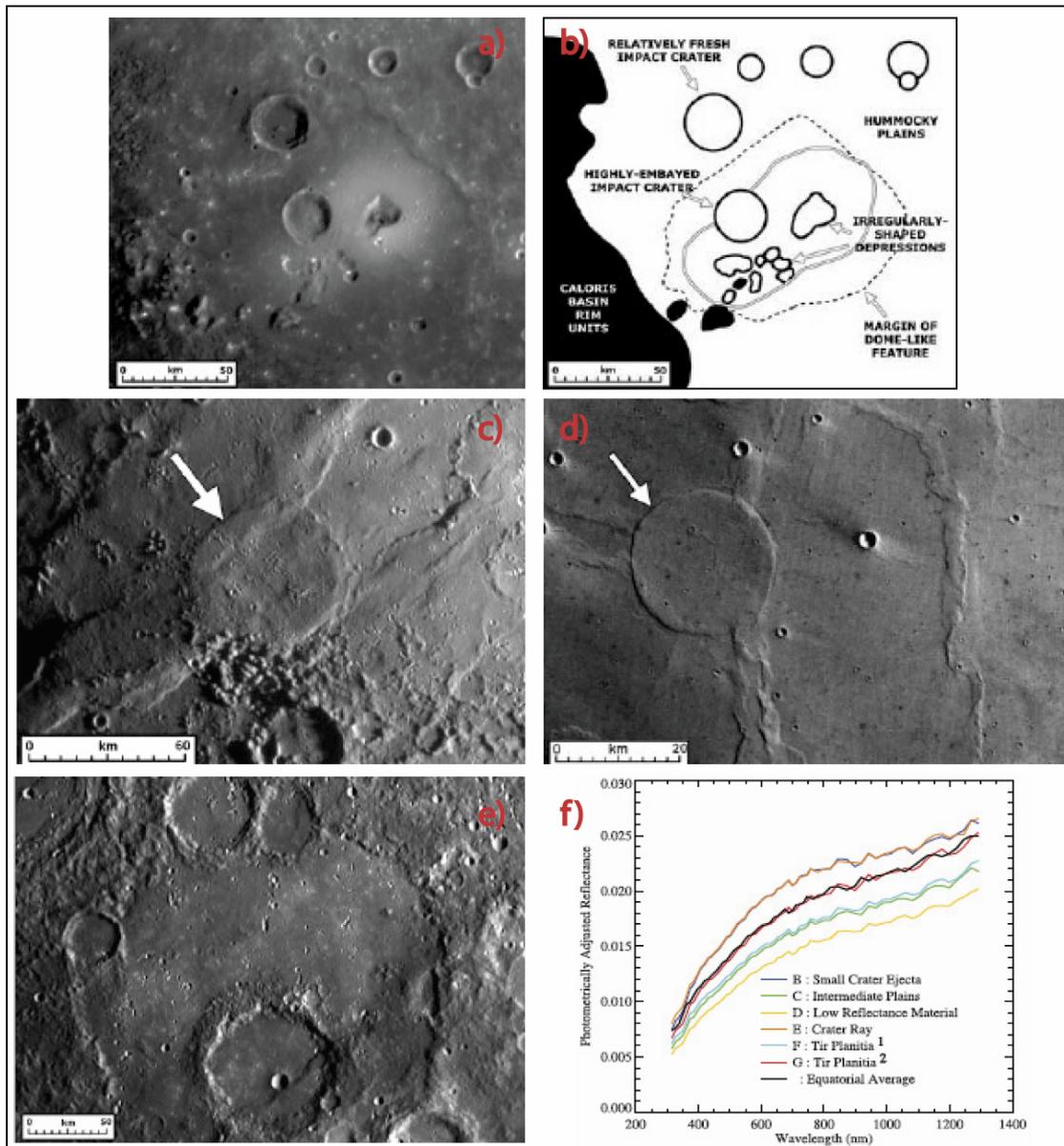


Fig. 1. 7 – a) Depressione centrale sovrapposta ad una struttura simile ad un piccolo duomo, circondata da materiale chiaro, nella zona a sud del *Caloris Basin*, la struttura ricorda alcuni piccoli coni vulcanici sulla Luna; b) ricostruzione dell'area presente in a), che illustra le strutture principali e le relazioni tra le stesse; c) *Wrinkle-ridge rings* su Mercurio, e un analogo su Marte in d), questa strutture è interpretata come crateri di impatto completamente riempiti da lave, i *ridge* sono formati da una successiva deformazione regionale; e) immagine di un cratere degradato e riempito, la porzione piana al centro è interpretata come una *smooth plain* vulcanica (le figure da a) ad e) sono prese da Head et al., 2008); f) primi spettri di riflettanza da regioni diverse di Mercurio acquisiti da MASCS (da McClintock et al., 2008).



## **SPETTROSCOPIA NEL VISIBILE E VICINO-INFRAROSSO: TEORIA E MODELLI INTERPRETATIVI**

### **2.1 Introduzione**

La spettroscopia di riflettanza è lo studio della luce, riflessa o diffusa, da un corpo in funzione della lunghezza d'onda. I fotoni che colpiscono un minerale possono essere riflessi dalla superficie, attraversare il granulo ed uscire o essere assorbiti. I fotoni riflessi dalla superficie o rifratti attraverso una particella sono detti diffusi. Tali fotoni a loro volta possono essere influenzati dalla presenza di altri grani o essere re-inviati all'esterno e quindi misurati. Diversi sono i processi che portano all'assorbimento dei fotoni da parte dei materiali. In funzione della lunghezza d'onda in cui i fotoni vengono assorbiti, è possibile trarre informazioni sulla natura del materiale, come il chimismo dei minerali. I fotoni possono anche essere emessi da una superficie, tale fenomeno è noto come emissività. Fotoni emessi subiscono le stesse leggi fisiche di riflessione, rifrazione e assorbimento alle quali sono soggetti i fotoni incidenti (Clark, 1999).

Lo studio da remoto si è avvalso con successo dell'utilizzo della spettroscopia di riflessione per caratterizzare composizioni di superfici di asteroidi o pianeti, partendo dalle seguenti considerazioni. Nell'intervallo di lunghezza d'onda dal visibile al vicino infrarosso, informazioni su minerali silicatici componenti le superfici di diversi corpi del nostro sistema solare possono essere ottenuti da assorbimenti diagnostici, generalmente legati alla presenza di elementi di transizione nei reticoli cristallini. In modo particolare i parametri che descrivono questi assorbimenti permettono di individuare i minerali presenti (Clark&Roush, 1984; Burns, 1993a; Gaffey et al., 1993).

Più di metà tavola periodica è composta da elementi di transizione, ma solo pochi di questi, in particolare i cationi della prima serie di transizione, come Ti, V, Cr, Mn, Fe, Co, Ni, e Cu sono sufficientemente abbondanti per contribuire agli assorbimenti degli spettri di riflessione da remoto dei pianeti del sistema solare.

Nella prima parte di questo capitolo verrà descritto brevemente come avviene la interazione tra la radiazione elettromagnetica e la materia, su cui si basa la spettroscopia,

con particolare attenzione all'intervallo di lunghezza d'onda del visibile e vicino infrarosso, e come questa interazione si esprime negli spettri di riflettanza.

Nella seconda parte sono proposti alcuni metodi analitici per definire i parametri spettrali delle singole bande di assorbimento, che possono essere messi in relazione con le caratteristiche composizionali o tessiturali del materiale studiato.

## 2.2 Radiazione elettromagnetica

La spettroscopia descrive gli effetti della interazione tra la radiazione elettromagnetica e la materia; diversi metodi di spettroscopia utilizzano tipi diversi di radiazione per investigare le proprietà chimiche e fisiche dei materiali.

Qui prendiamo in considerazione il tipo di radiazione elettromagnetica, le sorgenti della radiazione, e il segnale misurato nella spettroscopia ottica del visibile e del vicino infrarosso. Geiger (2004, e riferimenti al suo interno) fornisce dettagli sulle altre tecniche di indagine, che utilizzano altri tipi di radiazione.

La radiazione elettromagnetica ha natura duplice. Alcuni fenomeni a livello macroscopico possono essere spiegati in base al comportamento ondulatorio della radiazione. Per altri fenomeni, che coinvolgono processi che avvengono a livello atomico e molecolare, è necessario considerare l'interazione dell'energia trasportata dalla radiazione, come quantità discrete (quanti), e la materia.

Un'onda elettromagnetica è composta da un campo magnetico e uno elettrico oscillanti ortogonalmente tra di loro (Fig. 2.1). Poiché questo lavoro si occupa di spettroscopia nel VNIR, consideriamo solo le eccitazioni indotte dalla componente elettrica della radiazione.

I parametri che descrivono le caratteristiche ondulatorie della radiazione elettrica sono:

- 1) la lunghezza d'onda,  $\lambda$ , che descrive la distanza di due successivi punti aventi la stessa fase, con unità di misura in cm,  $\mu\text{m}$ , nm,  $\text{\AA}$ ;
- 2) la frequenza,  $\nu$ , il numero di oscillazioni in un intervallo di tempo, la cui unità di misura è il  $\text{s}^{-1}$ ;
- 3) il numero d'onda ( $\bar{\nu}$ ), definito come l'inverso della lunghezza d'onda, la cui unità di misura è  $\text{cm}^{-1}$ ;
- 4) l'intensità del campo elettrico nel piano YZ in funzione della posizione e del tempo.

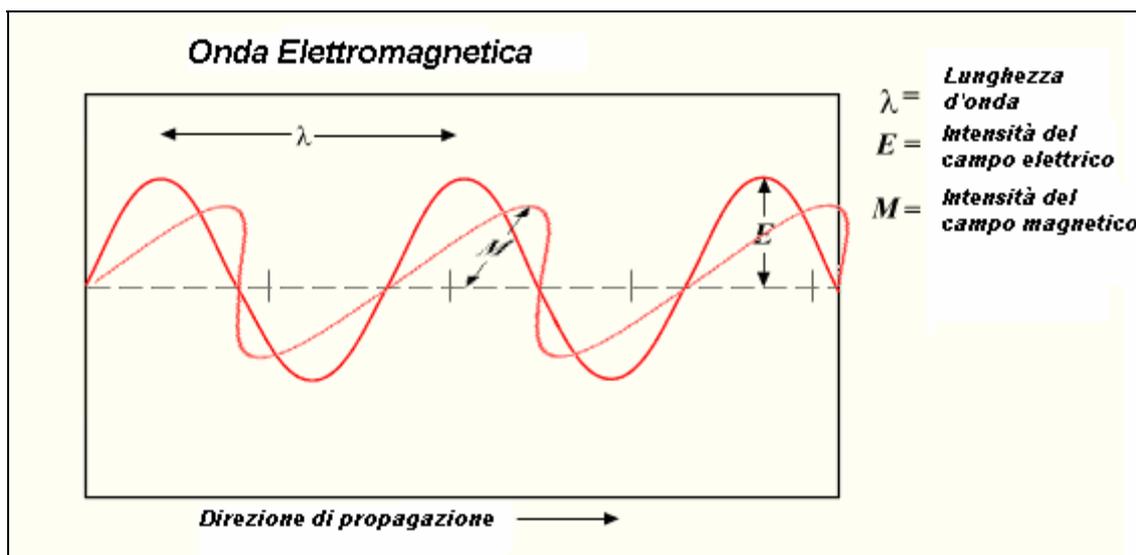


Fig. 2. 1 – La radiazione elettromagnetica è, dal punto di vista dell'elettromagnetismo classico, un fenomeno ondulatorio dovuto alla contemporanea propagazione di perturbazioni periodiche di un campo elettrico e di un campo magnetico, oscillanti in piani tra di loro ortogonali.

Lunghezza d'onda e frequenza sono in relazione tra loro come  $v=c/\lambda$ , dove c è la velocità della luce nel vuoto.

Il quanto d'energia coinvolto nei processi di interazione nel visibile e nell'infrarosso è il fotone, che ha un certo momento p:  $p = \frac{hv}{c}$ ,

$$p = \frac{hv}{c}$$

dove h è la costante di Planck ( $h = 6.626 \times 10^{-34}$  J·s).

L'energia di un quanto di radiazione o di un fotone è data da  $E = hv = \frac{hc}{\lambda} = hc \bar{\nu}$ .

Una interazione tra un atomo o una molecola e un fotone può determinare un assorbimento di energia quando l'energia della radiazione incidente, cioè la sua frequenza, corrisponde alla differenza di energia tra due diversi livelli energetici dell'atomo, o delle molecole,  $\Delta E$ . Poiché la dispersione dei livelli di energia è diversa per i diversi atomi che costituiscono la materia, la determinazione delle variazioni dello stato energetico di un sistema, cioè il  $\Delta E$  coinvolto nel processo di interazione, può dare informazioni sulla natura chimica o strutturale della materia.

Le interazioni della radiazione elettromagnetica con la materia possono dare una combinazione di processi di assorbimento, riflessione, diffusione ed emissione a seconda della geometria dell'interazione, delle caratteristiche fisiche della superficie, e della lunghezza d'onda della radiazione.

In questo lavoro ci occupiamo dei comportamenti spettroscopici che avvengono nell'intervallo del visibile e vicino-infrarosso su campioni di rocce basiche.

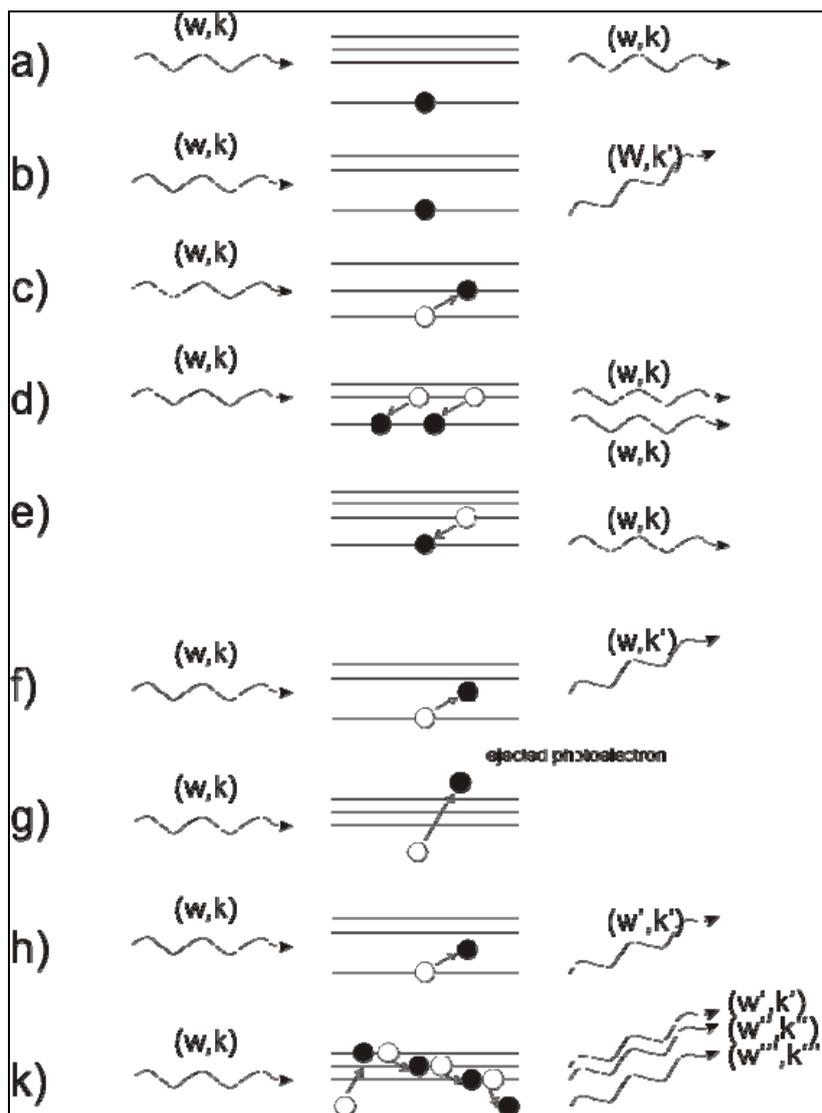
### 2.3 Interazione tra la radiazione e la materia

Quando avviene l'interazione di un quanto di radiazione o di un fotone con un atomo si possono avere diversi effetti, osservabili in vari tipi di spettri come bande di assorbimento, o linee di emissione, o picchi di risonanza, etc.

Se si considera l'interazione più semplice, tra la radiazione e un singolo atomo (Fig. 2.2), sono possibili quattro diversi processi (Geiger, 2004; e riferimenti al suo interno).

- 1) La radiazione incidente è completamente trasmessa, senza cambiamenti delle sue proprietà.
- 2) La radiazione incidente è diffusa o diffratta elasticamente, ma la frequenza rimane inalterata. La diffrazione di Bragg, che avviene per i raggi X, i neutroni o gli elettroni, ne è un esempio.
- 3) La radiazione incidente induce delle transizioni energetiche, o eccitazioni, di tipo vibrazionale, elettronico o nucleare. L'assorbimento può essere uno dei processi che avvengono in questi casi, e la transizione avviene senza emissione di fotoni. Questa situazione può avvenire nella spettroscopia ottica e dell'infrarosso. Un altro processo che può avvenire è l'emissione indotta, dove è richiesto un quanto di energia per stimolare la transizione, con emissione di fotoni con la stessa frequenza, fase e direzione della radiazione incidente. In alcuni casi, quando un atomo raggiunge livelli eccitati senza interazione con una radiazione incidente, si parla di emissione spontanea.
- 4) La radiazione incidente può inoltre produrre sia transizione che emissione di radiazioni a diversa frequenza (ad esempio, tipo Raman o fotoluminescenza).

**Fig. 2. 2 – (pagina successiva) Schema delle diverse interazioni che possono avvenire tra la radiazione ed un singolo atomo. Il fotone incidente è rappresentato con una onda che presenta un determinato  $k$  e  $w$ ; le linee orizzontali rappresentano diversi livelli energetici dell'atomo, con la linea inferiore che rappresenta il livello base; la radiazione trasmessa o diffusa, frecce ondulate a destra, può essere in fase ( $k$ ) o fuori fase ( $k'$ ) con la radiazione incidente ed avere uguale ( $w$ ) o diversa ( $w'$ ) frequenza angolare. Dall'alto verso il basso si vedono: a) nessuna interazione è avvenuta; b) diffusione elastica; c) assorbimento, passaggio di livello e nessuna radiazione diffusa o trasmessa; d) emissione stimolata o indotta; e) emissione spontanea, nessuna radiazione incidente determina il passaggio di livello; f) assorbimento in risonanza; g) assorbimento ed emissione di fotoelettroni; h) diffusione in elastica; i) fotoluminescenza (da Geiger, 2004).**



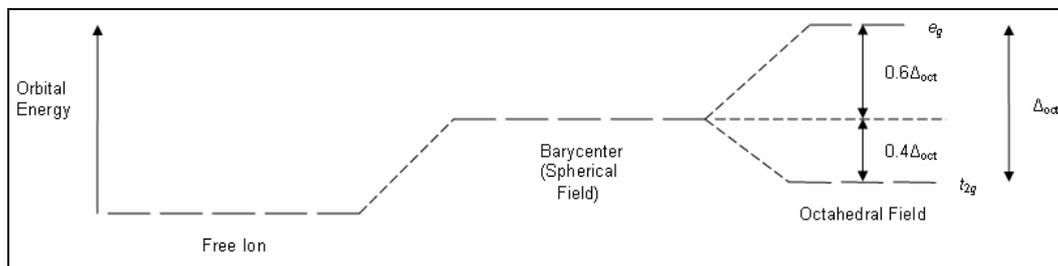
## 2.4 Processi che producono assorbimento nel visibile e vicino infrarosso

Nella spettroscopia del visibile e vicino infrarosso i processi che possono essere osservati e studiati, quantitativamente e qualitativamente, sono assorbimenti di energia, trasportata dalla radiazione incidente, per interazione con la materia.

Assorbimenti spettrali caratteristici nel visibile e vicino infrarosso sono in genere prodotti da due diversi processi base: elettronici e vibrazionali. I primi sono stati ampiamente trattati da Burns (1993a), mentre i secondi sono stati descritti da Farmer (1974).

I processi elettronici che determinano assorbimenti nell'ultravioletto (UV), visibile (VIS) e vicino infrarosso (NIR) sono diversi; tra questi vi sono in particolare: 1) transizioni tra livelli energetici di singoli cationi dovuti al reticolo cristallino (CF, Fig. 2.3), 2) transizioni

per trasferimento di carica tra cationi vicini nella struttura cristallina (IVCT), e 3) transizioni per trasferimenti di carica ossigeno-metallo tra atomi confinanti (OMCT).



**Fig. 2. 3 – Esempio di separazione nei livelli energetici  $d$  nei campi cristallini, caso di un sito a geometria ottaedrica.**

Spettri di minerali contenenti cationi  $Fe^{3+}$  possono mostrare anche degli assorbimenti dovuti all'interazione di questi cationi  $Fe^{3+}$ . La simultanea eccitazione di due cationi magneticamente appaiati genera una intensificazione della transizione del campo dei leganti e quindi la formazione di altre bande di assorbimento (Sherman&Waite, 1985). Una presentazione sommaria ma completa di tutti questi processi è in Pompilio (2004, tesi di dottorato; e riferimenti al suo interno)

I livelli elettronici di energia coinvolti in ognuna di queste transizioni sono descritti da tre diversi modelli: 1) la teoria del reticolo cristallino (CFT) utile per interpretare le transizioni di elettroni in singoli metalli di transizione (Burns, 1993b); 2) teoria del campo dei leganti (LFT), che introduce alcune correzioni alla teoria dei CFT per considerare interazioni del legame covalente tra i cationi e il legante di coordinazione (Figginds&Hitchman, 2000); 3) teoria dell'orbitale molecolare (MOT), il più adatto per interpretare spettri dovuti a trasferimenti di carica.

#### 2.4.1 Processi elettronici: Transizioni dovute al reticolo cristallino

Quando atomi degli elementi di transizione entrano a far parte della struttura del campo cristallino, sia come costituenti che come impurità, risentono dell'interazione con i campi elettrostatici circostanti, per la presenza di anioni o gruppi dipolari (leganti). Gli elementi di transizione hanno gli orbitali  $d$  ed  $f$  parzialmente riempiti. Nell'atomo isolato questi orbitali sono degeneri. Posti in un reticolo cristallino, il grado di degenerazione si riduce e si originano nuovi livelli energetici. La transizione di elettroni a livelli energetici maggiori avviene con assorbimento di energia (Fig. 2.3). Tale transizione è influenzata dallo stato di valenza del catione, dal suo numero di coordinazione e dalla simmetria del sito cristallografico. In modo minore, il valore dei livelli energetici è influenzato anche dal tipo

di legante, dall'entità della distorsione del sito, e dalla distanza interatomica tra metallo e legante.

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. Questo rende possibili transizioni energetiche diverse per uno stesso ione. Di conseguenza, le strutture spettrali avvengono a lunghezze d'onda diverse a seconda del reticolo cristallino e del sito occupato dallo ione, come accade, per esempio, per il  $\text{Fe}^{2+}$  nei diversi siti M1 e M2 dei pirosseni o dell'olivina, descritti nel prossimo capitolo.

Le regole di selezione determinano quali transizioni sono possibili. Sono vietate le transizioni per le quali varia la molteplicità di spin, cioè il numero di elettroni non accoppiati, così come quelle per cui non è rispettata la regola di Laporte, che stabilisce che non si possono avere transizioni tra orbitali con la stessa parità. Quelle che sono definite come transizioni permesse mostrano intensi assorbimenti, mentre quelle non permesse hanno assorbimenti molto deboli.

La larghezza delle bande è considerata invece come funzione della stabilità del salto energetico fra due diversi livelli: bande strette sono determinate da transizioni a variazione di energia costante, mentre bande ampie possono essere il risultato di più assorbimenti sovrapposti dovuti a transizioni energeticamente simili (Burns, 1970). Ma soprattutto, l'allargamento della banda può risultare dalla sovrapposizione di processi vibrazionali ed elettronici (vibronici), dipendenti dalla temperatura.

#### 2.4.2 Processi elettronici: transizioni per trasferimento di carica tra cationi che occupano siti vicini nella struttura cristallina (IVCT)

Questo processo avviene quando un elettrone 3d eccitato è trasferito tra orbitali di cationi adiacenti. Questo induce un momentaneo cambiamento della valenza durante il tempo in cui avviene la transizione elettronica. Questo processo elettronico può avvenire per atomi dello stesso elemento ma con stati di valenza diversi tra loro, definiti omonucleari, o atomi di elementi diversi (es:  $\text{Fe}^{2+}$  e  $\text{Ti}^{4+}$ ), definiti eteronucleari (Smith&Strens, 1976). Tali transizioni per trasferimenti di carica non sono proibite dalle regole di selezione, per cui gli assorbimenti dovuti a questo processo sono molto intensi e possono mascherare quelli dovuti al CF, essendo maggiori rispetto a questi ultimi da 1 a 3 ordini di energia. Questo processo avviene in modo più facile quando esiste un disequilibrio di carica, come per le sostituzioni isomorfe in alcuni silicati ferromagnesiati.

#### 2.4.3 Processi elettronici: transizioni di trasferimenti di carica ossigeno-metallo tra atomi confinanti (OMCT)

Transizioni elettroniche tra lo ione metallo centrale in un sito di coordinazione e il più vicino ossigeno sono indotte da luce ultravioletta ad alta energia. Tuttavia gli effetti di queste bande, presenti nella regione dell'ultravioletto, possono estendersi anche alla porzione del visibile e contribuire agli spettri ottici. Queste transizioni, dette anche ligante-metallo, (LMCT) sono responsabili dell'intensa colorazione di alcuni minerali o composti che contengono ioni di metalli di transizioni ad alta valenza, i quali hanno configurazione elettronica priva di elettroni negli orbitali 3d (come  $Mn^{7+}$ ,  $Cr^{6+}$  e  $V^{5+}$ ). Gli spettri ottici sono infatti privi di strutture di assorbimento CF e IVCT. Alcuni silicati, come anfiboli ricchi in titanio e biotite, che hanno un contenuto significativo di cationi  $Ti^{4+}$  e  $Fe^{3+}$  nei loro reticoli cristallini, mostrano un colore bruno-scuro dovuto a transizioni OMCT. In condizioni di elevata temperatura e pressione questi assorbimenti si spostano verso porzioni dallo spettro elettromagnetico a più elevata lunghezza d'onda (Burns, 1993a).

#### 2.4.4 Processi elettronici: centri di colore

Sono fenomeni dovuti a difetti del reticolo cristallino, che si possono formare più facilmente in minerali con reticolo molto simmetrico. Gli elettroni, che rimangono intrappolati in questi difetti, possono venir eccitati a livelli energetici superiori. Le bande di assorbimento dovute a questo processo caratterizzano l'intervallo di lunghezza d'onda del visibile. I minerali in cui avvengono questi processi sono fluoruri e altri minerali contenenti fluoro, ma anche alcuni carbonati.

#### 2.4.5 Processi elettronici: transizioni in bande di conduzione

Essi avvengono in reticoli cristallini dove sono presenti dei legami metallici. Gli elettroni che si trovano confinati in bande di bassa energia, definite di valenza, e legate ad uno ione specifico, possono essere eccitati e passare a bande dette di conduzione, a livelli energetici più alti. In questi livelli gli elettroni si possono muovere liberamente. Tra le due bande esiste una regione inibita agli elettroni. Nei metalli lo spessore di questa zona proibita è ridottissimo, ed è quindi molto facile il passaggio degli elettroni nella banda di conduzione (aspetto che determina l'elevata conducibilità elettrica dei metalli). Nel VNIR si possono osservare assorbimenti di questo tipo per i metalli o i semiconduttori, mentre i dielettrici,

che hanno una zona proibita ampia, mostrano i caratteristici assorbimenti dovuti alle bande di conduzione nell'ultravioletto.

#### 2.4.6 Processi vibrazionali

Un'onda elettromagnetica che oscilla con una determinata frequenza può indurre una oscillazione della molecola alla stessa frequenza. L'interazione tra radiazione e molecola avviene tuttavia solo se nella molecola si ha una variazione delle cariche elettriche dovuta all'oscillazione, e quindi una variazione del momento del dipolo elettrico.

Ad ogni vibrazione può essere associato un numero quantico vibrazionale  $v_i$ , e con  $v=0$  si intende il livello vibrazionale fondamentale che caratterizza le molecole alla temperatura ambiente.

Se il sistema si comporta come un oscillatore armonico l'unica transizione possibile è quella da  $v=0$  a  $v=1$  che induce solo la formazione di una banda vibrazionale definita fondamentale.

Se due o più quanti di energia eccitano la molecola, le oscillazioni diventano anarmoniche e altre transizioni sono possibili, definite, appunto, armoniche od overtoni. Queste oscillazioni avvengono generalmente a frequenze multiple della banda fondamentale e sono meno intense di questa (Fig. 2.4).

Se due o più vibrazioni fondamentali si verificano simultaneamente, si osservano assorbimenti con frequenze che sono pressoché somma delle frequenze fondamentali queste bande sono dette combinazioni di toni o, semplicemente combinazioni.

Determinati raggruppamenti atomici in una molecola, detti gruppi funzionali, danno origine a bande vibrazionali diagnostiche della presenza di questi gruppi.

L'energia necessaria per eccitare queste vibrazioni fondamentali nei materiali geologici dà luogo ad assorbimenti nell'infrarosso medio e lontano, cioè a valori di lunghezza d'onda maggiori di  $2.5 \mu\text{m}$ ; in modo particolare i fondamentali di Si, Al e Mg si hanno a circa  $10.0 \mu\text{m}$  e le prime armoniche a circa  $5.0 \mu\text{m}$ .

Nel visibile e vicino infrarosso non si osservano assorbimenti dovuti ai modi fondamentali per questi elementi, mentre si osservano con facilità gli assorbimenti di overtoni e combinazioni che vibrano a frequenze molto alte: fra questi l'acqua e il gruppo ossidrilico.

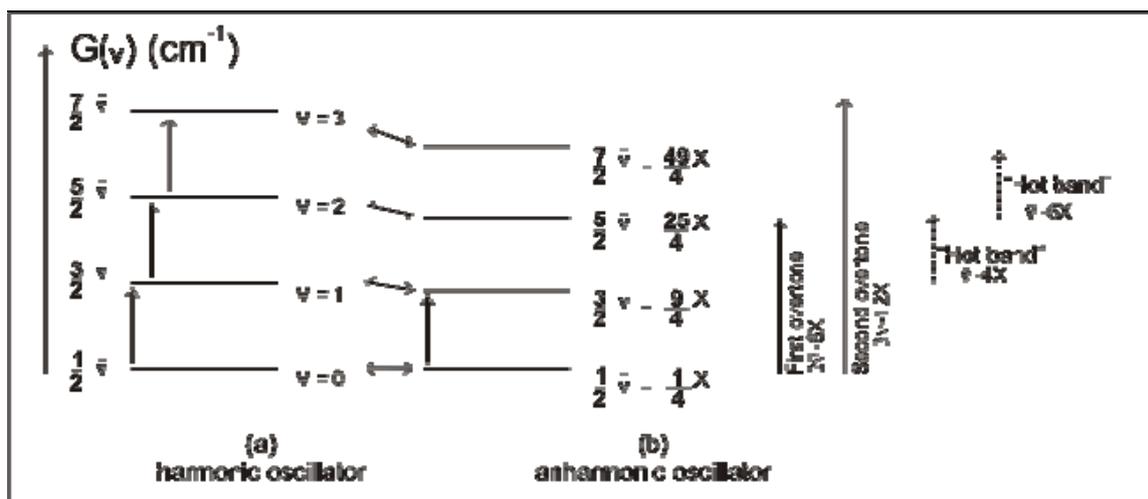


Fig. 2. 4 – Livelli energetici vibrazionali e le transizioni ad essi associati per oscillatori armonici, a), e anarmonici, b). Schema di riferimento per il caso semplice di una molecola diatomica (da Bokobza, 2002).

## 2.5 Modelli interpretativi degli assorbimenti

Come visto in precedenza, sono diversi i fattori che possono determinare gli assorbimenti dovuti a transizioni energetiche di ioni posti in un reticolo cristallino. Come conseguenza, gli spettri di riflettanza di particolati o superfici di rocce sono molto complessi e influenzati da diversi fattori, tra cui la composizione e le abbondanze delle componenti presenti, la tessiture e la dimensione dei grani. Valutazioni qualitative hanno permesso in molti casi di determinare la fase mineralogica spettroscopicamente attiva che domina una firma spettrale. Analisi quantitative delle caratteristiche spettrali sono state proposte da diversi autori. Tuttavia la sovrapposizione dei fenomeni di diffusione della luce in funzione della lunghezza d'onda nelle caratteristiche spettroscopiche dei singoli minerali crea difficoltà in questo tipo di analisi, resa più complessa quando si utilizzano miscele di minerali diversi. La grande quantità di dati da remoto che verrà fornita dalle missioni planetarie in corso e progettate per il prossimo futuro richiede uno sforzo per migliorare le nostre conoscenze delle caratteristiche spettrali di materiali terrestri, scelti in modo da rappresentare analoghi di quelli presenti su superfici di altri pianeti. A questo scopo, è necessario quantificare le relazioni tra i parametri spettrali e le caratteristiche composizionali e tessiture di minerali, di miscele di minerali e di rocce, applicando sia semplici modelli empirici, che più sofisticate analisi di diffusione della radiazione.

L'approccio empirico per l'interpretazione degli spettri di materiali multimineralici consiste nell'acquisizione in laboratorio di spettri misurati su campioni con caratteristiche

diverse (taglia dei grani, miscele tra minerali assorbenti o tra minerali assorbenti e neutri, abbondanze variabili, superfici di rocce, etc...) con lo scopo di individuare *trend* di variazione tra parametri spettrali e caratteristiche petrografiche.

Negli spettri di assorbimento la presenza nel campione di più specie di minerali spettroscopicamente attive dà luogo a bande di assorbimento composite, con il contributo maggiore o minore di ciascuna specie in funzione non solo delle caratteristiche spettrali, ma anche della concentrazione nel campione. Inoltre, anche la presenza di materiali spettroscopicamente neutri e/o fasi a granulometrie diverse può dare luogo a fenomeni di diffusione, che possono influire sulla riflettanza dello spettro e sulla profondità degli assorbimenti. L'analisi degli spettri consiste nel decomporre i segnali spettrali compositi relativi a materiali a più componenti al fine di identificare le componenti individuali e la loro abbondanza.

Metodi di decomposizione di spettri di riflettanza, riportati in letteratura, hanno dimostrato la possibilità di ottenere informazioni composizionali e tessiturali di minerali e miscele degli stessi (vedi capitolo 3).

Alcune teorie sulla diffusione si sono rivelate utili strumenti per ottenere informazioni sulla taglia dei grani dei minerali e sulle loro abbondanze relative in particolari miscele. Queste teorie di diffusione multipla possono fornire soluzioni approssimate al modello di Trasferimento Radiativo sviluppato per un mezzo compatto. La soluzione del problema richiede di: a) risolvere l'equazione integrale del trasferimento radiativo, e, b) sviluppare una rappresentazione statistica delle superfici per mettere in relazione le proprietà dei particolati alle proprietà della diffusione. La teoria di Kubelka-Munk, la teoria di Hapke, il modello di Skhuratov, e il metodo iterativo sono alcuni dei modelli utilizzati in letteratura per risolvere l'equazione di trasferimento radiativo e risultano particolarmente utili in alcuni casi, ad esempio, per studiare il trasferimento su pianeti in assenza di atmosfera vengono prese in considerazione queste teorie, e ricordiamo solo che non esiste una esatta soluzione analitica per l'equazione del trasferimento radiativo. Le soluzioni sono infatti complicate dal fatto che la presenza della diffusione associa l'intensità delle radiazioni ad un ampio numero di direzioni in uno spazio tridimensionale.

Altri metodi di decomposizione degli spettri di riflessione utilizzano distribuzioni di gaussiane pure o modificate per individuare le fasi mineralogiche, definite in genere come *endmember* della miscela, che compongono il materiale studiato.

Questi metodi assumono che gli assorbimenti, in particolare gli elettronici, presenti nel visibile e nel vicino infrarosso sono generalmente caratterizzati da una forma gaussiana, e possono essere descritti matematicamente come, (Burns, 1993a):

$$\varepsilon = \varepsilon_0 e^{[-C(\nu - \nu_0)^2]},$$

dove C è una costante,  $\nu_0$  è il numero d'onda del centro della banda e  $\varepsilon_0$  è il coefficiente di estinzione molare.

L'analisi viene fatta direttamente sulla firma spettrale, senza la necessità di conoscere le caratteristiche delle fasi mineralogiche *endmember* che compongono le miscele, e utilizzando una somma di curve gaussiane sovrimposte ad un continuo.

I parametri spettrali che si ottengono sono la posizione del centro, la profondità e l'ampiezza di ogni gaussiana. La posizione di ogni singola gaussiana è in relazione con alcune caratteristiche del chimismo di una data fase mineralogica, mentre la profondità può essere messa in relazione con la quantità di quella fase mineralogica nella miscela.

Il continuo, una funzione matematica utilizzata per isolare le strutture di assorbimento, è descritto da due parametri: un'intercetta e una pendenza.

Sebbene, come discusso in seguito, non sia del tutto noto il significato fisico del continuo, questo sembra essere influenzato dal tipo di superficie del materiale usato, dalla composizione, dalla sua granulometria e da fattori tessiturali delle rocce.

In questo capitolo prendiamo in esame i modelli di decomposizione analitica delle bande spettrali con gaussiane, in particolare il metodo della Gaussiana, della Gaussiana Modificata (MGM; Sunshine et al., 1990), e della Gaussiana esponenziale ottimizzata (EGO; Pompilio et al., 2008; Pompilio et al., 2009, *accepted manuscript*).

### 2.5.1 Il modello delle Gaussiane

L'assunzione che gli assorbimenti nel visibile e vicino-infrarosso sono essenzialmente simili a delle gaussiane è verificata, da un punto di vista fisico, quando si considera l'assorbanza reale, cioè il coefficiente di assorbimento in relazione con l'energia dei fotoni, o la frequenza (Clark&Roush, 1984; Burns, 1993a).

Una distribuzione gaussiana descrive le distribuzioni casuali all'interno di un'ampia popolazione di eventi. La possibilità di applicare il teorema statistico del limite centrale agli spettri richiede che i processi elettronici e vibrazionali, che causano i processi di assorbimento, siano il risultato di un numero statisticamente significativo di eventi

casualmente distribuiti in funzione di una variabile casuale. Questa variabile è, nel nostro caso, la frequenza della luce. Infatti, la radiazione incidente è formata da un numero di fotoni molto grande, cioè si può assumere che la popolazione campione sia sufficientemente grande. In queste condizioni è possibile modellare una banda di assorbimento con una curva Gaussiana, riportata qui di seguito (Clark&Roush, 1984):

$$G(\mathcal{G}, W, G_0, \mathcal{G}_0) \equiv G_0 e^{\left[ -\ln 2 \left( \frac{\mathcal{G} - \mathcal{G}_0}{W} \right)^2 \right]}$$

dove  $\mathcal{G}$  è la frequenza della luce incidente,  $\mathcal{G}_0$  è la frequenza del centro,  $G_0$  è la ampiezza della Gaussiana e,  $W$  è la larghezza all'altezza media (in unità di frequenza).

Per una decomposizione in Gaussiane degli spettri in riflettanza si utilizza il logaritmo naturale della riflettanza, definito come assorbanza apparente, in relazione alla frequenza, che approssima l'assorbanza reale. Infatti, l'assorbanza apparente è proporzionale alla radice quadrata dell'assorbanza reale, quindi l'assorbanza apparente è proporzionale alla radice quadrata della Gaussiana. Tuttavia le Gaussiane in assorbanza reale rimangono all'incirca uguali in assorbanza apparente, assumendo che il materiale abbia una granulometria fine da un punto di vista ottico ( $k < D$ ,  $kD < 1$ ). Le differenze tra le due assorbanze sono una minore intensità e una maggiore larghezza delle Gaussiane in assorbanza reale, rispetto a quelle in assorbanza apparente (Clark&Roush, 1984).

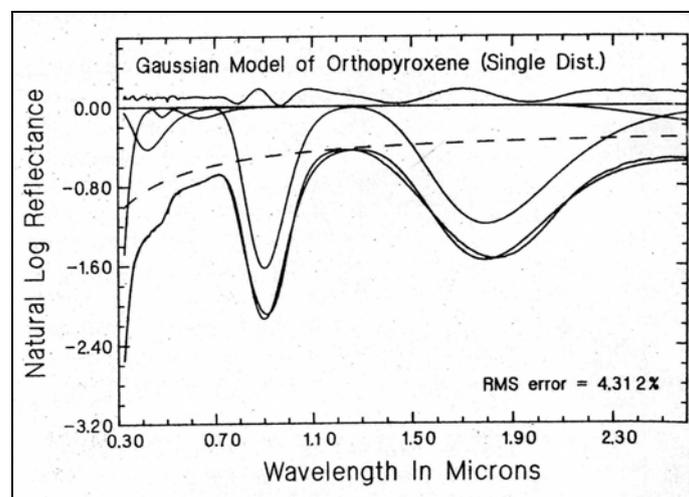
Le caratteristiche di uno spettro in riflettanza possono quindi essere descritte fittando le diverse bande di assorbimento con distribuzioni di gaussiane (Sunshine et al., 1990). Ciascuna gaussiana utilizzata descrive un processo di assorbimento.

Il Modello della Gaussiana utilizza inoltre una linea base, detta continuo, sulla quale si sovrimpongono le strutture di assorbimento degli spettri di riflettanza. Questo continuo rappresenta l'andamento generale dello spettro, ed è rappresentato da una funzione matematica che permette di isolare una particolare struttura di assorbimento (i.e. Singer, 1981; Clark&Roush, 1984; Burns, 1993a). Da un punto di vista fisico questa funzione non è ancora stata ben definita, ma viene comunque descritta come la somma di una serie di processi che determinano un assorbimento di *background* che può essere a sua volta influenzato da diverse caratteristiche petrografiche e spettroscopiche. Tra queste vi sono: le caratteristiche tessiturali del materiale indagato, le variazioni di granulometria del materiale, la presenza di fasi spettroscopicamente neutre e la presenza di assorbimenti in posizioni di lunghezza d'onda vicine a quelle studiate, come per esempio la presenza di forti assorbimenti verso l'ultravioletto dovuti ad alcuni minerali (Sunshine et al., 1990).

In sintesi, il Modello della Gaussiana per uno spettro di riflettanza è costituito, da una distribuzione multipla di Gaussiane sovrimposte al continuo. La routine di fitting fornisce, come risultato, i parametri del modello. Questi parametri spettrali sono una descrizione quantitativa degli assorbimenti, e possono essere messi in relazione con alcuni caratteri composizionali e tessiturali del materiale studiato. I parametri sono: larghezza, profondità e centro della gaussiana che descrive l'assorbimento, mentre la pendenza e l'intercetta definiscono il continuo.

La qualità del fit ottenuto viene determinata con metodi statistici, che permettono di minimizzare l'errore tra il modello e lo spettro misurato. Questo è verificato quando lo "scarto quadratico medio", cioè la radice della media dei quadrati (RMS, da Root Mean Square), è dello stesso ordine di grandezza dell'incertezza dell'osservazione.

Il risultato di questa procedura può non essere un risultato univoco. Infatti è quasi sempre possibile definire un fit migliore da un punto di vista statistico (inserendo, ad esempio più gaussiane, per fittare un assorbimento), che può però non essere significativo da un punto di vista fisico (alcune di queste gaussiane non descrivono dei processi fisici di assorbimento). È stato evidenziato, da Sunshine et al. (1990), che l'utilizzo del modello delle gaussiane su miscele può non essere uno strumento utile per ottenere informazioni composizionali (Fig. 2.5).



**Fig. 2.5 – Modello della Gaussiana applicato ad uno spettro di riflettanza dell'ortopirosseno (granulometria 45-75  $\mu\text{m}$ ) usando una sola distribuzione per le bande ad 1.00 e 2.00  $\mu\text{m}$ . Dall'alto verso il basso vediamo la curva del residuo, le curve gaussiane, il continuo (linea tratteggiata, è curva perché riportata in funzione della lunghezza d'onda) ed in fine lo spettro e la curva di fit. Il modello riproduce un brutto fit con un valore di RMS molto alto (da Sunshine et al., 1990).**

In modo analogo il modello delle gaussiane non è in grado di fittare caratteristiche di saturazione della riflessione. Infatti, una sola gaussiana non può fittare un assorbimento

appiattito alla base, oppure servono diverse Gaussiane per fittare la struttura di assorbimento (Clarck&Roush, 1984, e riferimenti al suo interno). Il modello della gaussiana quindi ha alcune ambiguità nella descrizione delle bande di assorbimento elettronico, che possono influenzare l'interpretazione composizionale di materiali ignoti.

### 2.5.2 Il Modello della Gaussiana Modificata (MGM)

Il modello della Gaussiana Modificata proposto da Sunshine et al. (1990) è un metodo per risolvere più accuratamente gli spettri di riflettanza nelle componenti fisiche delle bande di assorbimento.

Le bande di assorbimento modellate possono essere usate per analizzare le relazioni con le composizioni e le quantità di fasi mineralogiche presenti.

MGM è un raffinamento del modello della Gaussiana. Nel modello della Gaussiana la variabile casuale per tutti i tipi di assorbimento è l'energia. La teoria di MGM invece definisce come variabile casuale la lunghezza media di legame, che sarebbe la vera causa che controlla le bande di assorbimento di processi di transizione elettronica (Sunshine et al., 1990).

Dalla teoria del campo cristallino sappiamo che la relazione tra energia dell'assorbimento ( $\epsilon$ ) e lunghezza media di legame ( $r$ ) è del tipo:

$$\epsilon \propto r^n .$$

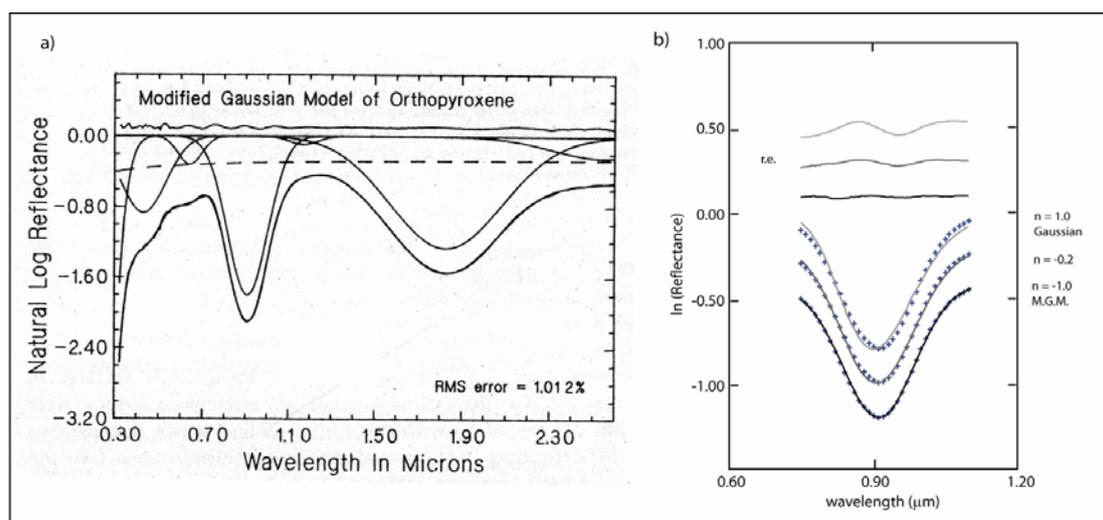
La distribuzione gaussiana in questo caso avrà la seguente forma:

$$G(\mathcal{G}, W, G_0, \mathcal{G}_0) \equiv G_0 e^{\left[ -\ln 2 \left( \frac{\mathcal{G}^n - \mathcal{G}_0^n}{W} \right)^2 \right]} .$$

Il diverso esponente ( $\mathcal{G}^n - \mathcal{G}_0^n$ ), rispetto all'equazione del modello della Gaussiana ( $\mathcal{G} - \mathcal{G}_0$ ), determina una variazione nella simmetria della distribuzione gaussiana.

Gli spettri di riflettanza vengono modellati con MGM usando una somma di bande di assorbimento, ciascuna rappresentata da una distribuzione Gaussiana modificata, sovrapposta su di un continuo. Come nel caso precedente, ogni gaussiana modificata è descritta da tre parametri, centro, profondità e larghezza della banda, mentre il continuo è descritto da due parametri, intercetta sull'asse della riflettanza e pendenza.

La capacità di MGM di fittare tutte le singole bande di assorbimento elettronico simultaneamente con una unica distribuzione di Gaussiane rappresenta un miglioramento significativo del modello della Gaussiana (Fig. 2.6).



**Fig. 2. 6 – a) Modello della Gaussiana Modificata applicato ad uno spettro di riflettanza dell'ortopirosseno (granulometria 45-75  $\mu\text{m}$ ) usando una sola distribuzione per le bande ad 1.00 e 2.00  $\mu\text{m}$  (l'ordine delle curve è il medesimo della figura 2.5). Il fit è migliore di quello fornito dal modello della Gaussiana (Fig. 2.5) e il valore di RMS è accettabile. b) Sono riportati tre diverse modellizzazioni (valori di  $n$  diversi) di una banda di assorbimento, con le croci si rappresenta lo spettro con le curve continue la curva di fit, che dall'alto verso il basso sono una Gaussiana la prima e una Gaussiana modificata, l'ultima. Nel mezzo un modello effettuato, con  $n = -0.2$ , che già mostra un miglioramento, minore residuo, rispetto alla Gaussiana. Sopra sono riportati i residui tra il fit e lo spettro originale, colore del residuo e ordine dall'alto verso il basso concidono con quelle della modellizzazione.**

Con il Modello della Gaussiana Modificata, Sunshine et al. (1990) hanno ottenuto ottimi risultati nell'identificare e nel caratterizzare assorbimenti negli spettri delle miscele di minerali.

### 2.5.3 Il Modello della Gaussiana Esponenziale

Come visto precedentemente, il modello delle Gaussiane (Burns, 1970; Singer, 1981; Roush e Singer, 1986) o delle Gaussiane modificate (Sunshine et al., 1990) sono stati usati per descrivere le caratteristiche degli assorbimenti elettronici negli spettri di riflettanza dei minerali.

È anche noto dalla letteratura (Burns, 1993a; Pieters&Tompkins, 2005) che interazioni di tipo vibrazionale, fenomeni di saturazione, presenza di materiale amorfo o impurità nel reticolo cristallino, possono generare delle distorsioni delle bande di assorbimento, tra cui l'appiattimento o l'asimmetria della banda. Queste distorsioni sono osservabili soprattutto in spettri di miscele e di superfici di rocce.

Molti lavori hanno utilizzato MGM (Sunshine et al., 1990; Sunshine&Pieters, 1990; Sunshine&Pieters, 1991; Mustard, 1992; Hiroi et al., 1995; Sunshine&Pieters, 1993; Sunshine et al., 1993; Pieters, 1996; Sunshine&Pieters, 1998; Hiroi&Pieters, 1998; Shade&Wasch, 1999; McFadden&Cline, 2005; Klima et al., 2007) per decomporre gli

assorbimenti dei minerali mafici e di miscele di questi, serie di soluzioni solide, campioni di roccia e meteoriti, nonché spettri da remoto della Luna, di Marte e di asteroidi. Solo pochi esperimenti sono stati, invece, condotti per decomporre gli assorbimenti degli spettri di riflettanza di superfici di roccia.

Analogamente, gli appiattimenti e le asimmetrie della banda, che possono essere in relazione con variazioni di granulometria, non sono stati ancora sufficientemente modellati. Una causa dell'appiattimento delle bande può essere un fenomeno di saturazione (Clark, 1999), e i processi che lo generano possono essere legati sia all'abbondanza che alle dimensioni dei cristalli. L'asimmetria, invece, può derivare, per esempio, dalla presenza di assorbimenti elettronici posti in posizioni vicine ad una banda diagnostica, o a volte a causa di impurità (Pompilio et al., 2008).

Recentemente è stato testato un nuovo algoritmo di decomposizione in grado di descrivere e quantificare l'appiattimento e l'asimmetria di una banda di assorbimento. Lo scopo di questo metodo di decomposizione è di valutare eventuali fenomeni di saturazione delle bande, e la presenza di impurità nei campioni o di sostanze neutre mescolate ai minerali spettroscopicamente attivi (Pompilio et al., 2008; Pompilio et al., 2009, *accepted manuscript*). Questo nuovo algoritmo è stato chiamato dagli autori EGO, Exponential Gaussian Optimization. Ego introduce due parametri che quantificano assorbimento e asimmetria senza perdere i parametri rilevanti delle gaussiane.

L'equazione che descrive EGO (Pompilio et al., 2008) è:

$$EGO(\lambda) = -\frac{s}{1 - e^{-\frac{1}{2}t}} \left[ 1 - e^{-\frac{1}{2}te^{\frac{1}{2}\left(\frac{\lambda-\mu}{\sigma+k(\lambda-\mu)}\right)^2}} \right]$$

Dove  $s$ ,  $\mu$  e  $\sigma$  sono l'intensità, il centro e la larghezza della banda, e  $t$  e  $k$  sono rispettivamente appiattimento e asimmetria della banda. Quando questi parametri sono zero o quasi zero, la curva è una gaussiana perfetta.

Il modello prevede l'utilizzo di un numero di EGO in logaritmo di riflettanza in funzione della lunghezza d'onda, sovrimposte su un continuo lineare (C) in numero d'onda.

Con  $C(\lambda) = c_0 + c_1(\lambda^{-1})$  e  $\ln R(\lambda) = C(\lambda) + \sum EGO(\lambda)$ .

Il risultato del modello viene valutato con diversi parametri statistici, che comprendono l'errore standard delle stime, il coefficiente di determinazione  $R^2$  e quello aggiustato  $R^2_{adj}$ ,

il criterio di Akaike (AIC), l'RMS e valutando le matrici di correlazione tra i parametri e le analisi dei residui.

Test preliminari sono stati fatti utilizzando spettri di minerali puri a diverse granulometrie e miscele di minerali, per descrivere l'appiattimento della banda (Pompilio et al., 2009, *accepted manuscript*). Altri lavori in corso esplorano la capacità del metodo di valutare la asimmetria delle bande di assorbimento degli spettri di riflettanza.

## 2.6 Parametrizzazione degli spettri di riflettanza

Nel presente studio, Ego è stato applicato per decomporre le singole componenti dello spettro e in particolare ottenere informazioni spettrali sulla banda composta posta intorno ad  $1.00\ \mu\text{m}$  (Fig. 2.7), assorbimento che caratterizza tutte e tre le fasi femiche presenti, in associazioni e abbondanze diverse, nei campioni studiati provenienti dai tre siti presi in considerazione.

EGO è stato applicato a diversi spettri di roccia totale, misurati sia su polveri che su superficie di roccia. Qui di seguito descriviamo i parametri spettrali che sono stati considerati per le correlazioni con gli aspetti composizionali delle rocce studiate, e per individuare dei trend empirici tra i parametri fisici che caratterizzano i processi di assorbimento e quelli spettrali.

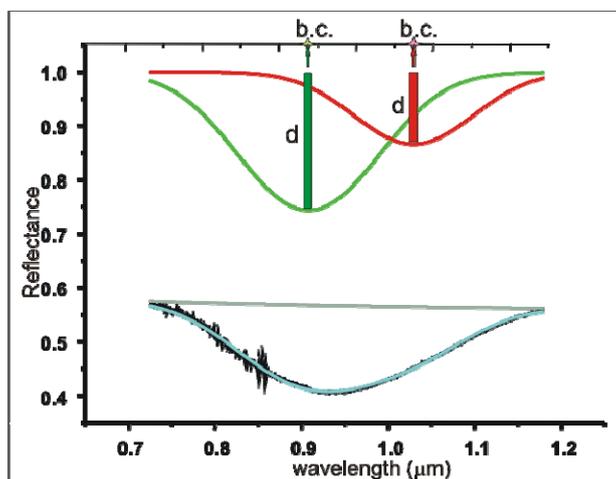


Fig. 2. 7 – Esempio di una banda composta ad  $1.00\ \mu\text{m}$  decomposta. Sono riportati i parametri spettrali utilizzati per determinare la composizione e l'abbondanza modale delle fasi mineralogiche assorbenti (b.c.: band center, d: depth). Curva in nero: spettro di base; in azzurro: curva del fit; in grigio: continuo; in verde: opx (rettangolo verde: profondità della banda, d; stella verde chiaro sull'asse delle ordinate posta in alto posizione del centro banda, b.c.); in rosso: cpx (rettangolo rosso, d, e stella rosa, b.c.).

I parametri sono:

- 1) La posizione del centro banda ( $\mu$ ): per definire il processo di assorbimento negli spettri di riflettanza si usa o la posizione di minimo o di centro banda, con alcune discrepanze tra i due metodi. La posizione di minimo è il valore di riflettanza del punto più basso della banda, ed è misurato sullo spettro tale e quale. Il centro banda è definito una volta rimosso il continuo. Nel caso di EGO, il continuo viene rimosso per divisione. Il valore di centro banda è dato dal centro della gaussiana modificata che decompone la banda. I parametri della banda sono influenzati dalla forma del continuo. Infatti la pendenza del continuo sposta la posizione del centro banda verso valori a minore lunghezza d'onda, se la pendenza è positiva, e verso valori a lunghezza d'onda maggiore per pendenze negative. Quando le pendenze sono molto elevate il minimo della banda potrebbe non essere evidente. La sottrazione del continuo può aiutare anche in questo caso a definire le caratteristiche dell'assorbimento.
- 2) La profondità della banda ( $s$ ): rappresenta l'intensità dell'assorbimento dovuto al processo elettronico decomposto dal metodo di fitting ed è data dalla profondità della gaussiana che decompone la banda. Tale parametro viene messo in relazione con l'abbondanza modale della fase mineralogica caratterizzata dalla gaussiana (Sunshine et al., 1990).
- 3) La larghezza della banda ( $\sigma$ ): è data dalla larghezza a metà profondità della gaussiana che decompone la banda.
- 4) Il continuo, definito come una funzione lineare in numero d'onda:  $C(\lambda)=c_0+c_1(\lambda^{-1})$ , è caratterizzato da due parametri:  $c_0$  e  $c_1$ .  
 $c_0$  è l'intercetta in riflettanza (o più precisamente in logaritmo della riflettanza), e  $c_1$ , la pendenza della retta in numero d'onda, che rispecchia la pendenza generale dello spettro. La pendenza può essere controllata dalla dipendenza della lunghezza d'onda dalla diffusione della radiazione, dagli assorbimenti di minerali al di fuori dell'intervallo spettrale analizzato e da altri possibili processi.



## **SPETTROSCOPIA NEL VISIBILE E VICINO-INFRAROSSO: APPLICAZIONI SU MINERALI PURI, MISCELE DI MINERALI E ROCCE**

### **3.1 Introduzione**

La spettroscopia di riflettanza da remoto è uno degli strumenti per caratterizzare composizionalmente le superfici di pianeti o di asteroidi. Queste superfici sono generalmente considerate ricoperte da un regolite, che presenta degli spessori variabili, ed è composto da del materiale disgregato, che può variare da frazioni fini a blocchi di dimensioni nell'ordine dei metri. Le misure da Terra e le prime misure da remoto caratterizzavano principalmente il regolite, poiché la risoluzione spaziale era di alcune decine o centinaia di km per pixel, ma le ultime missioni stanno fornendo dati ottenuti con risoluzioni massime di alcune decine di metri e che hanno permesso di caratterizzare anche delle superfici che non sono interessate da coperture di regolite.

Le misure di spettroscopia di riflettanza in laboratorio forniscono le conoscenze di base per interpretare le composizioni sia delle fasi mineralogiche pure sia di miscele di fasi mineralogiche diverse. Queste conoscenze sono utili per una calibrazione dei dati ottenuti da remoto.

Lo studio delle caratteristiche spettrali dei minerali puri presenta una certa importanza per definire le caratteristiche delle principali fasi mineralogiche componenti la superficie studiata, sia essa composta da regolite o sia essa rocciosa.

In letteratura diversi assorbimenti elettronici in elementi di transizione in alcuni minerali sono stati identificati nell'intervallo di lunghezza d'onda tra 0.3 e 2.6  $\mu\text{m}$ . In particolare transizioni dello ione  $\text{Fe}^{2+}$  in siti definiti del reticolo cristallino rappresentano il processo che permette di riconoscere alcune fasi silicatiche, principalmente quelle ferromagnesiache (Adams, 1974; Cloutis et al., 1986; Cloutis&Gaffey, 1991; Burns., 1993a; Sunshine&Pieters, 1993; Schade et al., 2004).

Poiché le superfici dei pianeti non sono però costituite da aree monomineraliche, diventa necessario studiare come le caratteristiche spettroscopiche di determinate fasi

mineralogiche, molto abbondanti nelle superfici di questi corpi celesti, vari in combinazione con le altre fasi presenti. Inoltre è necessario anche approfondire come le caratteristiche composizionali siano influenzate da caratteristiche tessiturali che modificano le caratteristiche del dato spettrale di una miscela di minerali rispetto a quello di una superficie di roccia.

Le possibilità di identificare e caratterizzare le fasi mineralogiche componenti un materiale dipende dalla disponibilità di modelli che descrivono gli spettri di riflettanza tenendo conto della grande variabilità dei sistemi naturali.

Sono stati proposti metodi sia empirici che teorici che individuano le fasi mineralogiche, sullo spettro di una miscela o di una roccia, e attraverso la costruzione di curve di calibrazione mettono in relazione i parametri spettrali con le abbondanze modali e le composizioni chimiche.

Diverse curve di calibrazione riportate in letteratura si basano su dati ottenuti con studi sui minerali puri o su miscele di minerali puri, utilizzando fasi mineralogiche presenti sulle superfici dei corpi terrestri (pianeti o asteroidi) nel Sistema Solare. In particolare, sono stati studiati pirosseni e olivine come fasi pure e in miscele (Cloutis et al., 1986; King&Ridley, 1987; Cloutis&Gaffey, 1991; Sunshine&Pieters, 1993; 1998). I limiti di questo approccio sono dovute alla difficoltà di riprodurre la grande variabilità di miscele che possono esistere in un sistema reale, come è la superficie di un pianeta.

Alcuni metodi applicano delle tecniche statistiche, come quella basata sul Modello delle Gaussiane Modificate (MGM), per decomporre gli spettri e correlare le bande spettrali con i parametri composizionali (Sunshine&Pieters, 1998; Shkuratov et al., 1999; Schade et al., 2004).

In questo capitolo sono riassunti alcuni studi, riportati in letteratura che hanno messo in luce le caratteristiche spettrali dei minerali presenti nelle rocce studiate in questa tesi, in modo particolare pirosseni e olivina, e studi su miscele di minerali puri utili per il riconoscimento composizionale di superfici ignote con dati da remoto. Sono riportati anche i risultati di studi di spettri di rocce, misurati sia su campioni di polveri che su superfici di roccia. Questa rassegna bibliografica costituisce la base di conoscenze acquisite per la discussione dei materiali studiati in questa tesi di dottorato.

## 3.2 Minerali Puri

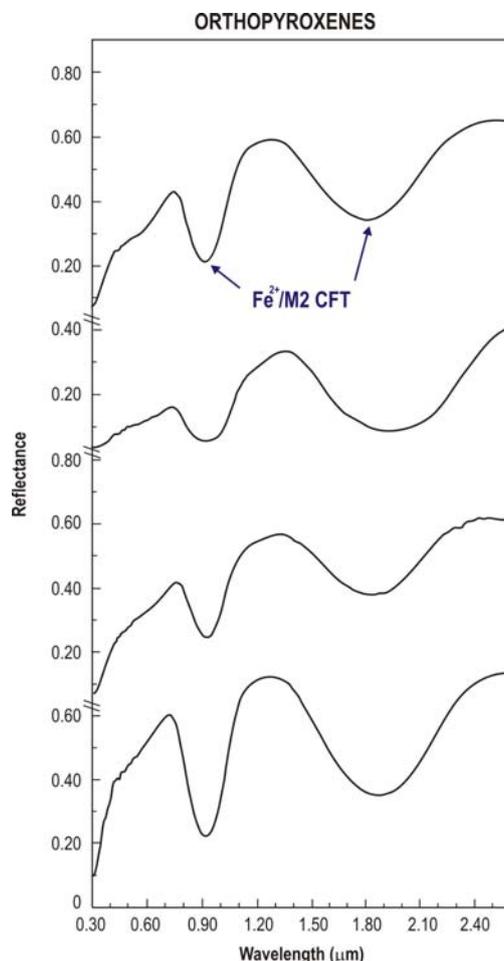
Analisi in riflettanza nel visibile e vicino infrarosso dei minerali silicatici ferromagnesiaci presenti in rocce magmatiche tipiche delle superfici dei pianeti terrestri (King&Ridley, 1987; Straub&Burns, 1991; Burns 1993a; Sunshine&Pieters, 1998; Cloutis, 2002) e diversi studi fatti su spettri da remoto (Cochran&Vilas, 1998; Cloutis, 2002; Lawrence&Lucey, 2004; Sunshine et al., 2004) hanno come scopo di definire procedure per separare le componenti elettroniche e descrivere gli assorbimenti in modo da stabilire relazioni tra alcuni parametri spettrali e le variazioni composizionali e abbondanze modali relative delle fasi mineralogiche presenti. Qui di seguito riportiamo le conoscenze di letteratura sui pirosseni e le olivine.

### 3.2.1 Pirosseni

Tra le fasi mineralogiche studiate in spettroscopia di riflettanza la famiglia dei pirosseni è la meglio conosciuta. La risposta spettrale di questi minerali è strettamente legata alle variazioni composizionali degli elementi maggiori e strutturali.

Nelle figure 3.1 e 3.2, da Cloutis&Gaffey (1991), sono riportate le firme spettrali di alcuni ortopirosseni e di alcuni clinopirosseni. Due assorbimenti principali caratterizzano la firma spettrale di un'ortopirosseno, uno a valori di lunghezza d'onda poco oltre 0.90  $\mu\text{m}$ , indicata come banda I, e uno a lunghezze d'onda tra 1.80 e 1.90  $\mu\text{m}$ , indicato come banda II, associati alla transizione del campo cristallino (CF) dello ione  $\text{Fe}^{2+}$ , che occupa preferenzialmente il sito cristallino più distorto M2 (Bancroft&Burns, 1967; Cloutis&Gaffey, 1991; Straub et al., 1991; Burns 1993a; Cloutis, 2002; Schade et al., 2004). A lunghezze d'onda minori, gli ortopirosseni presentano una rapida diminuzione di riflettanza verso l'ultravioletto, attribuita ai processi di trasferimento di carica che avvengono nella regione dell'ultravioletto coinvolgendo diverse specie atomiche. Nell'intervallo di lunghezza d'onda da 0.40 a 0.60  $\mu\text{m}$ , possono essere presenti bande di assorbimento poco profonde, causate da una transizione *spin-forbidden* del CF dello ione  $\text{Fe}^{2+}$  nel sito cristallografico M2 (Cloutis, 2002, e riferimenti al suo interno). La presenza di un alto contenuto dello ione  $\text{Fe}^{2+}$  (valori di  $F_s > 50\%$ ) favorisce l'occupazione anche nel sito M1 da parte dello ione  $\text{Fe}^{2+}$ , determinando una maggiore complessità nell'assorbimento ad un 1.00  $\mu\text{m}$  (Cloutis, 2002). La presenza dello ione  $\text{Fe}^{3+}$  produce ulteriori assorbimenti nel visibile, dovute a transizioni *spin-forbidden* del CF nello ione  $\text{Fe}^{3+}$  (Straub et al., 1991).

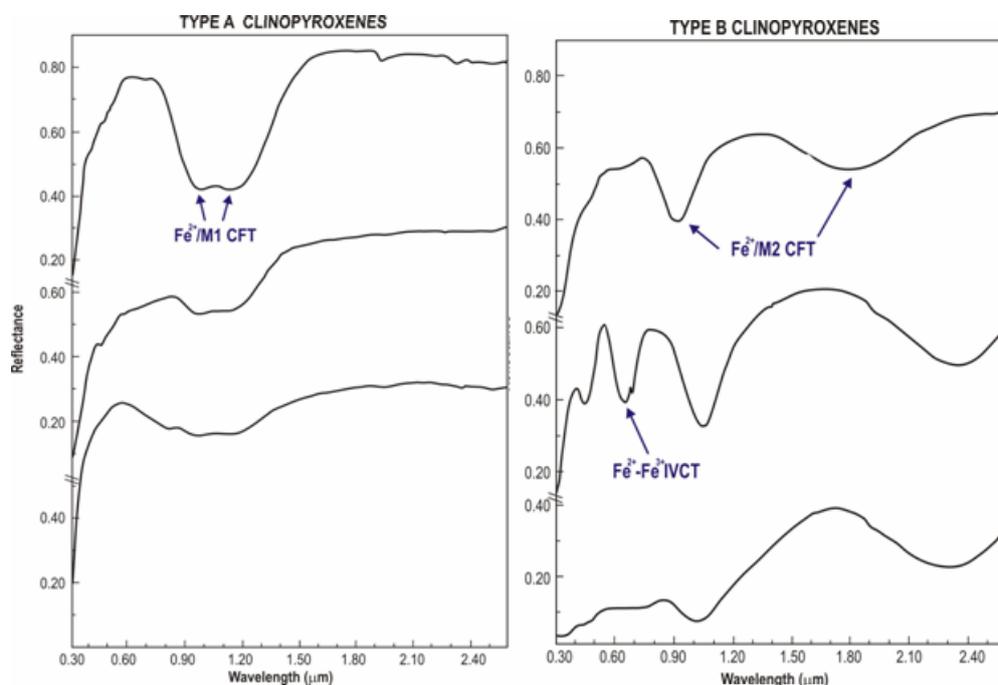
Inoltre, altri metalli di transizione come gli ioni  $\text{Cr}^{3+}$ ,  $\text{Ti}^{4+}$ ,  $\text{V}^{3+}$  e  $\text{Mn}^{3+}$  possono produrre assorbimenti CF quando gli ossidi di questi elementi hanno contenuti superiori al 1%; le caratteristiche di questi assorbimenti non permettono considerazioni sulle abbondanze di questi cationi (Cloutis, 2002).



**Fig. 3.1 - Spettri di riflettanza bidirezionale di alcuni ortopirosseni. Le misure sono state effettuate su polveri con dimensioni  $< 45 \mu\text{m}$  e  $45\text{-}90 \mu\text{m}$ . Tutti gli spettri furono misurati con  $i = 30^\circ$  ed  $e = 0^\circ$  rispetto ad Halon (da Cloutis and Gaffey, 1991). Le due strutture di assorbimento ben definite sono attribuite a transizioni del reticolo cristallino del  $\text{Fe}^{2+}$  nel sito cristallografico M2.**

I clinopirosseni presentano firme spettrali che possono essere suddivise in due gruppi, in base alle posizioni delle bande di assorbimento (Cloutis&Gaffey, 1991). Si osserva una variazione continua tra i due tipi estremi, e le firme spettrali variano in funzione delle variazioni composizionali in questa famiglia soluzione-solido. Le firme spettrali dei pirosseni ricchi in calcio possono essere classificati in due gruppi: di tipo A e tipo B (Fig. 3.2). Gli spettri del tipo B sono analoghi agli spettri degli ortopirosseni. Questi spettri mostrano due principali bande di assorbimento elettronico a circa  $1.05$  e  $2.35 \mu\text{m}$  dovuti alla presenza dello ione  $\text{Fe}^{2+}$  nel sito M2 (Burns, 1993a; Cloutis, 2002). Spettri del tipo A

si trovano in pirosseni in cui lo ione  $\text{Fe}^{2+}$  occupa esclusivamente il sito M1, con il sito M2 occupato dallo ione  $\text{Ca}^{2+}$  (Burns, 1993a).

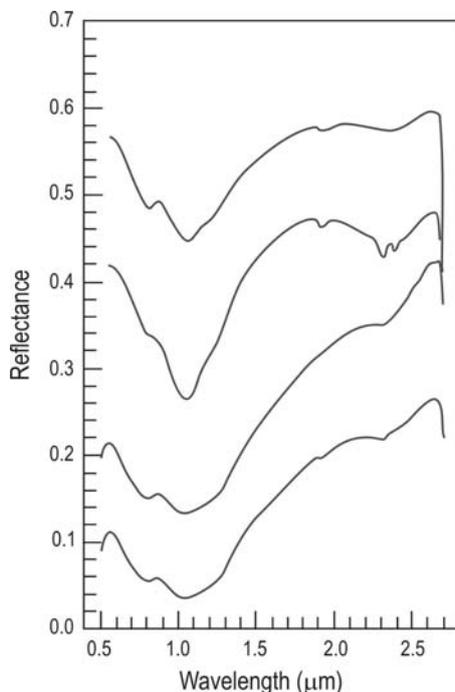


**Fig. 3.2-** Spettri di riflettanza bidirezionale di alcuni clinopirosseni. Le misure sono state effettuate su polveri con dimensioni  $< 45 \mu\text{m}$  e  $45\text{-}90 \mu\text{m}$ . Tutti gli spettri furono misurati con  $i = 30^\circ$  ed  $e = 0^\circ$  rispetto ad Halon (da Cloutis and Gaffey, 1991). Si evidenzia come la presenza del  $\text{Fe}^{2+}$  nel sito M1 definisca delle strutture di assorbimento (CF) vicino ad  $1.00 \mu\text{m}$ , clinopirosseni tipo A. La presenza di  $\text{Fe}^{2+}$  nel sito M2 diventa dominante nella firma spettrale e determina due strutture di assorbimento (CF) che dominano la firma spettrale, simili a quelle dell'ortopirosseno, poste a  $1.00 \mu\text{m}$  e tra  $1.90$  e  $2.30 \mu\text{m}$ . La presenza di  $\text{Fe}^{3+}$  determina degli assorbimenti IVCT nel campo del visibile.

Lo spettro mostra due diverse strutture di assorbimento a distanza ravvicinata, a circa  $0.95$  e  $1.15 \mu\text{m}$ . Clinopirosseni subcalcici, invece, possono avere lo ione  $\text{Fe}^{2+}$  in sostituzione dello ione  $\text{Ca}^{2+}$  nel sito M2, dando luogo ad una seconda banda a posizioni maggiori di  $2.00 \mu\text{m}$ . La banda di assorbimento dovuta alla presenza dello ione  $\text{Fe}^{2+}$  nel sito M2 è più intensa di quella dovuta alla presenza dello ione  $\text{Fe}^{2+}$  nel sito M1, anche se la quantità dello ione  $\text{Fe}^{2+}$  in M2 sono minori di quelli in M1. Secondo Straub et al. (1991) questo comportamento è dovuto alla maggiore distorsione del sito M2. Processi di trasferimento di carica dovute alla presenza di  $\text{Fe}^{2+}$  nei siti M1 e M2 e dello ione  $\text{Fe}^{3+}$  nel sito M1, producono delle strutture di assorbimento a circa  $0.69 \mu\text{m}$  per gli ortopirosseni e tra  $0.75$  e  $0.80 \mu\text{m}$  per i clinopirosseni (Straub et al., 1991; Cloutis et al., 2002). Questi assorbimenti sono meno evidenti nei pirosseni più ricchi in ferro. La profondità di queste bande non sembra essere correlata con la quantità degli ioni presenti nei o con la somma ideale dei cationi stessi (Cloutis et al., 2002; Schade et al., 2004). Inoltre, in alcuni casi si osservano

le deboli bande di assorbimento dovute alla transizione *spin-forbidden* dello ione  $\text{Fe}^{2+}$  in M2 nel CF.

Il contributo spettrale dato dallo ione  $\text{Fe}^{2+}$  situato in entrambi i siti ottaedrici M1 e M2 nei clinopiroseni intermedi ai due tipi è mostrato in Fig. 3.3.



**Fig. 3.3 - Spettri di riflettanza bidirezionale di alcuni clinopiroseni intermedi tra il tipo A e il tipo B. Le misure sono state effettuate su polveri con dimensioni di 45-90  $\mu\text{m}$ . Tutti gli spettri furono misurati con  $i = e = 20^\circ$  (da Shade et al, 2004).**

Cloutis&Gaffey (1991) hanno stabilito correlazioni empiriche tra alcuni parametri spettrali, determinati secondo il metodo di Clark&Roush (1984), e dati composizionali. La Fig 3.4 mostra lo spostamento della posizione del minimo della banda di assorbimento a circa 1.00  $\mu\text{m}$  e il contenuto dello ione  $\text{Fe}^{2+}$  in M2, notato in precedenza e confermato poi anche da altri autori (Adams, 1974; Singer, 1981; Burns, 1993a; Moroz et al., 2000; Schade et al., 2004). Si può vedere come per i pirosseni con una soglia massima del 11 wt.% di Wo, la posizione del minimo della banda di assorbimento si sposta verso valori maggiori di lunghezza d'onda (Cloutis&Gaffey, 1991) all'aumentare del valore percentuale di ferrosilite, la stessa relazione la notarono per la posizione della seconda banda degli ortopiroseni.

Per i clinopiroseni Cloutis&Gaffey (1991) trovarono una relazione positiva anche tra il contenuto di Ca e la posizione di minimo dell'assorbimento dovuto allo ione  $\text{Fe}^{2+}$  in M2 per il caso dei pirosseni di tipo B. Per gli spettri dei clinopiroseni di tipo A, invece, non

sembra esserci nessuna correlazione. Zonature od essoluzioni presenti in questi pirosseni complicano ulteriormente le firme spettrali.

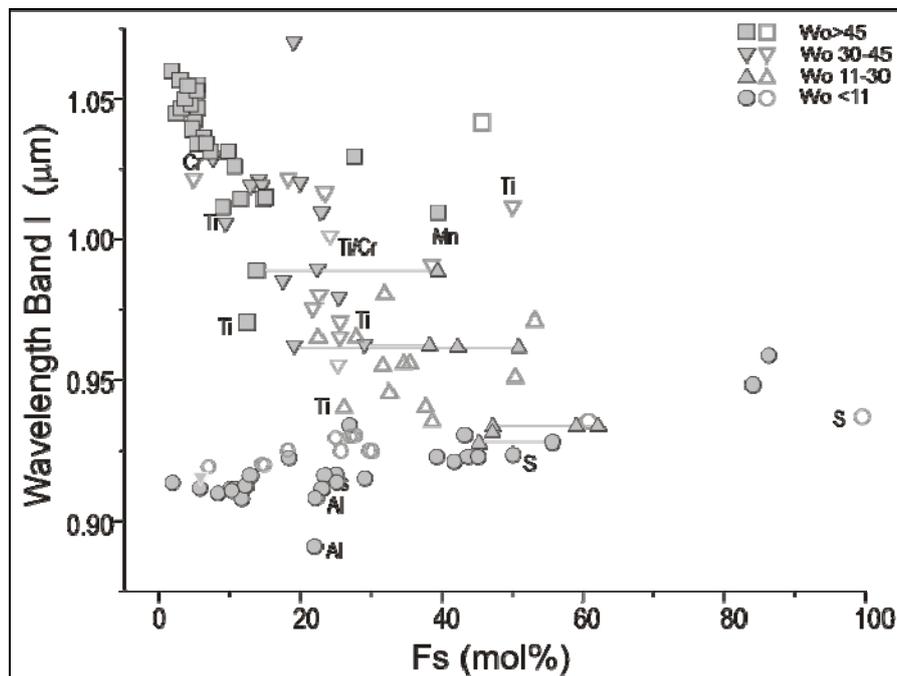
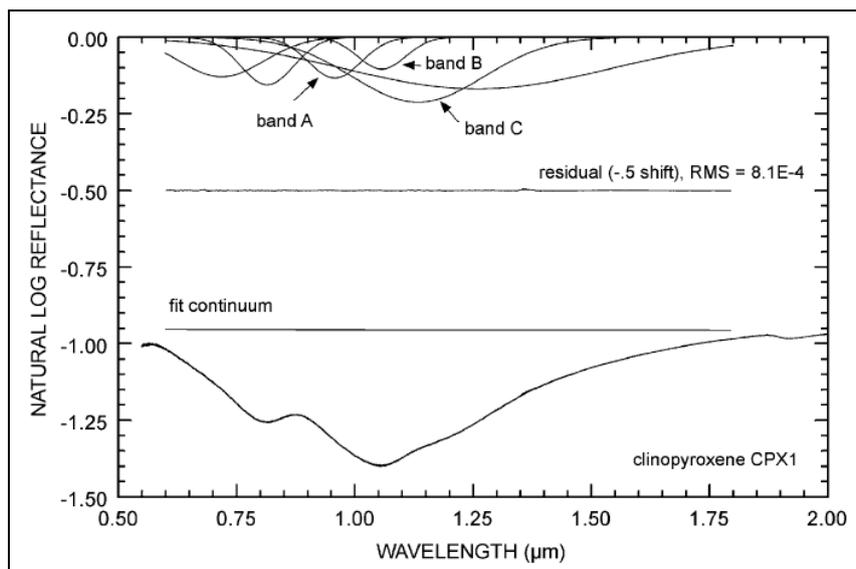


Fig. 3. 4 – Posizione del minimo di assorbimento della prima banda. Simboli pieni misure in riflessione, simboli vuoti misure in trasmissione. Le linee congiungono misure di un minerale e delle assoluzioni presenti in esso. Ti campioni con  $TiO_2 > 1$  wt %; Cr campioni con  $Cr_2O_3 > 1$  wt %; Mn campioni con  $Mn > 5$  wt %; Al campioni con  $Al_2O_3 > 4$  wt %; S campioni sintetici (modificato da Cloutis&Gaffey, 2001).

Le analisi di Cloutis&Gaffey (1991) hanno evidenziato che la posizione del centro banda ottenuta sottraendo un continuo allo spettro si sposta di circa 7 nm verso valori maggiori di lunghezza d'onda, portando ad una sovrastima dei contenuti dello ione  $Fe^{2+}$  negli ortopirosseni. Cloutis et al. (2002) hanno anche messo in evidenza, che, se è presente una pendenza positiva del continuo nella regione dell'assorbimento, la posizione del centro banda sarà spostata verso valori minori di una quantità che dipende dalla pendenza e dalla forma dell'assorbimento.

Per eliminare gli effetti della pendenza dello spettro dalla informazione relativa alla composizione del minerale altri autori applicano tecniche basate sulle gaussiane. Il Modified Gaussian Model (MGM) sviluppato da Sunshine et al. (1990), permette di decomporre lo spettro in una distribuzione di gaussiane modificate, ognuna delle quali rappresenta una individuale banda di assorbimento di transizione elettronica. Ogni banda di assorbimento viene matematicamente descritta da una profondità, un centro e una larghezza a metà profondità.

Sunshine&Pieters (1993) acquisirono diversi spettri in riflettanza bidirezionale, con angoli di incidenza  $i=30^\circ$  ed emergenza  $e=0^\circ$ , nell'intervallo 0.325 e 2.600  $\mu\text{m}$ , di ortopirosseni e clinopirosseni. La distribuzione di sette bande di assorbimento, sovrapposte su un continuo, rappresentato da due parametri, inclinazione e offset è stata utilizzata sia per l'ortopirosseno che per il clinopirosseno (vedi figura 2.6a, nel capitolo 2). I fit effettuati con l'MGM per gli ortopirosseni sono comunque affetti da un errore residuo relativamente alto, che aumenta in relazione diretta con la granulometria del materiale. Questo comportamento è stato attribuito ad un fenomeno di saturazione della banda (Sunshine&Pieters, 1993). Tale fenomeno avviene in spettri di materiale con elevata granulometria o caratterizzati da grandi coefficienti di assorbimento (Clark&Roush, 1984). Schade et al. (2004) decompose spettri di clinopirosseno del tipo A con contenuti elevati di wollastonite, prossimi al 50%. L'assorbimento posto a circa 1.00  $\mu\text{m}$  è stato decomposto (Fig. 3.5) con due gaussiane modificate (banda A e C) che descrivono la presenza dello ione  $\text{Fe}^{2+}$  nel sito M1 e una terza gaussiana modificata (banda B) che definisce lo ione  $\text{Fe}^{2+}$  nel sito M2. Le tre gaussiane componenti presentano un comportamento anomalo, che non viene spiegato dagli autori. Infatti, secondo Sunshine&Pieters (1993) in generale le bande ottenute tendono ad aumentare la loro ampiezza, misurata a metà profondità (FWHM), con l'aumentare della lunghezza d'onda del centro banda, mentre questo modello mostra come le bande B e C abbiano comportamento inverso, mentre la banda A non mostra alcuna relazione.



**Fig. 3. 5 – Decomposizione MGM di uno spettro di riflettanza di un clinopirosseno intermedio tra il tipo A e il tipo B. Sono state usate tre Gaussiane modificate per modellare il complesso assorbimento posto a circa 1.00  $\mu\text{m}$  (da Shade et al., 2004).**

Le posizioni di centro banda così ottenute sono poi state plottate in funzione dei contenuti di ferrosilite (FS). In Fig. 3.6 si nota che banda A e banda B mostrano una debole pendenza negativa all'aumentare della lunghezza d'onda, mentre la banda C si comporta in modo contrario.

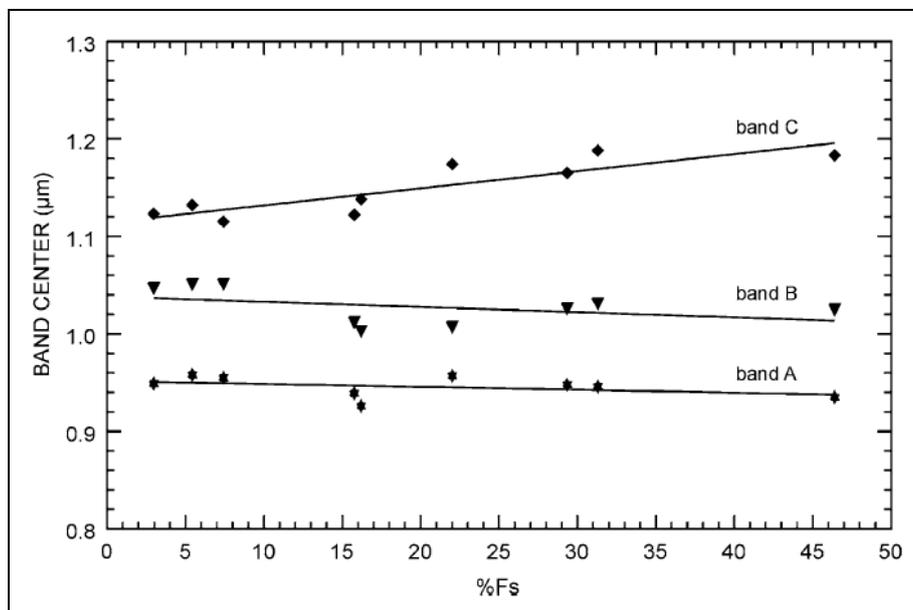


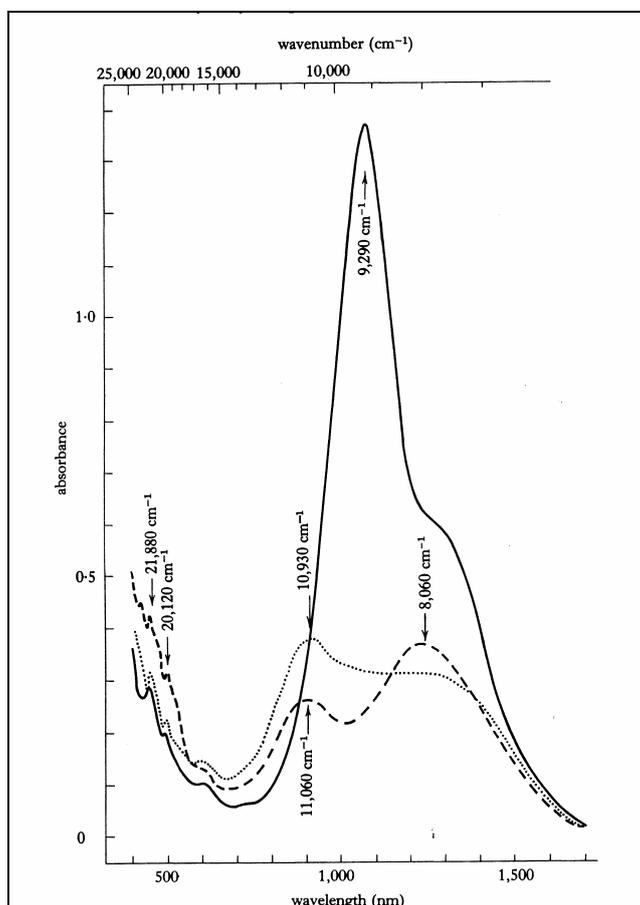
Fig. 3.6 – Posizione del centro delle bande A, B e C misurate su pirosseni molto ricchi in calcio (da Shade et al., 2004).

### 3.2.2 Olivine

Un altro importante minerale mafico, componente delle superfici planetarie, è la serie di soluzione solida dell'olivina. L'olivina è stata, infatti, rinvenuta in diversi materiali extraterrestri studiati in laboratorio, come meteoriti (Gaffey, 1986; Dodd, 1981) e campioni lunari (Burns et al., 1972; Hazen et al., 1977), o da remoto, come superfici di asteroidi, in particolar modo di tipo S (Gaffey et al., 1989), e di pianeti, come Marte; per quest'ultimo pianeta, l'olivina è stata rilevata recentemente dai dati OMEGA (ad esempio, Mustard et al., 2005).

La firma spettrale di questo minerale è caratterizzata da un complesso assorbimento posto a circa 1.05-1.10 μm, composto da più assorbimenti dovuti alla presenza dello ione  $Fe^{2+}$  nella sua struttura (Burns, 1993a). La struttura cristallina dell'olivina presenta due siti ottaedrici, M1 e M2, che ospitano cationi bivalenti come il  $Fe^{2+}$ . Le differenze nell'occupazione dei due siti da parte del  $Fe^{2+}$  producono assorbimenti distinti negli spettri misurati nell'intervallo di lunghezza d'onda nel vicino infrarosso (Burns, 1993a). In Fig. 3.7 è riportato il caso della fayalite. Essendo l'olivina un minerale ortorombico, si ottengono tre

diverse firme spettrali se misurate in luce polarizzata lungo le tre diverse direzioni cristalline. Gli spettri della fayalite misurati lungo  $\alpha$  e  $\beta$  mostrano, entrambi, due assorbimenti caratteristici a circa (0.90 e 1.25  $\mu\text{m}$ ) mentre lungo  $\gamma$  si ha un forte assorbimento a circa (1.07  $\mu\text{m}$ ) e uno minore a circa (1.25  $\mu\text{m}$ ). Inoltre, diversi deboli assorbimenti si osservano nell'intervallo del visibile.



**Fig. 3.7** – Spettri di assorbanza in luce polarizzata di una fayalite (96 moli% di  $\text{Fe}_2\text{SiO}_4$ ), da Rockport, Massachuset. Linea punteggiata: spettro  $\alpha$ ; linea tratteggiata: spettro  $\beta$ ; linea continua: spettro  $\gamma$  (spessore dei cristalli 80  $\mu\text{m}$ ). Orientazioni ottiche:  $a = \gamma$ ,  $b = \alpha$ ,  $c = \beta$  (da Burns, 1993a).

Gli assorbimenti principali sono presenti con caratteristiche analoghe anche nelle altre olivine con rapporti Fe-Mg diversi. Però, la posizione dell'assorbimento principale di tutte le bande si sposta in funzione della composizione. Al diminuire del contenuto di Fe nella soluzione solida le posizioni di centro degli assorbimenti si spostano verso valori di lunghezza d'onda minori (Burns, 1970; Hazen et al., 1977; Burns, 1993a).

La Fig. 3.8 mostra che tale spostamento è lineare rispetto alla sostituzione tra gli ioni  $\text{Mg}^{2+}$ - $\text{Fe}^{2+}$  e rispecchia la diminuzione di distanza del legame metallo-ossigeno nei siti M1 e M2 nelle olivine ricche in Mg rispetto a quelle ricche in Fe.

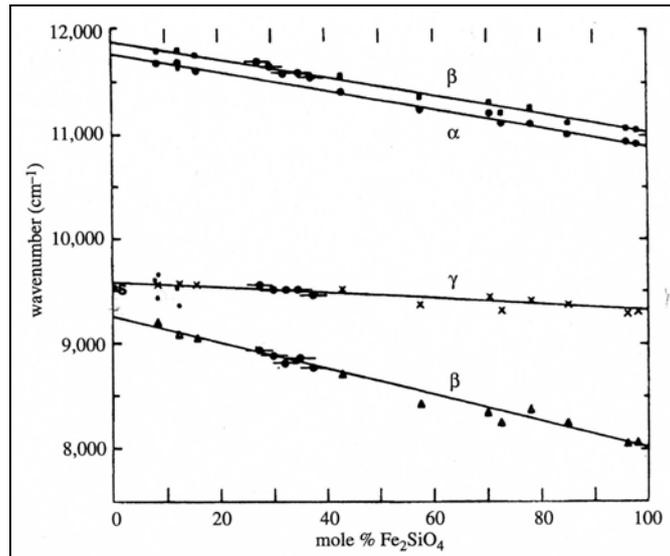


Fig. 3.8 – Variazioni composizionali dei massimi di assorbanza negli spettri polarizzati misurati su diverse olivine (da Burns et al., 1993a).

Le misure effettuate da Burns (1993a) sono state confermate ed estese da Sunshine&Pieters (1998) con l'utilizzo del MGM. I parametri relativi al complesso assorbimento dell'olivina ottenuti sono poi stati usati per modellare gli spettri da telescopio dell'asteroide 246 Asporina (Chapman&Gaffey, 1979; Cruikshank&Hartmann, 1984) e per stimare le composizioni dell'olivina presente sulla sua superficie.

I risultati delle analisi di Sunshine&Pieters (1998) sono riportati in Fig. 3.9, che mostra gli spettri di diverse olivine con variazioni composizionali in termini di fosterite (Fo), misurati con lo spettrometro RELAB-BDS su materiale di granulometria inferiore a 45  $\mu\text{m}$ , con angolo  $i=30^\circ$  ed  $e=0^\circ$  (Sunshine&Pieters, 1998). Questa geometria di osservazione simula la geometria di una osservazione da remoto (Pieters, 1983).

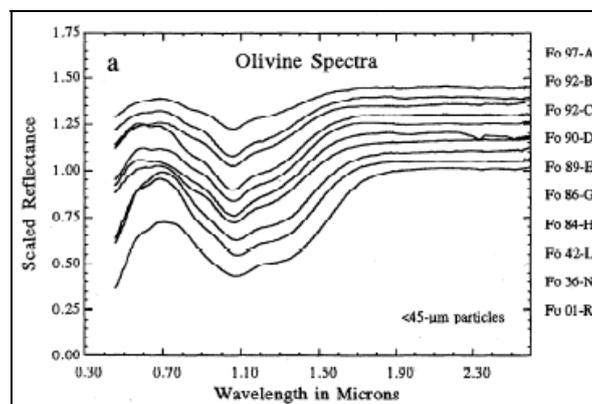


Fig. 3.9 – Suite di spettri di riflettanza sull'olivina, a diverse composizioni. Spettri acquisiti con lo spettrometro Relab-BDS. Dal basso verso l'alto si ha un incremento in moli di fosterite. Gli spettri sono stati scalati a 1.0 e 1.9  $\mu\text{m}$ , e presentano un 10% di offset in riflettanza rispetto al precedente (da Sunshine&Pieters 1998).

Per una analisi sistematica Sunshine&Pieters (1998) hanno utilizzato l'MGM su una suite di olivine, risolvendo le singole bande di assorbimento e confrontando i dati ottenuti con quelli di Burns (1970a). In Fig. 3.10 sono riportati i risultati della decomposizione ottenute di due campioni *endmember* della serie.

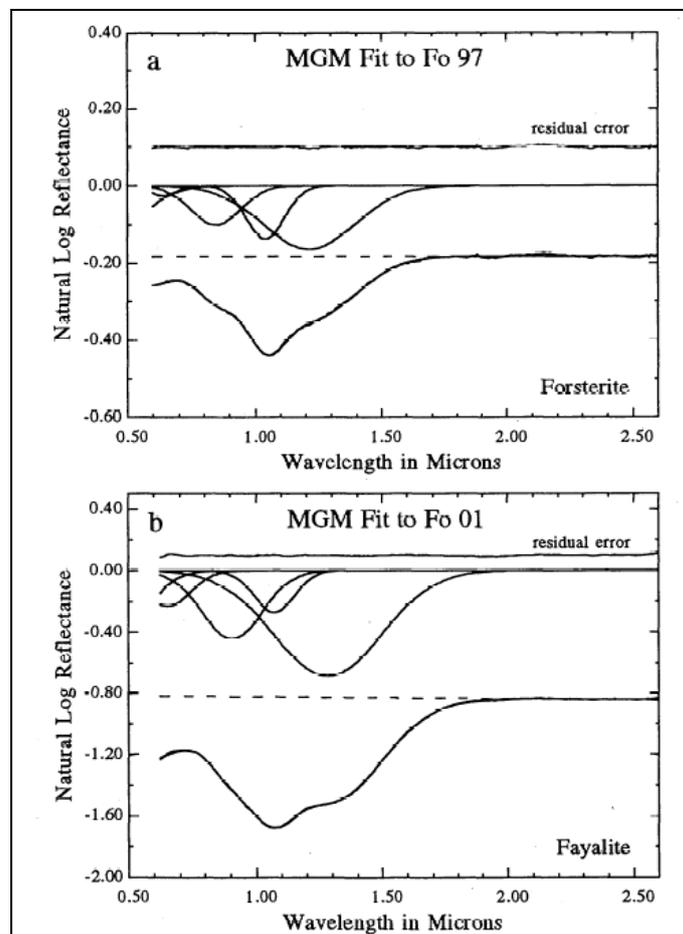


Fig. 3.10 – Esempi di fit della decomposizione della banda ad 1.00  $\mu\text{m}$  sui due *endmember* della suite riportata in Fig. 3.7. a) Spettro di una forsterite. b) Spettro di una fayalite. RMS è 0.22% e 0.42%, rispettivamente. (da Sunshine&Pieters 1998).

Il confronto tra i parametri spettrali ottenuti dalla decomposizione dell'assorbimento e i dati composizionali, evidenzia la variazione della posizione delle tre componenti dell'assorbimento per l'olivina in funzione del contenuto di  $\text{Fe}^{2+}$ - $\text{Mg}^{2+}$  in accordo con Burns (1993a), con lo spostamento del centro banda verso valori di lunghezza d'onda maggiori all'aumentare del contenuto di  $\text{Fe}^{2+}$  (Fig. 3.11). Inoltre Sunshine&Pieters (1998) hanno messo in evidenza che la banda a lunghezze d'onda minori mostra un andamento meno regolare, concludendo che le posizioni della seconda banda, legata al rapporto Fe-Mg nel sito M2, e la terza banda, dovuta alla variazione Fe-Mg nel sito M1, permettono una maggiore accuratezza nel determinare la composizione.

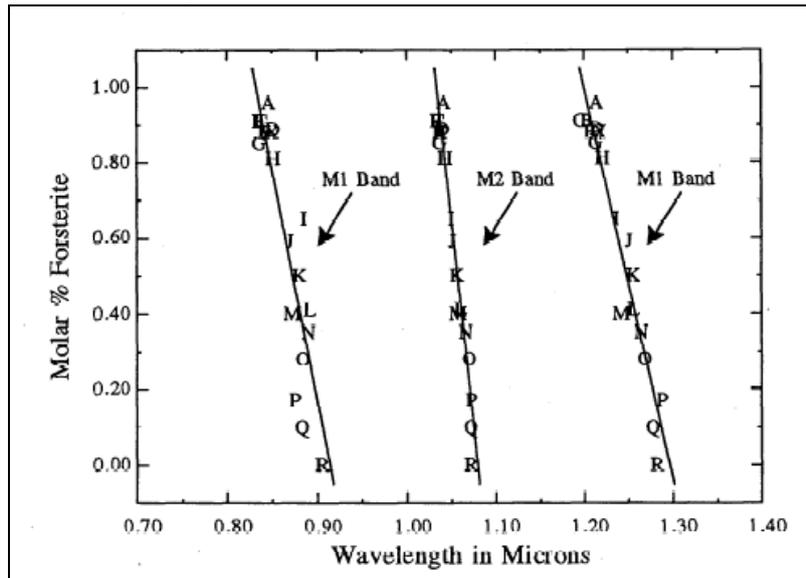


Fig. 3.11 – Centri banda dei tre assorbimenti della banda a circa 1.00  $\mu\text{m}$  dell'olivina. Risultati di tutti i campioni della suite indagata da Sunshine&Pieters (1998). Si nota che le posizioni dei centri banda si muovono verso valori maggiori di lunghezza d'onda all'aumentare del contenuto di ferro. Inoltre si nota come le due bande definite dal contenuto del ferro nel sito M1 hanno inclinazioni pressoché identiche, mentre la banda M2 ha una pendenza minore (da Sunshine&Pieters 1998).

L'ampiezza delle bande non hanno sistematiche variazioni al variare della composizione, come già notato da Sunshine&Pieters (1990). Sunshine&Pieters (1998) hanno modellato il fit con calori iniziali delle ampiezze delle bande di 228 nm, 176 nm, 424 nm, rispettivamente per banda I, II, e III, descritti in Sunshine&Pieters (1990). Quando il contenuto di Fo è minore di 30 è stato messo in evidenza che, invece, il sito M1 è stato modellato con gaussiane modificate con ampiezza maggiore, mentre M2 è rimasto sostanzialmente invariato. Questo indica che alti contenuti di Fe tendono ad alterare la struttura del sito e quindi della probabilità dell'assorbimento.

Il terzo parametro preso in esame da Sunshine&Pieters (1998) è la profondità, o intensità, dell'assorbimento (Fig. 3.12). Gli autori evidenziano come in termini assoluti le tre bande aumentino la loro profondità all'aumentare del contenuto nello ione  $\text{Fe}^{2+}$ . In particolare hanno calcolato l'intensità della prima e della seconda banda relativamente all'intensità della terza banda. Si è messo in evidenza come le bande indicatrici del sito M1 hanno una variazione minima delle intensità. Mentre la banda centrale, che caratterizza il sito M2, presenta una variazione d'intensità molto evidente legata alla variazione di Fo.

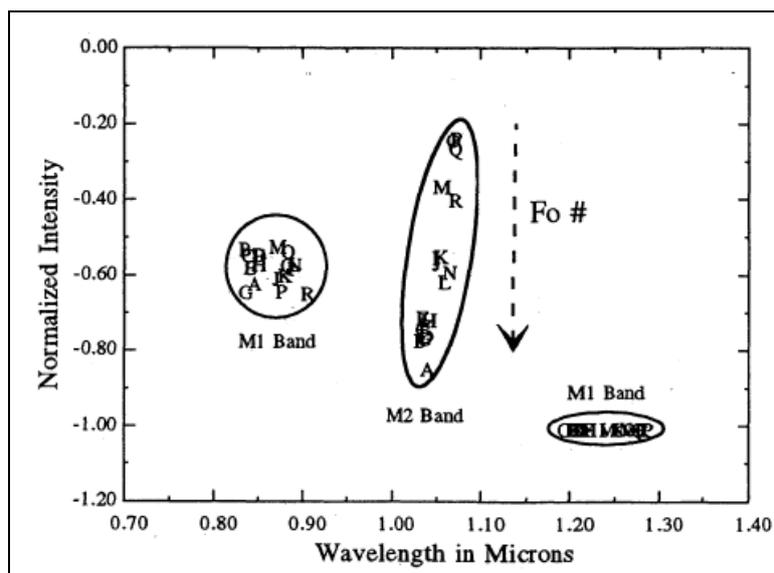


Fig. 3. 12 – Centri banda dei tre assorbimenti della banda a circa 1.00  $\mu\text{m}$  dell'olivina. Risultati di tutti i campioni della suite indagata da Sunshine&Pieters (1998). Profondità normalizzata rispetto alla terza banda. Si nota che solo la profondità della banda B, che è descritte il sito M2 presenta una variazione in funzione del contenuto di fosterite (da Sunshine&Pieters 1998).

### 3.3 Miscele di minerali

Diversi fattori complicano l'interpretazione delle firme spettrali delle superfici costituite di regolite e quindi la capacità di risalire alle composizioni dei minerali componenti. Questi fattori sono per esempio, effetti legati alle dimensioni del materiale, alla rugosità di una superficie, a fenomeni di alterazione o legati al punto di vista o alla geometria dell'illuminazione.

Un primo strumento per valutare le complicazioni dovute all'interazione degli assorbimenti di diverse fasi componenti il regolite consiste nello studio sistematico delle risposte spettrali di alcune miscele in relazione a composizione e granulometrie dei campioni.

Spettri di riflettanza di miscele vengono considerati come combinazioni sistematiche della risposta degli *endmember* caratterizzanti la miscela. Le classificazioni dipendono dalla scala dell'osservazione. Le miscele possono essere definite macroscopiche o intime. Le miscele macroscopiche presentano componenti individuali, cioè parti omogenee separate nel campo di vista dello strumento; in questo caso, le sistematiche spettrali sono lineari. Infatti le componenti risultano otticamente separate e il segnale finale può essere considerato come la somma dei segnali delle singole componenti areali, poiché si può trascurare la presenza di un effetto di diffusione multipla tra le componenti.

Le miscele intime presentano, invece, una distribuzione casuale delle componenti nel campo di vista dello strumento; in questo caso la luce è diffusa in modo moltiplicativo tra le specie minerali e si ha una sistematica non lineare (Singer, 1981; Johnson et al, 1983; Mustard&Pieters, 1989). Queste miscele sono poi considerate omogenee da un punto di vista granulometrico quando consistono di particelle con taglia  $\gg$  alla lunghezza d'onda o quando materiale grossolano contiene fini inclusioni di un altro materiale assorbente (*intramixture*). Sono invece dette eterogenee quando materiale grossolano è coperto da un fine film assorbente ( $\leq$  alla lunghezza d'onda) o il materiale ha una distribuzione di granulometrie variabili in un intervallo.

Come descritto nel capitolo 2, varie metodologie sono state sviluppate per determinare le abbondanze mineralogiche, o costanti di proporzionalità, dagli spettri di riflettanza delle miscele intime. Diversi studi di laboratorio su miscele intime applicano questi risultati all'interpretazione degli spettri di riflettanza da remoto di materiali mafici od ultramafici relativi a diversi corpi del sistema solare.

In questo capitolo riportiamo i risultati di alcuni di questi studi e alcune applicazioni per la interpretazione di dati da remoto di superfici di pianeti ed asteroidi (Singer, 1981; Cloutis et al., 1986; Mustard&Pieters, 1989; Sunshine&Pieters, 1993; Moroz et al., 2000; Harloff&Arnold, 2001; Poulet&Erard, 2004; Pompilio et al., 2007; Reddy et al., 2008).

### 3.3.1 Miscele tra Pirosseni-Olivina-Ossidi di Ferro

Singer (1981) ha preso in considerazione diverse combinazioni tra due diversi pirosseni, olivina, limonite e magnetite, e ha messo in evidenza che gli assorbimenti in una miscela cambiano in modo sistematico ma non lineare gli assorbimenti dei due *endmember*. Quindi, il processo non è un processo additivo, e di conseguenza i contributi dei singoli minerali componenti la miscela non possono essere direttamente estrapolati dalla miscela risultante. Solo alcune caratteristiche, come la posizione del minimo, mostrano una relazione con le variazioni composizionali delle miscele stesse.

### 3.3.2 Miscele Olivina-Ortopirosseno

Cloutis et al. (1986) hanno utilizzato un approccio analitico per quantificare le variabili negli spettri di riflettanza di una miscela di olivina, con  $F_a=11$ , e ortopirosseno, con  $F_s=14$ . Sono state realizzate diverse miscele per evidenziare le variazioni sistematiche dei vari

parametri in studio, cioè abbondanze relative, chimismo e proprietà fisiche degli *endmember*.

Sugli spettri sono stati misurati: posizione dei centri, larghezza e profondità della banda di assorbimento, posizione e riflettanza dei massimi e dei minimi, pendenza degli spettri e albedo, e sono stati calcolati diversi rapporti tra questi parametri.

Sono state considerate tre diverse classi per stabilire altrettante curve di calibrazione: a) rapporti tra parametri spettrali, che risultano indipendenti dalla taglia del materiale e sensibili alle variazioni delle abbondanze delle fasi presenti; b) gli spostamenti delle posizioni dei minimi e massimi della banda di assorbimento, dipendenti dall'abbondanza e dal chimismo delle fasi *endmember*, ma insensibili alla taglia (Fig. 3.13, 3.14); c) la riflettanza spettrale assoluta, che caratterizza molto bene le diverse granulometrie.

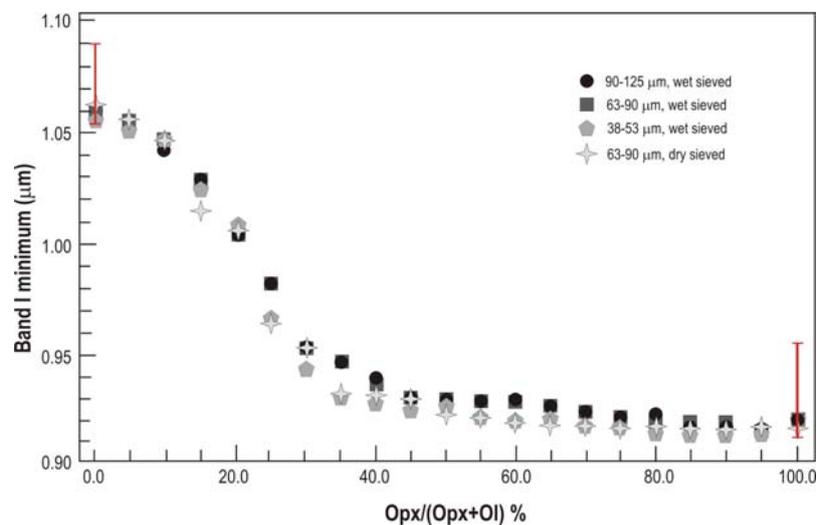


Fig. 3. 13 – Calibrazione della posizione della banda I rispetto alla variazione dell'abbondanza modale nella miscela olivina-ortopirosseno. L'effetto della variazione della granulometria sembra essere insignificante. La banda rossa indica l'intervallo dei valori per la posizione di minimo della banda I per gli *endmember* puri (da Clouties et al., 1986).

Moroz et al. (2000) hanno indagato l'influenza della temperatura sui parametri spettrali diagnostici di miscele di olivina ed ortopirosseno. I risultati hanno messo in luce che le variazioni di temperatura producono effetti più evidenti sulle miscele intime dei due minerali che non sui minerali *endmember*. Questi risultati possono essere particolarmente utili nello studio da remoto di asteroidi del tipo S.

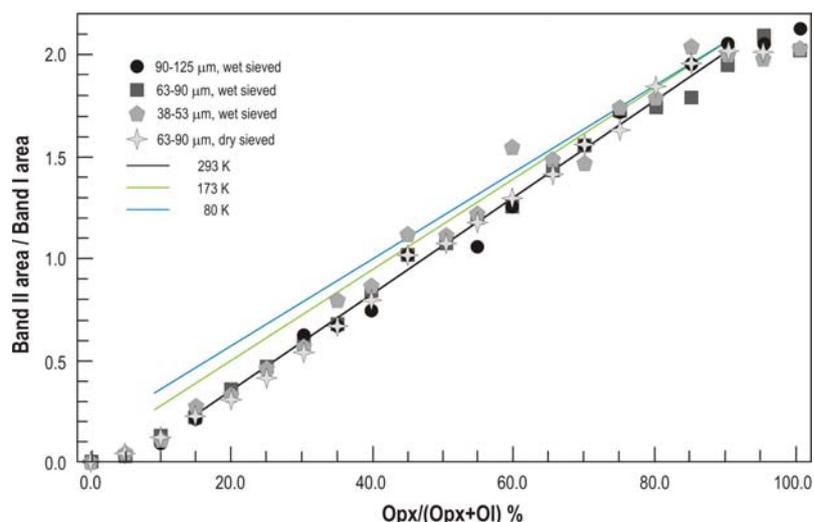


Fig. 3.14 – Calibrazione del rapporto tra le aree delle bande rispetto all'abbondanza modale relativa nella miscela olivina-ortopirosseno. Le variazioni di granulometria (simboli diversi) non influenzano i rapporti (da Clouties et al., 1986). Le linee colorate sono relative alle correzioni per diverse temperature rispetto la linea di calibrazione (linea nera), come suggerito da Moroz et al. (2000).

### 3.3.3 Miscela Ortopirosseno-Clinopirosseno

Sunshine&Pieters (1990; 1993) hanno applicato con successo l'MGM per definire le caratteristiche degli *endmember* di miscele tra un ortopirosseno e un clinopirosseno di tipo B (Fig. 3.15).

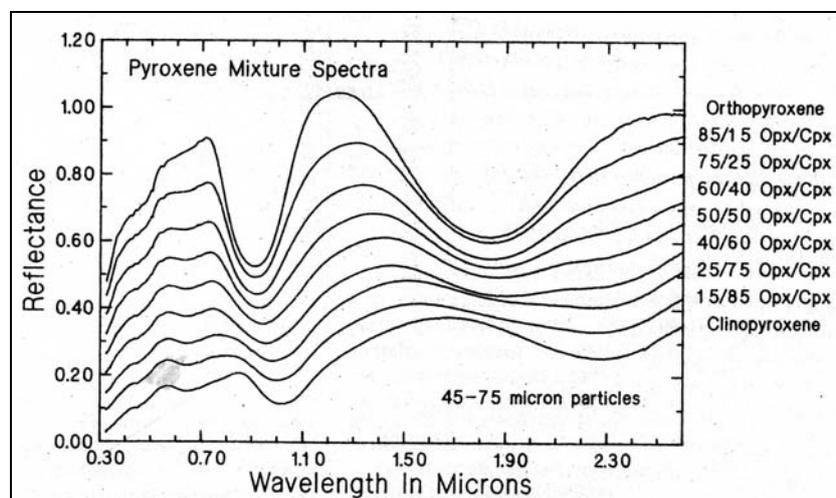


Fig. 3.15 – Spettri di riflettanza di miscele di pirosseni (45-75 μm). Sono riportati dal basso verso l'alto proporzionalmente all'aumento dell'abbondanza relativa dell'ortopirosseno. Ogni spettro è stato riportato con un 5% di offset in riflettanza rispetto lo spettro successivo (da Sunshine et al., 1990).

Le due principali bande di assorbimento attorno a 1.00 μm e a 2.00 μm possono essere fittate da due diverse coppie di gaussiane modificate che descrivono i processi elettronici nei due diversi minerali.

La posizione del centro banda della miscela e l'intensità relativa sembrano variare in funzione dell'abbondanza relativa delle stesse nella miscela (Fig. 3.15, Fig. 3.16), e non della grana (Fig. 3.16).

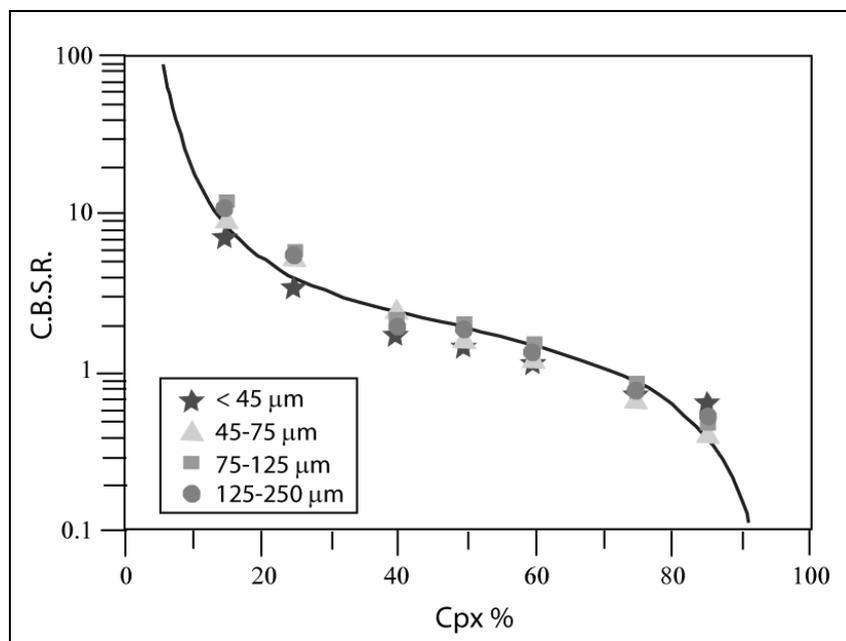


Fig. 3. 16 – Rapporto dell'intensità della banda (CBSR) a 1.00  $\mu\text{m}$  verso la variazione del contenuto di clinopirosseno nella miscela ortopirosseno-clinopirosseno. La componente CBSR, che può essere derivata direttamente dallo spettro decomponendo la banda nelle due componenti, una relativa all'ortopirosseno e l'altra al clinopirosseno, varia in scala logaritmica con l'abbondanza modale e non è influenzata dalle variazioni di granulometria (da Sunshine&Pieters, 1993).

Sunshine&Pieters (1993) hanno anche modellato alcune “miscele naturali” di pirosseni, scegliendo pirosseni di mantello costituiti da cristalli con lamelle di essoluzione al loro interno. I campioni con lamelle di essoluzione possono essere considerati un analogo naturale di miscela intima. Le abbondanze modali stimate con l'MGM sono risultate corrette entro un errore del 5-10%.

Reddy et al. (2007) hanno definito curve di calibrazione tra ortopirosseni e clinopirosseni tipo B da e Reddy et al. (2008) hanno definito curve di calibrazione tra gli ortopirosseni e i clinopirosseni tipo A. In questo ultimo lavoro è stato osservato che quando l'ortopirosseno scende a valori di abbondanza modale  $< 30\%$  nella miscela, la posizione della banda migra velocemente verso valori di lunghezza d'onda maggiori. Se si considera la posizione della Banda I rispetto al rapporto tra le aree delle bande, per una concentrazione maggiore del 50% di clinopirosseno tipo A la posizione del centro banda rimane invariata, mentre in una miscela olivina-ortopirosseno si sposta verso valori maggiori. Anche in questo caso le applicazioni riguardano il riconoscimento delle composizioni di alcuni asteroidi.

#### 3.3.4 Miscela Olivine-Magnetite

La presenza di minerali opachi nel regolite degli altri pianeti terrestri ha effetti ancora non completamente noti sugli spettri di riflettanza.

Mustard&Pieters (1989) hanno studiato la possibilità di migliorare il calcolo delle abbondanze da spettri di riflettanza, in campioni che contengono opachi, inserendo nelle equazioni di Hapke dei parametri fotometrici determinati sperimentalmente. Questo studio ha dato buoni risultati per una miscela di olivine e magnetite mentre ulteriori studi sono necessari per le stime di più complesse composizioni di superfici, poichè il comportamento di diffusione della radiazione da parte di una superficie di regolite dipende da molti fattori, che comprendono la forma del materiale sciolto, la distribuzione della grana, la tessitura superficiale, le strutture interne, la presenza di inclusioni e di materiali opachi.

### **3.4 Campioni di roccia**

A tutt'oggi non vi sono studi conclusivi sulla modellazione degli spettri di riflettanza di rocce. In letteratura sono pochi i risultati di decomposizioni di spettri di superfici di roccia, che mettono in relazione i parametri spettrali con le composizioni. Eppure, le missioni in corso e future per l'esplorazione planetaria richiedono avanzate conoscenze di spettroscopia dei materiali geologici, poiché gli strumenti a bordo hanno alte risoluzioni sia spettrali e sia areali.

Harloff&Arnold (2001) hanno misurato spettri di pirosseni e basalti, i secondi sia come polveri e sia come superfici di roccia. Gli autori considerano tre diversi pirosseni, uno povero in calcio con termini di enstatite  $En=88$  e due ricchi in calcio, un diopside e un augite ricca in magnesio. I basalti presentano caratteristiche molto diverse tra di loro, con contenuti diversi di xenocristalli di olivina, ematite, ilmenite e pirosseni in una matrice di plagioclasti e diversi gradi di porosità e rugosità.

Per i tre minerali gli autori hanno osservato differenze in termini di luminosità degli spettri, definite considerando il massimo di riflettanza tra i due assorbimenti caratteristici dei pirosseni, e hanno messo tale valore in relazione con la concentrazione di Fe: minore la concentrazione, maggiore la riflettanza. Inoltre, hanno osservato che le posizioni delle bande seguono la relazione generale, spostandosi verso valori maggiori di lunghezza d'onda all'aumentare dei contenuti in ferro.

I basalti sono costituiti da tre gruppi di minerali con diverso comportamento spettrale:

- 1) pirosseni, olivina, ematite, fillosilicati, che sono caratterizzati da diagnostici assorbimenti elettronici o vibrazionali;
- 2) plagioclasti, che hanno un comportamento sostanzialmente neutro;
- 3) ossidi di ferro, che sono dei forti assorbitori nel VNIR.

Mentre il materiale del primo gruppo domina generalmente la firma spettrale, le altre due componenti possono influire più o meno intensamente sulla profondità degli assorbimenti, sulla luminosità, sulla pendenza dello spettro e sui rapporti tra le bande (Moroz&Arnold, 1999; Harloff&Arnold, 2001; Poulet&Erard, 2004).

Harloff&Arnold (2001), comparando le caratteristiche spettrali della superficie delle rocce basaltiche e delle polveri di basalti, hanno evidenziato che:

- 1) la luminosità relativa delle rocce e delle polveri sono comparabili;
- 2) le variazioni di granulometria delle polveri e di rugosità delle rocce hanno influenze simili sulla firma spettrale (Fig. 3.17);

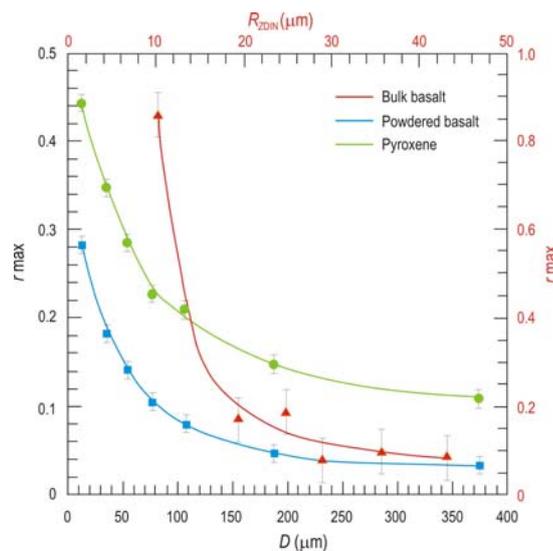
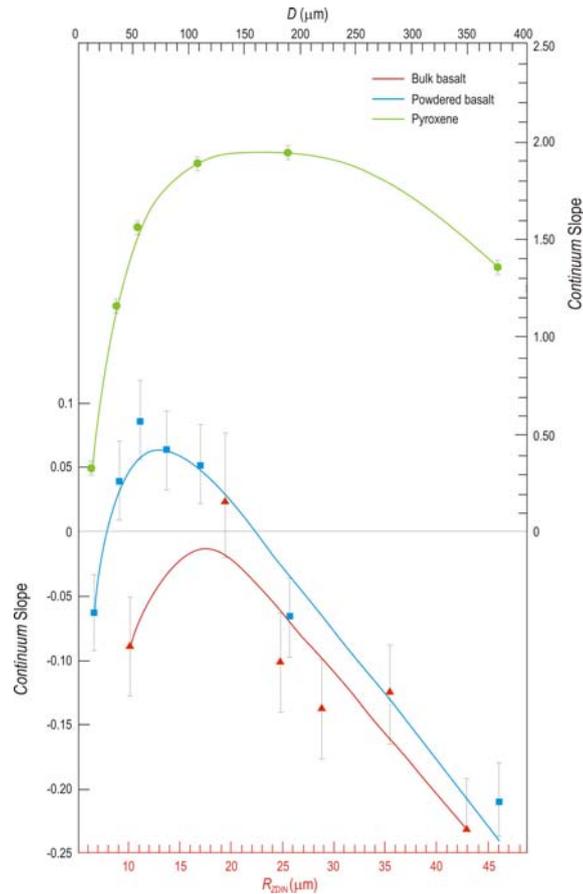


Fig. 3. 17 – Diagramma della luminosità relativa ( $r_{max}$ ) rispetto al diametro medio dei grani ( $D$ ), e alla rugosità media ( $R_{ZDN}$ ).  $D$  è preso in considerazione per il pirosseno (un augite) e la polvere del basalto, mentre  $R_{ZDN}$  è usato per il basalto come roccia (*bulk basalt*). (da Pompilio, 2004, Tesi di dottorato; modificato da Harloff&Arnold, 2001).

- 3) la pendenza del continuo generalmente aumenta fino ad un massimo e poi diminuisce all'aumentare della granulometria o della rugosità. Inoltre i minerali presentano una pendenza "positiva" mentre le polveri delle rocce hanno pendenze variabili da positive a negative, e gli spettri delle superfici di roccia hanno sempre pendenze negative (Fig. 3.18);



**Fig. 3.18 - Diagramma della pendenza del continuo (*Continuum Slope*) rispetto al diametro medio dei grani ( $D$ ), e alla rugosità media ( $R_{ZDN}$ ).  $D$  è preso in considerazione per il pirosseno (un augite) e la polvere del basalto, mentre  $R_{ZDN}$  è usato per il basalto come roccia (*bulk basalt*). Il comportamento del continuo è simile in tutti i casi indagati (da Pompilio, 2004, Tesi di dottorato; modificato da Harloff&Arnold, 2001).**

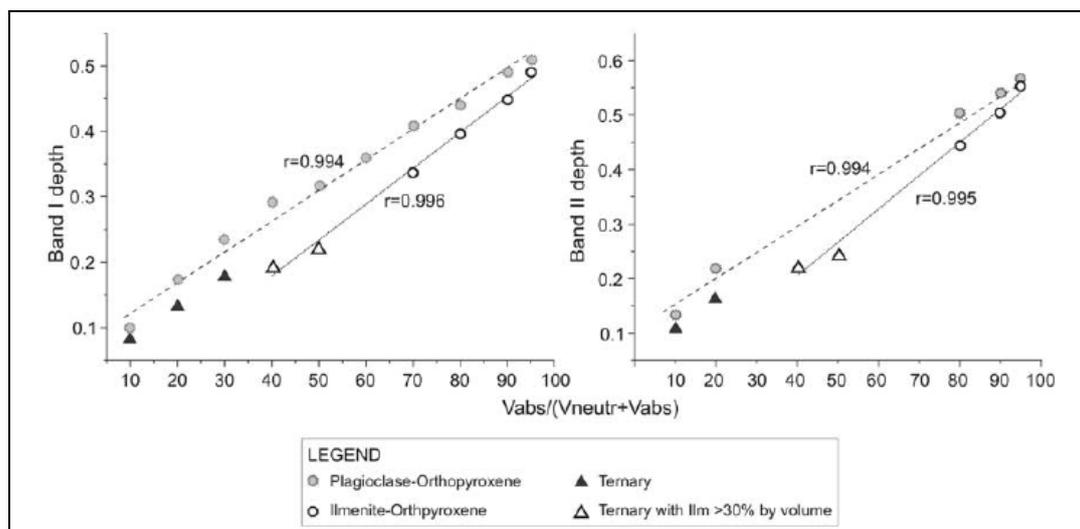
- 4) Gli spettri delle superfici di roccia sono caratterizzati da assorbimenti più deboli rispetto a quelli delle polveri. Per ogni campione è stato possibile individuare una granulometria e un valore di rugosità ottimale che massimizza la profondità di banda I. La banda II invece non mostra un comportamento sistematico.

Poulet&Erard (2004) hanno utilizzato i materiali studiati da Harloff&Arnold (2001) per testare il modello di scattering di Skhuratov, allo scopo di determinare il tipo di miscela, le abbondanze relative e le granulometrie degli endmember componenti, dati gli spettri degli *endmember*.

Per modellare il basalto gli autori hanno usato le cinque componenti mineralogiche (plagioclasio, ilmenite, diopside, enstatite e fosterite) presenti in esso, e poi hanno usato altri pirosseni, feldspati ed olivine, composizionalmente diversi da quelli presenti nel basalto. Il modello non ha riprodotto le misure di riflettanza. In particolare non è stato visto il plagioclasio ed è stata necessaria una elevata quantità di ossidi di ferro per riprodurre il

basso livello di riflettanza e le bande di assorbimento dei pirosseni. Tentativi successivi sono stati fatti usando una miscela definita *intramixture*, composta di finissima ilmenite in una matrice di plagioclasio, mescolata con pirosseni e olivina. I risultati ottenuti sono stati migliori, e le abbondanze calcolate cadevano entro il 5% di quelle reali almeno per le componenti maggiori.

Pompilio et al. (2007) hanno studiato le caratteristiche spettroscopiche di rocce cumulitiche facenti parte dell'intrusione stratificata *Bjerkreim-Sokndal*, in Norvegia. Gli autori hanno messo in rilievo che: 1) le posizioni di minimo misurate sugli spettri delle rocce sono influenzate dagli effetti delle abbondanze modali dei minerali spettroscopicamente attivi nel *range* del VNIR e del loro chimismo; 2) le profondità di bande possono essere usate per misure semiquantitative, limitatamente al set di rocce indagate (Fig. 3.19); 3) le miscele sistematiche possono essere considerate lineari quando si mescolano i pirosseni con componenti neutri (Fig. 3.19); 4) l'analisi delle firme spettrali delle rocce hanno messo in evidenza che ulteriori studi sono necessari per ottenere valutazioni composizionali anche solo empiriche dagli spettri di superfici di roccia.



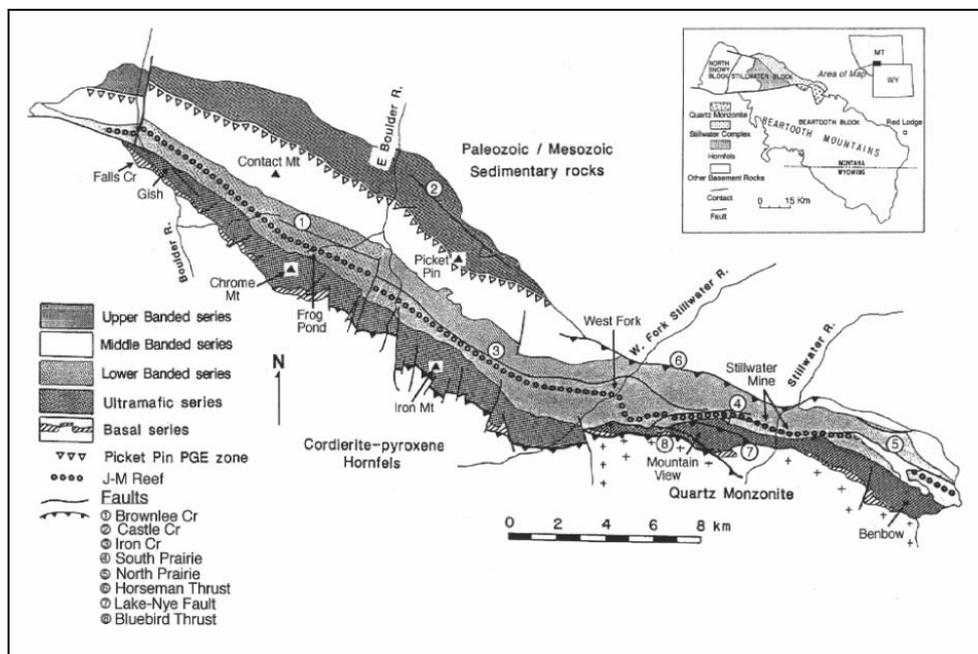
**Fig. 3. 19** – Sono riportati i valori di profondità di banda rispetto alla composizione modale, riportata come rapporto tra minerali assorbenti (Vabs) e minerali neutri (Vneutr). Sono prese in considerazione miscele binarie (plagioclasio-ortopirosseno, e ilmenite-ortopirosseno, con plagioclasio e ilmenite considerate come fasi neutre) e miscele ternarie, con ilmenite < 30% (triangoli pieni) e > 30% (triangoli vuoti), per dettagli ulteriori vedere Pompilio et al. (2007).

## INQUADRAMENTO GEOLOGICO DELLE AREE DI PROVENIENZE DEI CAMPIONI STUDIATI

### 4.1 Stillwater Complex

#### 4.1.1 Inquadramento geologico del complesso

Lo *Stillwater Complex* è una intrusione cumulitica stratificata, messa in posto 2.7 Ga fa alla profondità di 10-15km (Fig. 4.1). La deformazione Laramide e la successiva erosione hanno portato in superficie gli *hornfels* basali ed una incompleta sezione del complesso.



**Fig. 4. 1 -** Mappa dello *Stillwater Complex*: la figura mostra le suddivisioni principali, le faghi più importanti, le zone mineralizzate e le localizzazioni riportate nel testo. Nel riquadro il complesso è messo in relazione al blocco principale che costituisce la *Beartooth Mountains* (da McCallum, 1996).

Il complesso affiorante è diviso in tre sezioni (denominate *Series*) che, dalla base al tetto, sono: *Basal Series*, *Ultramafic Series* e *Banded Series* (Fig. 4.1, 4.2).

La *Basal Series* è un massa irregolare stratificata composta da: rocce di cumulo, formatesi negli stadi iniziali dell'intrusione; sills di diabase, coevi alle rocce di cumulo; noriti ricche in solfuri.

L'*Ultramafic Series* è suddivisa, dal basso verso l'alto, in una *Peridotite Zone*, costituita da olivine, ortopirosseni e cromiti come fasi mineralogiche cumulitiche, ed una *Bronzite*

Zone, dove la fase di cumulo è rappresentata dagli ortopirosseni. Queste prime due serie sono costituite da unità cicliche dovute ad una immissione ripetuta di magma nella camera magmatica e al frazionamento che questo ultimo ha subito e la sua concomitante risalita verso porzioni più superficiali della camera stessa.

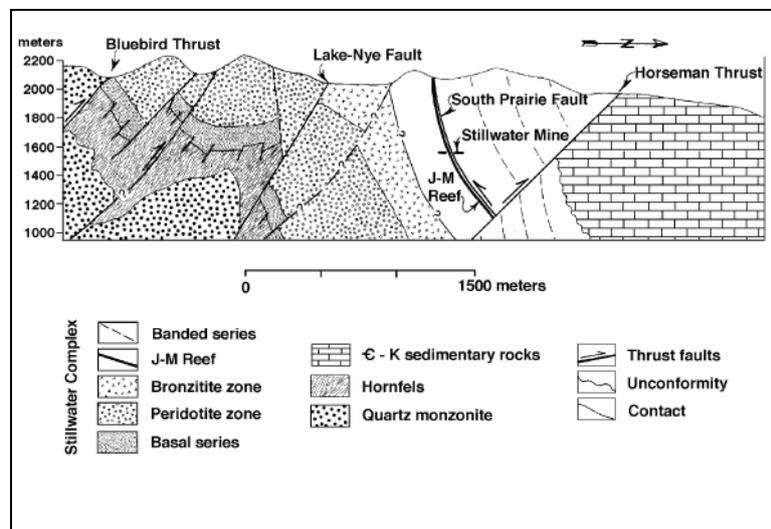


Fig. 4. 2 - Sezione strutturale dello *Stillwater Complex* nell'area del *Mountain View* (da McCallum, 1996).

La *Banded Series* rappresenta la parte superiore del complesso. Questa serie comprende rocce in cui il principale minerale di cumulo è il plagioclasio ed è suddivisa in tre parti: *Lower Banded Series*, *Middle Banded Series* e *Upper Banded Series*. La *Lower Banded Series* è composta da noriti e gabbronoriti, con pochi cumulati contenenti olivina che ospitano l'importante mineralizzazione a platinoidi detta *J-M Reef*. La *Middle Banded Series* è composta da anortositi, gabbri olivinici, troctoliti. Infine la *Upper Banded Series* include gabbronoriti e piccole porzioni di noriti e troctoliti. I plagioclasti nella *Middle Banded Series* hanno una composizione uniforme, indicando che la loro genesi è avvenuta in un magma la cui composizione è stata mantenuta omogenea grazie a movimenti convettivi che devono essere durati per un lungo periodo di tempo. Invece le variazioni criptiche dei plagioclasti nelle *Lower Banded Series* ed *Upper Banded Series* sono indicative di processi di cristallizzazione frazionata e di accumulo, subiti dal magma da cui questi minerali si sono formati.

Lo *Stillwater Complex* è localizzato sul limite settentrionale del *Beartooth Range* (Fig. 4.1), uno dei blocchi maggiormente esposti nel *Wyoming Archean Province*. Il complesso è separato dal principale blocco di *Beartooth* dalla *Mill Creeck-Stillwater Fault Zone* e dal *North Snowy Block* dalla *West Boulder Fault*. Il contatto intrusivo tra il complesso e le

rocce metasedimentarie sottostanti è esposto in due diversi affioramenti: uno è localizzato tra il *Boulder River* e la *Chrome Mountain*, l'altro è nell'area di *Mountain View*. Gli *hornfels* sono in un contatto di faglia con la parte inferiore del complesso, come si vede tra *Chrome Mountain* e la *West Fork* dello *Stillwater River*.

Dalla *West Fork* al principale *Stillwater River*, il complesso è in un contatto di faglia, lungo il *Bluebird Thrust*, con una più giovane quarzo-monzonite mentre ad est dello *Stillwater River* il complesso intrude le stesse quarzo-monzoniti. Lungo il margine a nord il complesso è coperto da rocce sedimentarie paleozoiche e mesozoiche. Questo contatto è rappresentato da un *unconformity* angolare, tranne che nell'area tra *West Fork* e lo *Stillwater River*, dove tale contatto è rappresentato dal *Horseman Thrust* (Bonini, 1982).

Nel blocco di *Beartooth* sono preservate le evidenze di un episodio di formazione di crosta verificatosi tra 3000 e 2740 Ma fa (Wooden&Mueller, 1989). L'evento culminò con la messa in posto delle voluminose masse a composizione granodioritica e granitica della *Long Lake Suite*, avvenuta tra 2780 e 2740 Ma fa. Dati isotopici indicano che l'intrusione del magma mafico dello *Stillwater Complex*, avvenuta circa 2700 Ma fa, è da mettersi in relazione a questo evento. Durante il Proterozoico, dicchi mafici attraversarono il *Beartooth Range* ed il complesso e le rocce circondanti furono soggette a un basso grado di metamorfismo regionale. Verso la fine del Proterozoico l'area fu sollevata, ruotata verso nord, ed erosa. Il complesso fu poi coperto a causa della subsidenza e della sedimentazione nel periodo compreso tra il Cambriano Medio e il Cretacico Inferiore con una sequenza di rocce sedimentarie con uno spessore di circa 3000 m.

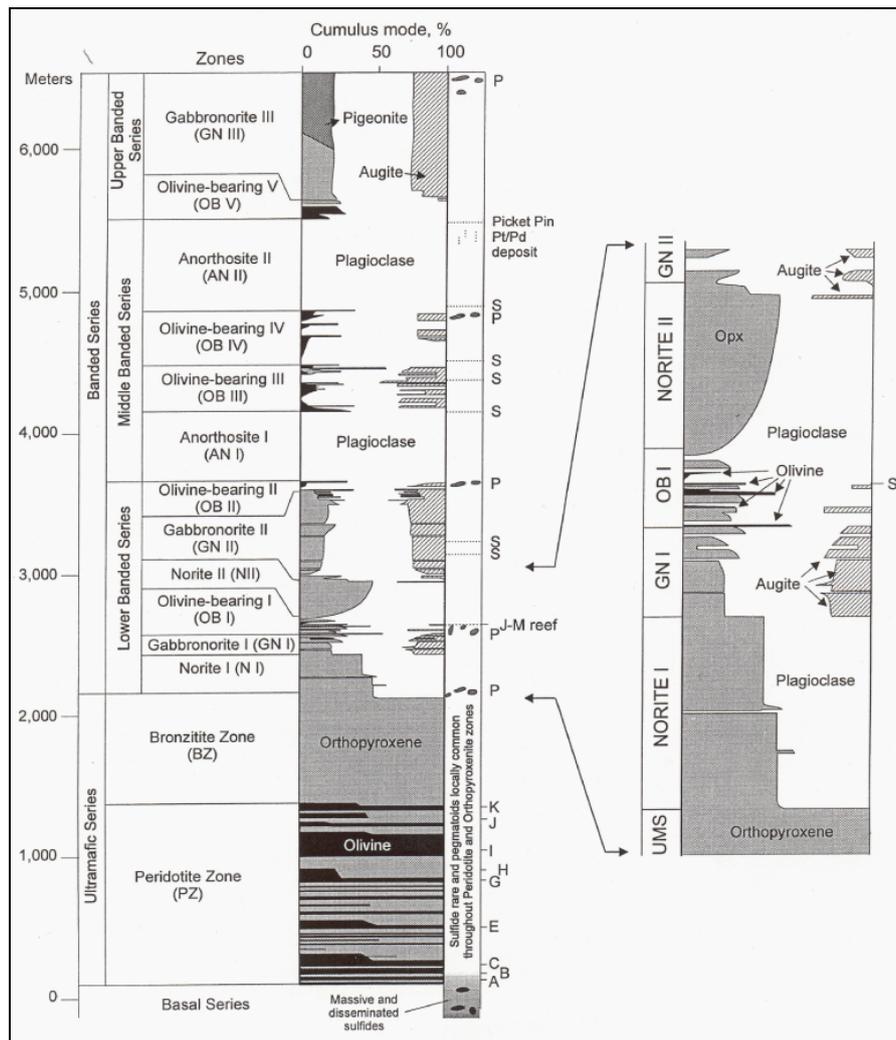
Dal tardo Cretacico all'inizio del Terziario, la deformazione Laramide produsse un sollevamento, una rotazione e un'erosione che esumò la superficie d'erosione del tardo Proterozoico. Il sollevamento, avvenuto con un movimento verticale di circa 6 km, ha esposto la superficie erosionale formatasi precedentemente al Cambriano Medio (Jones et al., 1960). In questa fase, cinque principali faglie inverse, ad alto angolo, con *strike* subparallelo alla stratificazione e ripido *dip*, hanno agito sulla *Banded Series*. Su ogni faglia, il muro di faglia è stato sollevato, preservando nel blocco di letto le rocce sedimentarie cambriane adiacenti alla faglia. Un set di faglie di *thrust* con *dip* verso sud è presente nella zona ad est del complesso (Page&Nokleberg, 1974). La faglia più settentrionale del sistema *Bluebird Thrust* ha contrapposto nella *West Fork* rocce dell'*Ultramafic Series* alle rocce della *Banded Series*. Ad est, movimenti lungo questo sistema di faglie hanno ruotato un largo cuneo della *Ultramafic Series* dando luogo al

*Mountain View Block* (Fig. 4.2), il quale è confinato a nord dalla *Lake-Nye Fault*, la quale a sua volta si fonde con il *Bluebird Thrust* verso ovest.

Molte di queste faglie possono rappresentare faglie riattivate dallo sviluppo dei margini di bacino, che si svilupparono durante la formazione del complesso intrusivo.

#### 4.1.2 La suddivisione nelle Series

Qui di seguito è riportata la descrizione delle tre serie principali (*Series*), e delle sottoserie (*Zone*) in cui è suddiviso il complesso (Fig. 4.3).



**Fig. 4.3 - Sezione stratigrafica composta: mostra le suddivisioni in *Series* e *Zones* e riporta una "stratigrafia" modale delle fasi di cumulo. Sono riportati i livelli ricchi in cromititi (A-K), le zone ricche in solfuri (S) e corpi (P) con concentrazioni di solfuri di limitata estensione laterale (da McCallum, 1996).**

I campioni studiati in questa tesi, sono stati forniti dalla prof. O.Zeda, del Dipartimento di Scienze della Terra dell'Università di Parma, provengono dalla *Ultramafic Series* e dalla *Banded Series*, e dalle indicazioni fornite dalla prof. O.Zeda e da un attento confronto con

le informazioni provenienti dalla bibliografia (McCallum, 1996; Radeke&McCallum, 1983) è stato possibile ricostruire le provenienze, in termini di zone e sottozone, degli stessi campioni (Fig. 4.4).

I campioni studiati sono elencati in Tab. 4.1.

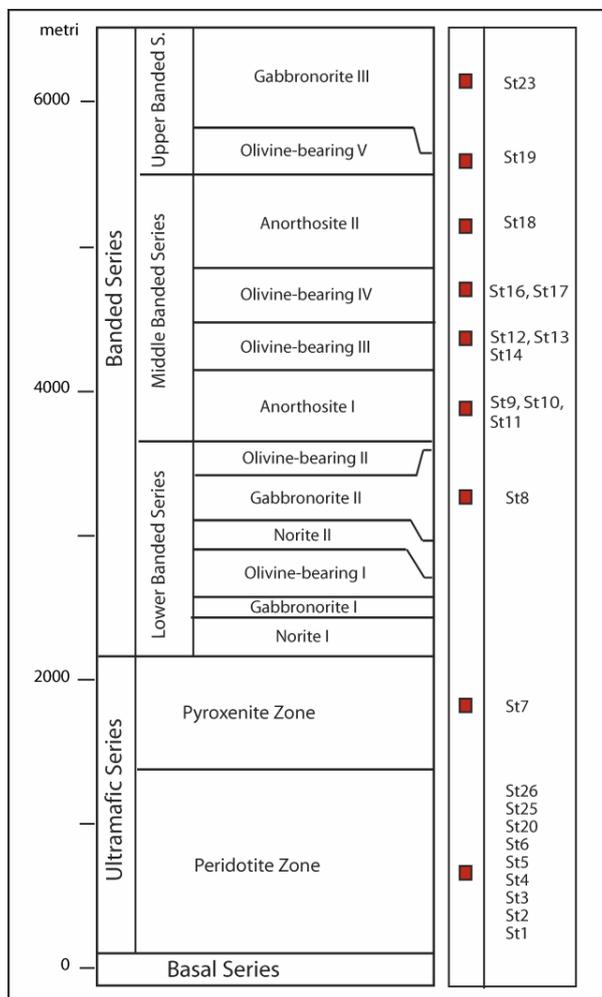


Fig. 4. 4 - Colonna riassuntiva dei campioni dello *Stillwater Complex* studiati in questa tesi di dottorato (modificata da McCallum, 1996).

### Basal Series

Lo spessore di questa unità varia tra i 60 e i 400 m, con una media di circa 160 m. Il contatto superiore è posto alla base della prima unità della *Ultramafic Series*, mentre il contatto inferiore è irregolare, e taglia delle unità stratigrafiche, suggerendo che la messa in posto del magma dello *Stillwater Complex* sia avvenuto lungo un'inconformità. La *Basal Series* è stata tagliata da faglie di *thrust* nella parte centrale del complesso.

Alcuni autori includono in questa unità tutte le rocce ignee poste sotto il primo livello caratterizzato dalla presenza dell'olivina come minerale di cumulo (es. Page, 1979), mentre

altri (i.e., Zientek, 1983), considerano i complessi con sill e dicchi come unità separate. Questi ultimi autori descrivono due tipi petrograficamente distinti di sill e dicchi che intrudono le rocce alla base del complesso: un tipo ha una composizione che va da noriti a gabbronoriti ed è povero in solfuri; l'altro tipo ha la composizione di una norite mafica, con una variazione da 2% a 40% di solfuri.

Le noriti mafiche e le Mg-gabbronoriti hanno valori di  $Mg/(Mg+Fe)$  appropriati per la cristallizzazione delle olivine e dei pirosseni ricchi in Mg delle *Ultramafic Series* e rappresentano, molto probabilmente, il magma progenitore dello Stillwater Complex. In queste rocce, la fase predominante è una pirossenite (detta bronzitite) cumulitica la quale forma uno strato a grande estensione laterale. Tra le rocce a tessitura cumulitica, presenti nella *Basal series* vi sono principalmente noriti, ma anche anortositi, gabbri, peridotiti, rocce contenenti solfuri. Page (1979) ha documentato una diminuzione verso l'alto di minerali di intercumulo e un incremento verso l'alto in  $Mg/(Mg+Fe)$  attraverso la bronzitite basale. Da un punto di vista composizionale delle fasi presenti in queste zone, gli ortopirosseni mostrano un'ampia variazione composizionale (En30-90) anche se la maggior parte dei cristalli cade nell'intervallo di En60-80; i plagioclasti mostrano un contenuto di anortite che varia da An60 ad An83; i solfuri (principalmente di Fe-Ni-Cu) si possono presentare o come raggruppamenti massicci, o come matrici interconnesse, o come aggregati isolati.

### Ultramafic Series

Il contatto basale della *Ultramafic Series* è posto dove l'olivina è presente in quantità significative come fase cumulitica, mentre il contatto superiore della *Series* è posto dove il plagioclasio appare come fase cumulitica. Il contatto basale è preservato nella zona ad ovest del complesso e localmente nella *Mountain View* e nella *Beanbow*. Il contatto superiore è invece esposto a tratti lungo il complesso.

Raedeke e McCallum (1984) hanno descritto 21 diverse unità cicliche al *Mountain View* e 20 al *Chrome Mountain*.

La *Ultramafic Series* è suddivisa in una *Peridotite Zone* inferiore, nella quale i minerali di cumulo sono olivina ± ortopirosseno ± cromite, ed una *Bronzitite Zone* superiore, nella quale la fase di cumulo è l'ortopirosseno (Jackson, 1961).

La *Peridotite Zone* (PZ) è caratterizzata da una ben definita sequenza stratificata, definita da una alternanza ritmica di grandi unità di dunite-harzburgite-ortopirossenite. Un livello

cromititico appare vicino alla base di molte duniti, mentre nel resto delle unità le cromiti si presentano disperse nei livelli con olivina. Il contatto tra le duniti e le harzburgiti è generalmente segnato da un incremento dell'ortopirosseno e ad un cambiamento gradato della tessitura da poikilitica ad equigranulare.

Nelle harzburgiti è generalmente presente una alternanza di piccoli strati ricchi in olivina o in pirosseno. L'olivina è presente in media con valori di circa 35% nelle harzburgiti ma il rapporto olivina/pirosseno diminuisce risalendo la sequenza. Il contatto tra le harzburgiti e le soprastanti pirosseniti è segnato dalla brusca sparizione dell'olivina.

Nella *Bronzite Zone* (BZ) le pirosseniti appaiono generalmente omogenee, almeno nella porzione esposta della sequenza. Negli ultimi 20m di questa zona, plagioclasio e augiti di intercumulo possono essere presenti in contenuti considerevoli. I cristalli di ortopirosseno sono raramente zonati, alcuni però contengono lamelle di essoluzione di ossidi di Fe-Ti.

In questa zona sono presenti anche delle duniti discordanti, e talvolta fortemente serpentizzate, che in alcuni casi sembrano aver sostituito le cumuliti precedentemente formate, mentre in alcuni casi tagliano gli strati cumulitici.

### Banded Series

Questa serie del complesso è caratterizzata dalla presenza di cumuli di plagioclasio.

McCallum et al. (1980) ha suddiviso la *Banded Series* in tre parti: *Lower Banded Series* (LBS), *Middle Banded Series* (MBS), e *Upper Banded Series* (UBS). I contatti tra le tre unità sono costituiti da distintive variazioni litologiche facili da identificare sul campo. Qui di seguito è riportata una breve descrizione delle tre diverse serie che costituiscono la *Banded Series*.

#### *Lower Banded Series*

La *Lower Banded Series* (LBS) si estende tra l'orizzonte che segna la prima comparsa del plagioclasio cumulitico e la base della prima spessa unità anortositica.

La LBS è stata suddivisa in sei diverse zone: 1) Norite-I (N-I), 2) Gabbronorite-I (GN-I), 3) Olivine-bearing-I (OB-I), 4) Norite-II (N-II), 5) Gabbronorite-II (GN-II), 6) Olivine-bearing-II (OB-II).

1) N-I: sono presenti ortopirosseni e plagioclasii cumulitici in proporzioni cotettiche e oikocristalli di clinopirosseno con percentuali in volume variabili da 1 a 10%. Minori quantità di solfuri, di apatite e di quarzo sono anche presenti. Livelli modali e

stratificazioni ritmiche sono comuni e una anortosite di 2m di spessore è presente a circa metà del livello N-I.

2) GN-I: il limite è segnato dalla presenza di cristalli cumulitici di augite. Ortopirosseno e plagioclasio sono presenti con caratteristiche analoghe a quelle del N-I. La parte superiore è caratterizzata da livelli di noriti, gabbronoriti e anortositi, associate localmente ad abbondanti xenoliti di pirosseniti contornati da un bordo di spinelli cromiferi.

3) OB-I: il contatto alla base, caratterizzato dall'apparizione dell'olivina come minerale di cumulo, è ben definito ma irregolare e potrebbe rappresentare un *unconformity*. Il ritorno dell'olivina in una serie ciclica è stato associato ad un fenomeno di iniezione multipla di un magma saturato in olivina seguito da un prolungato periodo di *mixing* che porta ad una omogeneizzazione composizionale del magma, testimoniata dalle noriti soprastanti (i.e., livello N-II). Il contatto superiore è posizionato al cambio di tessitura da anortositi a chiazze a noriti stratificate. In questa zona Todd et al. (1982) hanno distinto 10 diversi livelli contenenti olivina. Nella parte sottostante al livello mineralizzato a platinoidi (i.e., *JM-Reef*) questi livelli ad olivina si intercalano con noriti, gabbronoriti e poche anortositi, mentre nella parte superiore alla mineralizzazione le anortositi sono predominanti.

4) N-II: caratterizzata da una norite relativamente uniforme, anche se sono state osservate alcune variazioni delle proporzioni relative modali delle varie fasi. Alcuni membri contenenti rocce ricche in olivina sono stati rinvenuti dai carotaggi effettuati.

5) GN-II: la presenza di cumuli di augite segna il passaggio da N-II a GN-II. La parte inferiore contiene livelli di anortositi con spessori che variano da 10 cm a 15 m e alcuni di questi contengono strati di solfuri. Si osservano anche delle importanti laminazioni centimetriche, le più caratteristiche sono costituite da livelli, spessi 1-2 cm, ricchi in pirosseno separati da livelli spessi, 2-4 cm, ricchi in plagioclasio. La parte superiore dell'unità è caratterizzata da una serie di strati con variazioni a grande scala definite dalla variazione del rapporto plagioclasio/pirosseno. Le anortositi sono coperte da gabbri laminati.

6) OB-II: la base è in coincidenza di uno strato anortositico. La parte superiore presenta dei "cuscini" di troctoliti disseminati in una matrice costituita da anortositi (Hess, 1960). Il contatto tra questo corpo e i gabbri sottostanti è sinuoso e fortemente discordante.

### *Middle Banded Series*

La *Middle Banded Series* si distingue dalla *Lower Banded Series* e dalla *Upper Banded Series* per l'alta abbondanza di plagioclasio, che rappresenta circa l'82% in volume della *Series*, associato ad olivina e augite, che rappresentano i minerali mafici cumulitici più comuni, mentre l'ortopirosseno risulta molto raro. Anortositi, troctoliti e gabbri olivinici costituiscono tale serie con la presenza di alcune gabbronoriti, mentre le noriti sono assenti. Inoltre, i contenuti di An dei plagioclasii e il numero di Mg ( $Mg/Mg+Fe$ ) nei minerali cumulitici mafici presenti in questa serie non seguono i trend osservati nelle altre due *Banded Series*, caratterizzati da una forte diminuzione di questi contenuti.

La *Series* è suddivisa in due spesse zone anortositiche, An-I e An-II (1), comprese tra due zone caratterizzate da rocce ricche in olivina, OB-III e OB-IV (2).

(1) Zone anortositiche: presentano spessori variabili da un minimo di 200m a un massimo di circa 400m per An-I e di circa 600m per An-II. Tali zone sono molto simili tra di loro per chimismo e tessitura. Entrambe contengono mediamente più del 90% di plagioclasio, le cui dimensioni variano tra 1 e 10 mm e che non mostrano orientazioni preferenziali. I cristalli di plagioclasio hanno contenuti medi di An78, costanti in entrambe le aree, mentre i singoli cristalli possono essere zonati, da An69 ad An83. Le anortositi contengono domini ricchi in pirosseno e domini poveri in pirosseno, che variano su una scala da decimetrica a decametrica, e che hanno indotto Haskin&Salpas (1992) a pensare che le anortositi si siano formate dall'unione di masse, di dimensioni metriche, di cumulati di plagioclasio parzialmente consolidati. Oltre al plagioclasio, le altre fasi presenti sono oicocristalli di augiti e ortopirosseno o pigeoniti invertite e quarzo, insieme a bassi contenuti di minerali di intercumulo rappresentati da magnetiti, solfuri e da rara fluoroapatite.

(2) Zone ricche in olivina: le sequenze di questa zona fu definita da McCallum et al. (1980) ed estesa ad est e ovest da Meurer&Boudreau (1996). Queste unità possono essere seguite lateralmente, ma variano il loro spessore in modo considerevole. Troctoliti e anortositi sono predominanti nella parte bassa di ogni zona e sono ricoperte da porzioni di gabbro olivinico. La parte superiore di ciascuna unità è poi caratterizzata dalla presenza di gabbronoriti dove le fasi di cumulo sono date oltre che da plagioclasio e clinopirosseno, anche da olivina e ortopirosseno. In queste zone non si osserva una variazione sistematica della composizione del plagioclasio, dell'olivina o dei pirosseni di cumulo in funzione della posizione stratigrafica.

### *Upper Banded Series*

Questa serie può essere suddivisa in due diverse zone: Olivine-Bearing V (OB-V) e Gabbronorite-III (GN-III).

OB-V: il membro posto alla base della zona è una troctolite a bande, e lungo il contatto basale sono presenti lenti ricche in olivina. Al di sopra è presente un corpo spesso circa 80m di anortosite. Proseguendo verso l'alto, si osserva invece la ripetizione di una sequenza anortosite-norite-gabbronorite.

GN-III: Il contatto inferiore della zona è posto alla base di una sequenza di gabbronoriti uniformi e laminate. Plagioclasio, augiti e ortopirosseno sono presenti in proporzioni cotettiche. Nelle parti inferiori della zona l'ortopirosseno si presenta come fase di cumulo, mentre nelle porzioni superiori del GN-III esso presenta con una tessitura poikilitica. La magnetite diventa un'importante fase di postcumulo in questa zona.

#### 4.1.3 Magma genitore

Le sequenze peridotite - harzburgite - ortopirossenite - norite - gabbronorite nell'*Ultramafic Series* e nella *Lower Banded Series* e la sequenza troctolite - gabbro olivinic - gabbronorite olivinic - gabbronorite nella *Middle Banded Series* richiedono magmi genitori di diversa composizione. Irvine et al. (1983) hanno distinto i due tipi di magmi rispettivamente come tipo U e tipo A.

Diversi studi sono stati svolti per cercare di determinare le possibili composizioni dei magmi genitori (Hess, 1960; Longhi et al., 1983; Helz, 1985 e 1995; McCallum 1988) ed in modo particolare per determinare la composizione del tipo U, che in molti casi rivela delle similitudini con le moderne boniniti. Sicuramente il magma che originò le *Ultramafic Series* doveva essere ricco in MgO e SiO<sub>2</sub> e può essere messo in relazione ai sills mafici noritici, mentre quello che ha generato la *Middle Banded Series* aveva un'affinità tholeiitica. Composizioni isotopiche ed il contenuto di alcuni elementi in tracce indicano che tali magmi hanno interagito con componenti cristallini e sembra plausibile che l'aggiunta di questa componente cristallina di tipo continentale alla sorgente mantellica sia avvenuta per un meccanismo di subduzione.

## 4.2 Payen Volcanic Province

### 4.2.1 Introduzione

Il *Payen Volcanic Complex* è una grande area vulcanica, poligenica, fissurale, che si trova nella provincia vulcanica del *Payenia* nel bacino di retro-arco Andino in Argentina. Durante il Quaternario inferiore diversi flussi di lava sfociano dal *rift* sommitale di uno strato vulcano, che rappresenta il primo centro eruttivo del complesso (Germa et al., 2007). Uno di questi flussi costituisce la più lunga colata Quaternaria conosciuta della Terra, caratterizzata da una forma a lingua con una lunghezza di circa 180 Km, denominata *Pampas Onduladas Flow* da Pasquarè et al. (2005).

Questa colata, per queste caratteristiche e per alcune forme morfologiche tipiche (tumuli, *lava rises* e *lava ridges*) è stata considerata come analogo terrestre di alcune colate laviche marziane nell'area di *Daedalia* (Giacomini et al., 2009, in stampa), situata a sud-ovest di *Arsia Mons*.

I campioni studiati in questa tesi sono stati raccolti in diversi siti distribuiti lungo la colata denominata *Pampas Onduladas Flow* (Fig. 4.5). Tali campioni sono stati forniti dal dott. M.Massironi del Dipartimento di Geoscienze dell'Università di Padova e dalla prof. L.Francisalanci del Dipartimento di Scienze della Terra dell'Università di Firenze.

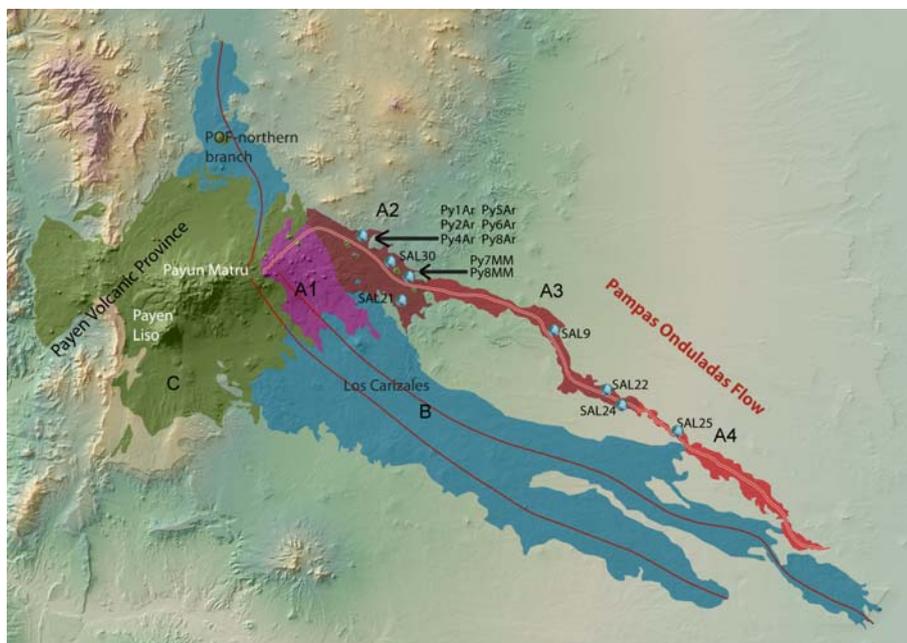


Fig. 4. 5 – Carta della provincia vulcanica del *Payen*, con in rosso la colata POF. Sono indicate le posizioni di provenienza dei campioni studiati in questa tesi di dottorato.

I basalti della *Pampas Onduladas Flow* studiati in questa tesi sono elencati in Tab. 4.1, e sono localizzati in parte lungo la porzione prossimale della colata, i campioni Py1Ar, Py2Ar, Py4Ar, Py5Ar, Py6Ar, Py8Ar, Py7MM, Py8MM, SAL21 e SAL30, in parte lungo la porzione centrale della colata, SAL9, SAL22 e SAL24, ed il solo campione SAL25 proviene dalla porzione iniziale della zona più distale della colata.

#### 4.2.2 Complesso vulcanico del Payen

Il complesso vulcanico del Payen è costituito da un allineamento di vari centri eruttivi (Fig. 4.6), che si estende per circa 70 km e che si sviluppa lungo il sistema di faglia *W-E Carbonilla* (Llambias 1996, Gonzalez Diaz 1972a).

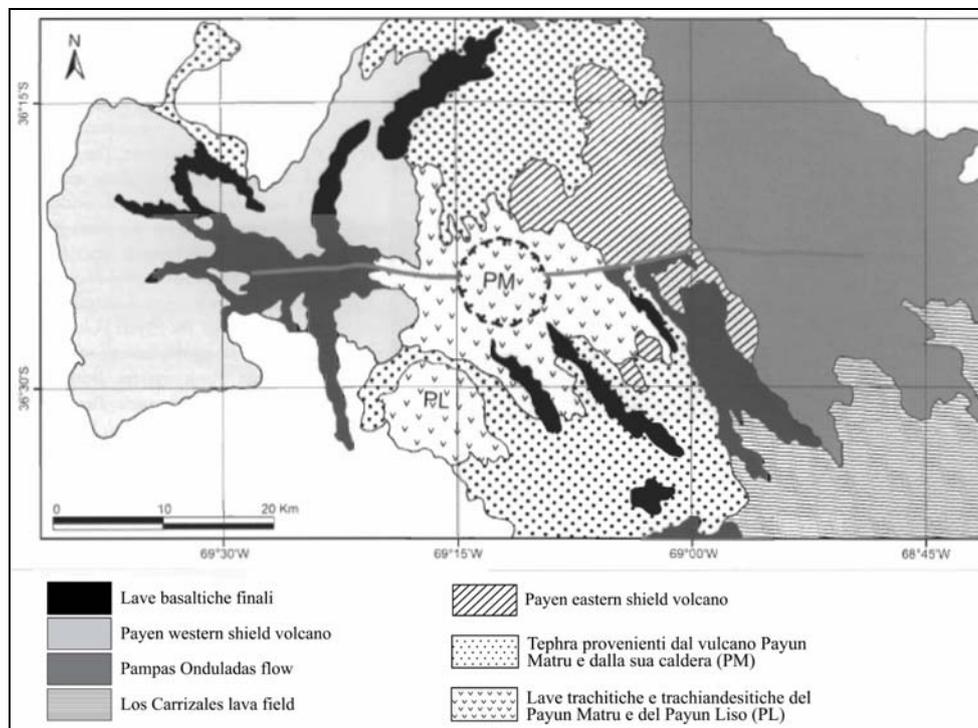


Fig. 4.6 - Mappa geologica del settore centrale del *Payen Volcanic Complex*. Le linee che tagliano le diverse aree rappresentano il sistema di faglia *W-E Carbonilla* (modificata da Pasquarè et al., 2008).

Il basamento è rappresentato dalla Formazione di *Palauco*, la parte più a nord del *plateau* basaltico Terziario della Patagonia (Gonzalez Diaz, 1979). L'attività del *Payen Volcanic Complex* ha avuto inizio con la formazione di un vulcano a scudo, il *Payen Eastern Shield*, caratterizzato da lave basaltiche *pahoehoe* associate a scorie e piccoli conetti (Pasquarè et al., 2008, e riferimenti al suo interno), che rappresentano la base del complesso. Molti dei prodotti di questo evento furono messi in posto oltre il limite orientale del sistema di faglia del *Carbonilla*. Dopo un lungo hiatus vulcanico, che è rappresentato da una superficie di

erosione, il *Payen Eastern Shield* si riattivò dando luogo ad una nuova fase di attività eruttiva durante la quale furono prodotti notevoli volumi di lave basaltiche, ricche in olivina, che ricoprono lo scudo vulcanico, la più lunga delle quali raggiunge la valle del fiume Salado ed è denominata *Pampas Onduladas Flow*. Il campo di lava di *Los Carrizales*, distinto da Pasquarè et al. (2005), è anch'esso rappresentato da un importante volume di materiale, datato a  $0.40 \pm 0.1$  Ma, sul quale poggia la più giovane colata della *Pampas Onduladas Flow*. Nel settore ovest del complesso, si è sviluppato un campo lavico con caratteri morfologici e tessiturali identici a quello sviluppatosi ad est. Le lave prodotte nell'area occidentale del complesso rappresentano la base del vulcano scudo, ancora ben preservato, denominato *Payen Western Shield*. Esso è caratterizzato da basalti *pahoehoe* ricchi in olivina, ricoperti da flussi di lave aa, che mostrano caratteristici sistemi di grossi canali.

Le relazioni stratigrafiche presenti tra le lave del *Payen Western Shield* e delle altre porzioni preservate del complesso suggeriscono che questo scudo sviluppò la propria attività durante tutta la vita del complesso. In tempi successivi, nel settore est del complesso, una nuova attività vulcanica ha portato alla formazione di due grandi stratovulcani, trachitico e trachianandesitico, denominati *Payen Liso* e *Payun Matru*. Il *Payun Matru* fu in seguito parzialmente distrutto dal collasso della caldera (German et al., 2007). In anni recenti, la faglia di Carbonilla ha dato origine ad una nuova fase di vulcanismo basaltico. Le principali bocche eruttive di questa ultima fase di effusione, associate ai densi gruppi di coni di ceneri, sono controllate dalla faglia principale e dalle diverse fratture ad essa coniugate. Questa recente fase di produzione di lava basaltica ricca in olivina è stata attiva soprattutto nella zona ad ovest del complesso. Tuttavia, anche nel settore orientale, verso il versante di sudest del complesso vulcanico, si sono sviluppati flussi di basalti olivini di tipo aa e *pahoehoe*, che hanno parzialmente coperto *Los Carrizales* e la *Pampas Onduladas Flow*.

#### 4.2.3 Pampas Onduladas Flow

La *Pampas Onduladas Flow* (POF) descritta una prima volta da Pasquarè et al. (2005), è un singolo flusso lavico di basalti *pahoehoe* facilmente riconoscibile sia da immagini da satellite che da foto aeree oltre che sul terreno (Fig. 4.7). La zona di emissione della POF è collocata nel settore orientale della frattura principale E-W del complesso vulcanico del *Payen*. Nell'area prossimale, il flusso è costituito da numerose colate di lava *pahoehoe*,

formate in prevalenza da flussi *pahoehoe* che alle volte si presentano canalizzati in argini. Questi argini sono generalmente formati da fratture e movimenti di corpi lavici, tabulari, e suggeriscono una transizione verso lave di tipo aa.

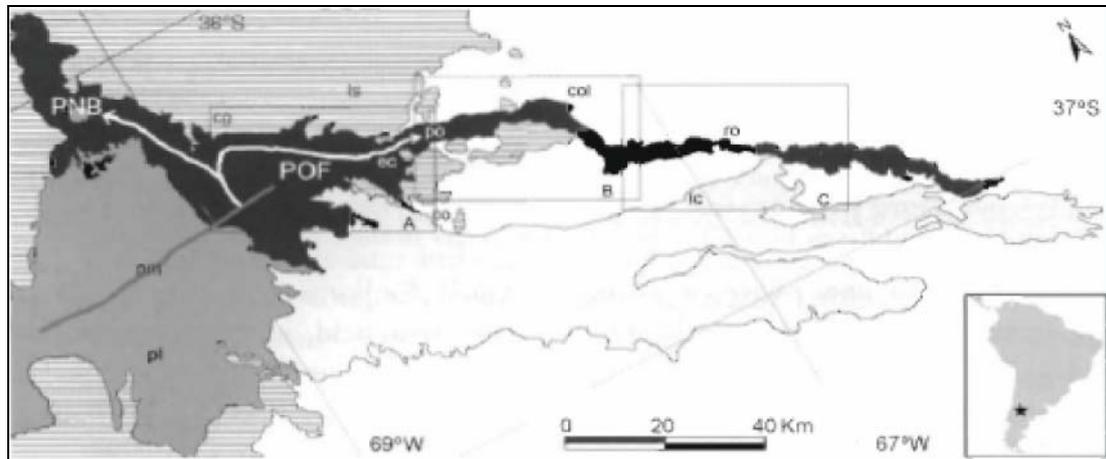


Fig. 4. 7 - Distribuzione areale della colata della *Pampas Onduladas Flow*, che rappresenta l'ultima attività del *Payen Eastern Shield*. Le frecce indicano gli assi longitudinali del flusso della colata verso il braccio a nord (PNB) e quello ad est (POF). Le sigle indicano: po: *Pampas Onduladas*, lc: *Los Carizales*, ec: *Escorial de la Cruz*, ls: *La Salinilla*, co: *El Cortaderal*, col: *Las Coloradas*, ro: *Rincon del Olmo*, cg: *Cerro Guadalo*, pm: *Payun Matru*, pl: *Payen Liso* (da Pasquarè et al., 2008).

Quando si ha un cambiamento della pendenza da 2° a 1°, si iniziano a formare diversi lobi rigonfi, definiti *inflated*. I fronti di questi singoli lobi tendono a fondersi in un fronte unico, uniforme e ampio. In questa porzione la colata che mostra una morfologia piatta, si può considerare come un flusso unico. La porzione iniziale di quest'area è attraversata da lunghe fratture, dovute probabilmente alle trazioni interne del flusso lavico contro la crosta esterna già solidificata. Alcuni *squeeze-up*, fratture che si formano alla base della crosta della colata a causa di stress tensionali, dovuti al sollevamento della crosta per una continua emissione di lava al di sotto della stessa, sono caratteristici in questa area.

Al margine E-W dell'edificio vulcanico *Cerro Guadalo*, di età Terziaria, il flusso si divide in due: il corpo principale della POF e quello a nord, denominato *Northern Branch* (NBP).

Il corpo principale è topograficamente dominante su tutto il resto, ad eccezione di alcuni più vecchi coni vulcanici isolati. La morfologia della colata è caratterizzata da tumuli, lava *rises*, e altre morfologie caratteristiche dei processi di *inflation*.

Scendendo lungo la colata, si osserva un cambiamento della sua morfologia, con una porzione che scende con inclinazione maggiore (40 m di dislivello su di un kilometro), probabilmente in seguito al confinamento della colata stessa causato dalla presenza a sud di un rilievo tabulare vulcanico Terziario e a nord di un canale di un fiume che scende dal

massiccio di *San Rafael*. In questo settore centrale la distribuzione dei tumuli si fa più incerta e discontinua.

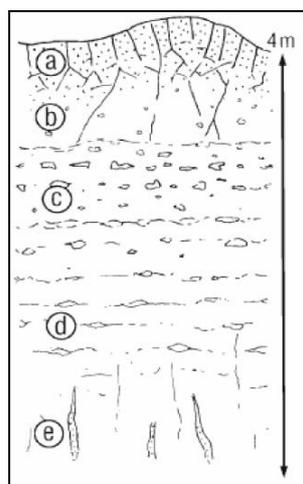
Un ulteriore ostacolo devia la colata verso E-SE. Da qui al fronte della colata non si ha più nessun costringimento esterno e nonostante ciò il flusso prosegue in direzione E-SE mantenendo il caratteristico aspetto a lingua.

Quest'ultima porzione del flusso lavico è formata da un gran numero di lunghi lobi, molto ampi e, tra loro, interconnessi. Raggiunto il terrazzo alluvionale del fiume *Salado*, il flusso di lava ricopre una scarpata di circa 25 m per poi estendersi per altri 4 km terminando con una pila di blocchi caotici che rappresentano il fronte ultimo della colata.

#### 4.2.4 Ricostruzione di una sezione ideale della Pampas Onduladas Flow

Lo spessore totale di questo corpo lavico è stato ricostruito dai dati ottenuti per mezzo di un pozzo artificiale. Esso è stimato indicativamente di circa 22 m, i cui primi 15 m, dall'alto verso il basso, rappresentano lo spessore della "crosta" del flusso, formata da una ripetizione ciclica spessa al massimo 4 m di una sequenza che descriviamo qui di seguito. Gli ultimi 7 metri rappresentano la base della colata che risulta costituita da basalti massivi, aventi una cristallinità elevata, maggiore al 90%, con cristalli di grandi dimensioni. La base del flusso è composta da una crosta vetrosa vescicolata di circa 15-50 cm di spessore, che include frammenti del substrato.

La sequenza tipo, che si ripete ogni 4 metri nella porzione superiore della colata, ossia la "crosta" della colata, è stata descritta grazie ad una campionatura sistematica effettuata lungo le poche scarpate verticali presenti lungo il corpo lavico (Fig. 4.8).



**Fig. 4. 8 – Sezione verticale della parte superiore (crosta) della colata. a), b), c), d), e) sono descritte nel testo (da Pasquarè et al., 2008).**

I primi 40-50 cm di spessore si presentano con una struttura *pahoehoe* molto vescicolata (Fig. 4.8a). Le vescicole, il cui volume raggiunge circa il 40%, sono sferiche e con un diametro di circa 3-5 mm. Sotto questa prima copertura, iniziano a comparire dei microliti. Questa struttura più superficiale caratterizza la colata in tutta la sua lunghezza.

Al di sotto di questa crosta più esterna si ha un incremento della cristallinità e una concomitante diminuzione della vescicolazione (Fig. 4.8b). Il corpo lavico si presenta qui come un denso strato di lava spezzato da diversi gruppi di fratture regolari che formano delle colonne poligonali. Al di sotto, e spesso separato dalla parte soprastante per mezzo di una discontinuità fisica sub-orizzontale, il basalto non presenta più le fratture sopra descritte ma è caratterizzato da allineamenti decimetrici di vescicole schiacciate o allungate (Fig. 4.8c). Dove questo strato è interamente visibile si nota che esso diventa, verso il basso, o un corpo più massivo che ospita delle discontinuità formate dalla coesistenza di grosse bolle schiacciate (Fig. 4.8d), o un corpo denso e massivo caratterizzato da fratture subverticali e canali microvescicolati (Fig. 4.8e). Questa struttura si ripete, con caratteristiche sempre analoghe, per alcuni cicli, formando la parte più esterna della colata.

#### 4.2.5 Caratteristiche composizionali della Pampas Onduladas Flow (POF)

Le caratteristiche petrologiche e geochemiche della POF sono state studiate da Pasquarè et al. (2008).

Il magmatismo del complesso vulcanico del *Payen* appartiene prevalentemente alle serie alcalino-sodica, con rocce che variano da basalti ad hawaiiiti, mentre più rari sono i basalti leggermente sub-alcalini. Nel magmatismo successivo alla POF sono presenti anche magmi alcalini più evoluti, a composizione trachitica, mentre le lave ad affinità sub-alcalina, mostrano composizioni che vanno da basaltiche ad andesitiche. La POF, sia il corpo principale che quello nord, e *Los Carrizales* sono caratterizzati da una composizione hawaiiitica, variabile da sottosatura a satura in silice, con un carattere alcalino-sodico. In generale sembra che vi sia stato un incremento di alcalinità passando dai corpi più vecchi a quelli più giovani, e quindi da *Los Carrizales* alla POF.

Le rocce della POF si presentano olocristalline con la presenza di pochi fenocristalli di olivina e plagioclasio.

La pasta di fondo presenta una tessitura intergranulare con microliti di plagioclasio  $\pm$  Ti-augite, olivina, minerali opachi e Ti-augite interstiziale. Le caratteristiche della pasta di

fondo variano a seconda della posizione del campione nella colata. I campioni più interni mostrano una pasta di fondo di tipo olocristallino, mentre i campioni più esterni mostrano una pasta di fondo criptocristallina.

I fenocristalli di olivina (Fo 72-85) mostrano tessiture scheletriche, contengono inclusioni di Cr-spinello (Cr# 0.23-0.65), e sono spesso zonati normalmente, così come i microfenocristalli e i cristalli della pasta di fondo. I clinopirosseni mostrano una scarsa variazione nella composizione chimica, così come i plagioclasti (An 60-68) (Pasquarè et al, 2008).

I risultati petrologici mostrano che la composizione del corpo principale della POF è poco variabile e forma dei trend di variazione se confrontata con le lave del corpo nord della POF. Queste variazioni composizionali sono state spiegate con una cristallizzazione frazionata modesta di olivina + Cr-spinello, che porta ad un incremento dei contenuti di TiO<sub>2</sub>, K<sub>2</sub>O e degli elementi in tracce incompatibili, e ad una diminuzione dei contenuti di MgO, Cr e degli elementi in tracce compatibili. I pattern delle terre rare delle rocce della POF sono tipici dei basalti alcalini con frazionamento delle terre rare leggere rispetto alle terre rare pesanti (Pasquarè et al., 2008). Le variazioni dei rapporti dei rapporti isotopici Sr e Nd delle lave della POF indicano che queste hanno subito un processo di assimilazione crostale analogamente a quanto osservato in altri sistemi magmatici di vulcani d'arco (e.i., Francalanci et al. 2007; e riferimenti al suo interno). Inoltre il frazionamento tra terre rare leggere e pesanti è compatibile con una genesi della POF da un magma genitore derivante per un basso grado di fusione parziale di un mantello lherzolitico in cui il granato rappresenta una fase residuale.

## 4.3 Islanda

### 4.3.1 Introduzione

L'Islanda è un'isola unica nel suo genere, in quanto rappresenta l'unica area emersa vulcanica sviluppatasi su una dorsale attiva in seguito alla risalita di una plume mantellica (Schilling, 1973; Sigvaldason, 1974). Da un punto di vista magmatologico, l'Islanda appartiene alla provincia basaltica del *Brito-Arctic Plateau* e si trova sul sistema, sismicamente attivo, della *Reykjanes-Jan Mayen Ridge*, tagliando le dorsali trasversali asismiche che si estendono dalla Groenlandia fino alle FarOer (Palmason&Saemundsson, 1974).

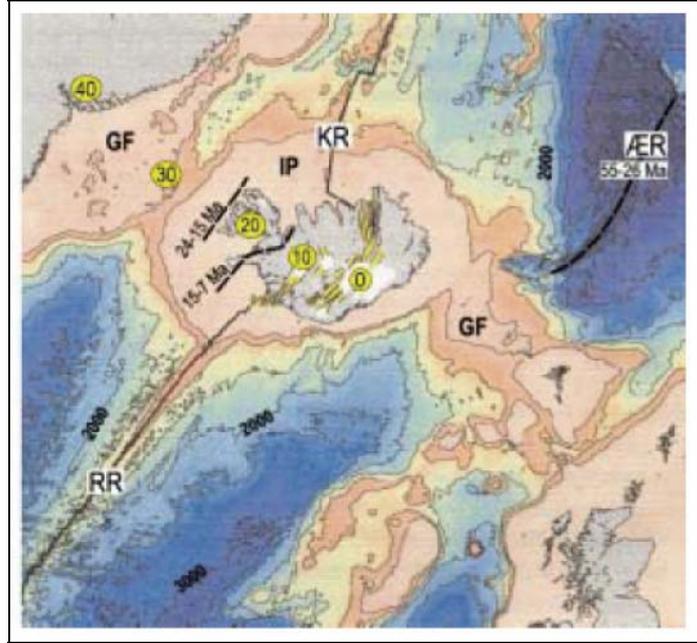


Fig. 4.9 - Mappa dell'Islanda: I numeri su sfondo giallo indicano la posizione della plume a 40, 30, 20, 10 e 0 Ma fa. *Spreading axes* attivi ed inattivi sono rappresentati, rispettivamente, da linee continue e tratteggiate. Sono poi evidenziati: RR Reykjanes Ridge, KR Kolbeinsey Ridge, IP Iceland Plateau, GF Greenland-Faeroey Ridge (da J.C. MacLennan, 2000).

Le dorsali lungo la linea Groenlandia-Faroer rappresentano il tracciato su cui si è mossa la plume del NE Atlantico, detta anche plume islandese (Fig. 4.9). Questa plume è stata ben evidenziata sismicamente a circa 400 km di profondità (Wolfe et al. 1997, 2002), lungo la zona del mantello di transizione (Shen et al., 1998; Shen et al., 2002), mentre la sua porzione più profonda fino al limite mantello-nucleo risulta sismicamente meno evidente (Helmberger et al., 1998; Bijwaard&Spakman, 1999). La spinta della plume ha indotto, negli anni, il sollevamento del *plateau* islandese e l'alta produttività vulcanica connessa alla plume ha generato un ispessimento crostale variabile da circa 40 km sotto *Vatnajokull*, dove è attualmente localizzata la plume, a meno di 20 km sotto la parte a nord della *Reykjanes Northern Rift Zones* (NRZ) e la *Reykjanes Peninsula* (RP) (Menke et al., 1998; Kaban et al., 2002). Durante gli ultimi 20Ma la zona di *rift* islandese si è mossa, definendo un complicato e variabile modello di zone di *rift* e di zone di faglie trasformati. Attualmente il canale della plume raggiunge la litosfera sotto al ghiacciaio *Vatnajokull*, a circa 200 km a sud est del bordo della placca *NE Atlantic* definito dalla *Reykjanes&Kolbeinsey Ridges* (Wolfe et al., 1997).

I campioni dell'Islanda che abbiamo studiato sono stati forniti dalla prof. O.Zeda, del dipartimento di Scienze della Terra dell'Università di Parma. Questi basalti, che presentano un'affinità tholeiitica, provengono dall'Islanda, di essi non è stato possibile

risalire all'esatta collocazione, ma dalle indicazioni fornite sono attribuibili alle aree vulcaniche delle zone di *rift* centrali (ERZ, NRZ).

I basalti dell'Islanda studiati in questa tesi sono elencati in Tab. 4.1, e in Fig. 4.10 è evidenziata l'area di provenienza.

#### 4.3.2 I sistemi vulcanici islandesi

Nella Fig. 4.10 sono messi in evidenza i sistemi vulcanici attivi in Islanda (e.g. Saemundsson, 1979; Einarsson, 1991; Johannesson&Saemundsson, 1998), connessi alle ampie (40-50 km) zone di rift *Reykjanes Eastern Rift Zone* (ERZ), *Reykjanes Western Rift Zone* (WFZ) e la *Reykjanes Northern Rift Zone* (NFZ). Queste zone di rift sono costituite da una serie di fessure vulcaniche che con il tempo generano un centro vulcanico nel quale si registra la massima produzione di magma. I centri vulcanici sono spesso dei vulcani centrali caratterizzati da sistemi geotermali di alta temperatura. In alcuni casi si sviluppano delle vere e proprie caldere prodotte da eruzioni di grandi *ash-flow* di magmi più ricchi in silice. Nella zona vulcanica non associata ad un sistema di *rifting*, *Snaefellsnes*, *Eastern Flank Zone* e la *Southern Flank Zones* molti dei centri vulcanici sono privi di fessurazioni ben sviluppate.

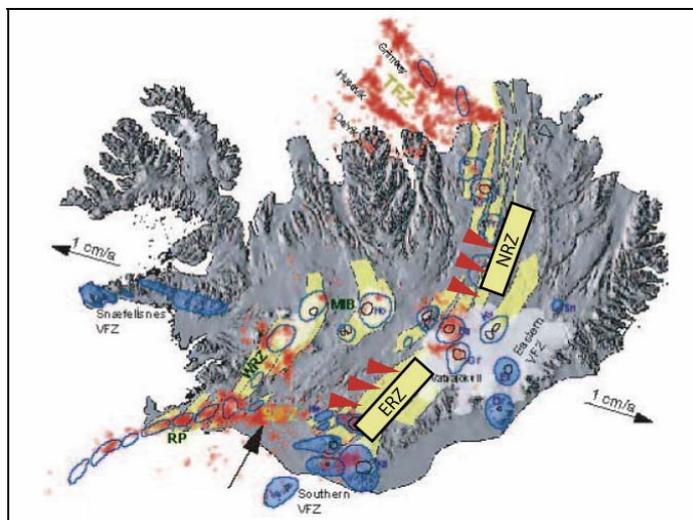


Fig. 4.10 - Mappa tettono-vulcanica dell'Islanda: In rosso sono riportate le zone degli epicentri dei terremoti più intensi e meglio localizzati nel periodo tra il 1994-2000. In giallo si riconoscono le zone di rift (WRZ, ERZ, NRZ). In blu e nero sono contornati i centri vulcanici e le caldere, rispettivamente. Le porzioni riempite in blu sono le aree dei centri vulcanici delle zone di non rift. Con delle frecce rosse sono messe in evidenza le aree di provenienza dei campioni lungo le zone di rift ERZ e NRZ.

L'attività geotermale è inoltre generalmente minore in questi centri. La *Reykjanes Peninsula* (RP), caratterizzata da movimenti regionali di *shear* sinistro, include quattro

sistemi vulcanici, con il sistema *Hengill*, il più ad est, che si trova in un punto triplo di congiunzione tra la RP, la WRZ e il *South Iceland Fracture Zone* (SIFZ). Durante l'ultimo millennio il rifting e il vulcanismo sono stati confinati essenzialmente nella ERZ.

Mentre i sistemi vulcanici della zona di *rift* producono basalti tholeiitici, i prodotti delle zone vulcaniche non di *rift* sono generalmente basalti mediamente alcalini e di transizione (da tholeiitici ad alcalini) (e.g. Saemundsson, 1979). In Islanda il vulcanismo tholeiitico delle zone di *rift* e quello mediamente alcalino delle zone di non-*rift* risultano analoghi alle fasi tholeiitiche di costruzione degli scudi vulcanici e alle fasi alcaline pre- e post-formazione degli stessi scudi vulcanici che si osservano nelle Hawaii.

#### 4.3.3 Prodotti vulcanici in Islanda

La provincia attualmente attiva è situata nella porzione centrale, sovrastante la plume islandese, ed i suoi prodotti sono fiancheggiati, ad est e ad ovest, dai plateau basaltici, Terziari (età da 1-16Ma; Palmason&Saemundsson, 1974).

Le lave terziarie, che coprono circa il 35-40% della superficie dell'Islanda (Dagley et al., 1967), mostrano le seguenti proporzioni volumetriche: tholeiiti 48%, basalti olivinici 23%, basalti 12%, lave andesitiche 3%, lave da riolitiche a dacitiche 8%, sedimenti e piroclasti 6%. I basalti tholeiitici derivano per lo più da eruzioni fissurali, mentre le lave intermedie o acide sono eruttate periodicamente da vulcani centrali.

Le eruzioni postglaciali (<10000 anni) hanno prodotto circa 40 km<sup>3</sup> di lava, compreso il più grande volume di magma emesso durante un singolo evento eruttivo. Si tratta della colata emessa nel 1783 dalla fessura del *Laki* (lunga 25 km), che ha coperto una superficie di circa 565 km<sup>2</sup> (Noe-Nygaard, 1974).

Le eruzioni postglaciali hanno luogo da vulcani centrali o crateri allineati lungo fessure e le lave prodotte scorrono dolcemente, con pendii poco inclinati, angoli tra 1° e 8°, su entrambi i lati del provincia neovulcanica verso la regione centrale. Questi prodotti vulcanici sono rappresentati da tholeiiti, basalti alcalini transizionali, basalti alcalini olivinici e basalti ricchi in Fe-Ti e mostrano una distribuzione regionale all'interno della provincia vulcanica neogenica (Sigurdsson et al., 1978).

In alcuni centri vulcanici si osserva una correlazione tra l'età dei prodotti e l'andamento del frazionamento, con una tendenza dei basalti verso composizioni simili a quelle dei basalti della dorsale Medio-Atlantica (Schilling et al., 1978; e riferimenti al suo interno).

#### 4.3.4 Vulcanismo subglaciale e subaereo

L'Islanda, negli ultimi 3 Ma, è stata coperta in modo variabile da grandi livelli di ghiaccio e da più piccole calotte glaciali (e.g. Bourgeois et al., 1998). La tipologia dei prodotti emersi, in questo periodo sull'isola, è stata quindi influenzata dalla pressione idrostatica esercitata in prossimità della frattura eruttiva, oltre che dalla pressione interna del magma dovuta al suo contenuto di volatili. Diminuzioni della pressione esterna hanno portato ad una transizione da lave a *pillow* ad ialoclastiti, passando per *pillow* breccie. Molte dei rilievi vulcanici subglaciali islandesi sono caratterizzate da nuclei di lave a *pillow* coperti da *pillow* breccie ed ialoclastiti, riflettendo la variazione idrostatica che si genera durante l'eruzione. Le forme che si sviluppano in seguito all'attività vulcanica subaerea sono differenti da quelle generate dall'attività subglaciale. In quest'ultimo caso i prodotti basaltici eruttivi sono in prevalenza delle colate di lava emesse da fratture eruttive o da alcuni coni vulcanici a scudo. In modo particolare le lave emesse dalle eruzioni fissurali, portano ad un appiattimento della topografia delle zone di *rift* ed alcune colate di lava post-glaciali (es.: l'*Eldgja* e il *Laki*) hanno raggiunto distanze di 50-100 km, uscendo anche dalla zona di *rift*. (Thordarson&Self, 1993; Thordarson et al., 2001).

I prodotti piroclastici connessi all'attività subglaciale formano degli alti e sparsi *ridges* di ialoclastiti e rilievi tabulari (o alti topografici) con un fronte ripido.

<b>Stillwater Complex</b>		<b>St20</b>	Norite	<b>Islanda</b>	
<b>St1</b>	Ultramafica	<b>St23</b>	Norite	<b>A2</b>	Lava
<b>St2</b>	Norite	<b>St25</b>	Norite	<b>A3</b>	Scoria
<b>St3</b>	Cromitite	<b>St26</b>	Roccia serpentizzata	<b>B1</b>	Scoria
<b>St4</b>	Norite	<b>Pampas Onduladas Flow</b>		<b>B2</b>	Lava
<b>St5</b>	Ultramafica	<b>Py1Ar</b>	Lava	<b>C1</b>	Bomba Basaltica
<b>St6</b>	Dunite	<b>Py2Ar</b>	Lava	<b>C2</b>	Bomba Basaltica
<b>St7</b>	Norite	<b>Py4Ar</b>	Lava	<b>D</b>	Lava
<b>St8</b>	Gabbronorite	<b>Py5Ar</b>	Lava	<b>G</b>	Lava
<b>St9</b>	Anortosite	<b>Py6Ar</b>	Lava	<b>H</b>	Lava
<b>St10</b>	Anortosite	<b>Py8Ar</b>	Lava	<b>Is1</b>	Lava
<b>St11</b>	Gabbro	<b>Py7MM</b>	Lava	<b>Is11</b>	Lava
<b>St12</b>	Gabbronorite	<b>Py8MM</b>	Lava	<b>Is16</b>	Lava
<b>St13</b>	Gabbro	<b>Sal21</b>	Lava	<b>Is18</b>	Lava
<b>St14</b>	Gabbronorite	<b>Sal30</b>	Lava	<b>Is22</b>	Cumulite
<b>St15</b>	Subvulcanica	<b>Sal9</b>	Lava	<b>Is24</b>	Lava
<b>St16</b>	OI-Gabbro	<b>Sal22</b>	Lava	<b>Is27</b>	Lava
<b>St17</b>	OI-Gabbronorite	<b>Sal24</b>	Lava	<b>Is28</b>	Lava
<b>St18</b>	Anortosite	<b>Sal25</b>	Lava	<b>Is40</b>	Lava
<b>St19</b>	OI-Gabbro				

Tabella 4.1 – Elenco riassuntivo dei campioni studiati in questa tesi. Per maggiori informazioni vedere tabelle 6.1, 6.2 e 6.3 del capitolo 6.

## METODOLOGIE E STRUMENTI DI ANALISI

### 5.1 Introduzione

In questa tesi di dottorato è stata fatta una caratterizzazione spettrale nel visibile e vicino infrarosso, qualitativa e quantitativa, di tre diverse suite geologiche, una intrusiva e due effusive, allo scopo di determinare un ampio data-base di rocce terrestri come possibili analoghi composizionali delle superfici di altri pianeti, con particolare riguardo alla superficie di Mercurio. Si sono inoltre determinate alcune relazioni tra la composizione di alcune delle fasi mineralogiche principali, in termini di abbondanze modali relative e composizione chimica (in particolare, i contenuti di  $\text{Fe}^{2+}$  e Fs) e si è messa in evidenza l'influenza sulle firme spettrali della tessitura nei nostri campioni.

Il lavoro svolto ha quindi visto la preparazione dei campioni per le misure di spettroscopia di riflettanza, su *slab* di roccia e su polveri a diverse granulometrie, e per le determinazioni petrografiche al microscopio ottico e composizionali in microsonda (chimismo delle fasi) e in fluorescenza ai raggi X (roccia totale per le rocce effusive).

Qui di seguito sono brevemente descritte la preparazione dei campioni e gli strumenti e metodologie utilizzate.

### 5.2 Tecniche analitiche utilizzate per lo studio spettroscopico dei campioni

#### 5.2.1 Preparazione Campioni

Le misure di spettroscopia sono state condotte su un totale di 55 campioni di roccia, già elencati nel capitolo 4, provenienti dai tre contesti geologici descritti nello stesso capitolo. Tutti i campioni sono stati caratterizzati con misure sulle superfici di roccia; 8 campioni dello *Stillwater Complex*, 4 campioni della *Pampas Onduladas Flow* e 6 campioni dell'Islanda sono stati caratterizzati anche con misure su polveri a diverse granulometrie.

I campioni utilizzati per le misure di spettroscopia sono stati preparati nel modo seguente:

- Sono stati tagliati *slab* di roccia, rappresentati dal contro-taglio delle sezioni sottili, di dimensioni di circa 2.5x3.5 cm. La superficie è stata poi leggermente levigata

con materiale abrasivo, rendendo comparabile tra tutti i campioni la rugosità ed eliminando le tracce lasciate dalla sega.

- Sono state preparate polveri di roccia utilizzando porzioni di alcuni campioni. Questi campioni sono stati macinati a diverse granulometrie, utilizzando un mortaio per frantumare i campioni grossolani e poi un mulinello in agata per raggiungere le granulometrie volute. Si è poi deciso di setacciare a secco il materiale per portarlo tutto al di sotto della granulometria limite scelta.

Le granulometrie prese in esame sono: due diverse granulometrie fini, 125 e 250  $\mu\text{m}$ , per i campioni dello *Stillwater Complex*; una granulometria fine come i 250  $\mu\text{m}$  e una più grossolana di circa 2.00 mm per i campioni della *Pampas Onduladas Flow*; una granulometria molto fine, inferiore, quindi, ai 60  $\mu\text{m}$ , una fine inferiore ai 250  $\mu\text{m}$  e una più grossolana di circa 2.00 mm per i campioni dell'Islanda.

### 5.2.2 Misure di riflettanza

Le misure in riflettanza sono state effettuate utilizzando: (1) uno spettrofotometro Perkin-Elmer Lambda19 (Fig. 5.1) a doppio raggio e doppio monocromatore con sfera integratrice di 60 mm, e (2) uno spettrofotometro Fieldspec Pro, in luce bidirezionale. L'intervallo di lunghezza d'onda studiato va da 0.35 a 2.50  $\mu\text{m}$ , intervallo in cui sono presenti gli assorbimenti principali delle fasi mineralogiche mafiche. L'utilizzo del secondo spettrometro è risultato necessario per problemi logistici e di funzionamento del primo strumento.

#### *Spettrofotometro Lambda19*

Le misure sono state effettuate presso l'istituto IFAC (Istituto di Fisica Applicata Carraro) del C.N.R. di Firenze.

Lo spettro-fotometro Lambda19 è uno spettrofotometro *PC-driven* che lavora nell'intervallo di lunghezza d'onda dell'ultravioletto (UV), del visibile (VIS) e dell'infrarosso vicino (NIR).

Le sorgenti della radiazione sono due: una lampada al deuterio per l'intervallo spettrale dell'UV ed una lampada alogena al tungsteno per l'intervallo del VNIR.



Fig. 5.1 – Foto dello spettrometro Lambda19 in uso presso l'istituto IFAC del C.N.R. di Firenze, con particolare sul porta campioni.

Per mezzo di una serie di specchi (Fig. 5.2), dei quali il primo (M1), mobile, permette il cambio della radiazione sorgente, e di filtri ottici, che variano a seconda della lunghezza d'onda, uno per il *range* UV-VIS e uno per il NIR, la radiazione arriva ai due monocromatori, attraverso un set di fessure (SA) e quindi è inviata allo specchio M7.

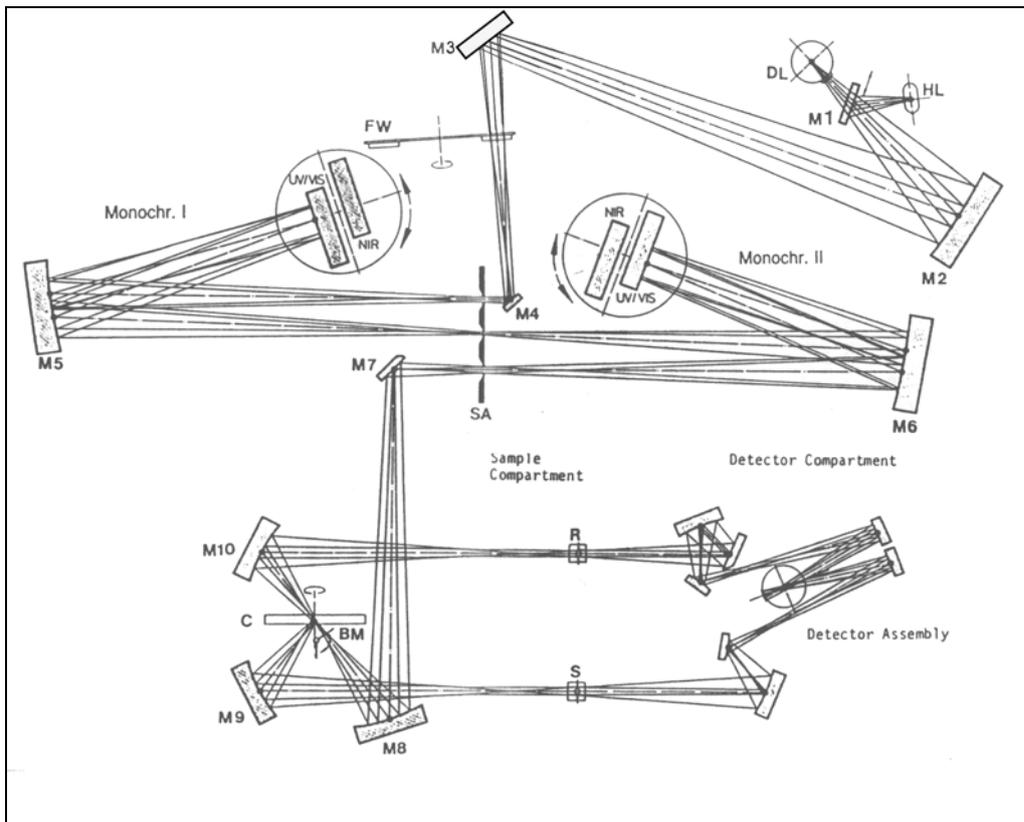


Fig. 5.2 – Schema del *set-up* dello spettro-fotometro PerkinElmer Lambda19, usato per parte delle misure di riflettanza acquisite in questa tesi.

La radiazione che esce dalla fessura di uscita presenta un'elevata "purezza" spettrale e la quantità di radiazione persa è molto bassa. Dallo specchio M7 la radiazione passa per uno specchio toroidale quindi viene suddivisa, utilizzando alternativamente uno specchio, un segmento scuro o una finestra, e tramite gli specchi M9 o M10 crea un fascio campione S (specchio inserito) e un fascio riferimento R; la radiazione passa quando la finestra è inserita, mentre è bloccata quando è inserito il segmento scuro. Alternativamente, il fascio campione S e il fascio riferimento R raggiungono, attraverso le geometrie ottiche, il giusto rivelatore. Il cambio dei rivelatori è automatico durante la rotazione dei monocromatori. I rivelatori sono un fotomoltiplicatore per l'ultravioletto e visibile e un rivelatore di solfuro di piombo (PbS) per il vicino infrarosso. Il cambio di rivelatore avviene a  $0.86 \mu\text{m}$ . Le misure di riflettanza diffusa sono state ottenute usando la "trappola" presente nella sfera integratrice, per eliminare la componente speculare della riflettanza totale.

Il passo di campionamento utilizzato è di 1 nm lungo tutto l'intervallo di lunghezza d'onda indagata.

Negli spettrofotometri la misura della riflettanza del campione viene effettuata rispetto ad uno standard, o bianco, di riferimento che deve comportarsi come un diffusore perfetto. Gli standard vengono utilizzati perché quando lo strumento lavora in riflettanza non riesce a misurare in modo diretto l'energia della radiazione incidente emessa dalla sorgente, quindi si usa la radiazione riflessa dello standard come misura dell'energia incidente.

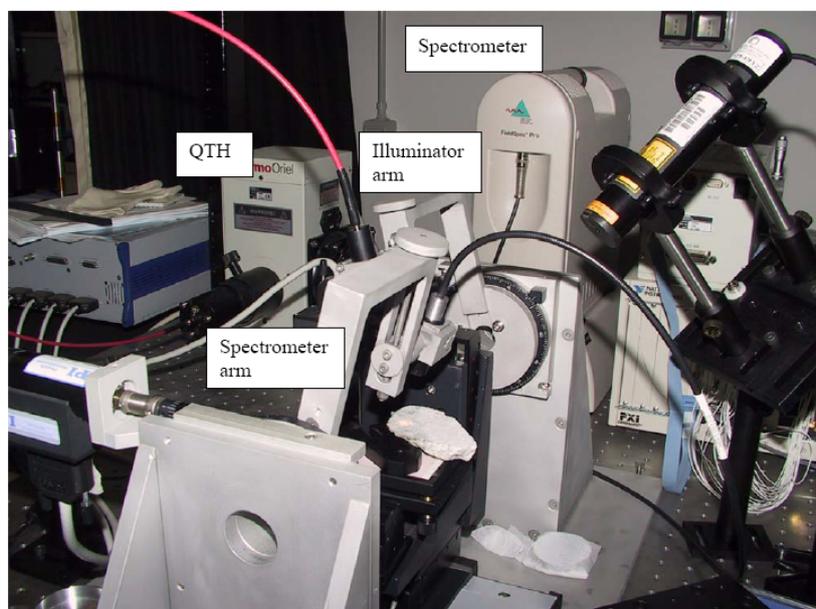
Il dato di riflettanza risulta quindi dal rapporto tra il valore di energia riflessa dal campione e quello dell'energia riflessa dallo standard, misurata prima e dopo ogni campione analizzato.

Lo standard di riferimento utilizzato per le misure sulle superfici di rocce è Halon, la cui riflettanza assoluta è stata misurata da Weidner and Hsia, da  $0.2$  a  $2.5 \mu\text{m}$  (Clark et al., 1990; e riferimenti al suo interno), mentre per le polveri è stato utilizzato come bianco di riferimento il solfato di bario ( $\text{BaSO}_4$ ).

Per ovviare al disturbo sui dati dovuti al cambio di rivelatore, si sono acquisiti spettri con un altro spettrometro, che acquisisce tra  $0.35$  e  $1.00 \mu\text{m}$ ; si tratta di uno strumento a fibre ottiche, Zeiss, il cui passo di campionamento è di circa  $0.83 \text{ nm}$ , che ha quindi richiesto la deconvoluzione dello spettro allo stesso passo di campionamento di Lambda 19.

### Spettrometro Fieldspec Pro

Lo spettrometro portatile Fieldspec Pro (Fig. 5.3) è uno spettrofotometro *PC-driven* che lavora nell'intervallo di lunghezza d'onda tra 0.35 e 2.50  $\mu\text{m}$ , e quindi copre le stesse porzioni di lunghezza d'onda dell'ultravioletto (UV), del visibile (VIS) e dell'infrarosso vicino (NIR) di Lambda19.



**Fig. 5.3** – Lo spettrofotometro Fieldspec in uso presso il centro di ricerca INAF-IASF di Roma. Particolare sul goniometro su cui sono montate le fibre ottiche.

Nel laboratorio presso l'istituto INAF-IASF di Roma, il sistema di acquisizione è montato su di un goniometro che permette di variare il *set-up* della spettroscopia bi-direzionale, modificando i possibili angoli di emissione e acquisizione. Esso è composto di due bracci meccanici che ruotano attorno ad un'asse comune e rispetto ad un piano dove è 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. I movimenti sono controllati da un computer. Gli angoli che possono essere utilizzati sono: l'angolo massimo per ciascun braccio è di  $65^\circ$ , mentre l'angolo di fase tra illuminazione e acquisizione varia da  $30^\circ$  a  $130^\circ$ .

I due cavi a fibre ottiche servono, una, per illuminare il campione, e, l'altra, per raccogliere la luce riflessa e trasmetterla allo spettrometro.

La sorgente usata è una lampada QTH, il cui segnale è buono lungo tutto l'intervallo di lavoro 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 uno fotodioide, è usato per il controllo radiometrico della sorgente. La risoluzione spettrale di acquisizione del dato è di 10 nm e il campionamento spettrale è di 1.0 nm.

Per questa tesi, il set-up del goniometro usato è stato: angolo di incidenza ( $i$ ) =  $30^\circ$ , angolo di acquisizione ( $e$ ) =  $0^\circ$ , e sono state fatte 10 acquisizioni per ogni spot misurato, le dimensioni del quale erano di circa  $1 \text{ cm}^2$ .

Lo strumento presenta due salti per cambio di sensori, a 1.00 e 1.80  $\mu\text{m}$ , la correzione viene effettuata 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 2.30  $\mu\text{m}$ .

### **5.3 Tecniche analitiche utilizzate per lo studio petrografico dei campioni**

#### 5.3.1 Preparazione Campioni

Sui campioni indagati spettroscopicamente nell'ambito di questa tesi, è stato anche svolto uno studio in sezione sottile. Da ogni campione è stata infatti ottenuta una lamina (spessa 30  $\mu\text{m}$ ), montata su vetrino e quindi utilizzati per lo studio microscopico in luce polarizzata (in condizioni di luce trasmessa). Le stesse sezioni sottili di alcuni campioni ritenuti maggiormente rappresentativi (15 dello *Stillwater Complex* e 12 dell'Islanda) sono state successivamente lucidate e metalizzate in modo da poter essere utilizzate per lo studio microanalitico delle fasi mineralogiche presenti.

Inoltre di cinque campioni dell'Islanda sono state prodotte delle polveri finissime per le misure di composizione in roccia totale, utilizzando un mortaio per frantumare i campioni grossolani e poi un mulinello in agata.

#### 5.3.2 Analisi Modale per i campioni dello Stillwater Complex e Indice di Profiricità per i campioni della Pampas Onduladas Flow e dell'Islanda

Su tutti i campioni provenienti dallo *Stillwater Complex*, è stata effettuata l'analisi delle abbondanze modali relative delle fasi mineralogiche mediante un contatore di punti, per

ottenere una valutazione quantitativa delle fasi stesse. Si è utilizzata una griglia con passo di 1 mm, tenendo in considerazione le dimensioni di tutte le fasi da analizzare.

Per tutti i campioni studiati provenienti dalla *Pampa Onduladas Flow* e dall'Islanda è stato determinato l'indice di porfiricità effettuando il conteggio (mediante contatore di punti) dei fenocristalli. Per questo tipo di conteggio è stata utilizzata una griglia con passo di 0.5 mm.

### 5.3.3 Microanalisi dei minerali

Lo studio microanalitico delle fasi mineralogiche presenti nei vari campioni è stato effettuato per alcuni campioni dello *Stillwater Complex* e dell'Islanda utilizzando la microsonda elettronica localizzata nel "Laboratorio di microsonda elettronica" del C.N.R., presso il Dipartimento di Geoscienze dell'Università di Padova.

Le misure sono state fatte su sezioni sottili metallizzate con un film di carbonio dello spessore di circa 200Å. Si è utilizzata la microsonda elettronica CAMERA SX50, equipaggiata con quattro spettrometri a dispersione di lunghezza d'onda (WDS), che è in uso al C.N.R., Istituto di Geoscienze e Georisorse, sezione di Padova, presso il Dipartimento di Geoscienze dell'Università di Padova. Le condizioni analitiche adottate sono: accelerazione di 15 kV, corrente di 10 nA, tempi di conteggio di 10 s per gli elementi sia maggiori che minori e dimensioni del fascio di 10 mm.

Gli standard, sintetici e naturali, usati per i vari elementi sono: wollastonite per Si e Ca, periclasio per Mg, corindone per Al, albite per Na, ortoclasio per K, ossidi per Cr, Fe, Mn, Ti. Per la conversione dei conteggi in percentuale di ossidi è stato utilizzato il programma di calcolo PAP. Le analisi sono considerate accurate entro  $\pm 2\%$  per gli elementi maggiori ed entro  $\pm 5\%$  per i minori.

Il ricalcolo dello ione  $\text{Fe}^{3+}$  dai dati ottenuti è stato fatto seguendo Droop (1987). La qualità delle analisi sui pirosseni è stata effettuata applicando la griglia di ricalcolo di Papike et al. (1974).

### 5.3.4 Composizione chimica della roccia totale

È stata determinata la composizione chimica (in termini di elementi maggiori) dei campioni provenienti dall'Islanda mediante fluorescenza ai raggi X, con lo spettrometro XRF ARL Advantix, localizzata presso il Dipartimento di Scienze della Terra di Ferrara.

Il programma analitico utilizzato a Ferrara per l'analisi XRF prevede un ricalcolo a 100 per gli elementi maggiori. I valori di LOI sono risultati sempre negativi, verosimilmente

perché l'ossidazione di FeO è, in tutti i campioni, superiore alla perdita dei componenti volatili. Pertanto i valori di LOI sono stati posti arbitrariamente a 0.

## DATI MINERALOGICI E PETROGRAFICI

### 6.1 Introduzione

La caratterizzazione petrografica e composizionale delle fasi mineralogiche presenti nei campioni studiati fornisce dati utili al confronto con le informazioni spettroscopiche che otteniamo dall'indagine spettrale effettuata sugli stessi campioni. Per poter avere la migliore relazione possibile tra questi due tipi di dati, l'informazione spettrale è stata acquisita sul blocchetto di roccia che rimane dalla preparazione della sezione sottile.

In modo particolare tra le caratteristiche petrografiche dei campioni studiati vengono considerate le caratteristiche tessiturali e le fasi mineralogiche presenti, con particolare interesse per quelle fasi che possono essere definite spettroscopicamente attive nell'intervallo di lunghezza d'onda considerato in questo studio.

Come descritte nel capitolo 5 sulle metodologie, lo studio petrografico, è consistito in:

- 1) studio in sezione sottile, al microscopio ottico dei campioni provenienti dai tre diversi siti presi in considerazione, evidenziando le fasi mineralogiche presenti, la relazione tra le stesse e la tessitura dei nostri campioni;
- 2) conteggio, mediante un contatore di punti, delle abbondanze modali relative delle fasi mineralogiche presenti nei campioni provenienti dallo *Stillwater Complex* e un conteggio dei fenocristalli utilizzato per ottenere l'indice di porfiricità nei campioni basaltici provenienti dall'Islanda e dalla *Pampa Onduladas Flow*;
- 3) studio microanalitico delle fasi mineralogiche presenti nei vari campioni, con particolare riguardo per le fasi spettroscopicamente attive. Per quanto riguarda i campioni dello *Stillwater Complex* e quelli dell'Islanda tale studio è stato effettuato mediante microsonda elettronica localizzata nel "Laboratorio di microsonda elettronica" del C.N.R., presso il Dipartimento di Geoscienze dell'Università di Padova, mentre per i campioni della *Pampas Onduladas Flow* i dati sono stati forniti dalla Prof. L. Francalanci (Dipartimento di Scienze della Terra dell'Università di Firenze);
- 4) determinazione della composizione chimica in termini di elementi maggiori su campioni provenienti dall'Islanda. Tale studio è stato effettuato mediante Fluorescenza ai raggi X, localizzata presso il Dipartimento di Scienze della Terra dell'Università di Ferrara.

## 6.2 Caratteristiche petrografiche dei campioni dello Stillwater Complex

### 6.2.1 Le cumuliti: caratteristiche generali

Le rocce studiate in questo complesso sono delle cumuliti e devono il loro nome al processo principale responsabile della loro formazione, cioè l'accumulo di cristalli. Le caratteristiche delle rocce cumulitiche sono ampiamente descritte in letteratura sia per quanto riguarda la loro composizione che le caratteristiche tessiturali (Hatch et al., 1972; Cox et al., 1979; Best, 1982; D'Amico et al., 1989; Philpots, 1990). La presenza di cumuliti è più comune in intrusioni stratificate di tipo gabbrico, anche se rocce cumulitiche sono note in intrusioni sienitiche e granitiche. La stratificazione è una caratteristica tipica di questi complessi ignei, i quali mostrano strati generalmente più spessi nella porzione interna dell'intrusione e più fini lungo i bordi e al tetto della stessa. Lo spessore degli strati può essere molto variabile da millimetrico a metrico, come si osserva anche nello *Stillwater Complex* (McCallum, 1996).

La stratificazione di questi complessi è il risultato di variazioni litologiche che includono sia differenze nelle abbondanze modali delle fasi di cumulo che differenze nella loro composizione e nella reciproca tessitura. Queste variazioni litologiche all'interno di complessi ignei stratificati possono essere molto ampie.

Nei grossi complessi intrusivi è possibile che vi siano delle ripetizioni delle sequenze dei diversi strati, con la possibilità di formazione di una certa ciclicità, dovuta ad una sequenza di cristallizzazione frazionata delle fasi mineralogiche. All'interno di una camera magmatica, dove si ha un lento raffreddamento, i cristalli di cumulo nucleano e si accrescono nel magma, venendo poi rimossi e portati in sospensione nel magma stesso. Il magma nel frattempo verrà impoverito delle componenti necessarie alla rapida crescita di queste prime fasi mineralogiche che cristallizzano, generando un gradiente di densità nel magma. Durante questo processo spesso si ha un gradiente di densità normale, che porta all'aggregazione delle fasi più pesanti alla base e che a loro volta vengono ricoperte verso l'alto dalle fasi più leggere. È anche possibile che questo gradiente possa variare (per esempio a causa di un incremento della pressione di vapore; Shelley, 1992) invertendo quindi l'ordine di aggregazione dei cristalli. Inoltre le differenze tra velocità di nucleazione e velocità di crescita delle diverse fasi mineralogiche (es., olivina, pirosseni, plagioclasti,

etc.) generano variazioni nelle abbondanze modali relative delle fasi nei vari strati dell'intrusione magmatica (Philpotts, 1990).

I cristalli di cumulo sono, generalmente, circondati da un liquido di intercumulo, la cui composizione è simile a quella del magma genitore. Tipici minerali di cumulo possono essere olivina, pirosseni, plagioclasio o minerali opachi (come cromiti e magnetiti) mentre i minerali di postcumulo possono essere pirosseni, plagioclasio, orneblende, minerali opachi, quarzo e feldspati alcalini. Diversi processi possono intervenire successivamente all'accumulo delle fasi di cumulo, e talvolta la cristallizzazione del liquido di intercumulo può portare alla formazione di cristalli, distinti o e talvolta di notevoli dimensioni detti "oikocristalli" che includono al loro interno più minerali di cumulo, in questo ultimo caso si parla di tessitura "poikilitica" (Best, 1982).

### 6.2.2 Descrizione dei campioni dello Stillwater Complex

Riportiamo di seguito una descrizione dei campioni provenienti dalle due diverse Series dello *Stillwater Complex* (i.e., *Ultramafic Series* e *Banded Series*), a loro volta suddivisi in base alle diverse litologie. Su tutti i campioni presi in considerazione in questo lavoro è stata effettuata l'analisi modale delle fasi mineralogiche presenti (Tab. 6.1, a fine capitolo) sulla base della quale è stata effettuata la classificazione petrografica (Fig. 6.1). Come evidenziato dalla Fig. 6.1, i campioni comprendono anortositi, leucogabbri, gabbronoriti, noriti e melanoriti, oltre ad alcune rocce ricche in olivina e rappresentate da olivine-gabbronoriti, olivine-gabbro/tonalite e rocce ultramafiche.

In Appendice A sono riportate alcune microfoto e scansioni di sezioni sottili che mettono in evidenza le caratteristiche dei campioni descritte in questo capitolo.

#### 6.2.2.1 Ultramafic Series

(St1,St2,St3,St4,St5,St6,St7,St20,St25)

I campioni provenienti dalla *Ultramafic Series* sono caratterizzati dalla presenza di minerali di cumulo mafici, come l'ortopirosseno e l'olivina, ai quali si aggiungono in alcuni casi minerali opachi, anche essi come fasi di cumulo, mentre il plagioclasio e il clinopirosseno, dove presenti, si trovano come fasi di intercumulo. Una descrizione dettagliata di questi campioni è qui di seguito riportata.

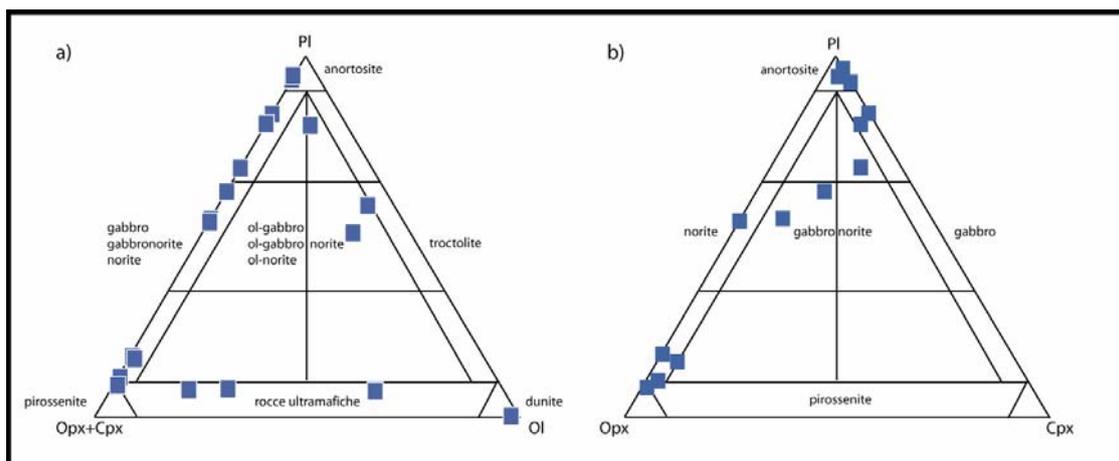


Fig. 6.1 - Classificazione IUGS delle rocce dello *Stillwater Complex*, studiate in questa tesi, in accordo con l'analisi modale. Ogni simbolo rappresenta un campione. Nella figura b) sono riportati i campioni che giacciono sul lato Opx+Cpx-PI nel diagramma in a).

#### *Melanorite* (St2,St4,St7,St20,St25)

I campioni presi in esame sono delle noriti con un elevato contenuto di ortopirosseno, al limite tra il campo caratteristico di queste rocce e quello delle ortopirosseniti.

L'ortopirosseno si presenta sempre come principale fase di cumulo, con cristalli subedrali, in sezioni subrettangolare e contorni leggermente lobati/tondeggianti, che mostrano a nicols incrociati una bassa birifrangenza. La grana dei cristalli varia da alcuni millimetri a mezzo centimetro; solo il campione St2 presenta una variazione maggiore con cristalli che raggiungono il cm e che sono generalmente fratturati, e localmente presentano smistamenti di altri minerali, probabilmente clinopirosseno. L'estinzione di questi cristalli è in genere retta, solo in rari casi i cristalli presentano un'estinzione ondulata, dovuta alla deformazione meccanica che il cristallo ha subito.

In St2 e in St20 l'olivina è presente come fase di cumulo, anche se in quantità modale moderate. I cristalli di olivina sono subcircolari, con granulometria di pochi millimetri, mostrano estinzione retta e birifrangenza che non supera il secondo ordine nella scala di Michel Leavy.

Il plagioclasio si presenta come fase di intercumulo, anedrale, occupa gli spazi tra i cristalli di cumulo, ha dimensioni molto piccole in St2, e leggermente maggiori negli altri campioni, fino a massimo di un millimetro. Il plagioclasio è poco alterato, ad eccezione di St25 dove è parzialmente seriticizzato. Il clinopirosseno è raro e presente solo come piccole sovracrescite ai bordi di alcuni cristalli di ortopirosseno o, come sopra descritto, in alcuni smistamenti all'interno dei cristalli di ortopirosseno. In St20 sono tuttavia presenti

rari cristalli di clinopirosseno di dimensioni maggiori. Nello stesso campione si ritrovano, in tracce, anche altre fasi di intercumulo come quarzo e biotite.

#### *Campioni con olivina (St1,St3,St5,St6)*

Questi campioni si differenziano dagli altri della *Ultramafic Series* per una maggiore abbondanza di olivina come minerale di cumulo e per la presenza di una variabile, ma significativa, quantità di minerali opachi.

St1 presenta grossi cristalli di ortopirosseno con dimensioni di alcuni centimetri, generalmente fratturati e con estinzione retta. Questi cristalli inglobano diversi cristalli subcircolari di olivina, con dimensioni che arrivano fino a qualche millimetro. In questo campione sono inoltre diffusi cristalli di piccole dimensioni di minerali opachi, con sezioni generalmente da subrettangolari a subquadrate.

St3 presenta invece una elevata concentrazione di minerali opachi, analoghi per forma e dimensioni a quelli descritti nel campione St1. Gli spazi presenti tra questi minerali sono occupati da cristalli anedrali e di dimensioni molto piccole di olivina, ortopirosseno e plagioclasio.

St5 è caratterizzata dalla presenza di alcuni granuli di ortopirosseno di grosse dimensioni, fratturati e con estinzione retta, che inglobano cristalli subcircolari e di piccole dimensioni di olivina che possono essere definiti "oikocristalli". L'olivina è presente in cristalli di cumulo, spesso fratturati, le cui dimensioni massime raggiungono il centimetro. Le fasi di intercumulo sono rappresentate dal plagioclasio, i cui cristalli anedrali hanno dimensioni massime di un paio di millimetri, e da rari cristalli anedrali di clinopirosseno, che raggiungono dimensioni massime di qualche millimetro. Sono inoltre presenti, sebbene in quantità minori rispetto agli altri campioni di questo gruppo, minerali opachi.

St6 presenta una elevata concentrazione di olivina, con cristalli molto fratturati, le cui dimensioni massime arrivano al millimetro, e che presentano un'alterazione lungo le fratture in serpentino associata ad una elevata concentrazione di minerali opachi.

#### 6.2.2.2 Banded Series

(St8,St9,St10,St11,St12,St13,St14,St15,St16,St17,St18,St19,St23)

I campioni studiati provenienti dalle diverse unità della *Banded Series*, sono caratterizzati dalla presenza di plagioclasio come fase di cumulo, mentre le fasi mafiche possono essere di cumulo o di intercumulo, ed i minerali opachi risultano assenti.

### *Anortosite (St9,St10,St18)*

Il plagioclasio è l'unica fase mineralogica di cumulo presente in queste rocce. I cristalli di plagioclasio variano da euedrali a subedrali, con dimensioni variabili da millimetriche fino a circa 2 cm. I cristalli di intercumulo di clinopirosseno sono anedrali, di piccole dimensioni, e mostrano colori di birinfrangenza che non superano il giallo-arancio del secondo ordine. Nel campione St10 sono anche presenti rari cristalli d'intercumulo di ortopirosseno riconoscibili per l'estinzione retta e per i bassi colori di birifrangenza, che non superano il grigio-bianco del primo ordine. In St9, e in una minore percentuale in St18, sono presenti cristalli di zoisite riconoscibili per il caratteristico colore blu a nicols incrociati.

### *Leucogabbro (St11,St13)*

Le caratteristiche petrografiche di questi campioni sono molto simili a quelle dei campioni anortositici. Infatti, anche in questi campioni i cristalli di plagioclasio, come fase di cumulo, sono abbondanti ed hanno dimensioni variabili da millimetriche fino ad 1cm.

L'altra fase presente, sebbene in quantità leggermente maggiori al 10%, è il clinopirosseno, il quale si presenta sia in piccoli cristalli anedrali che in rari granuli di dimensioni maggiori, comparabili a quelli dei plagioclasii. Alcuni di questi cristalli presentano talvolta delle geminazioni. In St13, alcuni dei cristalli di clinopirosseno, aventi dimensioni maggiori, inglobano dei piccoli cristalli di plagioclasio. Sempre in questo campione sono presenti rari cristalli di ortopirosseno, o inglobati, o come smescolamenti all'interno dei clinopirosseni.

### *Gabbronorite (St8,St12,St14)*

Questi campioni risultano tra loro petrograficamente molto simili. Il plagioclasio è la fase di cumulo più abbondante, con dimensioni dei granuli molto variabili. I minerali mafici si presentano sia come fase di cumulo che di intercumulo, e sono rappresentati da ortopirosseno, presente in cristalli subedrali, e dal clinopirosseno, presente anche in cristalli da euedrali ad anedrali. L'ortopirosseno tende ad essere fratturato: nel campione St8 le fratture dell'ortopirosseno sono riempite da minerali di alterazione, mentre nei campioni St12 e St14 i cristalli di ortopirosseno inglobano piccoli cristalli di plagioclasio.

Il clinopirosseno ha generalmente dimensioni inferiori all'ortopirosseno e presenta talvolta al suo interno lamelle di essoluzione o smistamenti di altri clinopirosseni.

#### *Norite (St23)*

Le fasi di cumulo di questo campione sono il plagioclasio e l'ortopirosseno presenti in granuli di grosse dimensioni. Alcuni granuli di plagioclasio risultano alterati in sericite, mentre l'ortopirosseno è spesso fratturato ed in alcuni casi le fratture sono riempite da un'associazione di minerali argillosi. I pochi minerali opachi sono rappresentati da granuli con forme anedrali e lobate. Piccole ricrescite di clinopirosseno si trovano sui bordi di alcuni granuli di ortopirosseno. Si riconoscono anche rari cristalli di orneblenda bruna che si riconoscono per il forte pleocroismo bruno-marrone chiaro, ed i colori vivaci di birinfrangenza.

#### *Campioni con olivina (St16,St17,St19)*

I campioni che costituiscono questo gruppo hanno un contenuto di olivina, generalmente di cumulo, più elevato di quello dei pirosseni, i quali si presentano come fase di intercumulo. In tutti i campioni studiati l'olivina è fortemente fratturata ed alterata in serpentino ed in bowlingite.

St16 presenta un alto contenuto di plagioclasio cumulitico, circa l'80% (Tab. 6.1), con cristalli da euedrali a subedrali, le cui dimensioni variano da inferiore al millimetro ad alcuni millimetri. In questo campione l'olivina, presente come fase di cumulo, è molto fratturata e quasi totalmente sostituita da una fase di alterazione più fibrosa e con colori tenui tendenti al verde, probabilmente serpentino, e da una fase con colore arancio caratteristico della bowlingite. Il pirosseno, rappresentato in prevalenza da cristalli di clinopirosseno, oltre che da rari cristalli di ortopirosseno, si presenta come fase di intercumulo in piccoli granuli anedrali che riempiono alcuni interstizi tra i minerali di cumulo.

Gli altri due campioni studiati, St17 e St19, presentano evidenti tracce di deformazione che attraversano le sezioni sottili. Questi campioni hanno contenuti modali di plagioclasio come fase di cumulo rispettivamente del 46% e 58% (Tab. 6.1). Il plagioclasio è poco alterato in St19, mentre in St17 presenta evidenti tracce di alterazione, in sericite e in zoisite, quest'ultima evidente per i caratteristici colori bluastri presenti a nicols incrociati. L'olivina di questi campioni è fortemente fratturata, quasi totalmente sostituita dal

serpentino ed in quantità minori da bowlingite. I granuli di olivina sono di grandi dimensioni, talvolta raggiungono il centimetro, e sono presenti principalmente come fase di cumulo. Pochi granuli di olivina presentano tracce scheletriche della fase originaria. Nel campione St19 alcuni cristalli di olivina hanno dimensioni anche di un paio di centimetri e si presentano come “oikocristalli” inglobanti alcuni piccoli cristalli cumulitici di plagioclasio. I cristalli di intercumulo, anedrali, generalmente di piccole dimensioni (< 1 mm) sono rappresentati da clinopirosseno e ortopirosseno nel campione St17 e solo da clinopirosseno in St19. I pochi e piccoli cristalli di minerali opachi presenti in queste due sezioni, hanno una forma lobata e si trovano in alcuni interstizi presenti tra i granuli delle fasi di cumulo.

#### *Campione St15*

Il campione St15 si differenzia da tutti gli altri campioni dello *Stillwater Complex* studiati, sia per la tessitura, tipica di prodotti subvulcanici che per l'associazione mineralogica. Si tratta infatti di una roccia porfirica, costituita da fenocristalli di ortopirosseno, bordati spesso da clinopirosseno, e di olivina immersi in una pasta di fondo trachitoide costituita da un intreccio di plagioclasio i cui interstizi sono occupati da un minerale fortemente pleocroico, dal giallo al marrone, classificabile come biotite. Il campione St15 mostra inoltre un discreto livello di alterazione secondaria, come testimonia la presenza pervasiva di minerali argillosi e calcite. Un confronto con i dati di letteratura non ha permesso di identificare la posizione di provenienza di questo campione.

### **6.3 Descrizione dei campioni della Pampa Onduladas Flow**

I campioni di quest'area hanno una tessitura poco porfirica, con l'indice di porfirità (P.I.) non supera mai l'8% (Tab. 6.2), ed in cui i pochi fenocristalli sono generalmente di olivina, più di rado di plagioclasio.

La pasta di fondo mostra una tessitura intergranulare a grana fine in cui sono presenti microcristalli, in ordine decrescente di abbondanza, di: plagioclasio, olivina, clinopirosseno e minerali opachi.

Solo due campioni mostrano una differente tessitura della pasta di fondo: il campione SAL 30, il quale presenta una tessitura pilotassitica, dove i microliti di plagioclasio sono disposti in modo subparallelo tra di loro, e il campione Py8Ar che presenta una tessitura

ipocristallina con pasta di fondo a tessitura ialopilitica, in cui è presente del vetro ossidato, che ingloba i microcristalli di plagioclasio, di olivina e i scarsi cristalli di clinopirosseno. Tutti i campioni sono freschi e solo in alcuni casi l'olivina presenta delle alterazioni di colore arancione, probabilmente bowlingite.

#### **6.4 Descrizione dei campioni dell'Islanda**

I campioni dell'Islanda studiati in questo lavoro rappresentano diversi prodotti vulcanici, da campioni lavici ad alcune scorie e bombe laviche. Dallo studio petrografico effettuato al microscopio ottico è emersa una certa varietà tessiturale, con campioni che presentano tessiture da porfiriche ad afiriche, con pasta di fondo variabile da intergranulare, ad intersertale, ad ialopilitica. Il vetro, dove presente, è generalmente molto ossidato. L'indice di porfiricità è molto variabile, infatti nell'ambito dei campioni studiati vi sono rocce afiriche e rocce con indice di porfiricità che arriva fino all'85% (Tab. 6.3). I fenocristalli sono generalmente di plagioclasio ed in alcuni campioni anche di clinopirosseno. La pasta di fondo ha una granulometria molto fine e presenta microcristalli di plagioclasio, clinopirosseno, minerali opachi e raramente piccole quantità di olivina.

Entrando più nel dettaglio osserviamo che i campioni A2, B2, Is1, H, D, Is24, Is18, Is27, presentano una tessitura intergranulare, un indice di porfiricità basso per A2, B2, H, D e Is27 e più alto per Is1 e Is24. La porfiricità di questi campioni è data da fenocristalli di plagioclasio e da piccole quantità di clinopirosseno. Nel campione Is1 sono anche presenti rari fenocristalli di olivina. La pasta di fondo presenta una grana da fine a molto fine (ad eccezione del campione Is24), e contenuti indicativi di plagioclasio e clinopirosseno simili tra loro, contenuti variabili di opachi, comunque sempre minori alle due fasi principali, e olivina in tracce. I campioni Is11 e Is40 presentano una tessitura intersertale, con caratteristiche mineralogiche analoghe a quelle descritte per i campioni precedenti, ma con un piccolo contenuto di vetro ossidato negli interstizi dei microliti della pasta di fondo. Inoltre, nella pasta di fondo del campione Is11 il clinopirosseno è la fase predominante. Tra i campioni con alto indice di porfiricità, Is24 è il campione con il maggiore I.P. (85%) dovuto alla presenza in ordine di abbondanza di fenocristalli di plagioclasio, clinopirosseno e olivina. La pasta di fondo, localizzata negli interstizi tra i fenocristalli, ha una tessitura ialopilitica, con un elevato contenuto di vetro che mostra diversi gradi di alterazione in

palagonite. Solo localmente si riconoscono microliti di plagioclasio e ossidi. L'alto I.P. (60%) del campione Is40 è, invece, interamente dovuto a fenocristalli di plagioclasio.

Gli altri campioni studiati, B1, G, A3, Is16, Is28, C1, C2 hanno una tessitura ialopilitica con contenuti variabili di vetro che includono i microliti presenti. Tra i microliti, il plagioclasio è la fase principale, seguita dal clinopirosseno. La presenza di opachi è difficile da valutare poiché il vetro è quasi sempre ossidato, ad eccezione del campione Is16 che presenta del vetro fresco, con un colore marroncino a nicols paralleli. I campioni C1 e C2 sono i campioni con il maggior contenuto di vetro, interamente ossidato nel quale sono immerse modeste percentuali dei microliti; si tratta di due campioni di bombe vulcaniche.

Il campione Is22 si differenzia da tutti gli altri in quanto ha una tessitura olocristallina, con cristalli di plagioclasio (57 vol.%) raramente alterati, clinopirosseno (35 vol.%) alle volte alterato, o totalmente sostituito da anfibolo (uralitizzazione), e dei minerali opachi (8%). Si tratta di un campione di cumulite.

## 6.5 Analisi composizionali

Su un numero ristretto di campioni, rappresentativi delle caratteristiche petrografiche osservate, è stato effettuato lo studio composizionale delle fasi mineralogiche principali. La determinazione della composizione mineralogica sui campioni dello *Stillwater Complex* e dell'Islanda è stata effettuata dal sottoscritto presso il "Laboratorio di microsonda elettronica" del C.N.R. localizzato nel Dipartimento di Geoscienze dell'Università di Padova, mentre lo stesso tipo di dati per i campioni della *Pampa Onduladas Flow* sono stati gentilmente forniti dalla prof. L. Francalanci, dell'Università di Firenze. Al fine di meglio caratterizzare i nostri campioni ed ottenere informazioni utili per un confronto con i dati spettrali è stata effettuata la determinazione della composizione, in termine di elementi maggiori in fluorescenza a raggi X, su dei campioni rappresentativi dell'Islanda. Questo si è reso necessario in quanto trattandosi di rocce vulcaniche, una loro corretta classificazione necessita della conoscenza della composizione chimica.

Di seguito vengono riportati i diagrammi composizionali per i pirosseni, i plagioclasii, le olivine presenti nei campioni provenienti dai tre diversi siti studiati, inoltre in Appendice B sono riportate le tabelle con le composizioni di tutte le fasi mineralogiche analizzate.

### 6.5.1 Microanalisi

Su di un numero di campioni rappresentativo dei tre siti studiati (i.e. *Stillwater Complex*, *Pampas Onduladas Flow* e *Islanda*) è stata eseguita l'analisi delle fasi mediante microsonda elettronica.

Per una visione completa dei risultati si rimanda all'Appendice B, mentre qui di seguito vengono descritte le variazioni composizionali per ciascuna fase e distinte per i tre siti studiati.

#### 6.5.1.1 Stillwater Complex

Le fasi mineralogiche analizzate dei campioni dello *Stillwater Complex* comprendono: olivina, ortopirosseno, clinopirosseno, plagioclasio e minerali opachi.

Olivina: in generale non si riscontrano ampi intervalli composizionali andando dal nucleo al bordo di uno stesso cristallo come dimostra il ristretto intervallo composizionale dei cristalli analizzati (Fig. 6.2). I contenuti più magnesiferi (Fo88) si ritrovano nel campione St1 appartenente all'*Ultramafic Series* mentre i contenuti più ferriferi (Fo76) si ritrovano nel campione St19 della *Banded Series*.

Pirosseni: i dati analitici ottenuti sui cristalli di ortopirosseno e clinopirosseno sono stati riportati nel diagramma classificativo En-Wo-Fs e distinti con simboli diversi (Fig. 6.2).

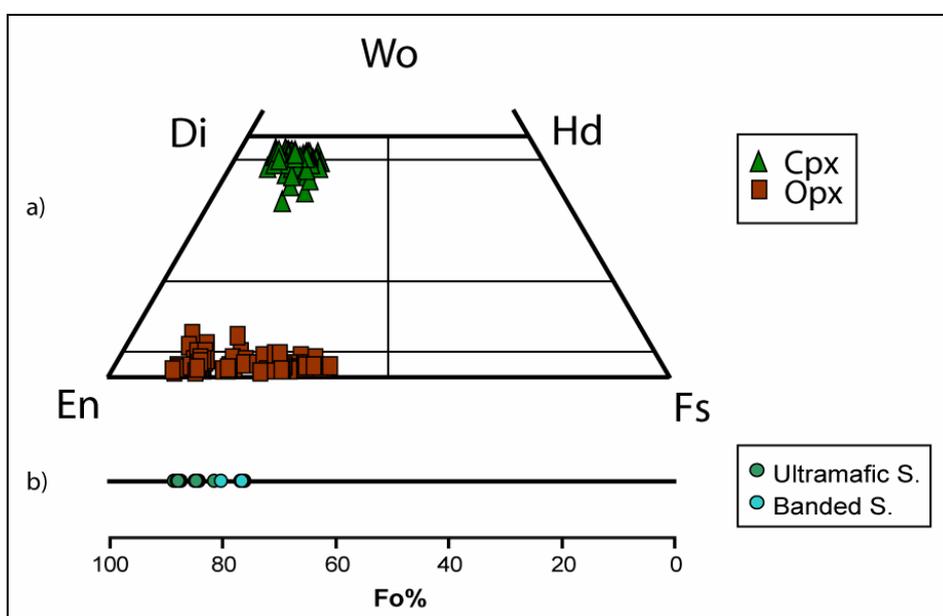


Fig. 6. 2 - Composizione dei pirosseni e dell'olivina nei campioni dello *Stillwater Complex*. a) diagramma compositivo dei pirosseni in termini di Di-Hd-En-Fs. b) asse Fo-Fa per le olivine, sono rappresentate in azzurro le olivine dei campioni della *Banded Series* ed in verde le olivine dei campioni delle *Ultramafic Series*.

Gli ortopirosseni di ciascun campione analizzato mostrano una ristretta variazione composizionale (Appendice B), tuttavia se si confrontano le composizioni di questa fase per i vari campioni, si osservano composizioni diverse che definiscono nel complesso un intervallo composizionale relativamente ampio ( $En_{59-88}-Wo_{1-9}$ ; Fig. 6.2).

Anche le composizioni chimiche dei clinopirosseni analizzati evidenziano una certa omogeneità nell'ambito di cristalli di uno stesso campione (Appendice B). Tuttavia, poiché le composizioni dei clinopirosseni sono diverse tra i vari campioni, anche per questa fase si osserva un intervallo di composizione relativamente ampio ( $En_{39-51}-Wo_{36-47}$ ; Fig. 6.2) quando si considera tutti i campioni studiati.

Plagioclasti: i plagioclasti (Fig. 6.3) sono poco zonati nell'ambito del singolo campione (Appendice B), mentre la composizione di questa fase mineralogica varia considerando tutti i campioni. L'intervallo composizionale varia da  $An_{65}$  nel campione St5, escludendo il campione St1 che presenta valori di An più bassi, pari a 57, ad  $An_{90}$  nel campione St20.

Opachi: i minerali opachi sono stati analizzati solo nei campioni dell'*Ultramafic Series* e sono delle cromiti (Appendice B).

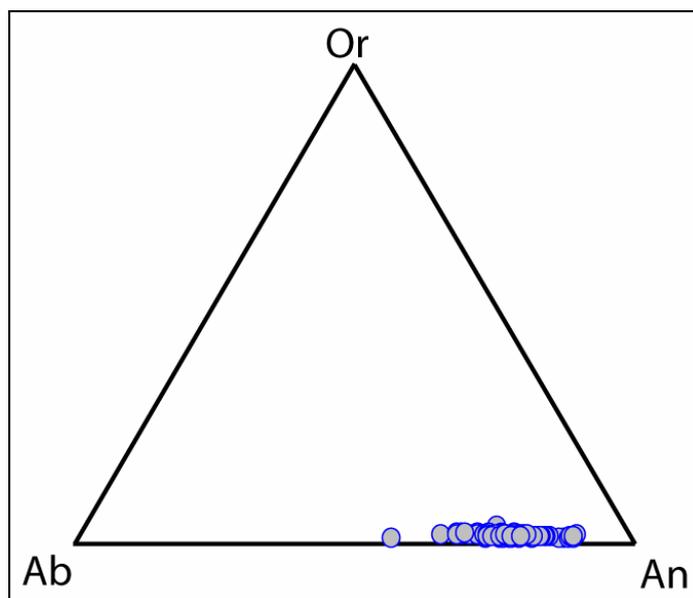


Fig. 6.3 – Variazione composizione dei plagioclasti dello Stillwater Complex in termini di Ab-An-Or.

#### 7.5.1.2 Islanda

Le fasi mineralogiche analizzate dei campioni dell'Islanda comprendono: olivina, clinopirosseno, plagioclasio e minerali opachi.

Olivina: nei campioni studiati i contenuti più magnesiferi caratterizzano il nucleo dei fenocristalli di olivina presenti mentre i microliti della pasta di fondo mostrano tenori più

bassi in Fo (Fig. 6.4). Nel loro insieme, i fenocristalli di olivina mostrano una variazione composizionale da Fo76 a Fo87, mentre per i microliti la variazione composizionale risulta più estesa e compresa tra Fo61 e Fo85 (Fig. 6.4).

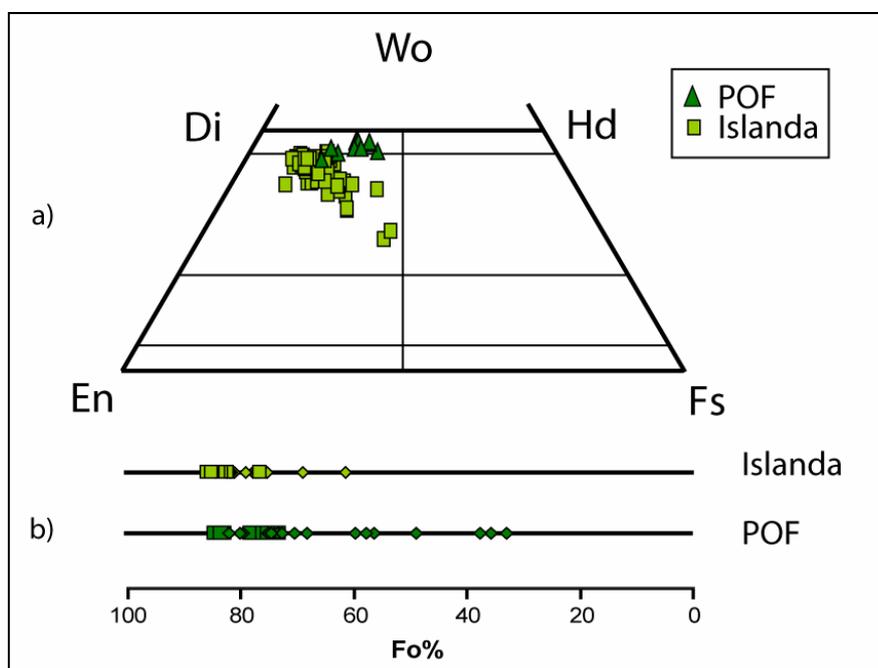


Fig. 6. 4 - Composizione dei clinopirosseni e dell'olivina nei campioni della *Pampas Onduladas Flow* e dell'Islanda. a) Diagramma compositivo dei pirosseni in termini di Di-Hd-En-Fs. b) Asse Fo-Fa per le olivine: con un quadrato sono rappresentate le composizioni dei fenocristalli e con il rombo le composizioni dei microcristalli della pasta di fondo.

Pirosseni: lo spettro composizionale ottenuto dai pirosseni analizzati rivela un'ampia variazione che ricade nel campo delle augiti, e che varia da termini più ricchi in MgO e CaO (En51-Wo44) a termini più poveri in questi elementi (En35-Wo27)(Fig. 6.4).

Plagioclasii: nell'ambito di ciascun campione i fenocristalli di plagioclasio presentano una scarsa variazione composizionale (Appendice B). Tale variazione risulta compresa tra An76 e An90 se si considerando tutti i campioni. Anche i microliti di plagioclasio della pasta di fondo presentano allo stesso modo variazioni ristrette all'interno di ogni campione ma definiscono un intervallo di composizione molto ampio (An44-80) se si considerano tutti i campioni, che arriva a termini più ricchi in Na rispetto alle composizioni registrate dai fenocristalli (Fig. 6.5).

Opachi: i minerali opachi analizzati sono delle ilmeniti e delle magnetiti (Appendice B).

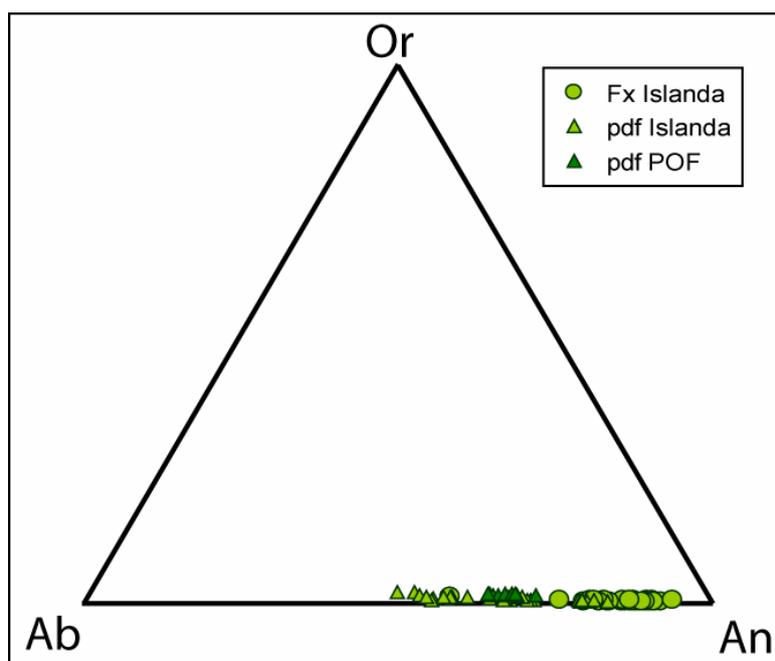


Fig. 6. 5 - Composizione dei Plagioclasii della *Pampas Onduladas Flow* e dell'*Islanda*, rappresentata nel diagramma ternario dei feldspati in termini di Ab-An-Or.

#### 6.5.1.3 Pampas Onduladas Flow

Le fasi mineralogiche analizzate dalla Prof. L.Francalanci dei campioni della *Pampas Onduladas Flow*, e riportate in Pasquarè et al. (2008) comprendono: olivina, clinopirosseno, plagioclasio e minerali opachi.

Olivina: nei campioni studiati i contenuti più magnesiferi caratterizzano il nucleo dei fenocristalli di olivina mentre i microliti della pasta di fondo mostrano tenori più bassi in Fo (Fig. 6.4). Nel loro insieme, i fenocristalli di olivina mostrano una variazione composizionale da Fo72 a Fo84, mentre per i microliti questa variazione risulta compresa tra Fo30 e Fo70 (Fig. 6.4)

Pirosseni: l'evoluzione dei clinopirosseni nei campioni della *Pampas Onduladas Flow* rivela una variazione da termini più augitici ricchi in CaO (En42-Wo44) a termini diopsidici (En32-Wo48) (Fig. 6.4).

Plagioclasii: i microliti di plagioclasio definiscono un ristretto intervallo composizionale con valori compresi tra An61 e An68 (Fig. 6.5).

Opachi: i minerali opachi analizzati mostrano una composizione tipica dei spinelli cromiferi (Appendice B).

### 6.5.2 Chimismo in roccia totale

La classificazione dei campioni provenienti dall'Islanda e studiati in questa tesi, è stata effettuata utilizzando la composizione chimica degli elementi maggiori  $\text{SiO}_2$ ,  $\text{Na}_2\text{O}$  e  $\text{K}_2\text{O}$ , in accordo con i criteri classificativi raccomandati dalla Sottocommissione per la Sistematica delle Rocce ignee dell'IUGS (Le Maitre, 1989) per la nomenclatura delle rocce vulcaniche a chimismo "normale". Per tale classificazione è stato utilizzato il diagramma classificativo TAS (*Total Alkali vs Silica*; Le Bas et al., 1986, Fig. 6.6), nel quale oltre ai dati dell'Islanda sono stati riportati anche i dati pubblicati in Pasquarè et al. (2008) e relativi ai campioni della POF.

I campioni dell'Islanda ricadono nel campo dei basalti e mostrano bassi tenori in alcali in accordo con la loro natura tholeiitica. I campioni della *Pampas Onduladas Flow* cadono anch'essi nel campo dei basalti e secondo Pasquarè et al. (2008) variano fino a toccare il campo delle hawaiiiti.

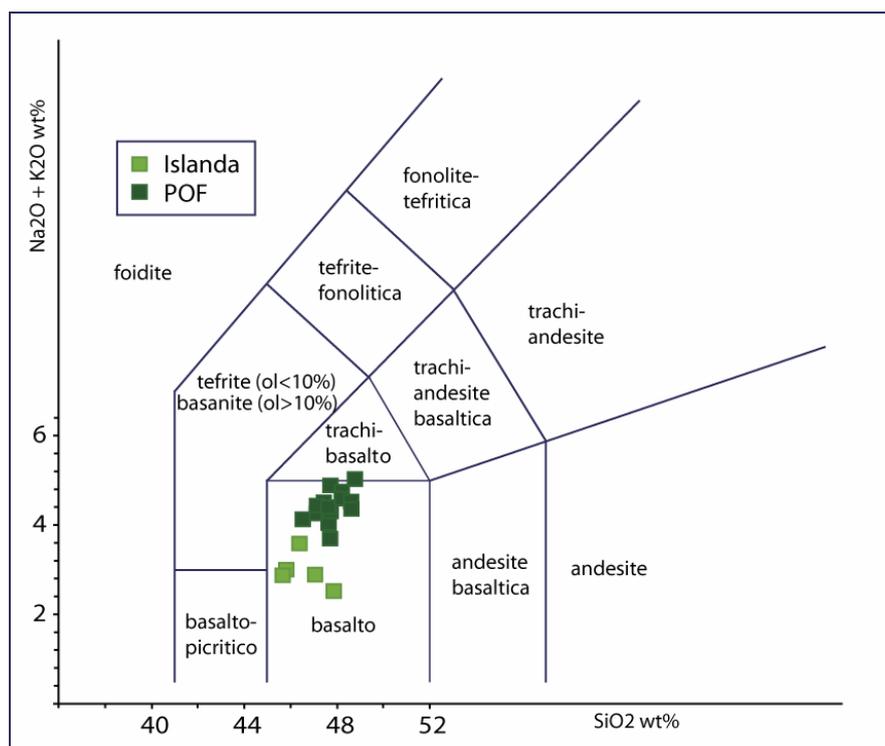


Fig. 6. 6 - Diagramma classificativo TAS (*Total Alkali vs Silica*, Le Maitre, 1989) nel quale sono riportate le composizioni dei basalti dell'Islanda, dati ottenuti nell'ambito di questa tesi, e della POF, dati riportati da Pasquarè et al. (2008).

	<b>Layer</b>	<b>Litologia</b>	<b>Mineral Abundance</b>	<b>Alterazione</b>
<b>St1</b>	Peridotite Z.	Ultramafica	Pl(5.1%),Opx(47.0%),Ol(19.7%),OpaqueMin.(28.3)	Scarsa
<b>St2</b>	Peridotite Z.	Norite	Pl(12.4%),Opx(73.7%),Ol(13.3%),OpaqueMin.(0.6)	Scarsa
<b>St3</b>	Peridotite Z.	Cromitite	OpaqueMin.(>90%)	Scarsa
<b>St4</b>	Peridotite Z.	Norite	Pl(11.0%),Cpx(2.8%),Opx(85.9%),Ol(0.3%)	Scarsa
<b>St5</b>	Peridotite Z.	Ultramafica	Pl(6.8%),Cpx(3.1%),Opx(25.7%),Ol(62.3%),OpaqueMin.(2.0)	Scarsa
<b>St6</b>	Peridotite Z.	Dunite	Ol(45.1%),OpaqueMin.(54.9)	Scarsa
<b>St7</b>	Pyroxenite Z.	Norite	Pl(16.5%),Cpx(1.0%),Opx(82.1%),Ol(0.4%)	Scarsa
<b>St8</b>	GN II	Gabbronorite	Pl(54.5%),Cpx(10.0%),Opx(35.0%),OpaqueMin.(0.1%),Zoisite(0.5%)	Scarsa
<b>St9</b>	AN I	Anortosite	Pl(79.0%),Cpx(5.2%),Zoisite(15.7%)	Pl parzialmente alterato in zoisite
<b>St10</b>	AN I	Anortosite	Pl(94.2%),Cpx(4.3%),Opx(0.8%),Zoisite(0.7%)	Scarsa
<b>St11</b>	AN I	Gabbro	Pl(84.2%),Cpx(15.8%)	Scarsa
<b>St12</b>	OBIII	Gabbronorite	Pl(60.6%),Cpx(17.3%),Opx(22.1%)	Scarsa
<b>St13</b>	OBIII	Gabbro	Pl(81.3%),Cpx(15.5%),Opx(3.1%),Zoisite(0.1%)	Scarsa
<b>St14</b>	OBIII	Gabbronorite	Pl(69.0%),Cpx(21.2%),Opx(9.7%)	Scarsa
<b>St16</b>	OBIV	Ol-Gabbro	Pl(81.3%),Cpx(5.5%),Opx(2.4%),Ol(10.8%)	Ol parzialmente sostituita da serpentino e bowlingite
<b>St17</b>	OB IV	Ol-Gabbronorite	Pl(46.3%),Cpx(7.3%),Opx(3.7%),Ol(34.3%),Zoisite(8.4%)	Pl parzialmente alterato in zoisite; Ol sostituita da serpentino e rara bowlingite
<b>St18</b>	AN II	Anortosite	Pl(94.1%),Cpx(4.1%),Zoisite(1.8%)	Pl parzialmente alterato in zoisite
<b>St19</b>	OB V	Ol-Gabbro	Pl(58.4%),Cpx(5.5%),Ol(35.7%),OpaqueMin.(0.5)	Ol parzialmente sostituita da serpentino e rara bowlingite
<b>St20</b>	Peridotite Z.	Norite	Pl(13.2%),Cpx(4.6%),Opx(63.9%),Ol(1.0%),OpaqueMin.(0.5%),Zoisite(0.5%)	Scarsa
<b>St23</b>	GN III	Norite	Pl(52.8%),Cpx(0.3%),Opx(44.3%),OpaqueMin.(1.0%),Bt(1.1%),Calcite(0.6%)	Pl parzialmente sericitizzato
<b>St25</b>	Peridotite Z.	Norite	Pl(9.9%),Cpx(1.4%),Opx(88.7%)	Pl parzialmente sericitizzato; Cpx presenta min. argillosi
<b>St26</b>	Peridotite Z.		Serpentinizzata	Completamente serpentinizzata

**Tabella 6. 1 – Tabella riassuntiva delle abbondanze modali relative delle fasi mineralogiche dei campioni dello Stillwater Complex. Sono riportate le Zone, la litologia dei campioni e le alterazioni presenti.**

	Fenocristalli				Pasta di fondo					
	I.P.%	Pl	Cpx	Ol	Tessitura	Vetro	Pl	Cpx	Ol	Op
Py1Ar	3.00	0.00	0.00	3.00	intergranulare		Abb.	Po.	Med.	Sc.
Py2Ar	3.00	0.00	0.00	0.00	intergranulare		Abb.	Med.	Med.	Sc.
Py4Ar	1.00	0.00	0.00	1.00	intergranulare		Abb.	Po.	Med.	Sc.
Py5Ar	3.00	0.00	0.00	3.00	intergranulare		Abb.	Med.	Med.	Sc.
Py6Ar	5.00	0.00	0.00	5.00	intergranulare		Abb.	Po.	Po.	Sc.
Py8Ar	0.00	0.00	0.00	0.00	ialopilitica	ox	Abb.	Sc.	Med.	N.r.
Py7MM	5.00	0.00	0.00	5.00	intergranulare		Abb.	Po.	Med.	Sc.
Py8MM	8.00	0.80	0.00	7.20	intergranulare		Abb.	Med.	Med.	Sc.
Sal21	3.00	0.00	0.00	3.00	intergranulare		Abb.	Po.	Med.	Po.
Sal30	3.00	0.00	0.00	3.00	intergranulare		Abb.	Med.	Med.	Sc.
Sal9	8.00	0.00	0.00	8.00	intergranulare		Abb.	Po.	Po.	Sc.
Sal22	8.00	0.00	0.00	8.00	intergranulare		Abb.	Med.	Med.	Sc.
Sal24	3.00	0.00	0.00	3.00	intergranulare		Abb.	Po.	Med.	Sc.
Sal25	10.00	0.00	0.00	10.00	intergranulare		Abb.	Po.	Med.	Sc.

Tabella 6. 2 – Tabella riassuntiva dei campioni della Pampas Onduladas Flow. Indice di porfiricità (IP%) e caratteristiche della pasta di fondo. Pl: plagioclasio, Cpx: clinopirosseno, Ol: olivina, Op: Minerali opachi. ox: vetro ossidato. Per le fasi mineralogiche presenti nella pasta di fondo viene data una variazione indicativa in scala da Abb., Med., Po., Sc.; con Abb.: abbondante, Med.: medio, Po.: poco, Sc.: scarso, ed N.r. non risolvibile.

	Fenocristalli				Pasta di fondo					
	I.P.%	Pl	Cpx	Ol	Tessitura	Vetro	Pl	Cpx	Ol	Op
A2	3.00	2.25	0.60	0.15	intergranulare		Abb.	Abb.	Sc.	Po.
A3	20.00	16.00	1.00	3.00	ialopilitica	ox	Abb.	Med.	Po.	N.r.
B1	8.00	7.20	0.00	0.80	ialopilitica	ox	Abb.	Med.	Sc.	N.r.
B2	8.00	6.80	1.20	0.00	intergranulare		Abb.	Abb.	Sc.	Med.
C1	0.00	0.00	0.00	0.00	ialopilitica	ox	Po.	Sc.	Sc.	N.r.
C2	0.00	0.00	0.00	0.00	ialopilitica	ox	Abb.	N.r.	N.r.	N.r.
D	2.00	1.40	0.60	0.00	intergranulare		Abb.	Med.	Sc.	Med.
G	8.00	7.20	0.80	tr	ialopilitica	ox	Abb.	Med.	Po.	N.r.
H	2.00	1.40	0.60	0.00	intergranulare		Abb.	Med.	Sc.	Med.
Is1	25.00	18.75	6.25	tr	intergranulare		Abb.	Abb.	Sc.	Po.
Is11	15.00	12.00	3.00	tr	intersertale	ox	Med.	Abb.	Po.	Po.
Is16	35.00	35.00	0.00	0.00	ialopilitica	no ox	Med.	Med.	Po.	Po.
Is18	1.00	0.00	0.00	0.00	intergranulare		N.r.	N.r.	N.r.	N.r.
Is24	85.00	60.10	15.00	9.90	ialopilitica	pal.	Med.	N.r.	N.r.	Sc.
Is27	0.00	0.00	0.00	0.00	intergranulare		Abb.	Po.	Po.	Med.
Is28	50.00	38.50	5.00	1.50	ialopilitica	ox	Abb.	Med.	Sc.	N.r.
Is40	60.00	60.00	0.00	0.00	intersertale		Abb.	Med.	Sc.	Po.

Tabella 6. 3 - Tabella riassuntiva dei campioni della Pampas Onduladas Flow. Indice di porfiricità (IP%) e caratteristiche della pasta di fondo. Pl: plagioclasio, Cpx: clinopirosseno, Ol: olivina, Op: Minerali opachi. ox: vetro ossidato, pal: vetro palagonitizzato. Per le fasi mineralogiche presenti nella pasta di fondo viene data una variazione indicativa in scala da Abb., Med., Po., Sc.; con Abb.: abbondante, Med.: medio, Po.: poco, Sc.: scarso, ed N.r. non risolvibile. Non sono riportati i dati della cumulite Is22.



## **Dati Spettroscopici**

### **7.1 Introduzione**

Nel seguente capitolo ci si propone di descrivere le risposte in termini di luce riflessa dalla superficie di rocce magmatiche diverse, di tipo intrusivo ed effusivo, e dalle polveri ottenute dalle stesse rocce. Lo scopo è quello di caratterizzare i fenomeni di assorbimento che sono presenti nei campioni studiati in questo lavoro di tesi e mostrare come tali caratteristiche possano variare con la composizione delle rocce e delle fasi mineralogiche presenti, e come altri aspetti, in modo particolare la granulometria, influiscano sulle caratteristiche delle bande di assorbimento.

Queste bande di assorbimento sono presenti nei materiali che possono caratterizzare le superfici anche di altri pianeti, siano essi roccia in posto o coperture di regolite, e quindi materiale disgregato, comparabile con le polveri delle rocce.

In letteratura molti lavori sono stati effettuati per descrivere come variano gli assorbimenti nei casi di miscele di minerali puri (i.e. Clouties et al., 1986; Crown&Pieters, 1987; Mustard&Pieters, 1989; Sunshine&Pieters, 1993; Reddy et al. 2008), ma ancora poche informazioni si hanno su come variano gli assorbimenti in funzione della granulometria (i.e. Craig et al, 2007; Craig et al., 2008); soprattutto, pochi lavori hanno preso in considerazione polveri prodotte da rocce, che permettono di valutare come tutte le componenti e le loro aggregazioni influiscano nel determinare le associazioni di bande presenti nello spettro.

Nel capitolo successivo si cercherà poi di parametrizzare e discutere le bande di assorbimento diagnostiche della presenza di minerali mafici (ortopirosseno, clinopirosseno, olivina) valutando come alcuni parametri spettroscopici, ottenuti dalla decomposizione della banda posta a circa  $1.00\mu\text{m}$ , varino con la composizione in termini di abbondanza e di chimismo delle fasi mineralogiche.

## 7.2 Preparazione del materiale e rappresentatività delle misure

I campioni utilizzati per le misure sono stati preparati tagliando delle *slab* di roccia, che, come già descritto nel capitolo 5, sono il contro-taglio delle sezioni sottili, di dimensioni di circa 2.5x3.5 cm<sup>2</sup>. La superficie è stata poi leggermente levigata con materiale abrasivo, rendendo comparabile tra tutti i campioni la rugosità ed eliminando le tracce lasciate dalla sega.

Le polveri di roccia sono state preparate utilizzando porzioni di alcuni campioni, che sono stati macinati a diverse granulometrie, utilizzando un mortaio per frantumare i campioni grossolani e un mulinello in agata, setacciando, poi, a secco il materiale per portarlo tutto al di sotto della granulometria limite scelta.

La scelta fatta di utilizzare una granulometria limite superiore e di setacciare a secco è stata mirata a non perdere il materiale, e riprodurre polveri il più rappresentative possibili di un regolite che si può formare per impatto su di una superficie di un pianeta in assenza di trasporto, dove materiale più grossolano coesiste con materiale più fine, a meno di fenomeni di *settling* intergranulare.

Le misure di riflettanza totale sulle *slab* sono state ottenute con lo spettrometro Lambda 19, descritto nel capitolo 5, su una superficie di circa 0.9x1.5 cm<sup>2</sup>. A causa delle disomogeneità della roccia tali misure non possono essere considerate rappresentative dell'intero campione; infatti diversi fattori come le variazioni granulometriche delle diverse fasi mineralogiche e la distribuzione dei minerali con vari gradi di omogeneità non possono essere presi in considerazione da un'unica misura. Per ovviare a queste problematiche diverse misure sono state effettuate sulle *slab*, muovendo queste in diverse posizioni, e avendo cura di non misurare due volte la stessa area, prendendo poi in considerazione il valore medio di riflettanza ottenuto. Lo stesso strumento è stato usato per le misure sulle polveri dei campioni dello *Stillwater Complex*. Le polveri richiedono un'attenzione minore, poiché in una miscela il materiale è più omogeneamente distribuito, sono state quindi effettuate due sole acquisizioni per campione, poi mediate. Come introdotto nei capitoli 5 e 6, le firme spettrali sulle polveri dei basalti sono state acquisite con uno strumento diverso che lavora in luce bidirezionale (Fieldspec Pro). L'angolo di incidenza e di acquisizione sono stati fissati a 30°(i) e 0°(e) per avere dati paragonabili a quelli riportati in letteratura. Sono state acquisite tre diverse misure per ogni campione studiato, poi mediate tra loro.

### 7.3 Lavoro svolto

Di seguito verranno descritte le caratteristiche generali e il comportamento in riflessione del materiale proveniente dai tre diversi siti studiati, cercando dove possibile di definire degli spettri caratteristici che permettono di identificare il materiale indagato, caratterizzato da caratteristici assorbimenti diagnostici, definendo quindi delle firme spettrali. Le attribuzioni delle posizioni degli assorbimenti sono state effettuate ricorrendo alle conoscenze di letteratura per le fasi mineralogiche descritte in precedenza nel capitolo 3.

L'ordine in cui si riportano i dati sarà:

- 1) descrizione del comportamento spettrale delle superfici di roccia investigate provenienti dallo *Stillwater Complex*, dalla *Pampas Onduladas Flow*, e dall'Islanda;
- 2) successivamente verranno descritte in modo analogo le risposte ottenute sulle polveri a diverse granulometrie che sono state prodotte dai campioni più rappresentativi delle suite studiate;
- 3) in fine verranno effettuate alcune considerazioni in parallelo tra il comportamento delle superfici delle rocce e le relative polveri.

### 7.4 Spettri delle superfici di roccia

In questa tesi sono stati caratterizzati spettralmente 23 campioni di rocce cumulitiche provenienti dal complesso intrusivo dello *Stillwater Complex*, 14 campioni di basalti alcalini provenienti dalla *Pampas Onduladas Flow* e 18 campioni di basalti tholeiitici provenienti dall'Islanda.

#### 7.4.1 Stillwater Complex

La Fig. 7.1 (per chiarezza in tutte le figure gli spettri sono riportati dopo un'operazione di *smoothing*, con cui si è eliminato il rumore di fondo) mostra le bande di assorbimento caratteristiche che sono presenti negli spettri, in Tab. 7.1 (a fine capitolo) sono riassunte le bande di assorbimento presenti negli spettri e le caratteristiche petrografiche, già riassunte nel capitolo 6 nelle tabelle 6.1, 6.2 e 6.3.

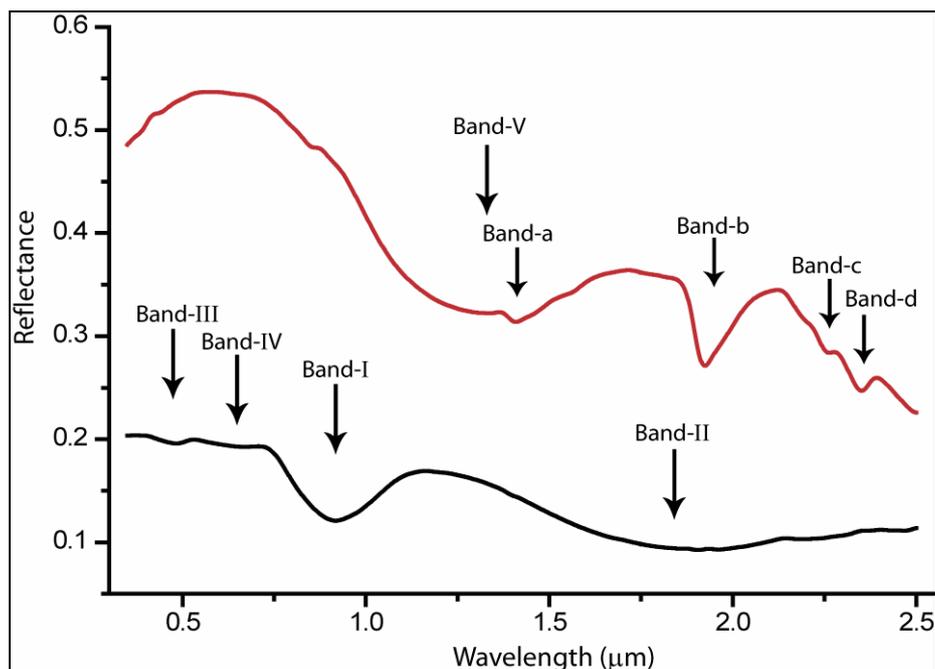


Fig. 7. 1 – Spettri in riflettanza nel visibile e vicino infrarosso (VNIR) ad alta risoluzione. Misure in riflettanza totale su superfici di roccia. Per chiarezza delle figure gli spettri sono riportati dopo un'operazione di *smoothing*, con cui si è eliminato il rumore di fondo. In rosso è riportato lo spettro di una roccia con un'alta abbondanza modale relativa di plagioclasio (pl >90 vol.%), mentre in nero è riportato lo spettro di una roccia ricca in pirosseni. Le bande di assorbimento elettroniche sono indicate con i numeri romani, mentre le bande vibrazionali sono elencate con le lettere minuscole. Vedi il testo per la descrizione delle bande.

In Fig. 7.2 viene riportata una differenziazione delle rocce in funzione delle caratteristiche spettrali e le posizioni di minimo che caratterizzano gli spettri vengono messi in relazione con quelli petrografici descritti nel capitolo 6.

Tre gruppi principali di spettri sono stati distinti. I primi due gruppi sono caratterizzati da firme spettrali e sono stati suddivisi utilizzando come prima discriminante le associazioni di alcune bande di assorbimento elettronico, che sono: 1) la banda V (Fig. 7.1), per il primo gruppo, riportato in Fig. 7.2a; 2) le bande I e II (Fig. 7.1), per il secondo gruppo, in Fig. 7.2b. Nel terzo gruppo, Fig. 7.3, sono inseriti gli spettri con un valore di riflettanza minore e assorbimenti meno evidenti.

In Fig. 7.2a sono riportati gli spettri del primo gruppo, si osserva come essi presentano una intensa banda di assorbimento elettronico, dominante la morfologia della firma spettrale, e posta a circa 1.30  $\mu\text{m}$ , dovuta alla presenza di ioni  $\text{Fe}^{2+}$  nei plagioclasii (Crown&Pieters, 1987).

Sono presenti delle bande vibrazionali, indicatrici della presenza di minerali idrati, alterazioni del plagioclasio, come le bande a, b, c, d, poste a circa 1.40, 1.90, 2.20 e 2.35  $\mu\text{m}$  (Fig. 7.1).

Verso lunghezze d'onda minori, in alcuni campioni è presente una debole banda di assorbimento elettronica a circa 0.47  $\mu\text{m}$  (banda III); questa può essere attribuita a piccole quantità di ioni  $\text{Fe}^{3+}$  presenti nei minerali di alterazione del plagioclasio, e una debole banda a circa 0.70  $\mu\text{m}$  (banda IV) anch'essa dovuta ad alterazioni del plagioclasio.

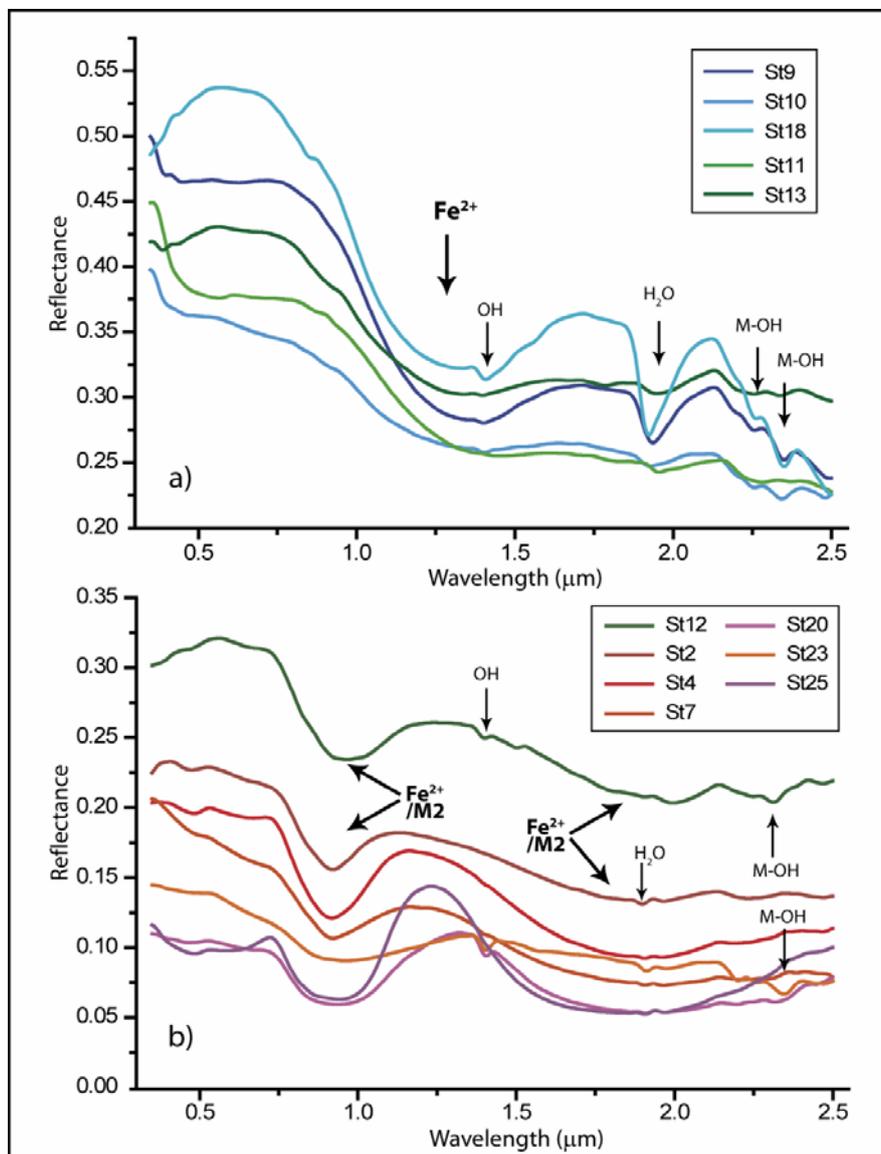


Fig. 7.2 – a) Spettri in riflettanza nel visibile e vicino infrarosso (VNIR) ad alta risoluzione. Misure di riflettanza totale su superfici di roccia. Spettri di rocce con un'alta abbondanza di plagioclasio, anortositi (colori a diverso grado di blu) e leucogabbri (colori a diverso grado di verde). b) Spettri in riflettanza nel visibile e vicino infrarosso (VNIR) ad alta risoluzione. Misure di riflettanza totale su superfici di roccia. Spettri di roccia con una componente pirossenica che varia da 39 a 90%. Sono presenti una gabbronorite (St12) e delle noriti. Vedi il testo per la spiegazione e vedi Tab. 7.1 per le abbondanze modali.

Gli spettri della Fig. 7.2a sono relativi ad anortositi e leucogabbri, con il plagioclasio come fase di cumulo; hanno valori di riflettanza relativamente alti, che variano circa da 0.35 a 0.55 a lunghezze d'onda di 0.50  $\mu\text{m}$  e circa da 0.25 a 0.35 a lunghezze d'onda di 1.70  $\mu\text{m}$ .

La morfologia dello spettro per le rocce presenta una pendenza “negativa”, già noto dalla letteratura, vedi capitolo 3, cioè una diminuzione dei valori di riflettanza verso lunghezze d’onda maggiori. Si nota poi come i campioni St13 ed St10 mostrano una pendenza diversa andando da lunghezze d’onda di circa 0.80  $\mu\text{m}$  alla posizione del minimo della banda V. Come messo in evidenza in Tab. 7.1 questi campioni contengono piccole quantità di ortopirosseno come minerale femico, oltre al clinopirosseno presente come fase femica più abbondante. Alcuni campioni presentano poi un aumento di riflettanza verso l’ultravioletto di cui non si conosce l’interpretazione, e non è motivo di studio in questa tesi di dottorato, che in letteratura è già stato evidenziato, ma a causa della presenza di alcuni minerali opachi (Hapke, 2001).

In Fig. 7.2b sono riportati gli spettri che appartengono al secondo gruppo.

Due bande di assorbimento elettroniche caratterizzano la firma spettrale di questi campioni: la banda I e la banda II, posizionate rispettivamente tra 0.90 e 1.00  $\mu\text{m}$  più stretta e profonda, e una tra 1.80 e 2.00  $\mu\text{m}$  più larga e generalmente meno profonda. Tali bande indicano la presenza di ione  $\text{Fe}^{2+}$  nei siti M2 dei pirosseni, come discusso nel capitolo 3.

In alcuni campioni piccole bande vibrazionali, banda a, b, c, d sono presenti ed indicano la presenza di alterazioni del plagioclasio o dei pirosseni in alcune fasi contenenti piccoli contenuti di  $\text{H}_2\text{O}$  o ioni OH. Bande di assorbimento elettroniche di poca intensità sono poi presenti a lunghezza d’onda minore, a circa 0.47 e 0.70  $\mu\text{m}$ , che sono probabilmente dovute a deboli assorbimenti CF associati a diversi cationi nei pirosseni (vedi ad es: Burns, 1970; Burns et al.,1972; Burns, 1993a).

Si nota come St12, che presenta abbondanze modali relative di plagioclasio maggiori agli altri campioni, ha valori di riflettanza più alti in ordine di un 10-20%.

All’interno del gruppo le caratteristiche delle bande di assorbimento, in modo particolare della banda I variano nettamente. St12 presenta una banda leggermente più larga, evidenziando la presenza di due diversi assorbimenti, se confrontata con la stessa banda negli spettri di St2, St4 ed St7, caratterizzati da una posizione di minimo meglio definita. Ciò è in accordo con i dati petrografici come riportato nel capitolo 6. Infatti il primo campione è una gabbronorite con contenuti di clinopirosseno e ortopirosseno analoghi, mentre gli altri tre campioni sono delle melanoriti, caratterizzati dalla sola presenza dell’ortopirosseno.

St20 ed St25 invece presentano una banda I di assorbimento ampia e fortemente piatta, indice di un fenomeno di saturazione nell'assorbimento della luce da parte degli ortopirosseni in entrambe le bande di assorbimento caratteristiche, banda I e banda II. Tali campioni di melanoriti presentano infatti contenuti di  $Fe^{2+}$  maggiori, nell'ortopirosseno, rispetto agli altri campioni studiati (vedi Appendice B), questo fatto sarebbe in accordo con l'ipotesi di un fenomeno di saturazione sulle firme spettrali delle superfici di roccia (i.e. Craig et al, 2007; Craig et al., 2008).

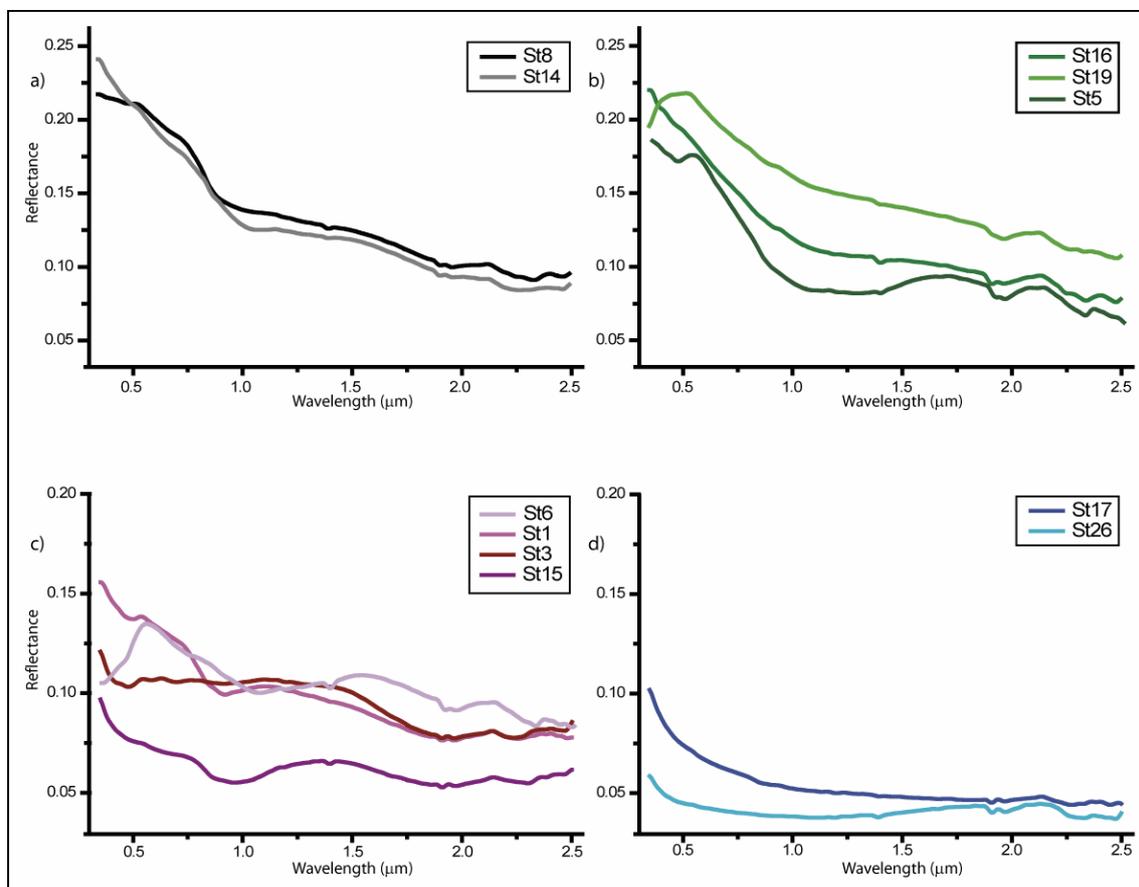
Nell'ultimo gruppo sono stati riportati gli spettri che non presentano evidenti bande di assorbimento del plagioclasio o dei pirosseni. La Fig. 7.3 è stata suddivisa in quattro sottogruppi, per evidenziare le caratteristiche di tali firme.

In Fig. 7.3a sono rappresentati gli spettri di St8 ed St14, la cui firma spettrale presenta bande di assorbimento poco profonde; è comunque possibile distinguere deboli bande di assorbimento a circa 0.50 e 0.70  $\mu m$ ; inoltre, un assorbimento molto debole potrebbe essere presente a circa 1.00  $\mu m$ , anche se la seconda spalla che dovrebbe essere presente a circa 1.20  $\mu m$  è molto bassa. Si nota come la posizione del minimo di tale banda sia a valori di lunghezza d'onda minori per St8 e a valori maggiori per St14, in modo analogo varia la banda II (a circa 2.00  $\mu m$ ), anche se è poco evidente. Questi due campioni, come riportato in Tab. 6.1 e in Fig. 6.1 nel capitolo 6, sono delle gabbronoriti, il primo campione ha un contenuto modale maggiore di ortopirosseno, che tipicamente ha un minimo presente in un intervallo tra 0.92 e 0.94  $\mu m$  mentre il secondo ha un contenuto modale maggiore di clinopirosseno il cui minimo è posto a valori maggiori di 1.00  $\mu m$ .

I campioni St16, St19 e St5 riportati in Fig. 7.3b presentano solo un larga banda riconoscibile come assorbimento diagnostico della presenza del plagioclasio e dell'olivina. Questi campioni sono delle rocce ricche in olivina, definibili rispettivamente come un leuco-gabbronorite ad olivina, St16, un gabbro ad olivina/troctolite, St19, con l'olivina quasi completamente alterata in serpentino e bowlingite, tali alterazioni mascherano l'assorbimento elettronico dell'olivina, e una roccia ultramafica ricca in olivina, St5, dove invece l'olivina è preservata, ma la sua banda risulta appiattita, a causa della bassa riflettanza e la presenza di minerali opachi che ne alterano l'aspetto.

In Fig. 7.3c ci sono St1, St3 ed St6 che sono tre campioni di rocce ultramafiche, dove St1 presenta contenuti di plagioclasio, di intercumulo, di circa 5%, St6 è una dunite ricca in cromiti, ed St3 presenta un 90% di cromiti. Mentre St15 è, invece, un campione che presenta una tessitura tipica di prodotti subvulcanici (vedi capitolo 6). Gli spettri ottenuti

su questi quattro campioni, mettono in risalto una bassa riflettanza e la presenza di bande di assorbimento molto larghe, ad eccezione di St1, caratterizzate dai diversi assorbimenti delle fasi femiche presenti oltre a quelle caratteristiche del minerale opaco presente nei primi tre campioni, una cromite, presente con un'abbondanza del 28% nel campione St1, del 55% nel campione St6 e dominante (circa il 90%) nel campione St3. Gli spettri sono caratterizzati da una banda molto larga in St6 e posta a valori di lunghezza d'onda maggiori ad 1.00  $\mu\text{m}$ , dovuta all'assorbimento dell'olivina, mentre St1 presenta una banda I più stretta e poco profonda a circa 0.92  $\mu\text{m}$  tipica dell'ortopirosseno, associata all'altra banda caratteristica di questa fase mineralogica a circa 1.80  $\mu\text{m}$ , banda larga e meno profonda della precedente.

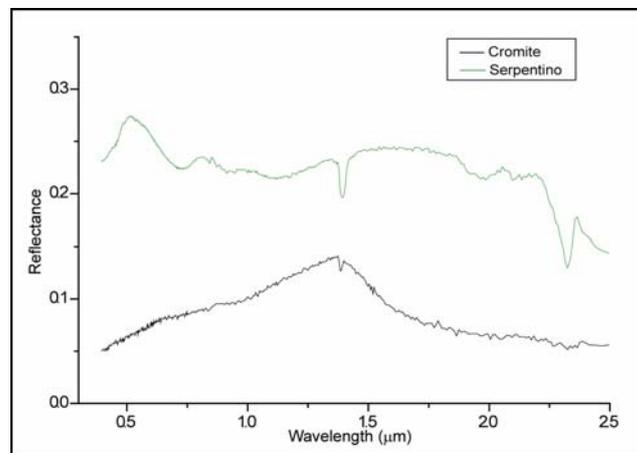


**Fig. 7.3 – Spettri in riflettanza nel visibile e vicino infrarosso (VNIR) ad alta risoluzione. Misure di riflettanza totale su superfici di roccia. a) Gli spettri caratterizzano due campioni di gabbronoriti, la seconda spalla della banda I è poco evidente. La posizione del minimo di riflettanza della banda I si sposta verso valori maggiori in St14, in accordo con la maggiore abbondanza del Cpx. b) Sono riportati gli spettri di due campioni ricchi in olivina alterata (gabbro ad olivina). c) Spettri di tre campioni a diverso contenuto di cromiti, basso nel campione St5, intermedio nel campione St1, maggiore del 90%, in St3; e spettro del campione St15, campione di roccia subvulcanica. d) Spettri di una gabbronorite ad olivina, totalmente sostituita da serpentino e di un campione totalmente serpentinnizzato. Vedi il testo per ulteriori spiegazioni e vedi Tab. 7.1 per le abbondanze modali.**

Con caratteristiche simili a quelle di St1 si presenta St15, dove però banda I è più larga e spostata verso valori di lunghezza d'onda maggiori a causa della presenza anche di clinopirosseno e di olivina. Gli spettri dei campioni St1, St3, presentano un assorbimento a valori di 0.50  $\mu\text{m}$  dovuto probabilmente alla presenza dello ione  $\text{Fe}^{3+}$  nei pirosseni o nei minerali opachi.

Nell'ultimo sottogruppo, Fig. 7.3d, sono riportati due spettri che non presentano assorbimenti elettronici caratteristici; St17 è un gabbro ad olivina con un'olivina totalmente serpentizzata, mentre St26 è un campione dove la serpentizzazione ha interessato tutta la sezione.

In Fig. 7.4 sono riportate per confronto le firme spettrali della cromite e del serpentino, si nota come le firme spettrali di questi due minerali influenzino la firma spettrale di St3, il primo, dove si nota la bassa riflettanza e la presenza di un'ampia banda nell'infrarosso, e di St17 e 26, la seconda. In quest'ultima è evidente come la firma spettrale sul particolato del minerale mostra in modo più evidente gli assorbimenti vibrazionali, meno profondi nelle firme spettrali delle rocce, ma è evidente come la firma spettrale presenta una morfologia suborizzontale. La minore riflettanza nella roccia è una caratteristica inoltre evidente delle misure in riflettanza sulle *slab*.



**Fig. 7.4 – Spettri di cromite e serpentino dalla libreria spettrale del USGS. Acquisiti in riflettanza bidirezionale ( $i=30^\circ$ ,  $e=0^\circ$ ). Riportiamo queste fasi mineralogiche per confronto con quello descritto in Fig. 7.3c, per il campione St3, e in Fig. 7.3d, per i campioni St17 e St26, per ulteriori chiarimenti vedi il testo.**

#### 7.4.2 Pampas Onduladas Flow

Gli spettri ottenuti sui campioni dei basalti alcalini provenienti dalla colata denominata *Pampas Onduladas Flow*, mostrano caratteristiche molto simili tra loro, con due assorbimenti elettronici caratteristici, posti a circa 1.10  $\mu\text{m}$ , la banda I, e 1.30  $\mu\text{m}$ , la banda

V, come mostrato in Fig. 7.5, che indicano la presenza dello ione  $Fe^{2+}$  nell'olivina e nel plagioclasio, rispettivamente.

Sono stati suddivisi comunque in tre diversi gruppi per descrivere meglio le differenze spettroscopiche riscontrabili.

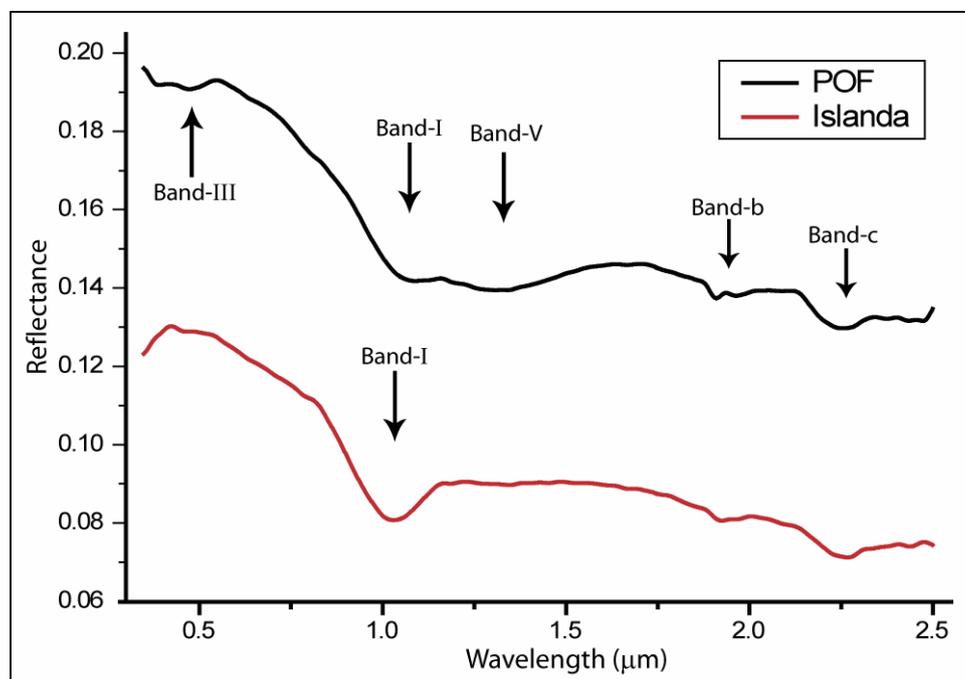


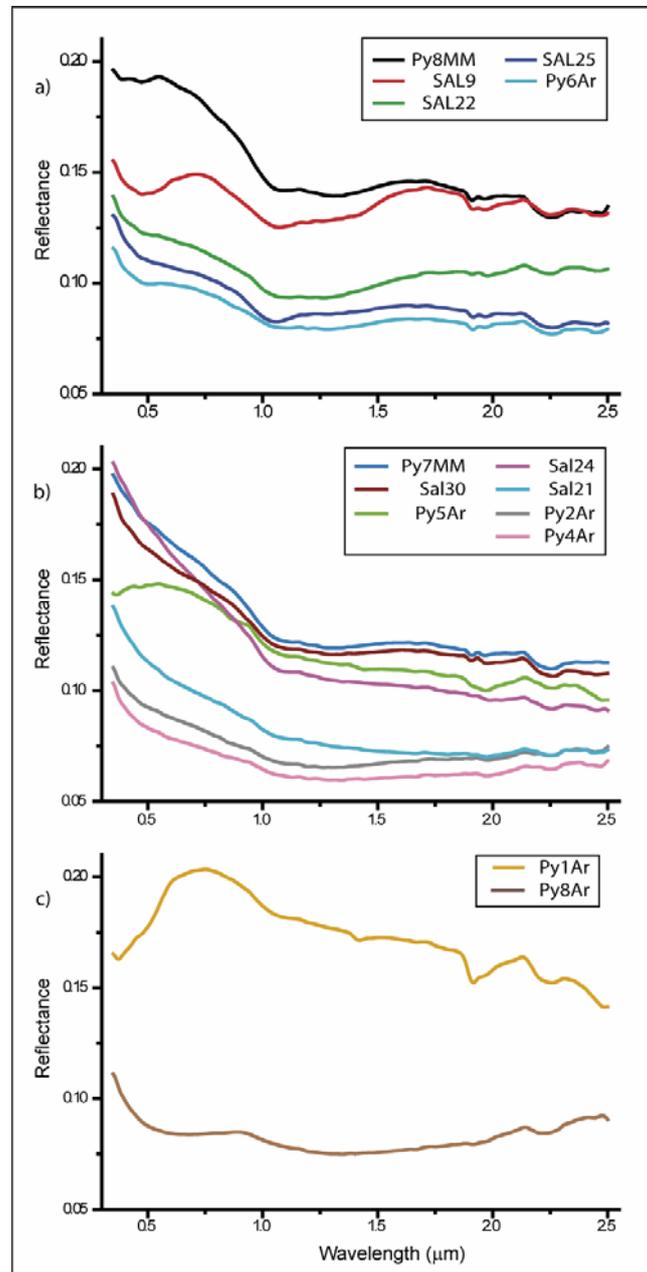
Fig. 7.5 – Spettri in riflettanza nel visibile e vicino infrarosso (VNIR) ad alta risoluzione. Misure di riflettanza totale su superfici di roccia. Sono riportati gli spettri caratteristici di un campione per ciascuna suite di basalti studiati. Le bande di assorbimento elettroniche sono indicate con i numeri romani, mentre le bande vibrazionali sono elencate con le lettere minuscole (band-b e -c sono presenti in entrambe i spettri), utilizzando le distinzioni già viste in Fig. 7.1. Vedi il testo per la descrizione delle bande.

In Fig. 7.6a sono riportate le firme spettrali del primo gruppo, formato da Py8MM, SAL9, SAL22, SAL25, Py6Ar, caratterizzate dalla evidente presenza della banda I e della banda V, in quanto si nota la presenza della seconda spalla dell'associazione degli assorbimenti caratterizzanti queste rocce posta tra 1.60 e 1.70 μm.

Alcuni di questi campioni mettono in evidenza anche degli assorbimenti elettronici posti a circa 0.50 μm (banda III), dovuti alla presenza dello ione  $Fe^{3+}$  nei clinopirosseni; a lunghezze d'onda maggiori assorbimenti poco profondi dovuti a processi vibrazionali a circa 1.90 e 2.25 μm, sono dovuti alla presenza, seppure rara, di fasi di alterazione.

Nella Fig. 7.6b sono riportate le firme spettrali del secondo gruppo, formato dai campioni Py2Ar, Py4Ar, Py5Ar, Py7MM, SAL21, SAL24, SAL30, che hanno una pendenza negativa maggiore rispetto ai campioni del primo gruppo, con una diminuzione continua di riflettanza all'aumentare della lunghezza d'onda, ad eccezione di Py2Ar e Py4Ar, che mostrano degli spettri simili al campione SAL21, ma con una pendenza meno ripida nella

porzione di lunghezza d'onda del visibile. Questi due campioni presentano anche una riflettanza più bassa rispetto agli altri dello stesso gruppo. Negli spettri di questo secondo gruppo è ancora possibile l'identificazione della banda di assorbimento a circa 1.10  $\mu\text{m}$  nei campioni a riflettanza maggiore, mentre poco evidente è la banda a 1.30  $\mu\text{m}$ .



**Fig. 7. 6 - Spettri in riflettanza nel visibile e vicino infrarosso (VNIR) ad alta risoluzione. Misure di riflettanza totale su superfici di roccia. a) Evidenti gli assorbimenti a circa 1.00 e 1.25  $\mu\text{m}$ , dovuti a clinopirosseno e olivina, e del plagioclasio. Alcuni campioni mostrano un assorbimento a circa 0.50  $\mu\text{m}$  (banda III), dovuto alla presenza dello ione  $\text{Fe}^{3+}$ . b) Assorbimento a 1.00  $\mu\text{m}$  ancora evidente anche se meno chiaro. La pendenza verso il blu (negativa) degli spettri è più accentuata. c) Py1Ar mostra gli assorbimenti di minerali argillosi di alterazione presenti in alcune vescicole dei campioni, un assorbimento poco intenso a circa 1.00  $\mu\text{m}$  è presente, la riflettanza più alta è probabilmente spiegabile con la presenza dei minerali argillosi. Py8Ar campione con vetro ossidato, non sono evidenti strutture di assorbimento tipiche dei minerali femici presenti (olivina e clinopirosseno). Per ulteriori spiegazioni vedere il testo e Tab. 7.1.**

Al diminuire della riflettanza non è più possibile risolvere le singole bande di assorbimento, che si presentano come una larga banda unica, dovuto al fatto che la roccia è poco riflettente in tutto l'intervallo del visibile e del vicino-infrarosso.

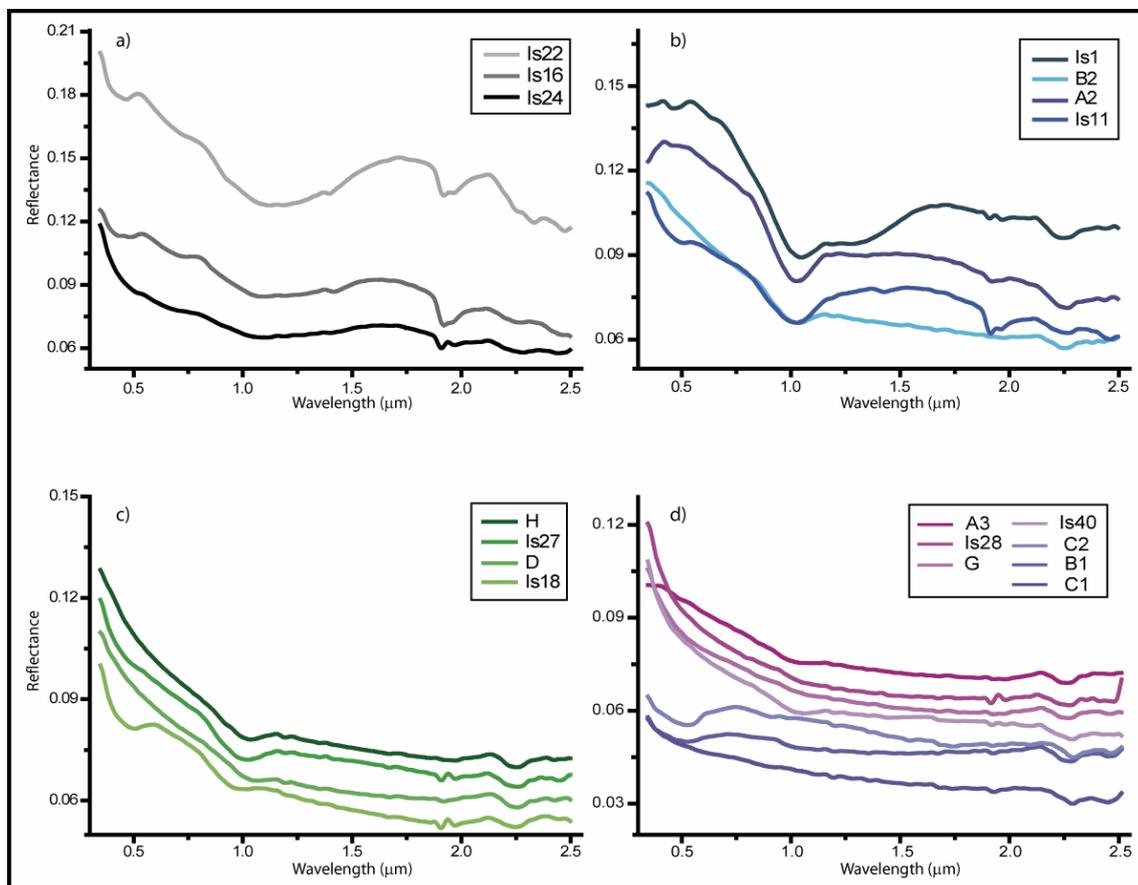
Nel terzo gruppo, Fig. 7.6c, sono riportati due spettri, uno ottenuto su un campione che presentava molti prodotti di alterazione, riconoscibili per le evidenti bande vibrazionali poste nell'infrarosso vicino, all'interno delle vescicolazioni (campione Py1Ar), e che presenta una riflettanza maggiore lungo tutto l'intervallo di lunghezza d'onda rispetto agli basalti. La presenza di questo materiale chiaro è probabilmente la causa dell'assenza di quella risalita di riflettanza verso l'ultravioletto, generalmente osservabile nelle misure sulle *slab*. L'altro spettro, presente, è stato acquisito sul campione Py8Ar, l'unico a presentare, come riportato nel capitolo 6, una tessitura della pasta di fondo ialopilitica, con presenza di vetro ossidato. Esso è caratterizzato dalla presenza di due larghe bande, quasi piatte, e da una risalita della riflettanza verso l'infrarosso.

#### 7.4.3 Islanda

Come descritto in precedenza nel capitolo 6, i campioni provenienti dall'Islanda presentano una maggiore variazione tessiturale e composizionale rispetto ai basalti del POF, e di conseguenza le risposte spettrali risultano tra loro maggiormente diversificate. Le caratteristiche spettrali ottenute sui diversi campioni permettono di individuare quattro gruppi. In Fig. 7.7a sono riportati i campioni che presentano una ampia banda di assorbimento elettronico a circa 1.25  $\mu\text{m}$ ; in questi spettri sono anche presenti bande vibrazionali a circa 1.4, 1.9, 2.20 e 2.30  $\mu\text{m}$ , simili a quelle descritte in precedenza, caratteristiche di alterazioni idrate dei minerali, in modo particolare del plagioclasio, e in un caso della presenza di anfibolo che sostituisce il clinopirosseno. Alle lunghezze d'onda minori sono riconoscibili altre due bande di assorbimento a circa 0.50 e 0.70  $\mu\text{m}$ , che come già descritto in precedenza, possono essere attribuibili alla presenza di alcune fasi di alterazione del plagioclasio o ad alcuni assorbimenti secondari da attribuire allo ione  $\text{Fe}^{2+}$  o  $\text{Fe}^{3+}$ , o ad altri cationi, presenti nei siti M2 e M1 dei pirosseni (Burns, 1993a).

Il campione Is22 è un campione di cumulo, descritto nel capitolo 6, che presenta un elevato quantitativo di plagioclasio in associazione con clinopirosseno in parte sostituito da un anfibolo (uralitizzazione), Is24 è un campione fortemente porfirico con la presenza di molti fenocristalli di plagioclasio, clinopirosseno e olivina, in ordine di abbondanza, la pasta di fondo è scarsa e ha una tessitura ialopilitica, con pochi microliti immersi nel vetro

palagonitizzato, ed Is16 è l'unico campione studiato in cui nella pasta di fondo è presente del vetro non ossidato, e mostra un indice di porfiricità del 35% con fenocristalli solo di plagioclasio. Si nota come in questo ultimo caso gli assorbimenti elettronici dovuti alle componenti mineralogiche della roccia sono distinguibili.



**Fig. 7.7 – Spettri in riflettanza nel visibile e vicino infrarosso (VNIR) ad alta risoluzione. Misure in riflettanza totale su superfici di roccia. a) Assorbimento principale a circa 1.20  $\mu\text{m}$ , dovuto all'elevato contenuto di plagioclasio in questi campioni. b) Spettri di campioni a tessitura intergranulare e intersertale che presentano la banda I, Is1 presenta una seconda banda a circa 1.25  $\mu\text{m}$ . c) Spettri di campioni a tessitura intergranulare, la banda I è meno evidente che nei campioni presenti in b). d) Spettri di campioni a tessitura ialopilitica ad eccezione di Is40, l'unica che presenta una evidente banda di assorbimento anche se debole, qui riportato perché ha una riflettanza minore dei campioni in c), i spettri dei campioni A3, Is28 e G, hanno una riflettanza aumentata di 7%, 7% e 10%, e lo spettro di C1 diminuita di 5%, per una migliore chiarezza dell'immagine. Per ulteriori spiegazioni vedere il testo.**

Considerando ora gli altri campioni, si nota come due gruppi siano caratterizzati da un assorbimento a circa 1.03  $\mu\text{m}$ , anche se con caratteristiche diverse in termini di riflettanza e di morfologia dello spettro.

La Fig. 7.7b riporta le firme spettrali di alcuni campioni con: 1) tessitura intergranulare, e quindi assenza di vetro, ad eccezione del campione Is11, che ne presenta quantità minime negli interstizi della pasta di fondo; 2) contenuti variabili di fenocristalli da un massimo di Is1 che presenta un I.P. del 25% ad A2 che presenta un I.P. del 3% (Tab. 7.1).

Considerando gli assorbimenti, si osserva che tutti e quattro i campioni presentano un assorbimento principale a 1.03  $\mu\text{m}$ , come precedentemente descritto; alcuni presentano anche assorbimenti a circa 1.9 e 2.25  $\mu\text{m}$  caratteristici di alcune fasi mineralogiche di alterazione, e una banda di assorbimento elettronica posta a lunghezza d'onda di circa 0.50  $\mu\text{m}$  che può essere attribuita alla presenza dello ione  $\text{Fe}^{3+}$  nei clinopirosseni o nei minerali opachi. Il campione Is1 presenta inoltre una banda a 1.25  $\mu\text{m}$  indice della presenza di plagioclasio, probabilmente dovuta all'elevato contenuto di fenocristalli di plagioclasio, circa il 20%, presente in questo campione.

Molte sono le caratteristiche che in queste rocce influenzano la firma spettrale, se consideriamo i campioni Is1, Is11, e B2, si può ipotizzare che il più alto contenuto di fenocristalli "trasparenti", presente in questi campioni, si possa mettere in relazione con la riflettanza dello spettro. A2 sembra essere, però, in contrasto con questa ipotesi. Si deve prendere in considerazione il fatto che un altro aspetto che abbassa la riflettanza è la presenza di minerali opachi; A2 e Is1 sembrano essere da stime qualitative i due campioni con minore contenuto di queste fasi mineralogiche nella pasta di fondo (Tab. 7.1), e quindi ci si può aspettare che la loro riflettanza sia più alta perché generalmente hanno meno minerali fortemente assorbenti rispetto agli altri campioni, anche se queste valutazioni sono difficilmente fattibili, e quindi queste possibili relazioni necessitano di ulteriori approfondimenti in futuro, con studi mirati alle problematiche tessiturali e composizionali delle rocce effusive.

In Fig. 7.7c sono riportate le firme spettrali di quattro campioni sostanzialmente identici petrograficamente tra di loro, essi presentano una banda di assorbimento elettronico a circa 1.03  $\mu\text{m}$  e una seconda banda posta a circa 2.25  $\mu\text{m}$  dovuta alla presenza di alcune fasi di alterazione. Essi hanno valori di riflettanza simili ai campioni Is11 e B2 riportati nella figura precedente, ma la banda di assorbimento è meno profonda e la morfologia dello spettro presenta una pendenza maggiore nel vicino infrarosso e tende ad appiattirsi dopo la seconda spalla dell'assorbimento elettronico, questo ultimo aspetto è analogo alla firma spettrale di B2. Questi campioni presentano anch'essi una tessitura intergranulare con assenza di vetro, hanno I.P. basso e sono presenti solo dei microfenocristalli. Presentano dei contenuti indicativi di minerali opachi superiore ai precedenti. Il campione Is18 presenta un assorbimento posto a 0.50  $\mu\text{m}$  che indica la presenza dello ione  $\text{Fe}^{3+}$ .

In Fig. 7.7d riportiamo i campioni dell'ultimo gruppo, questi fatta eccezione per Is40, presentano tutti un elevato contenuto di vetro ossidato, con tessitura della pasta di fondo

ialopilitica, e sono caratterizzati da corpi di scoria o di bombe vulcaniche, le loro firme spettrali non presentano caratteri diagnostici delle fasi mineralogiche presenti nella pasta di fondo o come fenocristalli. L'unica banda elettronica presente in alcuni campioni è posta a circa 0.50  $\mu\text{m}$  indicatrice della presenza dello ione  $\text{Fe}^{3+}$  e delle bande di assorbimento di processi vibrazionali a circa 2.25-2.30  $\mu\text{m}$  che indicano la presenza di alcune fasi idrate di alterazione.

Is40 sembra essere un campione di passaggio tra quelli presenti in questo gruppo e quelli del gruppo precedente, esso mostra una banda di assorbimento poco profonda e relativamente larga a circa 1.04, per il resto il suo comportamento spettrale è identico a quello messo in evidenza da Is28 e G, tale campione presenta una tessitura intersertale con la presenza di vetro ossidato presente negli spazi tra i microliti della pasta di fondo, a grana molto fine.

## 7.5 Spettri sulle polveri di roccia

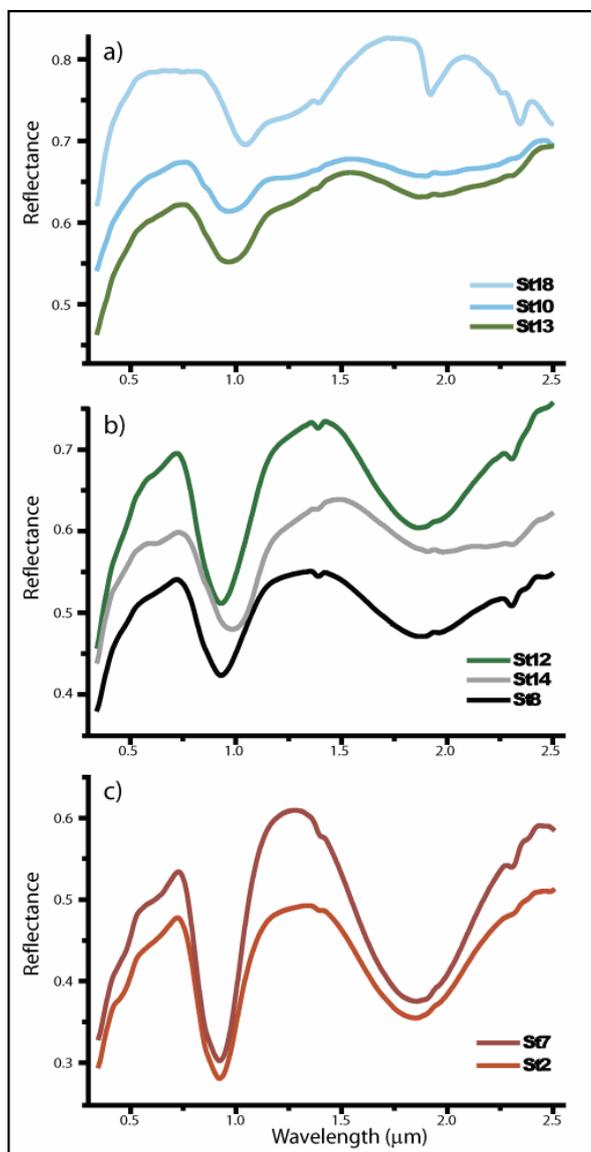
Di alcuni campioni ritenuti più rappresentativi e di cui era disponibile sufficiente materiale, sono state prodotte delle polveri, come descritto in precedenza. Lo scopo è di studiare le caratteristiche composizionali delle polveri di rocce, che non sono totalmente controllabili, confrontandole con i dati di letteratura relativi a miscele di minerali puri e ai singoli minerali puri componenti per poter evidenziare le strutture di assorbimento presenti. Inoltre i dati spettrali ottenuti per le polveri sono confrontati con quelli del rispettivo campione di roccia con il medesimo fine di evidenziare gli assorbimenti presenti ma poco evidenti nelle misure effettuate sulle *slab* di roccia.

Le misure sono state svolte per le polveri dei campioni dello *Stillwater Complex* con lo spettrometro Perkin-Elmer, Lambda 19, mentre per le polveri dei campioni dei basalti si è utilizzato il Fieldspec Pro, le caratteristiche dei quali sono descritte nel capitolo 5.

### 7.5.1 Stillwater Complex

Gli spettri misurati sulle polveri, di due intervalli granulometrici ( $\Phi < 125$  e  $\Phi < 250$   $\mu\text{m}$ ) di otto campioni dello *Stillwater Complex*, St2, St7, St8, St10, St12, St13, St14, St18, sono riportati in Fig. 7.8 (sono riportati gli spettri della granulometria  $< 125$   $\mu\text{m}$ ; in Appendice C sono riportati tutti gli spettri).

I campioni sono rappresentativi delle diverse litologie prese in considerazione, contenenti plagioclasio, ortopirosseno e clinopirosseno, e includono due anortositi St10 e St18, un leucogabbro, St13, tre gabbronoriti St8, St12, St14, e due melanoriti, St2, St7.



**Fig. 7. 8 - Spettri in riflettanza nel visibile e vicino infrarosso (VNIR) ad alta risoluzione. Misure di riflettanza totale su polveri di roccia ( $\Phi < 125 \mu\text{m}$ ). a) Spettri di campioni ad alto contenuto di plagioclasio (anortositi e leucogabbro). b) Spettri di tre gabbronoriti, sono evidenti le due bande di assorbimento caratteristiche dei pirosseni, si nota inoltre come all'aumentare del rapporto clinopirosseno/ortopirosseno (St8→St12→St14) le posizioni di minimo delle bande I e II si spostano verso valori maggiori di lunghezza d'onda. c) Spettri di due noriti, si notano molto bene i due assorbimenti caratteristici dell'ortopirosseno, e sono evidenti pure le bande III e IV della figura 7.1. Per ulteriori spiegazioni vedere il testo.**

Gli spettri delle polveri di anortositi sono caratterizzati da un larga banda di assorbimento con un minimo posto a circa  $1.25 \mu\text{m}$ , caratteristica del plagioclasio. Una banda più stretta posta a circa  $1.03 \mu\text{m}$  è presente nello spettro del campione St18, che presenta solo il clinopirosseno come fase mafica; una banda più ampia posta a circa  $1.00 \mu\text{m}$  caratterizza

lo spettro del campione St10, dove è presente anche una piccola quantità di ortopirosseno, messo in risalto anche da una larga ma poco profonda banda a circa 2.00  $\mu\text{m}$ . St18 è caratterizzato inoltre da bande vibrazionali poste a circa 1.40, 1.90, 2.20 e 2.30  $\mu\text{m}$  dovute alla presenza di alcune fasi idrate, zoisite in questo caso, di alterazione del plagioclasio, come già descritto per le firme spettrali delle rocce. La firma spettrale di St13 presenta caratteristiche analoghe a St10, ma la presenza del plagioclasio è messa in evidenza da un cambio della pendenza dell'assorbimento delle fasi mafiche e non da un minimo vero e proprio. Le bande di assorbimento elettroniche che caratterizzano questo campione sono due bande a circa 1.00  $\mu\text{m}$  e a circa 2.00  $\mu\text{m}$ , indicative della presenza dei due pirosseni.

Considerando le firme spettrali di St8, St12 e St14, è evidente come la variazione dell'abbondanza modale delle due fasi mafiche influenza le strutture di assorbimento. Infatti partendo da St14 si nota come la banda I sia posta a circa 1.00  $\mu\text{m}$  e sia più larga della banda I degli altri due campioni, posizionata a circa 0.93  $\mu\text{m}$ , in quanto il clinopirosseno è qui presente in quantità maggiori rispetto agli altri due campioni, e comporta alla presenza di un assorbimento elettronico più intenso anche per questa fase mineralogica, oltre a quello dell'ortopirosseno. La banda II è inoltre correlata con la banda I; infatti per St14 la banda II è larga e poco profonda con un minimo posto a circa 2.00  $\mu\text{m}$  mentre negli altri due campioni essa diventa più profonda e spostata verso 1.80  $\mu\text{m}$ .

Tali caratteristiche, come già detto sopra, sono in accordo con le variazioni in abbondanza modale tra clinopirosseno, più abbondante dell'ortopirosseno in St14 (Cpx  $\sim$  21% e Opx  $\sim$  10%), e invece meno abbondante negli altri due campioni, (St8: Cpx  $\sim$  10% e Opx  $\sim$  35%, St12: Cpx  $\sim$  17% e Opx  $\sim$  22%).

I due campioni di norite, St2 e St7, mostrano due caratteristiche bande di assorbimento molto profonde a 0.92  $\mu\text{m}$  e 1.80  $\mu\text{m}$  indicatrici della presenza dell'ortopirosseno, oltre a due assorbimenti elettronici meno intensi a circa 0.50 e 0.70  $\mu\text{m}$  che come già descritto per le rocce possono essere associati ad assorbimenti secondari dovuti alla presenza di minerali d'alterazione o a deboli assorbimenti CF dovuti a diversi cationi nei pirosseni (Burns, 1970; Burns et al., 1972; Burns, 1993a).

Le bande vibrazionali a 1.40 e 2.30  $\mu\text{m}$  sono presenti anche in altre firme spettrali, oltre che nella firma spettrale di St18, ed indicano la presenza di alcune alterazioni idrate.

### 7.5.2 Pampas Onduladas Flow

Quattro diversi campioni provenienti dalla colata della *Pampas Onduladas Flow* sono stati presi in considerazione e macinati in due diverse granulometrie, una più fine < di 250  $\mu\text{m}$  e una più grossolana < di 2.00 mm. I campioni, come descritto nel capitolo 7, presentano tutti una tessitura intergranulare, quindi sono essenzialmente privi di vetro e hanno una pasta di fondo composta da microliti di plagioclasio, olivina e clinopirosseno, con bassi contenuti di minerali opachi. Gli spettri, acquisiti con il Fieldpsec Pro e riportati in Fig. 7.9 (gli spettri sulle polveri a 250  $\mu\text{m}$ ; in Appendice C sono riportati tutti gli spettri), mettono in evidenza un'ampia banda di assorbimento che va da circa 0.80  $\mu\text{m}$  a circa 1.70  $\mu\text{m}$ . Questa ampia banda è formata dalla somma degli assorbimenti elettronici dell'olivina, del plagioclasio e del clinopirosseno, la presenza di questo ultimo è indicata da una ampia banda con minimo posto a circa 2.00  $\mu\text{m}$ , che indica la presenza dello ione  $\text{Fe}^{2+}$  nel sito M2 di alcuni clinopirosseni, come descritto nel capitolo 3, anche se in questa parte dello spettro il rumore è molto alto. La posizione di minimo posta a 1.07  $\mu\text{m}$  è caratteristica dell'olivina. Piccoli assorbimenti elettronici si notano pure a circa 0.47 e 0.70  $\mu\text{m}$ , che come già visto sono in genere dovuti alla presenza dello ione  $\text{Fe}^{3+}$  nei pirosseni o in fasi di alterazione.

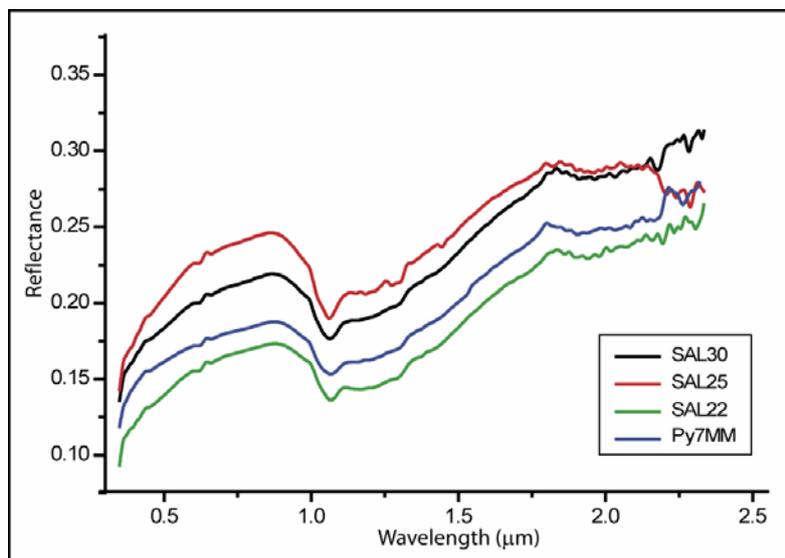


Fig. 7.9 – Spettri di riflettanza nel visibile e vicino infrarosso (VNIR) ad alta risoluzione. Misure di riflettanza bidirezionale su polveri di roccia ( $i=30^\circ$ ,  $e=0^\circ$ ,  $\Phi < 250 \mu\text{m}$ ). Spettri sui campioni della *Pampas Onduladas Flow*. Banda di assorbimento composita posta a circa 1.00  $\mu\text{m}$ , dovuta alla presenza di clinopirosseno e olivina. La presenza del clinopirosseno è testimoniata anche da una debole banda a circa 2.00  $\mu\text{m}$ . Per ulteriori spiegazioni vedere il testo.

### 7.5.3 Islanda

Su sei diversi campioni provenienti dall'Islanda sono state prodotte polveri a tre diverse granulometrie 60  $\mu\text{m}$ , 250  $\mu\text{m}$ , 2.00 mm. I campioni selezionati, A2, A3, B1, B2, G, Is11,

sono stati scelti al fine di evidenziare i caratteri composizionali dalle firme spettrali e considerare l'influenza del vetro ossidato sulle firme spettrali stesse. Gli spettri sono riportati in Fig. 7.10 (sono riportati quelli acquisiti sulle polveri ad una granulometria < di 250  $\mu\text{m}$ ; in Appendice C sono riportati tutti gli spettri).

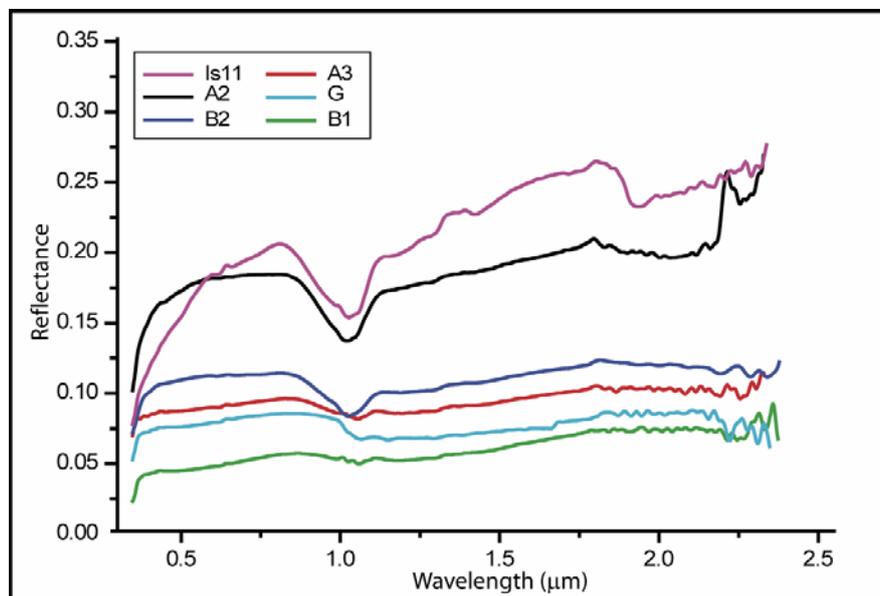


Fig. 7.10 – Spettri in riflettanza nel visibile e vicino infrarosso (VNIR) ad alta risoluzione. Misure di riflettanza bi-direzionale su polveri di roccia ( $i=30^\circ$ ,  $e=0^\circ$ ,  $\Phi < 250 \mu\text{m}$ ). Spettri sui campioni dell'Islanda. Banda di assorbimento presente a circa 1.00  $\mu\text{m}$  dovuta alla presenza del clinopirosseno, evidente nei campioni a tessitura intergranulare e intersertale. I campioni A3, G, B1, che presentano una pasta di fondo con tessitura ialopilitica, con un abbondante contenuto di vetro ossidato presentano una morfologia piatta dello spettro con una lieve risalita verso l'infrarosso. Solo nei campioni Is11 e A2 si nota una banda poco profonda a circa 2.00  $\mu\text{m}$ . Per ulteriori spiegazioni vedere il testo.

Come descritto nel capitolo 6, i campioni A2 e B2 presentano una tessitura della pasta di fondo intergranulare; il campione Is11 ha tessitura intersertale. Gli spettri mettono chiaramente in evidenza un assorbimento elettronico principale posto a circa 1.03  $\mu\text{m}$  tipico di questi campioni. Esso è associato ad un secondo assorbimento evidente in A2 e Is11, posto a circa 2.00  $\mu\text{m}$ , diagnostici della presenza dello ione  $\text{Fe}^{2+}$  nel clinopirosseno. Nel campione Is11 è chiara la presenza di una seconda banda posta a circa 1.20  $\mu\text{m}$  che è associabile alla presenza del plagioclasio. Il fatto che sia presente solo in questa firma spettrale potrebbe essere dovuto alla più abbondante presenza di fenocristalli di plagioclasio in questo campione (Tab. 7.1), inoltre due bande poste a circa 1.40  $\mu\text{m}$  e a circa 1.90  $\mu\text{m}$  sono dovute alla presenza di acqua in alcune fasi di alterazione.

La firma spettrale di B2, presenta valori di riflettanza più bassi rispetto agli altri due campioni e un appiattimento maggiore della morfologia generale dello spettro; questo aspetto è in accordo con la presenza maggiore di minerali opachi nella pasta di fondo.

Le firme spettrali di A3, B1, G, presentano riflettanza molto bassa in tutte le granulometrie (vedi Appendice C), e una banda continua molto appiattita e molto debole che domina la morfologia di tutto lo spettro; queste caratteristiche sono dominanti in tutto l'intervallo di lunghezza d'onda studiato, mascherano gli assorbimenti delle fasi mineralogiche presenti, come clinopirosseno e plagioclasio, e sono attribuibili alla presenza di vetro ossidato in questi campioni che presentano una tessitura della pasta di fondo ialopilitica.

Infatti di questi tre campioni si può vedere solo una banda di assorbimento poco profonda posta a circa 1.05  $\mu\text{m}$ ; solo in A3, dove il contenuto dei fenocristalli è decisamente più abbondante, questa banda può essere messa in relazione con le fasi mineralogiche presenti, clinopirosseno e in minori quantità olivina, presenti sia nei fenocristalli che nella pasta di fondo.

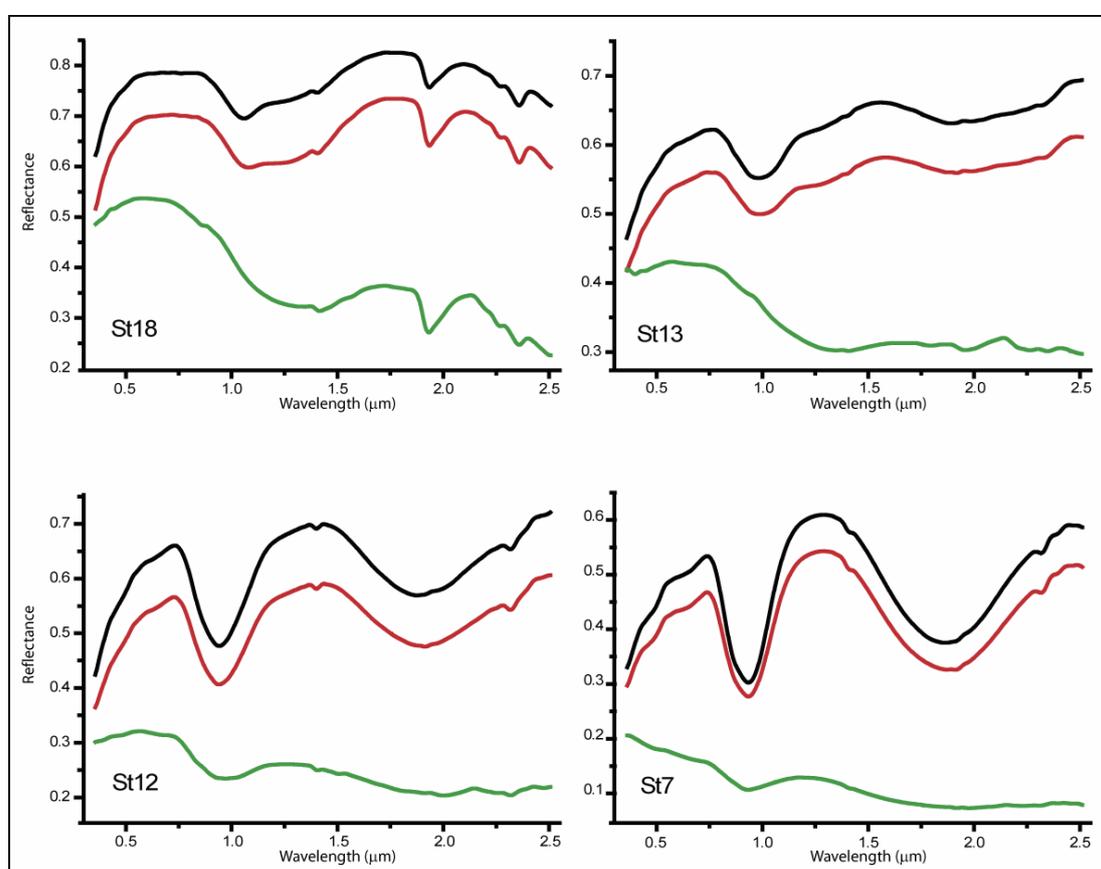
#### **7.6 Confronti tra le caratteristiche spettrali delle misure su superfici di roccia e sulle polveri**

In questo paragrafo sono riportate alcune comparazioni tra gli spettri ottenuti sulle superfici delle rocce studiate e le relative polveri prodotte. Come è già stato messo in evidenza in letteratura, come ad esempio da Harloff&Arnold (2001) per alcuni basalti e da Pompilio (2004) per rocce cumulitiche, non vi è una relazione diretta tra le caratteristiche delle firme spettrali delle polveri di roccia o miscele di analoga composizione e le firme spettrali ottenute sulle superfici, e come si è notato anche in questa tesi, come si vede da figura 7.11 e 7.12. Quindi curve di calibrazione formulate per le polveri a composizione controllata non possono permettere valutazioni quantitative su misure ottenute per le rocce. Inoltre come si vede anche dai lavori di Craig et al., (2007, 2008), che riportano misure spettroscopiche effettuate su olivine, ortopirosseni e basalti, le firme spettrali variano al variare della granulometria in un modo continuo, con modificazione evidente, in modo particolare, per la profondità delle bande prese in esame, ma non secondo una curva lineare. Infatti per determinate granulometrie si ha un aumento della profondità degli assorbimenti fino a delle granulometrie ottimali oltre le quali la profondità diminuisce fino al massimo appiattimento per gli spettri delle superfici di roccia (Craig et al., 2008, e riferimenti al suo interno). Inoltre vi è pure una variazione in lunghezza d'onda della posizione del minimo dell'assorbimento, in relazione con la variazione della pendenza

generale dello spettro, che passa da pendenze positive o sub-orizzontali per le polveri, a pendenze negative per le granulometrie grossolane (alcuni mm) e per le superfici di roccia. Qui di seguito verranno confrontate polveri a diversa granulometria e rocce, considerando sia cumuliti che basalti e verranno descritte le variazioni delle firme spettrali. Nel capitolo successivo verranno esaminate invece in modo quantitativo alcune di queste caratteristiche.

### 7.6.1 Stillwater Complex

In Fig. 7.11 sono riportate le firme spettrali di un'anortosite, di un leucogabbro, di una gabbronorite e di una norite.



**Fig. 7. 11 – Confronti tra spettri di polveri e superficie rocciosa (acquisiti in riflettanza totale). Linea nera < 125 μm, linea rossa < 250 μm, linea verde = slab di roccia. St18 = anortosite, St13 = leuco-gabbro, St12 = gabbronorite, St7 = mela-norite. All'aumentare della granulometria la riflettanza diminuisce e la pendenza dello spettro varia da positiva o sub-orizzontale a negativa. L'identificazione delle strutture di assorbimento nello spettro ottenuto sulla roccia è evidentemente meno sicura e le bande hanno profondità minori e larghezze maggiori nei confronti di quelle presenti negli spettri delle polveri. Per ulteriori informazioni vedere il testo.**

Come si può notare in tutti e quattro i casi le polveri, macinate al di sotto di 125 e 250 μm hanno pendenze analoghe tra loro, con i valori di riflettanza che aumentano al diminuire della granulometria, come ci si aspetta.

La pendenza delle rocce è di segno opposto. Prendendo in considerazione gli assorbimenti, possiamo vedere che nei campioni con alti contenuti di plagioclasio, come nell'anortosite e nel leucogabbro, gli spettri delle rocce non presentano generalmente un assorbimento evidente della fase mafica coinvolta, anche se il campione di leucogabbro, St13, che ha un contenuto di pirosseni pari a 19 vol.%, presenta una indicazione dell'assorbimento posta tra 0.90 e 1.00  $\mu\text{m}$ . Sono invece ben evidenti in tutti gli spettri le bande di assorbimento vibrazionali a 1.40, 1.90, 2.20 e 2.35  $\mu\text{m}$ , per il campione anortositico, St18.

St13 è inoltre caratterizzato dalla banda II di assorbimento, posta a circa 1.90  $\mu\text{m}$ , riconoscibile anche se poco profonda, nelle polveri, ma non identificabile nella firma spettrale della roccia.

Il campione di gabbro, St12, presenta due bande di assorbimento elettronico a circa 0.93  $\mu\text{m}$  e 1.90  $\mu\text{m}$ , presenti sia nelle firme spettrali delle polveri che in quella della superficie della roccia, anche se la banda II (a 1.90  $\mu\text{m}$ ) è poco evidente in questo caso. Si vede come oltre ad una forte diminuzione della profondità della banda di assorbimento anche la larghezza della banda cambi caratteristiche, in modo molto evidente, la banda II tende ad essere molto larga, pressoché piatta.

St7 presenta due evidenti assorbimenti, banda I e banda II, sia nelle polveri e sia nella roccia, anche se in questa ultima firma spettrale la banda II è pure poco profonda. Le posizioni di minimo delle due bande sono a circa 0.92 e 1.80  $\mu\text{m}$  indicatrici della presenza del solo ortopirosseno. In questo campione sono presenti due assorbimenti elettronici a circa 0.50 e 0.70  $\mu\text{m}$ , che come già visto sono in genere dovuti a deboli assorbimenti CF dovuti a diversi cationi nei pirosseni (Burns, 1970; Burns et al., 1972). Inoltre a differenza degli altri campioni dove il plagioclasio era presente come prima fase in termini di abbondanza modale, lo spettro della roccia mostra una pendenza negativa anche verso le lunghezze d'onda dell'ultravioletto, che potrebbe essere dovuta all'aumento di ferro contenuto in queste rocce.

In entrambi St12 e St7, sono presenti poi piccoli assorbimenti vibrazionali a circa 1.40, 1.90 e 2.30  $\mu\text{m}$ , che si riconoscono sia nelle firme spettrali delle polveri che delle rocce, dovute a piccoli quantitativi di alterazione.

Considerando più in generale tutte le misure effettuate si nota come il comportamento verso l'ultravioletto sia spesso diverso tra le misure sulle *slab*, che in genere hanno un aumento della riflettanza, e quelle delle polveri che invece mettono in mostra un forte assorbimento verso l'ultravioletto come ci si aspetta in genere, questo comportamento per

le *slab* non è ancora del tutto chiaro, in letteratura è già stato messo in evidenza in presenza di una forte concentrazione di alcuni minerali opachi nelle miscele (Hapke, 2001).

Un'altra considerazione che si può effettuare dal confronto tra le misure spettrali sulle polveri e le rocce è che, se da un lato le misure spettrali rivelano in modo più chiaro le strutture degli assorbimenti, come si discuterà nel capitolo 8, le misure sulle *slab* hanno permesso di effettuare delle distinzioni litologiche tra diversi gruppi, rocce ricche in plagioclasio, rocce ricche in ortopirosseno, rocce contenenti entrambi i pirosseni (vedi Fig. 7.2), la dove non vi era un'elevata alterazione della fase femica più abbondante (olivina), o un'elevata presenza di minerali opachi.

#### 7.6.2 Pampas Onduladas Flow ed Islanda

Per i basalti poichè le misure sulle polveri sono state effettuate per motivi logistici con uno strumento diverso, in luce bidirezionale ( $i=30^\circ$ ,  $e=0^\circ$ ), si osservano variazioni nei valori di riflettanza, generalmente minore rispetto allo spettro acquisito in riflettanza totale sulla superficie di roccia.

Riportiamo in Fig. 7.12 i confronti per un campione dei basalti alcalini della *Pampas Onduladas Flow* (SAL22) e due campioni dei basalti tholeiitici dell'Islanda, uno privo di vetro (A2), l'altro con la presenza di vetro ossidato (G).

Le granulometrie considerate per i diversi basalti sono  $\Phi < 250 \mu\text{m}$ , e  $< 2.00 \text{ mm}$ , per i campioni della *Pampas Onduladas Flow*, e  $\Phi < 60 \mu\text{m}$ ,  $< 250 \mu\text{m}$  e  $< 2.00 \text{ mm}$ , per i campioni dell'Islanda.

Nel caso di SAL22 è evidente che la pendenza dello spettro cambia molto da granulometrie fini a grossolane, andando da una pendenza positiva molto alta, ad una morfologia più piatta dello spettro. Il comportamento tra granulometrie grossolane e roccia è simile per la bassa riflettanza e la morfologia dello spettro sub-orizzontale nell'infrarosso vicino, mentre se gli spettri acquisiti sulle rocce mostrano una pendenza negativa verso l'ultravioletto, simile a quella descritta anche per il campione St7 in 7.6.1. Inoltre si può notare che le bande di assorbimento si appiattiscono fino ad essere di difficile interpretazione nelle firme spettrali delle rocce.

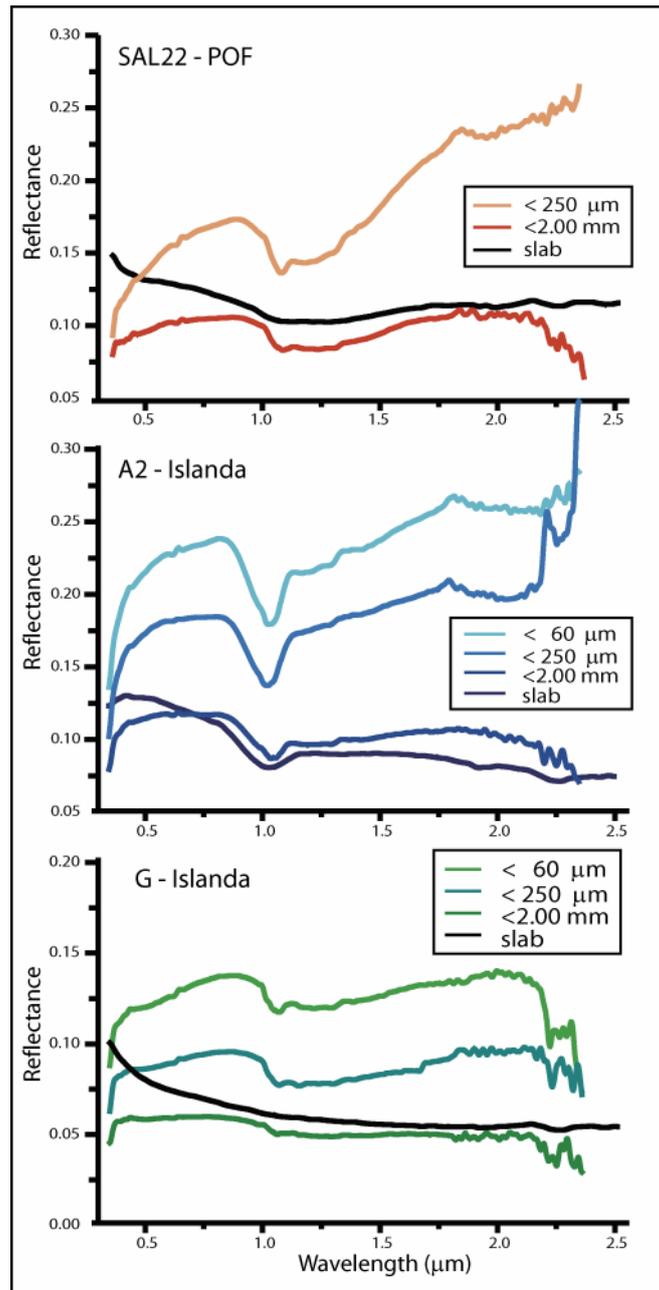


Fig. 7. 12 - Confronti tra spettri di polveri, in riflettanza bidirezionale, e superficie rocciosa, in riflettanza totale. Lo spettro delle superfici rocciose ha una riflettanza maggiore a causa della differente riflettanza acquisita. Si può notare come la riflettanza diminuisca e le strutture di assorbimento diventano meno profonde all'aumentare della granulometria. Spettri acquisiti su polveri a granulometria grossolane presentano morfologie simili agli spettri acquisiti sulle superfici di roccia. La riflettanza sulle rocce è maggiore in alcuni casi di quelle delle polveri grossolane, poiché acquisita in riflettanza totale. Per ulteriori informazioni vedere il testo.

Considerando i basalti tholeiitici vediamo che all'aumentare della granulometria varia la riflettanza, la pendenza e la forma delle bande di assorbimento: 1) la riflettanza diminuisce sistematicamente; 2) la pendenza dello spettro passa da pendenze "positive", nel caso del campione A2, o sub-orizzontali, nel caso del campione G, a pendenze "negative"; 3) la banda di assorbimento, nel caso di A2, posta a 1.03 μm tende ad appiattirsi mentre la

banda posta a circa 2.00  $\mu\text{m}$  non si rileva più alle granulometrie grossolane e nella roccia, nel caso di G, dove la componente vetrosa è importante ed ossidata si vede come nelle granulometrie più fini è possibile riconoscere degli assorbimenti a circa ad 1.08 e ad 1.20  $\mu\text{m}$ , mentre a granulometrie più grossolane ed in modo particolare sulla superficie della roccia la firma spettrale sia completamente dominata da un assorbimento generale lungo tutto l'intervallo di lunghezza d'onda preso in considerazione. La firma spettrale ottenuta sulla superficie della roccia presenta anche nel caso di questi basalti una risalita verso l'UV, che invece non si ritrova nelle misure sulle polveri, neppure alle granulometrie più grossolane.

Per quanto riguarda i basalti si può inoltre evidenziare dal confronto tra polveri e *slab*:

- a) le polveri permettono una migliore identificazione delle componenti mineralogiche femiche principali;
- b) misure sulle slab non sempre permettono di distinguere i due basalti qui studiati, nonostante essi presentino una associazione mineralogica diversa, infatti come si può vedere dalle figure 7.6b e 7.7c, gli spettri si assomigliano molto, rendendo molto difficile effettuare determinate distinzioni;
- c) la presenza del vetro ossidato nella pasta di fondo maschera le bande di assorbimento attese, conoscendo le fasi mineralogiche presenti, sia nelle misure sulle polveri che su le misure sulle *slab*.

Slab	I	II	III	IV	V	a	b	c	d	PI	Cpx	Opx	OI	Op	Zoisite	Alterazione					
St1	X	o	o					o		5.10	0.00	47.00	19.70	28.30	0.00	Scarsa					
St2	X	o	o	o				o		12.40	0.00	73.70	13.30	0.60	0.00	Scarsa					
St3		o	o	o				o						>90		Scarsa					
St4	X	X	o	o				o		11.00	2.80	85.90	0.30	0.00	0.00	Scarsa					
St5	X	X	o	o				o		6.80	3.10	25.70	62.30	2.00	0.00	Scarsa					
St6										0.00	0.00	0.00	45.10	54.90	0.00	Scarsa					
St7	X	o	o	o				o		16.50	1.00	82.10	0.40	0.00	0.00	Scarsa					
St8	o	o	o	o				o		54.50	10.00	35.00	0.00	0.10	0.50	Scarsa					
St9					X			X		79.00	5.20	0.00	0.00	0.00	15.70	PI					
St10					X			o		94.20	4.30	0.80	0.00	0.00	0.70	Scarsa					
St11					X			o		84.20	15.80	0.00	0.00	0.00	0.00	Scarsa					
St12										60.60	17.30	22.10	0.00	0.00	0.00	Scarsa					
St13					X			o		81.30	15.50	3.10	0.00	0.00	0.10	Scarsa					
St14	o	o	o	o				o		69.00	21.20	9.70	0.00	0.00	0.00	Scarsa					
St15	X	X	o	o				o													
St16								o		81.30	5.50	2.40	10.80	0.00	0.00	OI					
St17								o		46.30	7.30	3.70	34.30	0.00	8.40	PI; OI					
St18					X			X		94.10	4.10	0.00	0.00	0.00	1.80	PI					
St19	o							o		58.40	5.50	0.00	35.70	0.50	0.00	OI					
St20	X	X	o	o				o		13.20	4.60	63.90	1.00	0.50	0.50	Scarsa					
St23	X							o		52.80	0.30	44.30	0.00	1.00	0.00	PI					
St25	X	X	o	o				o		9.90	1.40	88.70	0.00	0.00	0.00	PI; Cpx					
St26								o								Serpentinizzata					
										<b>Fenocristalli</b>				<b>Pasta di fondo</b>							
										<b>I.P.%</b>	<b>PI</b>	<b>Cpx</b>	<b>OI</b>	<b>Tessitura</b>							
														<b>V.</b>	<b>PI</b>	<b>Cpx</b>	<b>OI</b>	<b>Op</b>			
Py1Ar	o							o	X	o	o	o	o			intergranulare	Abb.	Po.	Med.	Sc.	
Py2Ar	o							o	o	o	o	o	o			intergranulare	Abb.	Med.	Med.	Sc.	
Py4Ar	o							o	o	o	o	o	o			intergranulare	Abb.	Po.	Med.	Sc.	
Py5Ar	o							o	o	o	o	o	o			intergranulare	Abb.	Med.	Med.	Sc.	
Py6Ar	o		o		o			o	o	o	o	o	o			intergranulare	Abb.	Po.	Po.	Sc.	
Py8Ar	o		o					o	o	o	o	o	o			ialopilitica	ox	Abb.	Sc.	Med.	N.r.
Py7MM	X				o			o	o	o	o	o	o			intergranulare	Abb.	Po.	Med.	Sc.	
Py8MM	X		o		X			o	o	o	o	o	o			intergranulare	Abb.	Med.	Med.	Sc.	
Sal20	o							o	o	o	o	o	o			intergranulare	Abb.	Po.	Med.	Po.	
Sal30	X				o			o	o	o	o	o	o			intergranulare	Abb.	Med.	Med.	Sc.	
Sal9	X		X		o			o	o	o	o	o	o			intergranulare	Abb.	Po.	Po.	Sc.	
Sal22	X				o			o	o	o	o	o	o			intergranulare	Abb.	Med.	Med.	Sc.	
Sal24	o							o	o	o	o	o	o			intergranulare	Abb.	Po.	Med.	Sc.	
Sal25	X				o			o	o	o	o	o	o			intergranulare	Abb.	Po.	Med.	Sc.	
A2	X							o	o	o	o	o	o			intergranulare	Abb.	Abb.	Sc.	Po.	
A3	o							o	o	o	o	o	o			ialopilitica	ox	Abb.	Med.	Po.	N.r.
B1								o	o	o	o	o	o			ialopilitica	ox	Abb.	Med.	Sc.	N.r.
B2	o							o	o	o	o	o	o			intergranulare	Abb.	Abb.	Sc.	Med.	
C1								o	o	o	o	o	o			ialopilitica	ox	Po.	Sc.	Sc.	N.r.
C2								o	o	o	o	o	o			ialopilitica	ox	Abb.	N.r.	N.r.	N.r.
D	o							o	o	o	o	o	o			intergranulare	Abb.	Med.	Sc.	Med.	
G								o	o	o	o	o	o			ialopilitica	ox	Abb.	Med.	Po.	N.r.
H	o							o	o	o	o	o	o			intergranulare	Abb.	Med.	Sc.	Med.	
Is1	X	o	o	o	X			o	o	o	o	o	o			intergranulare	Abb.	Abb.	Sc.	Po.	
Is11	X		X	o				X	o	o	o	o	o			intersertale	ox	Med.	Abb.	Po.	Po.
Is16			o	o	X	o		X	o	o	o	o	o			ialopilitica	ho	Med.	Med.	Po.	Po.
Is18	X		X	X	X	o		X	o	o	o	o	o			intergranulare	N.r.	N.r.	N.r.	N.r.	
Is22			X	X	o			o	o	o	o	o	o								
Is24					o			o	o	o	o	o	o			ialopilitica	pal.	Med.	N.r.	N.r.	Sc.
Is27	X		o					o	o	o	o	o	o			intergranulare	Abb.	Po.	Po.	Med.	
Is28								o	o	o	o	o	o			ialopilitica	ox	Abb.	Med.	Sc.	N.r.
Is40	o							o	o	o	o	o	o			intersertale	Abb.	Med.	Sc.	Po.	
<b>Polveri</b>	<b>I</b>	<b>II</b>	<b>III</b>	<b>IV</b>	<b>V</b>	<b>a</b>	<b>b</b>	<b>c</b>	<b>d</b>												
St2	X	X	o	o				o	o	o	o	o	o								
St7	X	X	o	o				o	o	o	o	o	o								
St8	X	X	o	o				o	o	o	o	o	o								
St10	X	o			o			o	o	o	o	o	o								
St12	X	X		o				o	o	o	o	o	o								
St13	X	o			o			o	o	o	o	o	o								
St14	X	X		o				o	o	o	o	o	o								
St18	X				X			o	X	o	o	o	o								
Py7MM	X	o		o				o	o	o	o	o	o								
Sal30	X	o		o				o	o	o	o	o	o								
Sal22	X	o		o				o	o	o	o	o	o								
Sal25	X	o		o				o	o	o	o	o	o								
A2	X	o		o				o	o	o	o	o	o								
A3	o			o				o	o	o	o	o	o								
B1				o				o	o	o	o	o	o								
B2	X			o				o	o	o	o	o	o								
G				o				o	o	o	o	o	o								
Is11	X	o		o				o	o	o	o	o	o								

**Tab. 7.1** - Sono riportate in modo riassuntivo tutte le bande descritte nel capitolo e le caratteristiche petrografiche già riassunte in Tab. 6.1, 6.2 e 6.3. Con una 'X' sono segnate le bande molto evidenti, mentre con una 'o' le bande di scarsa intensità.

Assorbimenti elettronici:

I: Banda I; II: Banda II; III: Banda III; IV: Banda IV; V: Banda V

Assorbimenti vibrazionali:

a: Banda a; b: Banda b; c: Banda c; d: Banda d.

Sono in oltre riprotate le fasi alterate delle rocce intrusive, per un dettaglio migliore vedere Tab. 6.1.

Per le polveri si sono riportati gli assorbimenti considerando la granulometria < 250 µm presente per tutte le rocce studiate.

## ANALISI QUANTITATIVE DI SPETTROSCOPIA, RELAZIONI TRA PARAMETRI SPETTRALI E PETROGRAFICI

### 8.1 Introduzione

Come è stato già messo in evidenza nei capitoli precedenti, la spettroscopia di riflettanza è uno strumento molto importante per valutazioni sulla composizione delle superfici di corpi terrestri rocciosi. Da un punto di vista tecnologico, l'acquisizione di dati spettrali da remoto nell'intervallo di lunghezza d'onda nel visibile e vicino infrarosso sta facendo molti progressi, sia in termini di risoluzione spettrale (*Mars Express*: OMEGA, massima risoluzione di 7 nm, *Mars Reconnaissance Orbiter*: CRISM, massima risoluzione di 6.55 nm, MESSENGER: MASCS, massima risoluzione di 5.00 nm) che superficiale, come per esempio CRISM, che può acquisire fino a 16 m per pixel.

Per analizzare ed interpretare le informazioni che si ottengono dalla spettroscopia di riflettanza da remoto, uno dei metodi è applicare i modelli in grado di decomporre gli spettri per individuare gli assorbimenti caratteristici di alcuni minerali, in modo particolare quelli ferri. Questi strumenti conoscitivi e metodologici sono quelli che permettono di formulare ipotesi sulla composizione della superficie di un pianeta e quindi contribuire ad interpretare i processi di formazione della stessa.

Come visto nei capitoli 2 e 3 diversi tipi di approcci sono stati utilizzati per definire le caratteristiche delle firme spettrali di fasi mineralogiche pure e di miscele di alcune di esse, con approcci empirici o analitici. Metodi di decomposizione delle firme spettrali hanno permesso negli ultimi anni di parametrizzare in termini quantitativi alcuni processi elettronici che vanno a formare gli assorbimenti di miscele, grazie all'utilizzo di gaussiane, o gaussiane modificate, MGM (Burns, 1970; Singer, 1981; Roush&Singer, 1986; Sunshine et al., 1990; Sunshine&Pieters, 1990; Sunshine&Pieters, 1993; Sunshine&Pieters, 1998; Hiroi&Pieters, 1998; Klima et al., 2007). *Trend* di variazione tra la composizione e i parametri spettrali sono stati anch'essi proposti utilizzando alcuni parametri spettrali ottenuti per mezzo di questi sistemi analitici (Singer, 1981; Cloutis et al., 1986;

Mustard&Pieters, 1989; Sunshine&Pieters, 1993; Moroz et al., 2000; Harloff&Arnold, 2001; Poulet&Erard, 2004; Pompilio et al., 2007; Reddy et al., 2008).

In questo capitolo vengono riportati nuovi dati spettrali relativi a rocce che fanno parte di tre sistemi geologici diversi. I parametri composizionali, di chimismo o abbondanze modali, di queste rocce sono messi in relazione con i parametri spettrali ottenuti decomponendo la banda posta nell'intervallo spettrale attorno a 1.00  $\mu\text{m}$ , dove si hanno assorbimenti dello ione  $\text{Fe}^{2+}$  nell'ortopirosseno, nel clinopirosseno e nell'olivina.

I parametri spettrali sono stati ottenuti da spettri misurati su miscele naturali, prodotte, come descritto nel capitolo 5, polverizzando al di sotto di alcune granulometrie limite il campione e setacciando a secco. In questo modo si è cercato di riprodurre miscele composizionalmente rappresentative della roccia. Una superficie composta di particelle può anche riprodurre alcune delle condizioni che possono esistere per una superficie rappresentata dal regolite di un pianeta terrestre.

Analisi analoghe sono state fatte anche sugli spettri delle superfici di rocce prive di opachi e fasi fortemente alterate dello *Stillwater Complex*, cercando di valutare se attraverso questa tecnica sia possibile discriminare le componenti femiche, ortopirosseno e clinopirosseno, che caratterizzano quella banda di assorbimento.

La decomposizione della banda di assorbimento ad 1.00  $\mu\text{m}$  è stata ottenuta utilizzando EGO (Pompilio et al., 2008), descritto nel capitolo 2. EGO è un metodo di modellizzazione che tiene conto del fatto che gli spettri di minerali non puri e loro miscele possono risentire degli effetti dovuti a impurità, minerali accessori, fasi neutre da un punto di vista spettrale, e vetro, oltre a fenomeni di saturazione (Craig et al., 2007; Pompilio et al., 2008; Pompilio et al., 2009, *accepted manuscript*). Il risultato è che la banda di assorbimento si allontana dalla forma gaussiana pura. Nello studio presentato in questa tesi si è cercato di effettuare una prima applicazione sulle rocce, utilizzando sia polveri sia superfici tagliate di rocce. Vengono considerati solo i parametri spettrali che descrivono i singoli processi elettronici che possono essere messi in relazione con la composizione della roccia, posizione del centro banda, profondità della banda e larghezza della banda, mentre non vengono discusse le variazioni dei due parametri che modellano l'asimmetria e la saturazione della banda. Questi due parametri sono stati utilizzati in alcuni casi per migliorare statisticamente il fit ottenuto.

## 8.2 Risultati delle analisi di campioni delle rocce intrusive dello Stillwater Complex

La prima parte di questo capitolo affronta lo studio dei campioni dello *Stillwater Complex*, caratterizzando gli assorbimenti degli otto campioni che sono stati polverizzati a due diverse granulometrie, descrivendo le relazioni tra gli assorbimenti, la composizione chimica, e l'abbondanza modale del clinopirosseno e dell'ortopirosseno nei campioni di roccia. Successivamente vengono fatte alcune considerazioni quantitative su spettri misurati sulle superfici di rocce, e anche per questi campioni i parametri spettrali sono stati messi in relazione con la composizione.

In Fig. 8.1 sono riportati alcuni fit effettuati sulla banda I, descritta nel capitolo 7. Il continuo è stato fissato alle due spalle dell'assorbimento per isolare con certezza la struttura da fittare, questa operazione favorisce il confronto tra gli assorbimenti dei diversi campioni di polveri, e delle diverse *slab*. Per le polveri di roccia con i soli pirosseni le spalle sono poste a circa 0.73 e 1.18  $\mu\text{m}$ . Per le polveri di roccia con entrambi i pirosseni e/o abbondante plagioclasio la prima spalla è posizionata a valori analoghi, di circa 0.73  $\mu\text{m}$ , mentre la seconda si sposta verso valori di lunghezza d'onda maggiori. In questo modo vengono messi in evidenza la posizione, la profondità, e la larghezza del centro banda, i tre parametri spettrali che verranno messi in relazione con i dati composizionali; i parametri delle decomposizioni sono riportati in Appendice D, come tutti i fit effettuati. I dati ottenuti per le polveri di rocce dello *Stillwater Complex* sono stati confrontati con i dati disponibili in letteratura.

### 8.2.1 Relazione tra posizione degli assorbimenti e composizione dei minerali componenti

La relazione tra la posizione dell'assorbimento e il contenuto dello ione  $\text{Fe}^{2+}$  è stato osservato in letteratura da diversi autori (i.e. Cloutis&Gaffey, 1991; Burns, 1993a).

In questo studio, i dati di posizione del centro banda ottenuti dalle misure per i due pirosseni sono stati confrontati con i dati di Cloutis&Gaffey (1991) relativi a diversi pirosseni misurati in trasmissione o riflettanza. In tale diagramma gli autori riportano le posizioni di minimo delle bande caratteristiche dei due pirosseni, misurate su minerali puri, che come noto dalla letteratura, presenta valori di lunghezza d'onda leggermente inferiori (circa 7 nm) di quelle misurate con il centro banda (Cloutis&Gaffey, 1991).

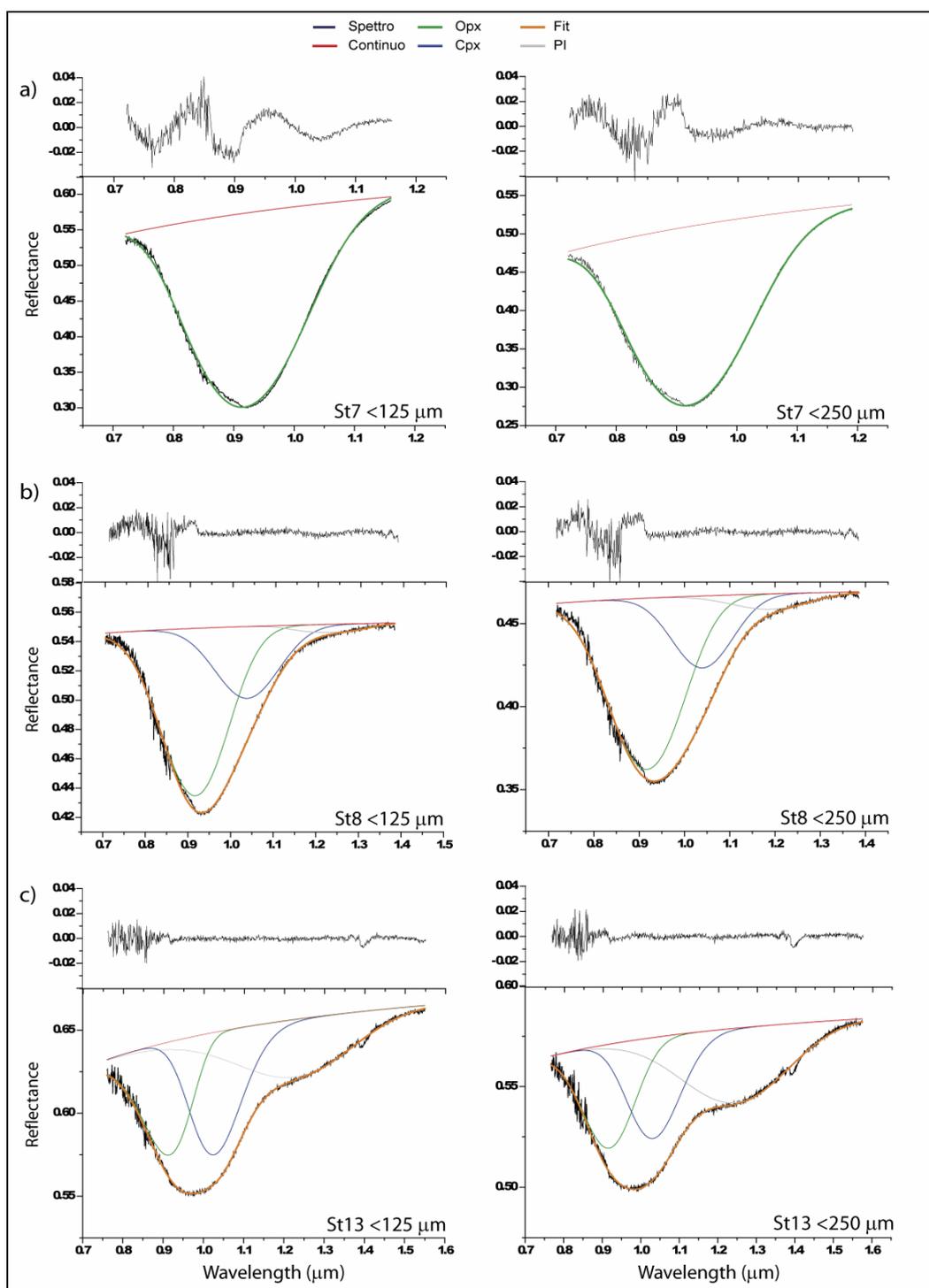
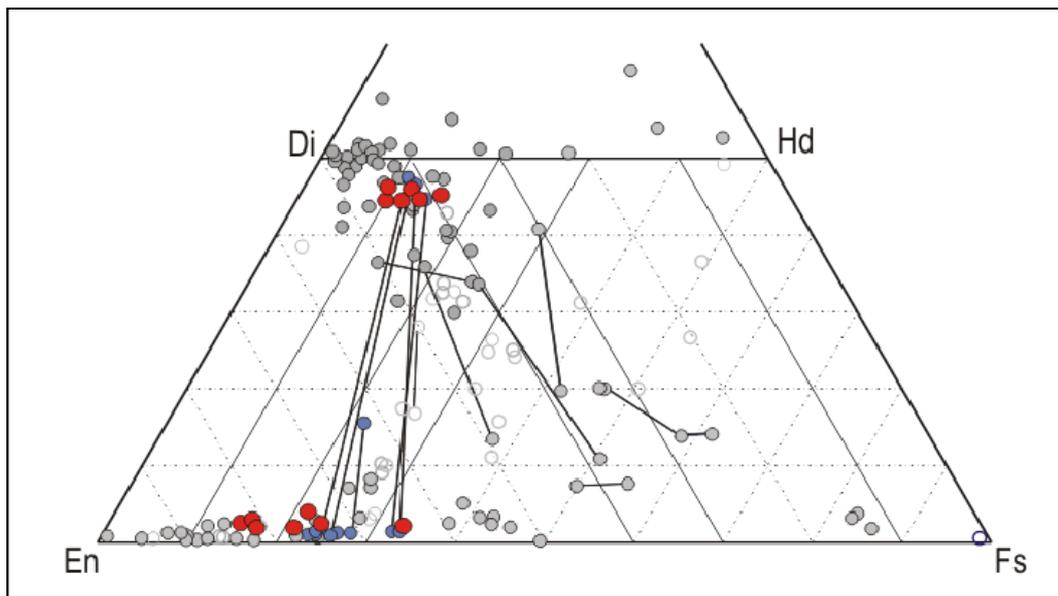


Fig. 8.1 – Esempi di alcuni fit di EGO sulla banda di assorbimento a  $1.00 \mu\text{m}$  su alcuni spettri prodotti sulle polveri dei campioni provenienti dallo *Stillwater Complex*. Dall'alto verso il basso sono riportati un campione di norite (St7), di gabbriorite (St8), leuco-gabbro (St13). Ogni diagramma riporta dall'alto verso il basso, i residui, il continuo, le gaussiane modificate, e il fit sovrapposto allo spettro. Le gaussiane modificate prese in considerazione in questa tesi sono quelle di colore verde (opx) e blu (cpx). Ulteriori fit sono riportati in Appendice D. Per ulteriori spiegazioni vedere il testo.

In Fig 8.2, il chimismo dei pirosseni dei campioni che sono stati ridotti in polvere dello *Stillwater Complex* è rappresentato nel grafico En-Wo-Fs. Sono riportati anche i dati di Cloutis&Gaffey (1991) e di Pompilio (2004, tesi di dottorato).

Cloutis&Gaffey (1991) hanno stabilito la relazione tra la variazione dei contenuti di Fe, in termini di ferrosilite (Fs), e la posizione di minimo delle bande I e II, misurate sui minerali puri.



**Fig. 8. 2 – Diagramma composizionale dei pirosseni (En-Wo-Fs). Sono riportati in grigio i dati di letteratura da Cloutis&Gaffey (1991), cerchi chiusi campioni di cui sono presenti dati di spettroscopia in riflessione, aperti campioni di cui sono presenti dati di spettroscopia in trasmissione; in azzurro dati dei campioni studiati nella tesi di dottorato da Pompilio (2004). In rosso sono riportate le composizioni dei pirosseni presenti nei campioni di roccia di cui si sono misurati gli spettri sulle polveri (modificato da Pompilio, 2004 tesi di dottorato).**

In Fig. 8.3, i valori di centro banda ottenuti dalle decomposizioni delle bande di assorbimento relative ai campioni delle polveri dello *Stillwater Complex*, sono riportati nel diagramma proposto da Cloutis&Gaffey (1991). Si può vedere come sia gli ortopirosseni che i clinopirosseni rientrino negli intervalli composizionali proposti dagli autori per queste fasi mineralogiche, che come descritto nel capitolo 5, all'interno di ogni singolo campione si ha una scarsa variazione composizionale, ed inoltre solo raramente presentano inclusioni od essoluzioni di altre fasi mineralogiche. Le variazioni di pochi nanometri (mediamente circa 5 nm), che si notano, rispetto ai dati di letteratura, possono essere associate al fatto che si stanno confrontando posizioni del centro banda con delle posizioni di minimo, che differiscono di pochi nanometri tra loro (Cloutis&Gaffey, 1991).

Analizzando nel dettaglio le singole fasi mineralogiche vediamo che per gli ortopirosseni (Fig. 8.3), si nota che, nell'intervallo di Fs presente, la variazione della posizione del

centro banda dei campioni qui studiati è di pochi nanometri, e rientrano nel trend statistico evidenziato da Cloutis&Gaffey (1991).

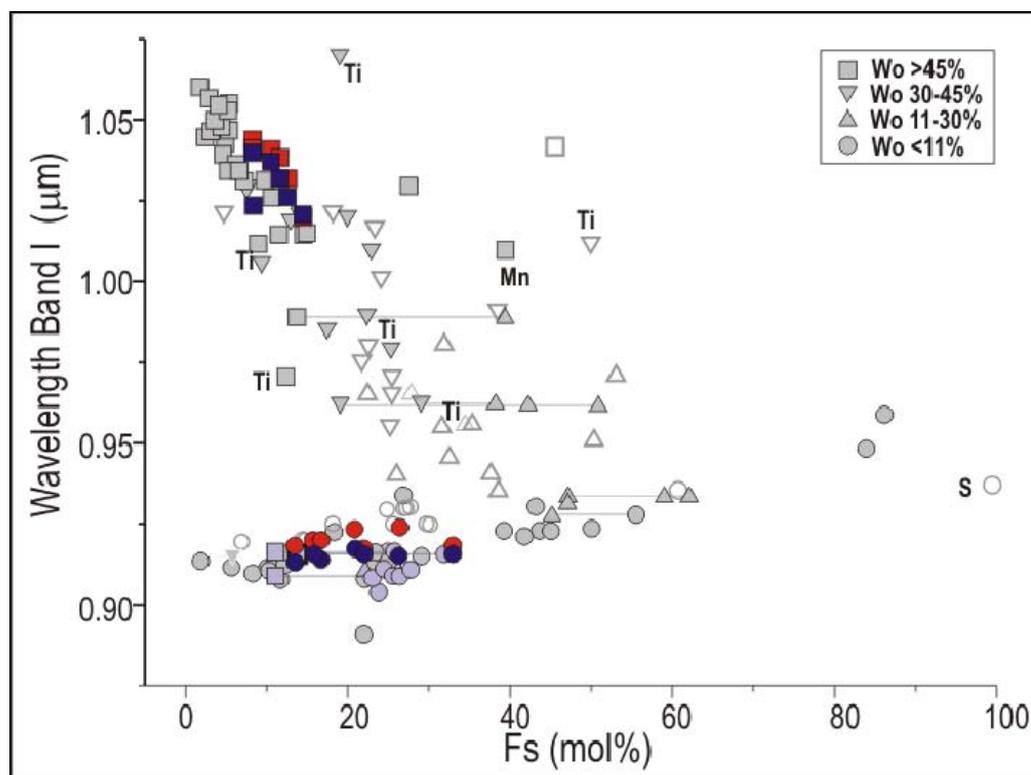
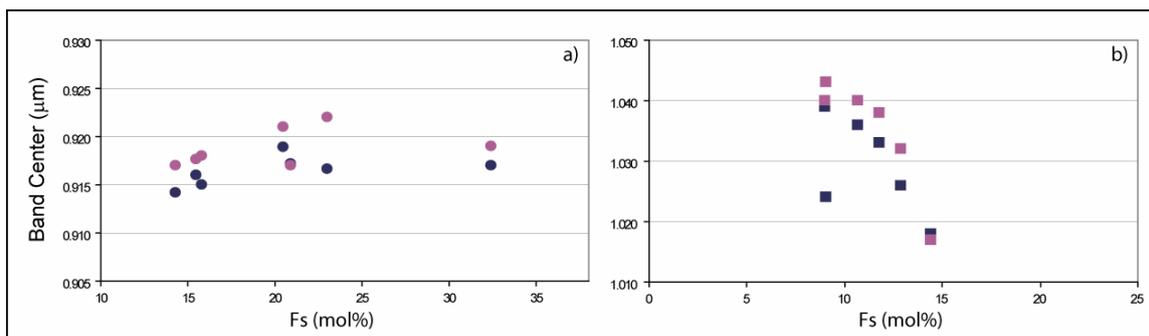


Fig. 8.3 – Posizione della banda I dei pirosseni in funzione del contenuto di ferrosilite (Fs mol.%). In blu e rosso sono riportate le posizioni di centro banda dei campioni studiati in questa tesi per le granulometrie di <125 e <250 µm, rispettivamente. In grigio sono riportati i dati di letteratura delle posizioni di minimo della banda I (Clouties&Gaffey 1991), in lilla i dati dalla tesi di dottorato di Pompilio (2004). Simboli pieni misure in riflessione, vuoti in trasmissione (modificato da Pompilio, 2004 tesi di dottorato).

I clinopirosseni mostrano una variazione della posizione del centro banda maggiore per piccoli incrementi di Fs (Fig. 8.3), come già noto in letteratura. Per entrambe le granulometrie, i dati delle polveri di roccia seguono il *trend* composizionale previsto da Cloutis&Gaffey (1991).

In Fig. 8.4a e 8.4b sono riportati i valori di centro banda degli ortopirosseni e dei clinopirosseni, rispettivamente, dei campioni studiati in questa tesi rispetto i contenuti di Fs. In queste figure si osserva chiaramente che all'aumentare della granulometria la posizione di centro banda ottenuta per ogni campione si sposta verso valori leggermente maggiori di lunghezza d'onda. Queste differenze, che potrebbero essere associate a un fenomeno di scattering volumetrico, diverso tra le due granulometrie, rientrano comunque nel calcolo dell'errore che si ottiene per il 95% di confidenza (che mediamente risulta in un intervallo di 3 nm).



**Fig. 8. 4 – Posizione del centro delle bande decomposte per gli ortopirosseni, a), e i clinopirosseni, b) in relazione al contenuto di ferrosilite. In blu le misure sulle polveri a <125  $\mu\text{m}$  e in magenta sulle polveri a <250  $\mu\text{m}$ . Si nota come la posizione del centro tende a muoversi verso valori maggiori di lunghezza d'onda al variare della granulometria. Vedi testo per ulteriori spiegazioni.**

Utilizzando EGO è stato possibile fittare le bande di assorbimento degli spettri ottenuti sulle superfici delle rocce. In questo caso si è cercato di ottenere un fit statisticamente buono lasciando una certa libertà ai parametri che descrivono l'asimmetria e la saturazione della banda. Il continuo è stato fissato tra le due spalle dell'assorbimento presente, mentre nei casi St8 e St14, in cui la pendenza dello spettro è maggiore e la seconda spalla della banda I poco evidente, si è deciso di fittare un intervallo maggiore di lunghezza d'onda.

Le posizioni del centro banda delle misure sulle *slab*, ottenute con EGO, sono state confrontate con i dati ottenuti sulle polveri delle rocce.

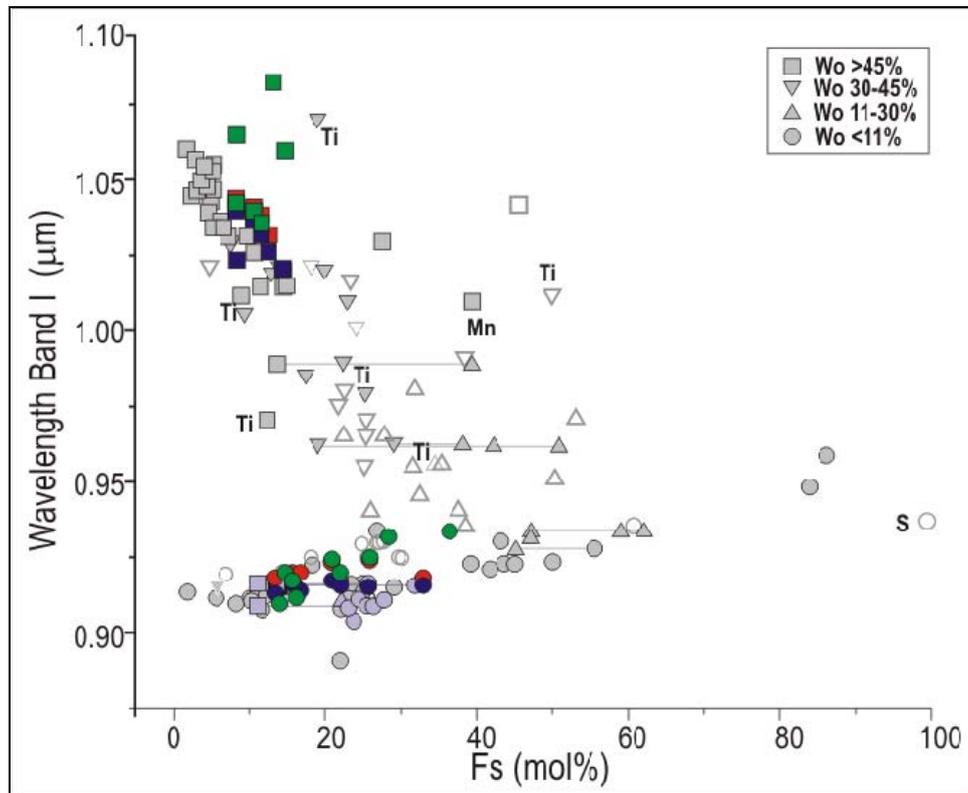
In Fig. 8.5 i centro banda delle rocce sono riportati nel diagramma di Cloutis&Gaffey (1991) già descritto in Fig. 8.3.

Per quanto riguarda gli ortopirosseni le variazioni della lunghezza d'onda con la composizione per le *slab* seguono quelle delle polveri, e rientrano nella curva di correlazione di Cloutis&Gaffey (1991).

Per quanto riguarda i clinopirosseni si nota che in alcuni casi le posizioni di centro banda della gaussiana modificata ottenute per le rocce risultano a valori di lunghezza d'onda molto maggiori rispetto al valore ottenuto per le polveri delle rocce e rispetto alle misure di Cloutis&Gaffey (1991).

In questi casi lo spettro acquisito era caratterizzato dalla banda V, dovuta alla presenza del plagioclasio con contenuti modalici vicino o maggiori al 90% (Fig. 7.2a, capitolo 7). Il fitting ottenuto inserendo un'altra gaussiana modificata, oltre a quella che descrive l'assorbimento del plagioclasio, ha restituito un fit statisticamente accettabile, con però posizioni di questa banda spostate a valori di lunghezza maggiori nei confronti delle

posizioni dei clinopirosseni ottenuti per le polveri, influenzate dalla forte pendenza dello spettro.



**Fig. 8.5 - Posizione della banda I dei pirosseni in funzione del contenuto di ferrosilite (Fs mol.%). In verde sono riportate le posizioni misurate decomponendo la banda degli spettri misurati sulle superfici di roccia. In blu e rosso sono riportate le posizioni di centro banda dei campioni studiati in questa tesi per le granulometrie di <125 e <250 µm, rispettivamente. In grigio sono riportati i dati di letteratura delle posizioni di minimo della banda I (Clouties&Gaffey 1991), in lilla i dati dalla tesi di dottorato di Pompilio (2004). Simboli pieni misure in riflessione, vuoti in trasmissione (modificato da Pompilio, 2004 tesi di dottorato).**

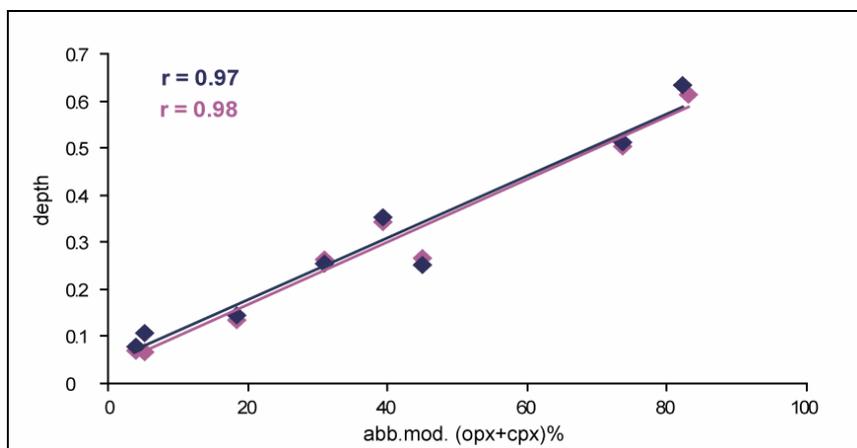
Inoltre in questi casi decomponendo gli assorbimenti non è stato, invece, possibile decomporre l'assorbimento dell'ortopirosseno per i campioni St10 ed St13, dove l'abbondanza modale di questa fase è di circa l'uno e il tre percento, che invece era stato possibile ottenere per le polveri.

### 8.2.2 Relazioni tra profondità degli assorbimenti e composizione mineralogica delle rocce

Per i campioni di polveri dello *Stillwater Complex*, la profondità dell'assorbimento, ottenuta dalla gaussiana modificata che descrive ogni singola componente mineralogica, è stata messa in relazione con i contenuti modali dei pirosseni presenti.

In Fig. 8.6, la profondità della banda I relativa alle due granulometrie è messa in relazione con la somma delle abbondanze modali relative dell'ortopirosseno e del clinopirosseno. Per entrambe le granulometrie ( $\Phi=125$  e  $\Phi=250$  µm) la correlazione è significativa al

99%, e non vi è sostanziale variazione di profondità, in quanto entrambe le granulometrie rientrano in un intervallo granulometrico ottimale per definire le abbondanze modali delle fasi mineralogiche che definiscono l'assorbimento.



**Fig. 8. 6 - La profondità della banda composta a circa 1.00  $\mu\text{m}$  messa in relazione con l'abbondanza modale relativa dei due pirosseni. Trend di variazione sono definiti per entrambe le granulometrie. In blu le misure sulle polveri con  $\Phi < 125 \mu\text{m}$ , in magenta sulle polveri con  $\Phi < 250 \mu\text{m}$ . La variazione della profondità tra queste due granulometrie è pressoché inesistente. Vedere il testo per ulteriori spiegazioni.**

Le polveri delle rocce qui studiate non rappresentano miscele di due minerali *endmember* puri. Esse sono miscele di due minerali spettroscopicamente attivi, ortopirosseno e clinopirosseno, che presentano composizioni, anche se di poco, variabile campione per campione. Inoltre, contengono una terza fase, il plagioclasio, che è spettralmente neutra, nell'intervallo di lunghezza d'onda di interesse. Ciò nonostante, è possibile fare considerazioni attendibili sul contenuto relativo della somma dei due pirosseni, responsabili dell'assorbimento.

Inoltre se si considera la profondità della banda attribuita a ciascun minerale, si nota una relazione diretta tra il quantitativo di ortopirosseno e la profondità della banda decomposta (Fig. 8.7a). Per entrambe le granulometrie la correlazione ha valori di significatività al 99%. Una relazione positiva tra la profondità e l'abbondanza modale della fase esiste anche per i clinopirosseni, Fig. 8.7b, qui la significatività della correlazione è al 95%.

Inoltre si vede che le profondità delle bande, anche per ogni singola fase mineralogica, sono generalmente uguali, non si nota infatti tra queste due granulometrie evidenti differenze in termini di profondità, come abbiamo detto per la banda unica questo dipende dal fatto che le due granulometrie utilizzate appartengono ad un intervallo granulometrico ristretto dove l'informazione spettrale definita dalla profondità della banda non subisce variazioni.

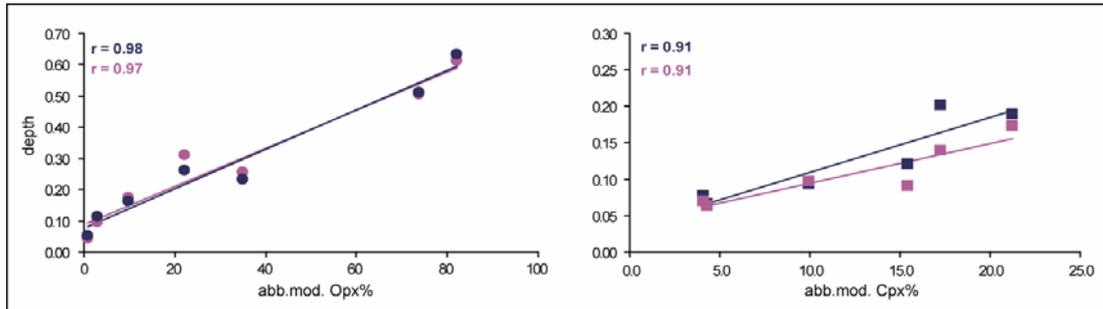


Fig. 8. 7 - La profondità della banda I decomposta, a) ortopirosseno, e b) clinopirosseno, messa in relazione con l'abbondanza modale dell'opx e del cpx, rispettivamente. In blu le misure sulle polveri con  $\Phi < 125 \mu\text{m}$ , in magenta sulle polveri con  $\Phi < 250 \mu\text{m}$ . Trend di variazione sono presenti per le due granulometrie e per le due fasi mineralogiche. Vedere il testo per ulteriori spiegazioni.

Sunshine&Pieters (1993) hanno considerato diverse miscele tra ortopirosseno e clinopirosseno, decomponendo l'assorbimento con il metodo del MGM, e mettendo in relazione i parametri spettrali degli assorbimenti con quelli composizionali. In modo particolare hanno definito una relazione tra la variazione della percentuale di clinopirosseno nella miscela e il rapporto tra le profondità delle gaussiane modificate che definiscono le due componenti (CBSR, *component band strenght ratio*), l'ortopirosseno e il clinopirosseno, sia per la prima che per la seconda banda dei pirosseni. In Fig. 8.8, il contenuto di clinopirosseno delle rocce dello *Stillwater Complex*, riportato a cento rispetto

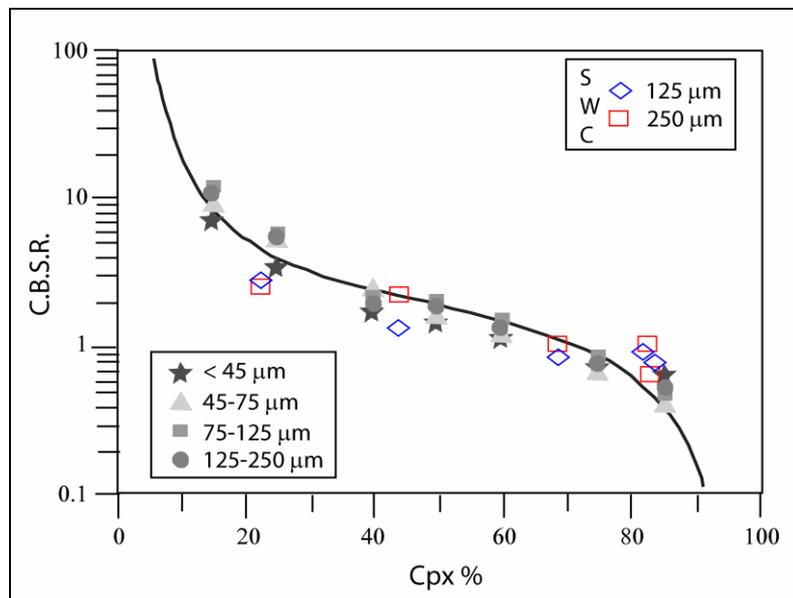
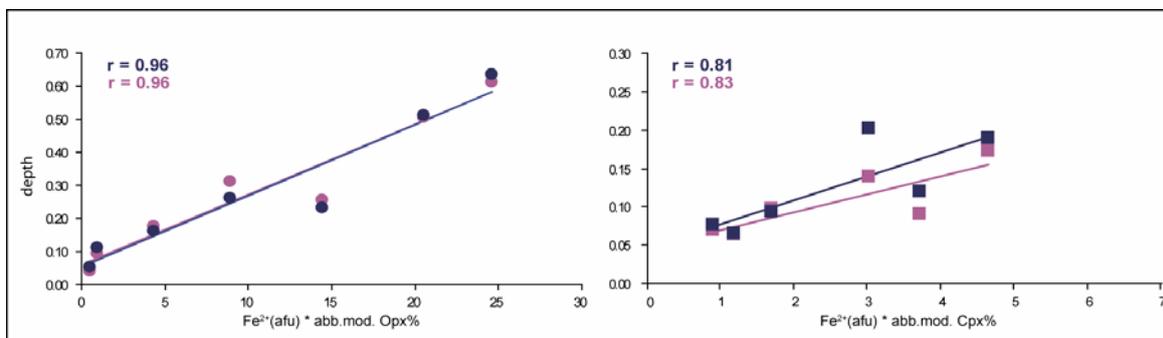


Fig. 8. 8 – Relazione logaritmica tra la C.B.S.R. e l'abbondanza modale del clinopirosseno nella miscela ortopirosseno-clinopirosseno. Per i campioni di roccia dello *Stillwater Complex* la somma opx + cpx è riportata a 100. Si nota che una variazione analoga a quella vista per miscele binarie di minerali puri è definibile pure nelle polveri di rocce, inoltre si vede che la relazione non è influenzata dalle variazioni di granulometria. I dati in grigio sono quelli riportati in letteratura da Sunshine&Pieters (1993) (modificato da Sunshine&Pieters, 1993). Vedere il testo per ulteriori spiegazioni.

alla somma tra clinopirosseno e ortopirosseno, è messo in relazione con il rapporto tra le profondità delle loro bande. Si nota che la stessa relazione osservata per miscele di minerali puri esiste per polveri di rocce qui analizzate (che rappresentano una miscela ternaria “reale” tra ortopirosseno, clinopirosseno e plagioclasio), e una variazione logaritmica di CBSR in funzione dei contenuti di clinopirosseno analoga a quella riportata in letteratura è presente. La profondità della banda di ogni singola fase mineralogica è stata messa in relazione con la distribuzione superficiale dello ione  $Fe^{2+}$  di ogni pirosseno, contenuto nel campione (quindi  $Fe^{2+} \cdot vol\%$  dell'Opx o del Cpx), come già fatto da Pompilio (2004, tesi di dottorato). I dati riportati in Fig. 8.9a e 8.9b mostrano due trend analoghi a quelli già descritti nelle figure 8.7a e 8.7b, la significatività delle correlazioni è al 99% per gli ortopirosseni e al 95% per i clinopirosseni. La relazione tra la profondità della gaussiana che descrive ogni fase mineralogica delle polveri e l'abbondanza della fase femica assorbente risulta significativa come la relazione tra la profondità e la distribuzione superficiale del  $Fe^{2+}$ , sia per gli ortopirosseni che per i clinopirosseni, indicando che la variazione dell'abbondanza modale per le misure effettuate sulle polveri di roccia è sufficiente per descrivere le variazioni delle profondità di banda.



**Fig. 8. 9 - La profondità della banda I decomposta, a) ortopirosseno, e b) clinopirosseno, messa in relazione con il contenuto totale del ferro contenuto nell'opx e del cpx, rispettivamente. In blu le misure sulle polveri con  $\Phi < 125 \mu m$ , in magenta sulle polveri con  $\Phi < 250 \mu m$ . Trend di variazione sono presenti per le due granulometrie e per le due fasi mineralogiche, questi trend presentano valori di r minori a quelle presenti in Fig. 8.7, in modo particolare per i clinopirosseni. Vedere il testo per ulteriori spiegazioni.**

Dai fit ottenuti per le rocce abbiamo preso in considerazione i medesimi confronti tra la profondità della banda e la composizione visti per le polveri di rocce ed effettuato un confronto con i dati delle polveri stesse.

Considerando la relazione tra la profondità di banda e l'abbondanza dell'ortopirosseno (Fig. 8.10a), si ottiene una correlazione significativa al 99% se si trascurano i campioni St20 e St25. Questi due campioni hanno un assorbimento, (Fig. 7.2b nel capitolo 7) che

suggerisce un effetto di saturazione, dovuto ad un assorbimento continuo in un intervallo di lunghezza d'onda che si evidenzia con la formazione di una banda appiattita.

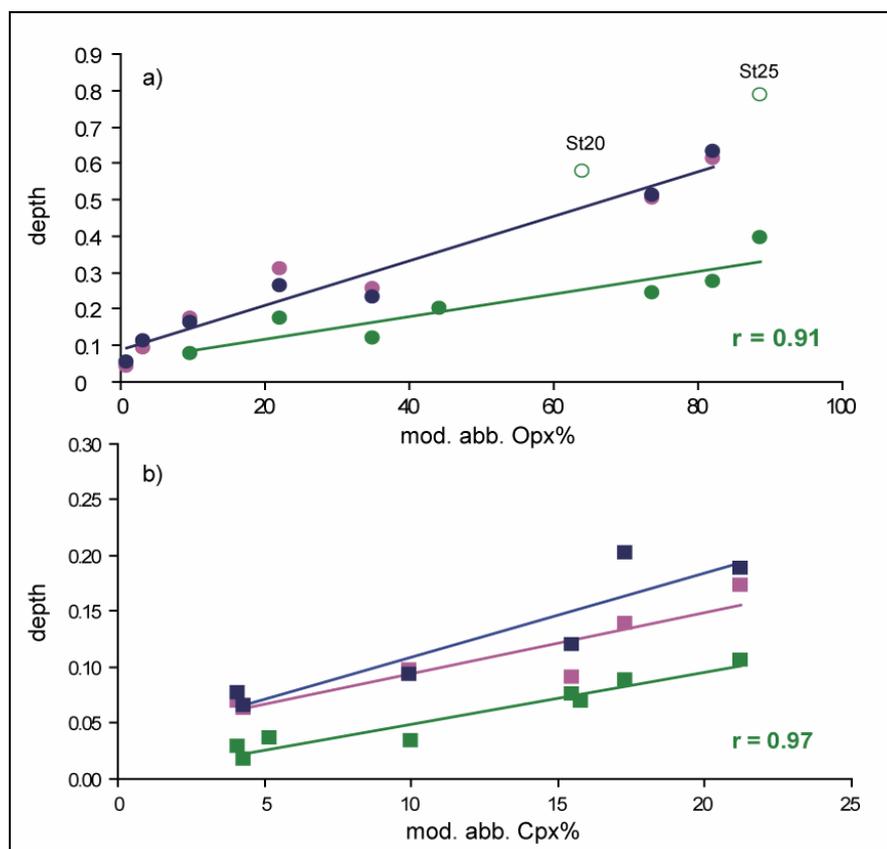


Fig. 8.10 - La profondità della banda I decomposta, a) ortopirosseno, e b) clinopirosseno, messa in relazione con l'abbondanza modale dell'opx e del cpx, rispettivamente. In blu le misure sulle polveri con  $\Phi < 125 \mu\text{m}$ , in magenta sulle polveri con  $\Phi < 250 \mu\text{m}$  ed in verde le misure sulle slab, con dei cerchi vuoti sono riportati due campioni considerati outlier. È riportato solo il valore di r per le slab, i valori di r per le polveri sono riportati in Fig. 8.7. La correlazione è in entrambi i casi significativa al 99%. Si nota come vi sia una variazione della pendenza della retta di tendenza per le bande decomposte degli opx, sulle rocce. Vedere il testo per ulteriori spiegazioni.

La riflettanza complessiva nelle rocce è, inoltre, minore, ne consegue che la profondità dell'assorbimento è di minore intensità nelle rocce; si nota che la profondità dell'assorbimento dovuta all'ortopirosseno diminuisce maggiormente con l'aumentare dell'abbondanza di questa fase (differenza tra la profondità della banda nelle polveri e quella nella slab è di circa 0.1 al 10% di ortopirosseno e di circa 0.3 al 80% di ortopirosseno), risultando in una pendenza della curva di correlazione più bassa di quella delle polveri.

Anche per i clinopirosseni (Fig. 8.10b) è possibile considerare una correlazione significativa al 99%. In questo caso il trend non sembra variare pendenza nei confronti di quelli delle polveri, ma la variazione in termini di abbondanza modale del clinopirosseno è

molto bassa (intervallo da circa 5 a circa 20%) e questo probabilmente non permette di valutare questo aspetto.

È stata poi presa in esame la relazione tra la profondità di banda e la distribuzione modale dello ione  $Fe^{2+}$  sulla superficie ( $Fe^{2+} \text{ opx} * \text{ vol.} \% \text{ Opx}$ ). La Fig. 8.11a mostra come sia possibile ottenere un'ottima relazione, correlazione significativa al 99%, per tutti i campioni, compresi St20 e St25.

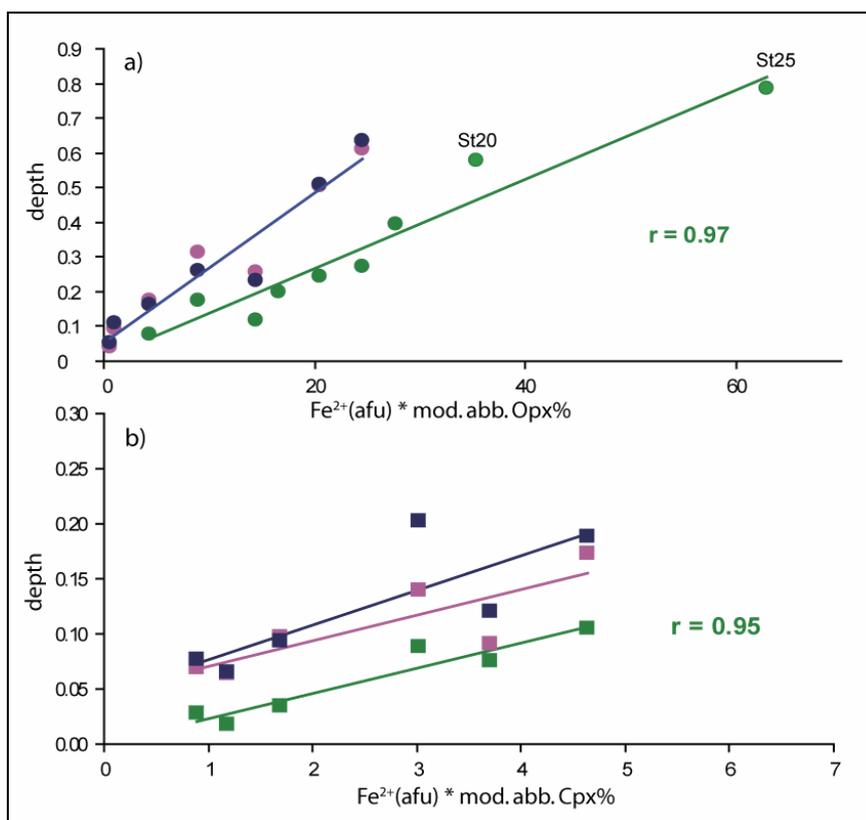
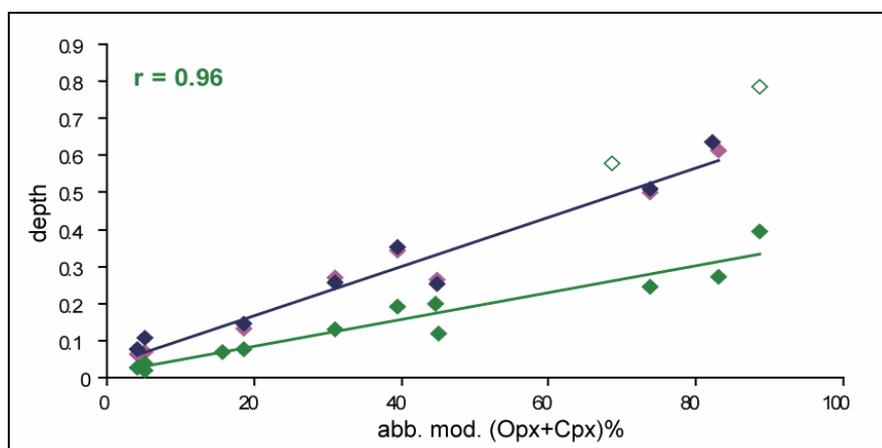


Fig. 8.11 – La profondità della banda I decomposta, a) ortopirosseno e b) clinopirosseno, messa in relazione con l'abbondanza modale dell'opx e del cpx, rispettivamente. In blu le misure sulle polveri con  $\Phi < 125 \mu m$ , in magenta sulle polveri con  $\Phi < 250 \mu m$  ed in verde le misure sulle slab. È riportato solo il valore di r per le slab, i valori di r per le polveri sono riportati in Fig. 8.9. Anche i due campioni che in precedenza erano stati definiti come outlier rientrano nel trend di variazione. Il valore del trend per gli opx è più alto di quello di Fig 9.13, mentre quello per i cpx è leggermente inferiore, ma è calcolato su un numero minore di punti. Si nota come vi sia una variazione della pendenza della retta di regressione per le bande decomposte degli opx, sulle rocce. Vedere il testo per ulteriori spiegazioni.

La relazione tra la profondità di banda e la distribuzione modale dello ione  $Fe^{2+}$  risulta più significativa per i campioni di roccia, dove il calcolo modale è inoltre più certo che nelle polveri dove si ha l'incertezza di aver perso del materiale, e permette di includere anche i campioni considerati in precedenza *outlier*. La relazione tra la profondità di banda e la distribuzione modale del  $Fe^{2+}$  è stata osservata anche per i clinopirosseni (Fig. 8.11b). Per le slab la correlazione è anche significativa al 99%, e risulta quindi più significativa di

quella ottenuta per le polveri. Quindi, la profondità delle bande nelle rocce correla meglio con la distribuzione modale dello ione  $Fe^{2+}$  rispetto alle polveri.

In Fig. 8.12, la profondità dell'assorbimento composto dovuto alla presenza di entrambi i pirosseni è messo in relazione con l'abbondanza dei due pirosseni per le rocce (vol% di ortopirosseno più clinopirosseno) ed è confrontata con i dati sulle polveri.



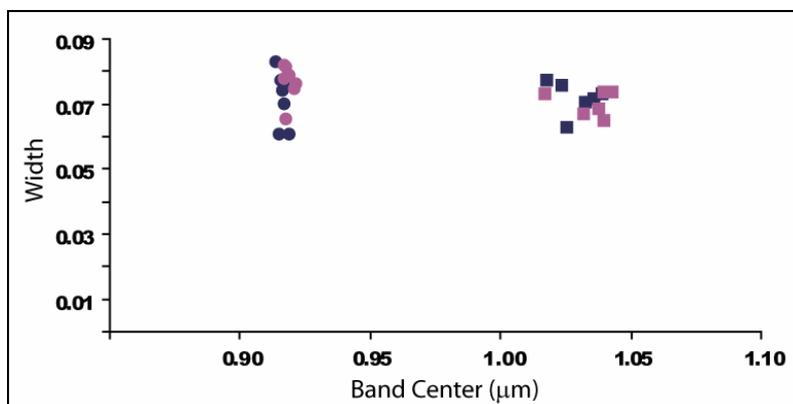
**Fig. 8.12** - La profondità della banda composta a circa  $1.00\ \mu\text{m}$  messa in relazione con l'abbondanza modale relativa dei due pirosseni. I valori di  $r$  per le polveri sono riportati in Fig. 8.6. Qui è riportatoli valore di  $r$  per le misure sulle slab In blu le misure sulle polveri con  $\Phi < 125\ \mu\text{m}$ , in magenta sulle polveri con  $\Phi < 250\ \mu\text{m}$ , ed in verde le misure sulle slab, con i rombi vuoti sono riportati due campioni considerati *outlier*. Si nota come vi sia una variazione della pendenza della retta di tendenza per le misure sulle rocce. Vedere il testo per ulteriori spiegazioni.

In questo grafico sono stati esclusi i valori di profondità degli spettri dei campioni St20 e St25, che come detto in precedenza mostrano un appiattimento della banda (vedi capitolo 7). La correlazione tra la profondità di banda e il contenuto dei pirosseni è significativa al 99% anche per gli spettri della roccia. È inoltre evidente che questo *trend* si differenzia, anche in questo caso, da quelli descritti per le polveri, sia per la pendenza della retta di tendenza della relazione, e sia per i valori di profondità. Infatti le bande di assorbimento nelle *slab* di roccia presentano profondità minori rispetto a quelle ottenute per le polveri nei campioni corrispondenti, e tale differenza aumenta all'aumentare del contenuto dei pirosseni presenti, come già evidenziato per l'ortopirosseno (Fig. 8.10a).

### 8.2.3 Considerazioni sulla larghezza degli assorbimenti

In Fig. 8.13, è riportata la larghezza delle bande dell'ortopirosseno e del clinopirosseno rispetto la posizione di centro banda. Per singoli campioni alle due diverse granulometrie non si evidenziano variazioni significative (mediamente di 2 nm) nella larghezza delle due bande attribuite alle due fasi mineralogiche femiche presenti in questi campioni. Dalla figure si evince come gli assorbimenti attribuiti ai due pirosseni formano gruppi distinti a

lunghezze d'onda ben diverse, mettendo in risalto come il nostro modello di fit ci permette di discriminare le due diverse componenti che caratterizzano l'assorbimento composto a 1.00  $\mu\text{m}$ , ad entrambe le granulometrie.



**Fig. 8. 13 - Larghezza delle gaussiane modificate che descrivono ortopirosseno (cerchi) e clinopirosseno (quadrati), rispetto alla posizione del centro banda. Si nota come le due curve si dispongono in posizioni di lunghezza d'onda ben distinte tra loro, e come è trascurabile la variazione di larghezza al variare della granulometria (blu: <250  $\mu\text{m}$ , e magenta: >250  $\mu\text{m}$ ). Vedere il testo per ulteriori spiegazioni.**

#### 8.2.4 Relazioni tra i parametri del continuo e la granulometria

Per isolare alcune strutture di assorbimento diagnostiche di determinati processi elettronici (Clark&Roush, 1984; Roush&Singer, 1986; Sunshine&Pieters, 1990; Clark 2003; Parente&Bishop, 2006; Pomipilio et al, 2008) si utilizza il continuo, una funzione matematica che permette di separare gli assorbimenti di interesse da altri processi che influenzano la firma spettrale. Il reale significato fisico del continuo non è stato ancora definito.

Nell'analisi degli spettri dei campioni delle poveri e delle superfici delle rocce cumulitiche dello Stillwater Complex abbiamo preso in considerazione una comparazione tra i due parametri che descrivono il continuo,  $c_0$ , l'intercetta, e  $c_1$ , la pendenza, e le variazioni granulometriche.

Come già descritto nel capitolo 2, il continuo utilizzato in EGO, è definito come una retta ( $C(\lambda)=c_0+c_1(\lambda^{-1})$ ) in numero d'onda. Nel diagramma che segue  $c_0$ , calcolato nella funzione matematica come logaritmo della riflettanza, sarà espresso in riflettanza. Esso rappresenta l'intercetta sull'asse delle ordinate.  $c_1$ , il coefficiente angolare della retta, è espresso in funzione del numero d'onda. Il segno di  $c_1$  risulta opposto rispetto alle pendenze degli spettri in funzione della lunghezza d'onda, cioè quando  $c_1$  è positivo la pendenza dello spettro risulta essere negativa (diminuisce la riflettanza verso l'infrarosso, e

si parla anche di *blue slope*), mentre quando  $c_1$  ha valori negativi la pendenza dello spettro è positiva (aumenta a riflettanza verso l'infrarosso, e si parla anche di *red slope*).

In Fig. 8.14a e 8.14b sono riportati i dati di  $c_0$  e  $c_1$  per gli otto campioni di cui si sono prodotte le polveri ad entrambe le granulometrie e delle misure sulle superfici di roccia degli stessi campioni.

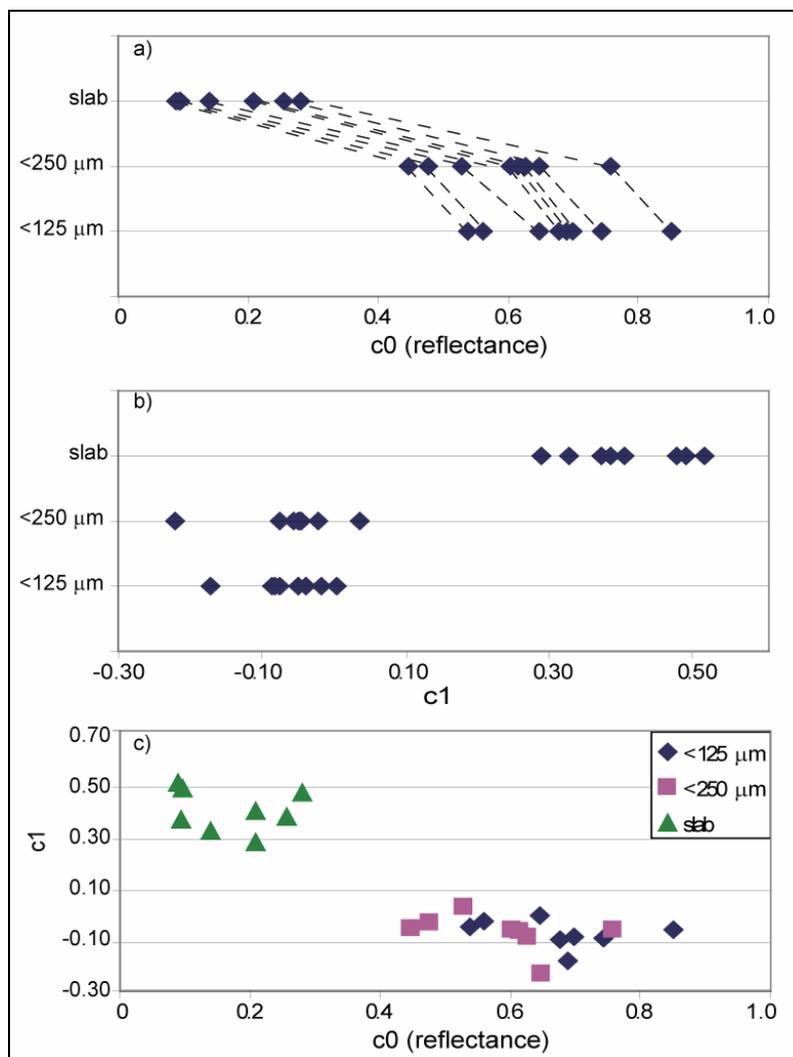


Fig. 8. 14 – a) Relazione tra  $c_0$ , intercetta, e la granulometria, si evidenzia come l'intercetta vari nei singoli campioni al variare della granulometria (la linea tratteggiata collega lo stesso campione alle diverse granulometrie). b) Relazione tra  $c_1$ , pendenza, e la granulometria (valori positivi di  $c_1$  indicano pendenze negative in funzione della lunghezza d'onda, pendenza verso il blu, negli spettri di riflettanza in funzione della lunghezza d'onda e valori negativi di  $c_1$  indicano pendenze positive, pendenza verso il rosso), le *slab* presentano pendenze negative maggiori delle polveri. c) Confronto tra i parametri  $c_0$  e  $c_1$  del continuo. I diversi colori e simboli indicano le diverse granulometrie: rombi blu: < 125  $\mu\text{m}$ , quadrati magenta: < 250  $\mu\text{m}$  e triangoli verde: *slab*. Due diversi gruppi si identificano chiaramente, uno per le polveri e uno per le *slab*. Vedere il testo per ulteriori spiegazioni.

Si può notare che le polveri con  $\Phi < 125 \mu\text{m}$  hanno un intervallo di  $c_0$  tra 0.54 e 0.85, e le polveri con  $\Phi < 250 \mu\text{m}$  hanno un valore di  $c_0$  che varia tra 0.45 e 0.76. Mentre le misure sulle *slab* presentano una variazione di  $c_0$  tra 0.14 e 0.28. Si può in oltre notare come

anche tra le due granulometrie, che mostrano un intervallo di valori sovrapponibile, ogni singolo campione ha un valore di  $c_0$  minore all'aumentare della granulometria.

In Fig. 8.14b si nota, invece, che al variare della granulometria si passa da pendenze positive - suborizzontali in lunghezza d'onda per le misure acquisite polveri (valori tra -0.17 e 0.00 per  $\Phi < 125 \mu\text{m}$  e -0.22 e 0.04 per  $\Phi < 250 \mu\text{m}$ ) a pendenze negative (valori tra 0.29 e 0.52) per le misure acquisite sulle *slab*. Risulta evidente, inoltre, come tra le due diverse granulometrie, ogni singolo campione presenti variazioni minori a 0.03 di  $c_1$ , ad eccezione del campione St7.

In Fig. 8.14c riportiamo i valori di  $c_0$  verso  $c_1$ , che definiscono il continuo e sono tra loro relazionati dall'equazione ( $C(\lambda) = c_0 + c_1(\lambda^{-1})$ ), in numero d'onda. Questa figura permette di evidenziare come i due gruppi, quello delle polveri e quello delle rocce si possano facilmente identificare. Il gruppo delle polveri, presenta bassi valori di  $c_1$ , molto vicini a zero, e valori alti di  $c_0$ , mentre gli spettri delle rocce hanno alti valori di  $c_1$ , quindi pendenze negative in lunghezza d'onda, e bassi valori di riflettanza. Si nota in modo chiaro pure che tra le due diverse granulometrie considerate, non vi è sostanziale variazione della pendenza del continuo per ogni singolo campione, mentre vi è una diminuzione di  $c_0$  all'aumentare della granulometria.

Quindi si mette in evidenza come la granulometria è uno dei fattori che influenza le caratteristiche del continuo, per i campioni di rocce intrusive, e in futuro potrebbe essere utile un approfondimento sulle variazioni del continuo per campioni di una determinata composizione a diverse granulometrie.

### **8.3 Risultati delle analisi dei campioni delle rocce effusive della Pampas Onduladas Flow e dell'Islanda**

La risposta spettrale, delle polveri dei basalti, è già stata descritta in precedenza nel capitolo 8. Gli spettri sono stati misurati su quattro campioni provenienti dalla *Pampas Onduladas Flow* e sei campioni provenienti dall'Islanda.

Per i campioni della *Pampas Onduladas Flow* sono state prese in esame due diverse granulometrie, inferiori una a  $250 \mu\text{m}$  e l'altra a  $2.00 \text{mm}$ . Per i campioni dell'Islanda, oltre a queste due granulometrie sono state prodotte anche polveri a granulometria inferiore a  $0.60 \mu\text{m}$ .

Per tutti i campioni gli spettri sono stati acquisiti in riflessione bidirezionale, con  $i=30^\circ$  ed  $e=0^\circ$ , come descritto nel capitolo 6.

La banda di assorbimento posta ad  $1.00 \mu\text{m}$  circa è stata analizzata utilizzando EGO. Lo spettro è stato fittato tra circa  $0.60 \mu\text{m}$  e circa  $1.80 \mu\text{m}$ ; sono state prese in considerazione le gaussiane modificate che decomponevano la banda di assorbimento posta ad  $1.00 \mu\text{m}$ , e i parametri posizione del centro banda, profondità e larghezza di ogni gaussiana modificata. Per ottenere un fit in una porzione così ampia dello spettro è stato necessario ricorrere ad altre gaussiane modificate per gli assorbimenti presenti nel resto dell'intervallo considerato, ma queste gaussiane modificate che non sono di interesse per questo lavoro di tesi, non sono discusse.

### 8.3.1 Analisi dei parametri spettrali dei campioni della Pampas Onduladas Flow (POF)

In Fig. 8.15 riportiamo alcuni esempi dei fit degli spettri di questi campioni, per i quali il metodo di decomposizione è stato applicato per entrambe le granulometrie.

Questi basalti, come già descritto nel capitolo 6, hanno come fasi mineralogiche femiche il clinopirosseno e l'olivina. Il primo è presente solo nella pasta di fondo, mentre l'olivina è presente sia nei fenocristalli che nella pasta di fondo.

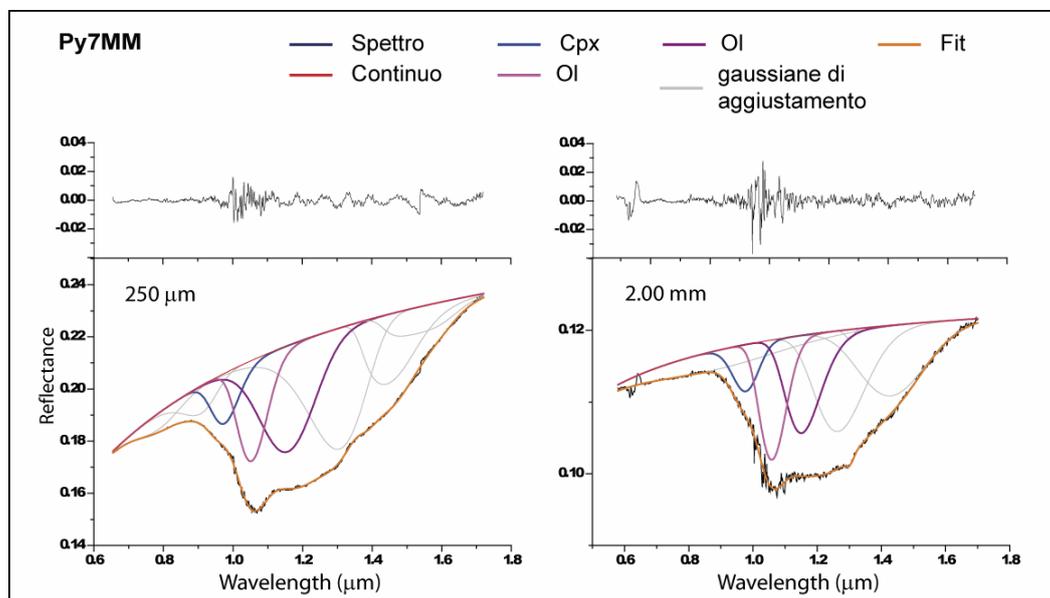


Fig. 8.15 - Esempi di alcuni fit di EGO sulla banda di assorbimento a  $1.00 \mu\text{m}$  su alcuni spettri prodotti sulle polveri dei campioni provenienti dalla *Pampas Onduladas Flow*. Ogni diagramma riporta dall'alto verso il basso, i residui, il continuo, le gaussiane modificate, e il fit sovrapposto allo spettro. Le gaussiane modificate prese in considerazione in questo studio sono quelle colorate di blu, associata al clinopirosseno, e di magenta e viola, associate all'olivina.

Come è noto dalla letteratura questi minerali presentano degli assorbimenti multipli nella regione di lunghezza d'onda attorno ad 1.00  $\mu\text{m}$ . L'olivina presenta tre diversi assorbimenti, che sono stati messi bene in evidenza da Burns (1993a) che ha misurato in assorbanza singoli cristalli nelle tre diverse orientazioni cristallografiche. In una polvere del minerale puro, o in una miscela, le orientazioni sono casuali e l'assorbimento può essere fittato con tre diverse componenti (Sunshine&Pieters, 1998).

I clinopirosseni, a seconda della loro composizione, possono essere definiti spettroscopicamente di tipo A o tipo B (vedi capitolo 3) o essere intermedi alle due tipologie. Possono essere descritti da una, due o anche più bande di assorbimento, a seconda della distribuzione dello ione  $\text{Fe}^{2+}$  nei siti M1 e M2, e dalla possibile sostituzione dello ione  $\text{Fe}^{2+}$  al posto dello ione  $\text{Ca}^{2+}$ . La complessità degli spettri dei basalti risulta anche dalla presenza di altre fasi mineralogiche, come plagioclasio, minerali opachi, etc..., e dalla presenza di vetro, che può essere più o meno ossidato o alterato, oltre a fattori tessiturali, che influenzano i processi di diffusione. Tutti questi ulteriori componenti possono generare assorbimenti più o meno definiti in questo intervallo di lunghezza d'onda, e possono ridurre la riflettanza generale o modificare la forma gaussiana delle bande.

Lo scopo di questa parte del lavoro è stato quello di cercare di decomporre le componenti che determinano l'assorbimento caratteristico di alcune fasi femiche e valutare come queste possano essere relazionate con le conoscenze composizionali.

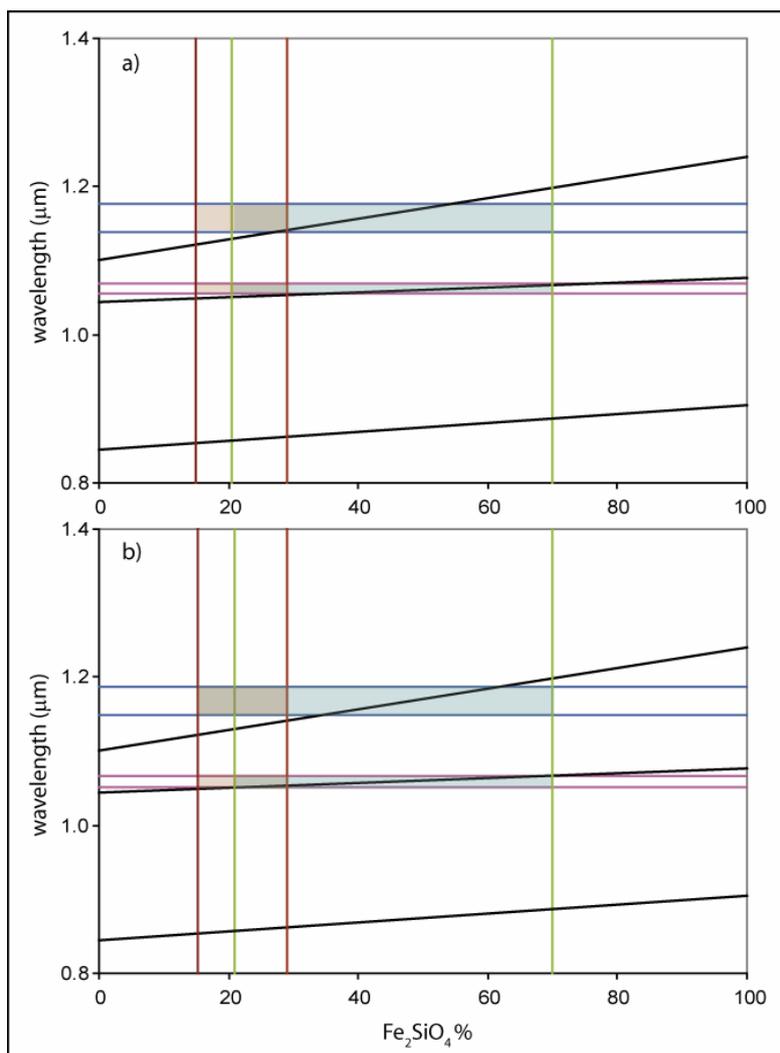
Tre diverse componenti permettono di descrivere l'assorbimento posto a circa 1.00  $\mu\text{m}$ . Nel capitolo 7 abbiamo descritto, e quantificato, in base a osservazioni al microscopio ottico e misure microanalitiche, la presenza di due diverse fasi femiche, il clinopirosseno e l'olivina, in questi basalti.

Dalla letteratura sappiamo che le posizioni degli assorbimenti (lunghezza d'onda) sono indicatrici della composizione (Cloutis&Gaffey 1991; Burns, 1993a).

Si è quindi cercato di mettere in relazione le posizioni in lunghezza d'onda del centro banda delle gaussiane modificate con le variazioni composizionali delle due fasi, olivina e clinopirosseno, usando i dati microanalitici gentilmente forniti dalla prof. L. Francalanci del Dipartimento di Scienze della Terra dell'Università di Firenze.

Burns (1993a) ha elaborato un diagramma per le olivine, che riporta le variazioni, in numero d'onda ( $\bar{\nu} = 1/\lambda$ ), degli assorbimenti, misurati in assorbanza e su cristallo singolo, nelle diverse direzioni cristallografiche verso le moli di  $\text{Fe}_2\text{SiO}_4$  presenti. In Fig. 8.16, i

valori di centro banda delle gaussiane poste a circa 1.05 e 1.15  $\mu\text{m}$  dei campioni della POF sono inseriti nel grafico di Burns riportato in lunghezza d'onda. Nel diagramma, per i campioni della POF sono riportati gli intervalli di variazione composizionale per l'olivina, come fenocristallo e come cristalli della pasta di fondo, in quanto le misure non sono state fatte singolarmente su ogni campione di cui sono state prodotte le polveri; inoltre, l'olivina presenta variazioni composizionali molto ampie nello stesso campione, quindi al valore del centro banda non può essere associato un valore unico o medio della composizione.



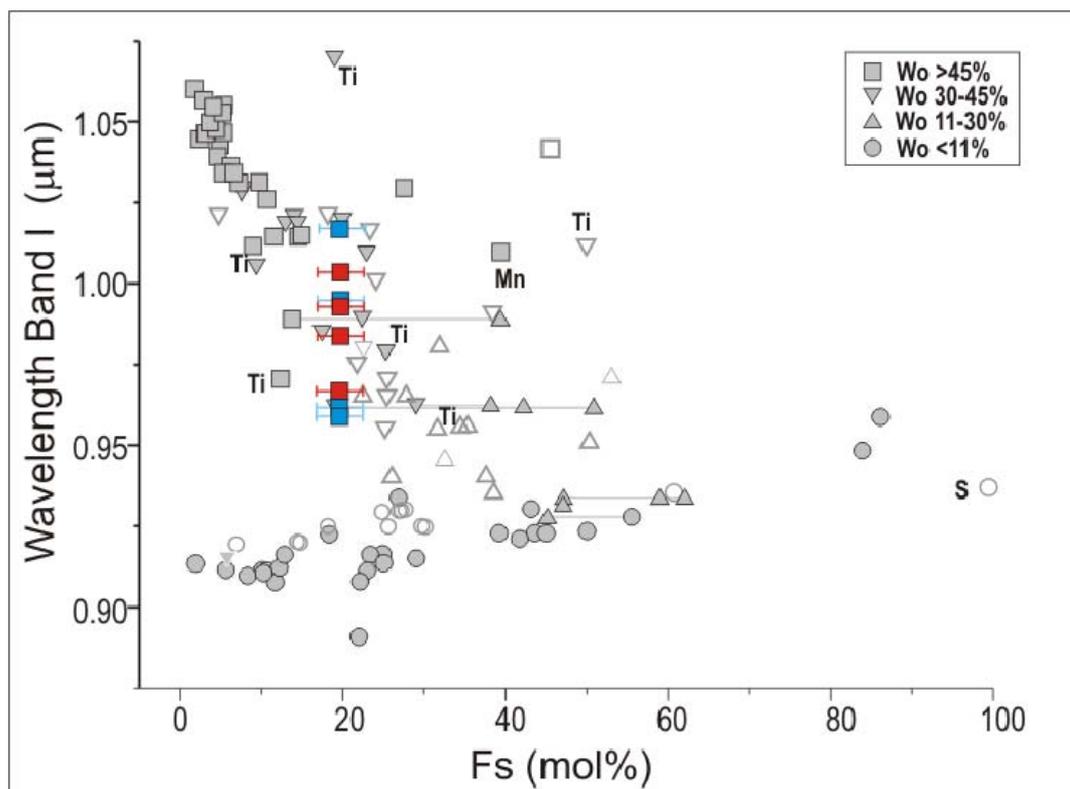
**Fig. 8.16 –** Variazione della posizione dei centro banda in funzione della composizione dell'olivina (moli % di fayalite). Le rette nere indicano le variazioni note dalla letteratura (Burns et al., 1972). Le rette verticali verde chiaro e marrone indicano rispettivamente l'intervallo di variazione in termini di fayalite dei cristalli di olivina presenti nella pasta di fondo e dei fenocristalli. Le linee magenta e blu, orizzontali, indicano l'intervallo di variazione delle posizioni del centro banda delle due gaussiane indicatrici dell'olivina nei campioni della POF. a) Diagramma per i dati sulle polveri a 250  $\mu\text{m}$ , b) sulle polveri a 2.00 mm (modificati da Burns, 1993a). Vedere il testo per ulteriori spiegazioni.

Ciò nonostante il diagramma mostra un buon accordo tra dati misurati in assorbanza su cristallo singolo, di minerali puri, orientati nelle tre direzioni cristallografiche, in luce

polarizzata e i dati misurati sulle polveri delle rocce in luce riflessa, rendendo possibile correlare, anche per le rocce, la posizione degli assorbimenti con la composizione dell'olivina. Piccole differenze si osservano tra i dati relativi alle due diverse granulometrie (in Fig. 8.16a e 8.16b,  $\Phi=250\ \mu\text{m}$  e  $2.00\ \text{mm}$ , rispettivamente).

Non si sono ottenute informazioni sulla prima delle tre gaussiane che in letteratura sono usate per descrivere l'assorbimento dell'olivina (Burns 1993a; Sunshine&Pieters, 1990; 1998), in quanto la presenza del clinopirosseno non permette di modellare questa gaussiana, ritenuta comunque la meno utile per il riconoscimento della composizione (Sunshine&Pieters, 1998).

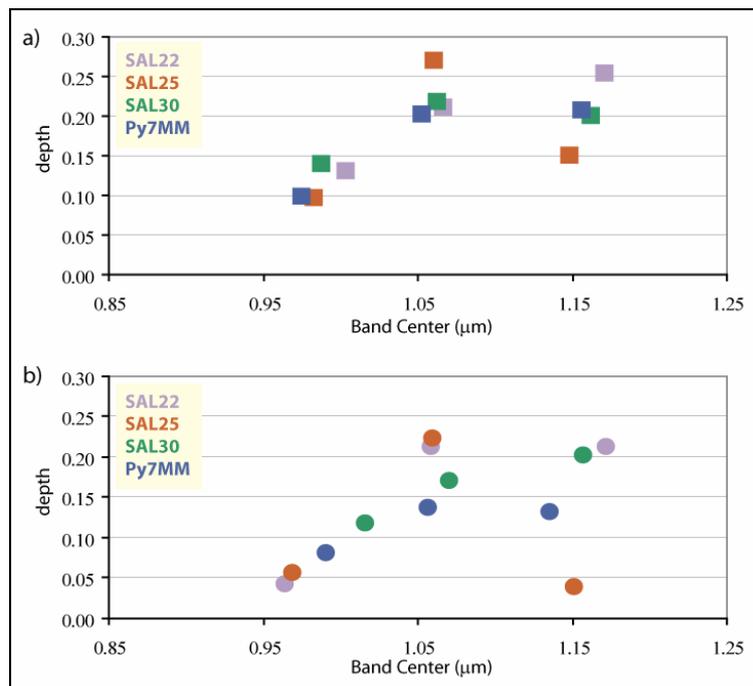
Un ulteriore confronto con i dati di letteratura si ha riportando i valori di centro banda della gaussiana a circa  $0.98\ \mu\text{m}$ , dei campioni della POF, che descrive l'assorbimento del clinopirosseno, presente come microcristalli nella pasta di fondo, nel diagramma di variazione delle posizioni di minimo verso moli di Fs di Cloutis&Gaffey (1991) (Fig. 8.17).



**Fig. 8.17 - Posizione della banda I dei pirosseni, cristalli nella pasta di fondo, della POF in funzione del contenuto di ferrosilite (Fs mol.%).** In grigio sono riportati i dati di letteratura delle posizioni di minimo della banda I (Cloutis&Gaffey 1991). Simboli pieni misure in riflessione, vuoti in trasmissione. In rosso e blu sono riportate le posizioni di centro banda dei campioni studiati in questa tesi per le granulometrie < di  $250\ \mu\text{m}$  e < di  $2.00\ \text{mm}$ , rispettivamente (modificato dopo Cloutis&Gaffey, 1991). Le barre ai lati dei punti indicano il range di variazione di Fs dei clinopirosseni in queste rocce. Vedere il testo per ulteriori spiegazioni.

Anche in questo caso i dati relativi alle polveri di rocce sono coerenti con le posizioni di minimo ottenuti su minerali puri riportate in letteratura, e rientrano nel campo dei clinopiroseni. Sono, inoltre, coerenti con i dati di pirosseni ricchi in titanio, in accordo con il fatto che anche i clinopiroseni (Ti-augiti) presenti nei campioni della *Pampas Onduladas Flow* sono ricchi in  $TiO_2$ . In Fig. 8.17 si può inoltre mettere in evidenza come i dati ottenuti, per i clinopiroseni, sulla granulometria più fine, siano più coerenti tra loro, mentre maggiore è la dispersione in valori di lunghezza d'onda dei dati ottenuti per le polveri della granulometria più grossolana, dove la firma spettrale risulta più appiattita e larga, e quindi la precisione della misura diminuisce.

In Fig. 8.18 i valori di profondità sono riportati rispetto al centro banda, per entrambe le granulometrie, per valutare le variazioni nelle profondità delle singole bande. Per le rocce intrusive avevamo utilizzato, come parametro relativo della composizione delle rocce, l'abbondanza della fase mineralogica assorbente, ma questo parametro non è disponibile per i campioni dei basalti. Infatti nelle rocce effusive è molto difficile valutare in termini di abbondanza modale relativa il contenuto delle fasi mineralogiche nella pasta di fondo.



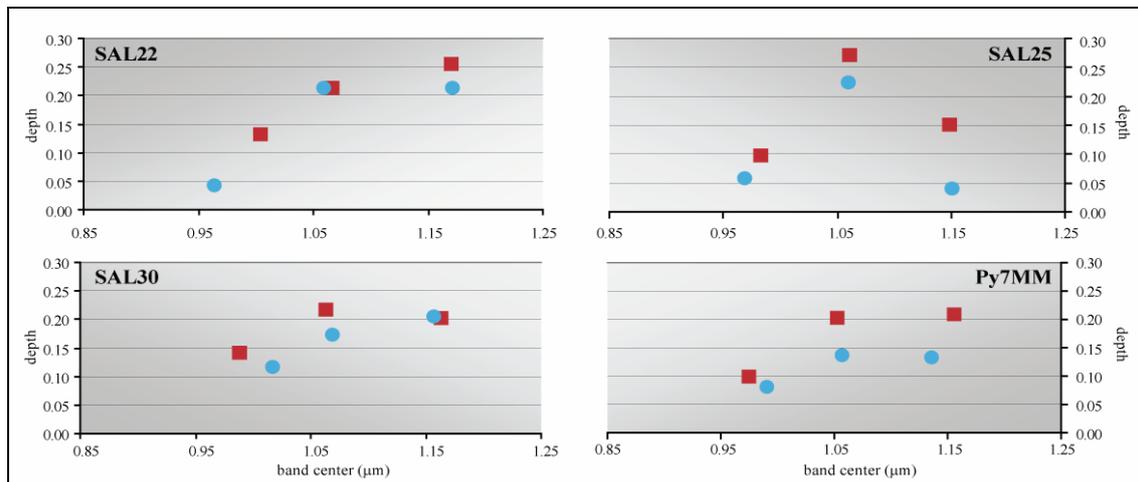
**Fig. 8.18 – Variazione della profondità delle tre gaussiane decomposte dalla banda di assorbimento ad  $1.00 \mu\text{m}$ . In a) sono riportati i valori per le polveri con  $\phi < 250 \mu\text{m}$  e in b) per le polveri con  $\phi < 2.00 \text{mm}$ . Vedere il testo per ulteriori spiegazioni.**

Se prendiamo in considerazione la granulometria più fine (Fig. 8.18a) possiamo supporre che l'influenza tessiturale sui parametri composizionali sia maggiormente ridotta. Infatti

nella polvere più fine ogni singolo granulo rappresenta l'interazione di poche fasi e in molti casi si può assumere come caratteristico di una fase unica, in quanto la pasta di fondo ha dimensioni di alcune centinaia di micron (vedi foto in Appendice A). In termini qualitativi si osserva che la banda che caratterizza i clinopirosseni, nei campioni, SAL30 e SAL22, ha una profondità maggiore rispetto a quella che si osserva negli altri due campioni, SAL25 e Py7MM. Per SAL25 si osserva in particolare una profondità maggiore della banda a 1.05  $\mu\text{m}$ , quella centrale dell'olivina.

La ragione di questo diverso comportamento spettrale si può derivare dalla tabella 7.1. SAL25 è il campione più ricco in termini di fenocristalli di olivina, mentre, qualitativamente, nella pasta di fondo non sembrano esserci sostanziali differenze nel contenuto di questa fase mineralogica tra i campioni. Al contrario i campioni SAL30 e SAL22 hanno, qualitativamente, maggiore clinopirosseno nella pasta di fondo rispetto a SAL25 e Py7MM.

In Fig. 8.19 mettiamo in relazione invece il singolo campione alle due granulometrie, si può facilmente vedere come le profondità di banda a granulometria maggiore siano generalmente minori, influenzato dalla minore riflettanza dello spettro e da una maggiore influenza dei processi di diffusione, in quanto queste due granulometrie sono rappresentative di intervalli granulometrici molto diversi tra loro, a differenza di quello che avveniva per le due granulometrie dello *Stillwater Complex*.



**Fig. 8.19 –** Variazione della profondità campione per campione alle due granulometrie (rosso 250  $\mu\text{m}$  e azzurro 2.00). Di nota come la variazione della posizione sia trascurabile e come le granulometrie più fini hanno profondità generalmente maggiori, come ci si aspetta. Vedere il testo per ulteriori spiegazioni.

In Fig. 8.20 sono riportate le variazioni della larghezza delle gaussiane modificate ottenute decomponendo la banda di assorbimento, rispetto alle posizioni del centro banda di

ciascuna. Si può osservare che l'assorbimento dovuto ai minerali femici, posto a circa 1.00  $\mu\text{m}$ , è descritto da tre diverse gaussiane modificate, il cui centro banda è posto a circa 0.97, 1.05 e 1.16  $\mu\text{m}$ . Si può, inoltre, notare che le due gaussiane modificate a lunghezza d'onda maggiore hanno una variazione minore dei valori di lunghezza d'onda (inferiore ai 18 nm, considerando tutti i campioni, e inferiore ai 10 nm per ogni singolo campione, ad eccezione della banda a 1.16  $\mu\text{m}$  di Py7MM, che mostra una variazione di 18 nm), mentre la banda a circa 0.97  $\mu\text{m}$ , presenta una variazione maggiore (inferiore ai 50 nm, considerando tutti i campioni, e inferiore ai 30 nm per ogni singolo campione), in modo particolare per la granulometria di 2.00 mm. La larghezza delle gaussiane modificate di ogni componente non presenta variazioni sostanziali (inferiore ai 10 nm) al variare della granulometria per i singoli assorbimenti.

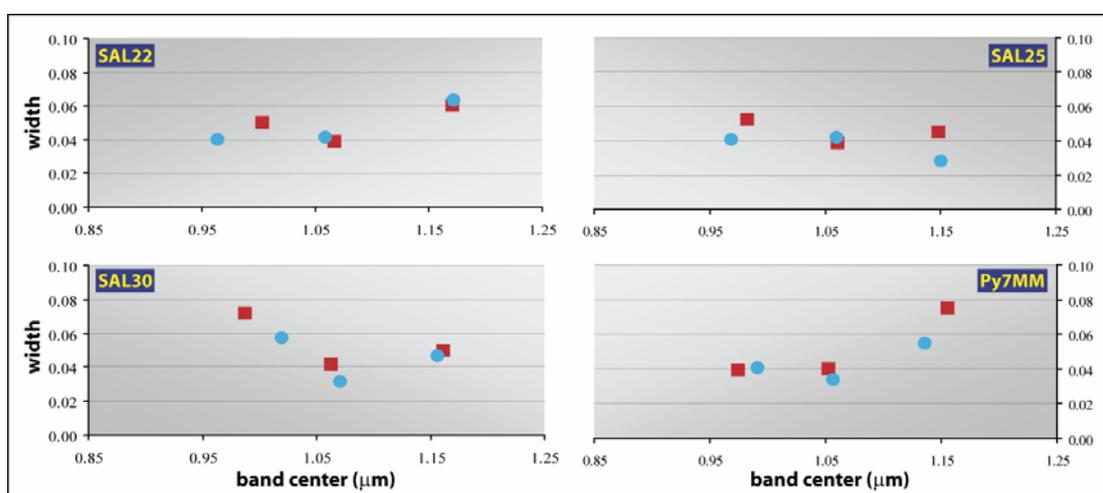
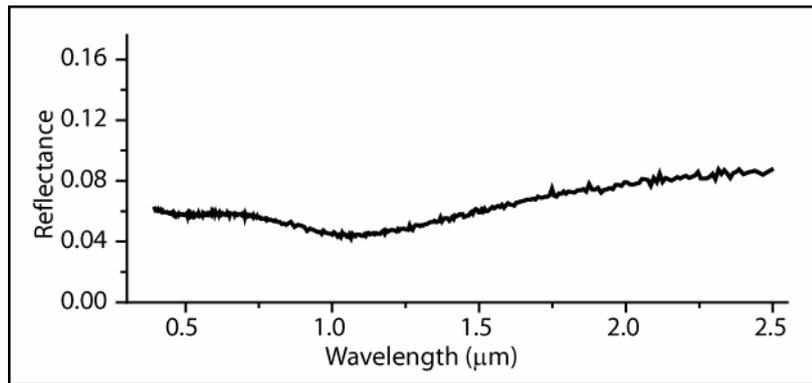


Fig. 8.20 – Larghezza della gaussiana verso la posizione del centro banda per le polveri dei campioni della POF. In rosso sono riportate le misure sulle polveri a 250  $\mu\text{m}$  e in blu a 2.00 mm. Per tutti i campioni sono presenti tre diversi assorbimenti, a circa 0.97, 1.05 e 1.16  $\mu\text{m}$ . Vedere il testo per ulteriori spiegazioni.

### 8.3.2 Analisi dei parametri spettrali dei campioni dell'Islanda

Le misure per i campioni dell'Islanda sono state effettuate su tre diverse granulometrie,  $\Phi < 60 \mu\text{m}$ ,  $\Phi < 250 \mu\text{m}$  e  $\Phi < 2.00 \text{ mm}$ .

Nei campioni, a disposizione per questa analisi, il minerale femico presente è essenzialmente il clinopirosseno, mentre l'olivina è scarsa e presente solo nella pasta di fondo, come descritto nel capitolo 6. Nella pasta di fondo, al clinopirosseno si aggiungono dei minerali opachi in quantità variabile, che dal chimismo (vedi Appendice B) sono in prevalenza magnetiti, minerale che presenta un assorbimento molto largo posto a circa 1.00  $\mu\text{m}$  (Fig. 8.21, spettro preso dalla libreria spettrale del USGS).



**Fig. 8. 21 - Spettro di una magnetite acquisito dalla libreria spettrale del USGS. Acquisito in riflettanza bidirezionale ( $i=30^\circ$ ,  $e=0^\circ$ ). Si nota una riflettanza bassa lungo tutto l'intervallo di lunghezza d'onda, con un minimo a circa 1.00  $\mu\text{m}$ .**

L'assorbimento a circa 1.00  $\mu\text{m}$  per i basalti dell'Islanda è fittato bene con l'uso di due gaussiane modificate, poste a circa 0.98  $\mu\text{m}$  e a circa 1.05  $\mu\text{m}$ .

La gaussiana modificata a circa 0.98  $\mu\text{m}$  descrive il contributo di diversi fattori, tra cui la presenza dello ione  $\text{Fe}^{2+}$  nel sito M1 del pirosseno calcico (Burns, 1993a; Cloutis&Gaffey, 1991) e la presenza di  $\text{Fe}^{2+}$  e  $\text{Fe}^{3+}$  nella magnetite, minerale che come già descritto sopra, ha un assorbimento molto largo in questo intervallo di lunghezza d'onda, dovuto a processi di trasferimento di carica.

La componente a lunghezze d'onda maggiore, a circa 1.05  $\mu\text{m}$ , varia in un intervallo di lunghezza d'onda ristretto (inferiore ai 30 nm, considerando le misure su tutte le granulometrie) per i diversi campioni; le variazioni sono minime, in modo particolare per la granulometria a 250  $\mu\text{m}$  (da 1.043 a 1.061  $\mu\text{m}$ ). Nei campioni dove il vetro è assente o scarso (A2, B2, Is11), anche la profondità è costante.

La componente a 1.05  $\mu\text{m}$  è attribuita alla presenza dello ione  $\text{Fe}^{2+}$  nel sito M2 del clinopirosseno (Burns, 1993a; Cloutis&Gaffey, 1991) nei basalti tholeiitici dell'Islanda.

Riportando le posizioni del centro banda di questa gaussiana per le tre diverse granulometrie verso il numero di moli di ferrosilite nel diagramma dei pirosseni di Cloutis&Gaffey (1991), si osservano piccoli spostamenti (solo per i campioni A3 e Is11 gli spostamenti sono maggiori) verso lunghezze d'onda maggiori all'aumentare della granulometria (Fig. 8.22), aspetto che era stato messo in risalto anche per i campioni dello *Stillwater Complex*. Si può notare come le posizioni del centro banda per i campioni A2 e A3 (rappresentati con i quadrati in Fig. 8.22), dove il contenuto di  $\text{TiO}_2$  è  $<1\%$ , rientrano nel campo definito da Cloutis&Gaffey (1991) per i clinopirosseni con contenuti di wollastonite analoghi ( $\text{Wo} >45\%$ ). Piccole differenze di lunghezza d'onda (inferiori a 10

nm) sono attribuibili al fatto che si stanno confrontando posizioni del centro banda con posizioni di minimo misurate per minerali puri.

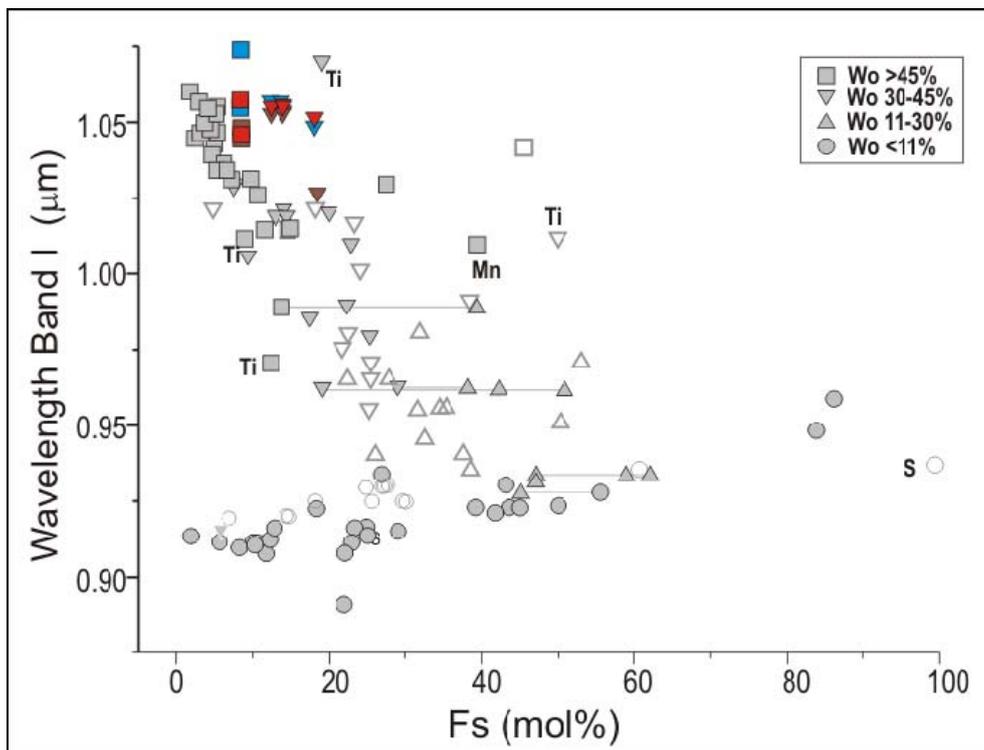
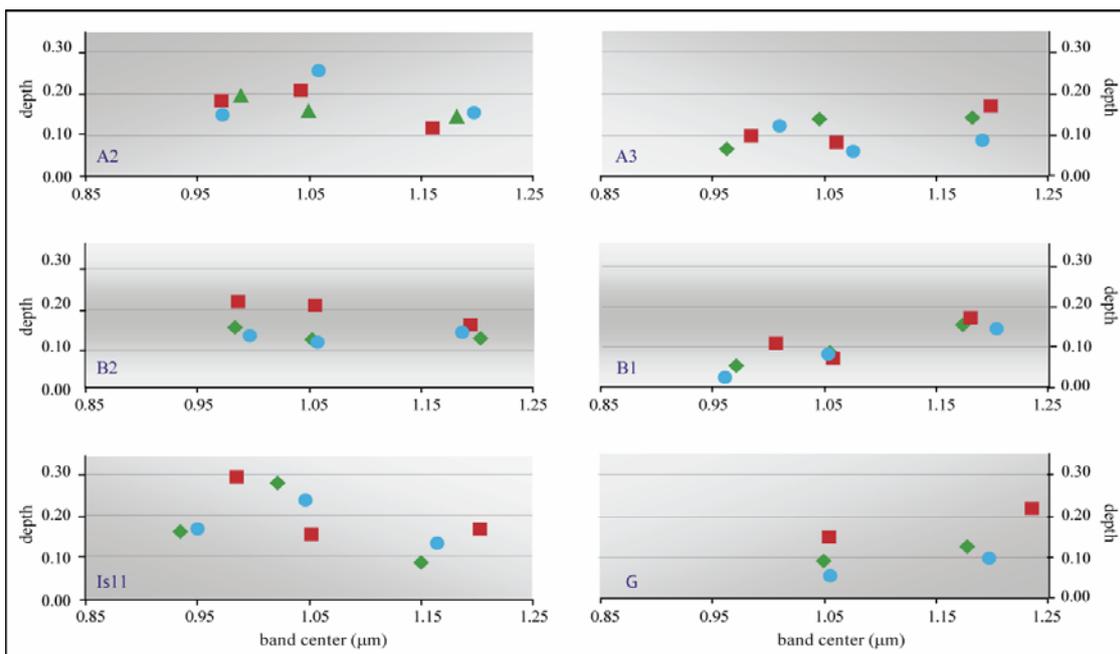


Fig. 8. 22 - Posizione della banda I dei pirosseni in funzione del contenuto di ferrosilite (Fs mol.%). In grigio sono riportati i dati di letteratura delle posizioni di minimo della banda I (Clouties&Gaffey 1991). Simboli pieni indicano le misure in riflessione, vuoti in trasmissione. In marrone, rosso e blu, sono riportate le posizioni di centro banda dei campioni studiati in questa tesi per le granulometrie < di 60 μm, di 250 μm e di 2.00 mm, rispettivamente (modificato dopo Cloutis&Gaffey, 1991).

Per i campioni in cui i clinopirosseni presenti hanno contenuti di  $TiO_2 > 1\%$  (campioni rappresentati da dei triangoli in figura 8.22) le posizioni dei centro banda si discostano leggermente dal trend generale, in modo analogo a ciò che è stato evidenziato da Cloutis&Gaffey (1991).

In Fig. 8.23 sono riportate le profondità verso il centro banda dei campioni dell'Islanda.

I campioni possono essere suddivisi in due diversi gruppi. In uno la componente posta a 1.20 μm ha profondità maggiore rispetto alle altre due componenti, per ciascuna singola granulometria; questo gruppo comprende i campioni A3, B1 e G. Il secondo gruppo comprende i campioni A2, B2 e Is11 in cui la profondità della banda a 1.20 μm ha valori minori o al più uguali alle altre due componenti. L'assorbimento principale, presente a circa 1.00 μm, è scomposto utilizzando due gaussiane modificate.

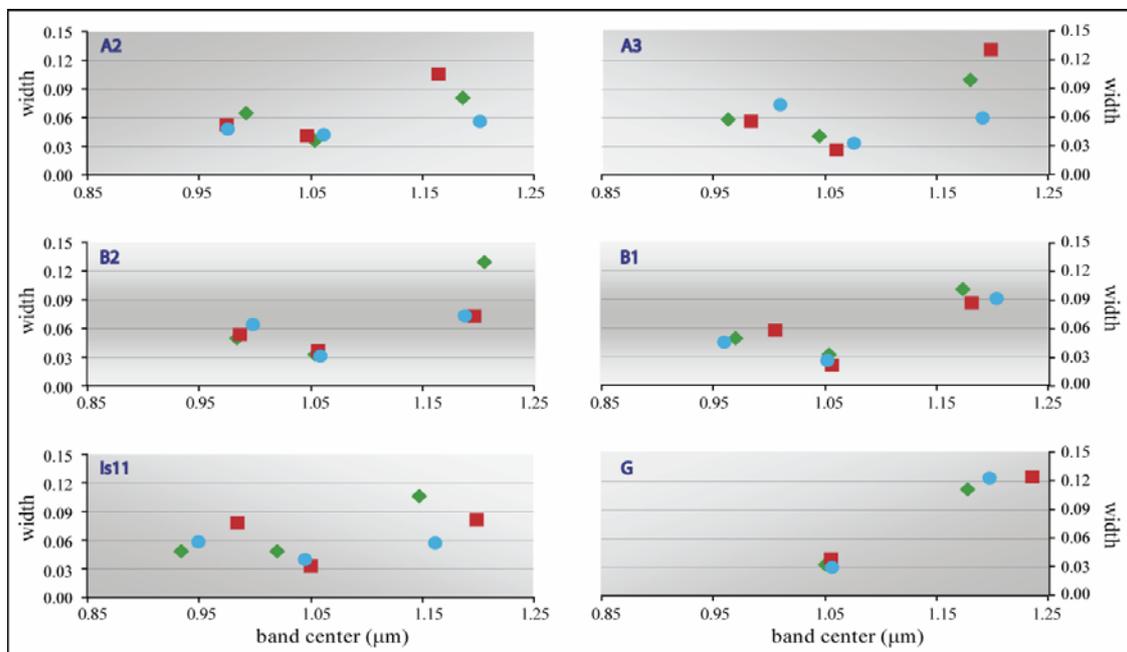


**Fig. 8. 23 -** Variazione della profondità verso la posizione del centro banda per i campioni dell'Islanda, si mette in evidenza come al variare delle granulometrie (verde < di 60 μm, rosso < di 250 μm e azzurro < di 2.00 mm) le profondità delle bande mostrano generalmente profondità maggiori alla granulometria < di 250 μm rispetto a quella < di 2.00mm. Vedere il testo per ulteriori spiegazioni.

La profondità della banda in questo caso non presenta una variazione in funzione della granulometria, dovuto al fatto che diversi processi di assorbimento e altri fattori che influenzano i processi di diffusione intervengono. Ancor più difficile è valutare se c'è una relazione, anche se solo qualitativa, tra la profondità e l'abbondanza del clinopirosseno o degli opachi, poiché troppi sono i fattori che determinano questo assorbimento. Dai dati disponibili è possibile concludere che il modello di fitting è in grado di definire alcuni contributi elettronici che contribuiscono alla formazione della banda di assorbimento, ma è difficile definire una relazione tra profondità della banda e quantità del singolo fattore responsabile dell'assorbimento, sia perché sono diversi i processi che determinano la morfologia dello spettro e le strutture di assorbimento, sia perché è difficile determinare con chiarezza l'abbondanza del clinopirosseno e della magnetite, ed in oltre perché quest'ultima fase è un forte assorbitore.

In Fig. 8.24 sono riportati i dati della larghezza della banda verso la posizione del centro banda per i campioni dell'Islanda. Le due gaussiane modificate che descrivono l'assorbimento a circa 1.00 μm non presentano variazioni sostanziali di larghezza, in un intervallo di valori inferiore ai 10 nm, sia confrontando i diversi campioni tra loro e sia confrontando le diverse granulometrie per ciascun campione, ad eccezione del campione Is11. Per questo campione la banda posta a circa 0.95 μm presenta una variazione

maggiore ma il suo centro banda si sposta verso valori maggiori all'aumentare dell'ampiezza. La gaussiana a valori minori di lunghezza d'onda è, inoltre, più ampia di quella posta a circa 1.05  $\mu\text{m}$ . La banda a circa 1.20  $\mu\text{m}$  è generalmente la più ampia in tutti i campioni e alle diverse granulometrie.



**Fig. 8. 24 –** Variazione della larghezza verso la posizione del centro banda delle gaussiane modificate che definiscono l'assorbimento a circa 1.00  $\mu\text{m}$ , per i campioni dell'Islanda, alle diverse granulometrie (verde: < di 60  $\mu\text{m}$ , rosso: < di 250  $\mu\text{m}$  e azzurro: < di 2.00 mm). Vedere il testo per ulteriori spiegazioni.

Vediamo, poi, come la componente a lunghezze d'onda minori (0.98  $\mu\text{m}$ ) è più larga rispetto alla componente presente a lunghezze d'onda maggiori (1.05  $\mu\text{m}$ ) e ha una maggiore variabilità della posizione.

In Fig. 8.25 sono riportati i fit alle tre diverse granulometrie per due campioni, si può osservare come l'assorbimento abbia un comportamento complesso. I fit alle tre diverse granulometrie per il campione B2 mostrano una variazione dell'asimmetria verso le lunghezze d'onda minori della banda posta a 1.00  $\mu\text{m}$ , dovuta probabilmente alla presenza di un minerale opaco che presenta un assorbimento in questo intervallo di lunghezza d'onda, e in generale la firma spettrale ha una morfologia diversa alle lunghezze d'onda maggiori al variare della granulometria, un comportamento analogo lo si osserva negli altri spettri delle polveri descritti nel capitolo 8; in modo particolare negli spettri del campione Is11, che soprattutto nell'intervallo di lunghezza d'onda posto tra 1.00 e 1.40  $\mu\text{m}$  si nota come la misura sulle polveri a granulometria inferiore a 60  $\mu\text{m}$  è diversa da quella alle due granulometrie maggiori.

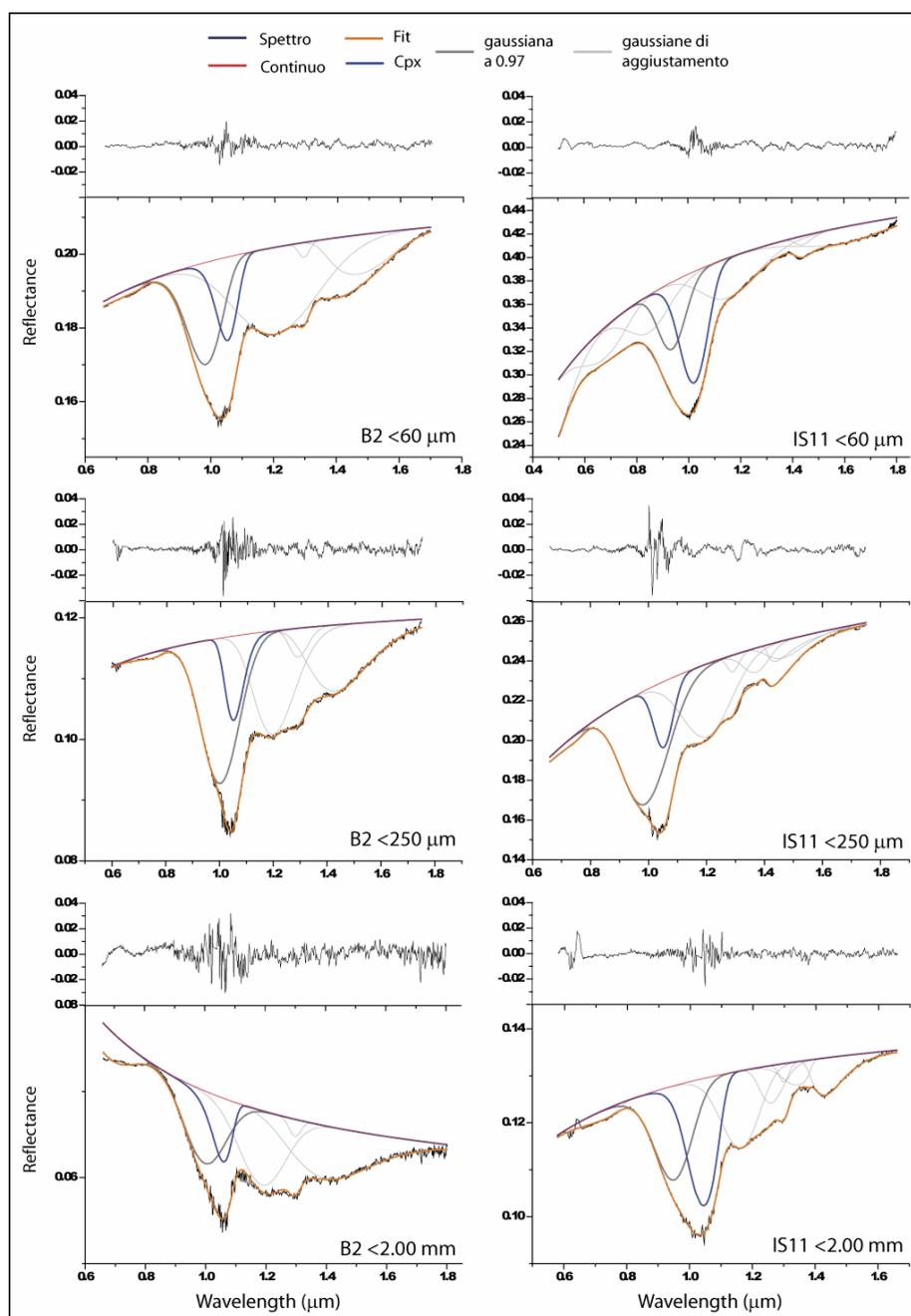


Fig. 8. 25 – Alcuni fit degli spettri acquisiti sulle polveri dell’Islanda. La gaussiana modificata in blu rappresenta l’assorbimento dovuto alla presenza dello ione  $Fe^{2+}$  nel sito M2 del clinopirosseno. Si nota come siano più complessi i fit nella banda posta a circa 1.00  $\mu m$  su questi basalti, dove il contenuto di minerali opachi è significativo. Vedi testo per spiegazione.

### 8.3.3 Relazioni tra i parametri del continuo e la granulometria

Il continuo come detto nel paragrafo 8.2.4 è utilizzato per isolare alcune strutture spettrali diagnostiche di alcuni processi elettronici, anche se il suo reale significato fisico non è stato ancora definito.

Anche per l’analisi degli spettri dei campioni delle povere dei basalti abbiamo preso in considerazione le relazioni tra  $c_0$  e  $c_1$  e le diverse granulometrie studiate.

Ricordiamo che il continuo utilizzato in EGO, è definito come una retta ( $C(\lambda)=c_0+c_1(\lambda^{-1})$ ) in numero d'onda. Nel diagramma che segue  $c_0$  è espresso in riflettanza, e rappresenta l'intercetta sull'asse delle ordinate, mentre  $c_1$ , è il coefficiente angolare della retta, ed è espresso in funzione del numero d'onda. Il segno di  $c_1$  risulta opposto rispetto alle pendenze degli spettri in funzione della lunghezza d'onda, cioè quando  $c_1$  è positivo la pendenza dello spettro risulta essere negativa (diminuisce la riflettanza verso l'infrarosso, e si parla anche di *blue slope*), mentre quando  $c_1$  ha valori negativi la pendenza dello spettro è positiva (aumenta a riflettanza verso l'infrarosso, e si parla anche di *red slope*).

In Fig. 8.26a e 8.26b sono riportati i dati di  $c_0$  e  $c_1$  per le diverse granulometrie dei basalti studiati. In rosso sono riportati i dati per i campioni della *Pampas Onduladas Flow* (POF) e in blu sono riportati i dati per i campioni dell'Islanda (simboli pieni campioni a tessitura intergranulare o intersertale, simboli vuoti campioni a tessitura ialopilitica).

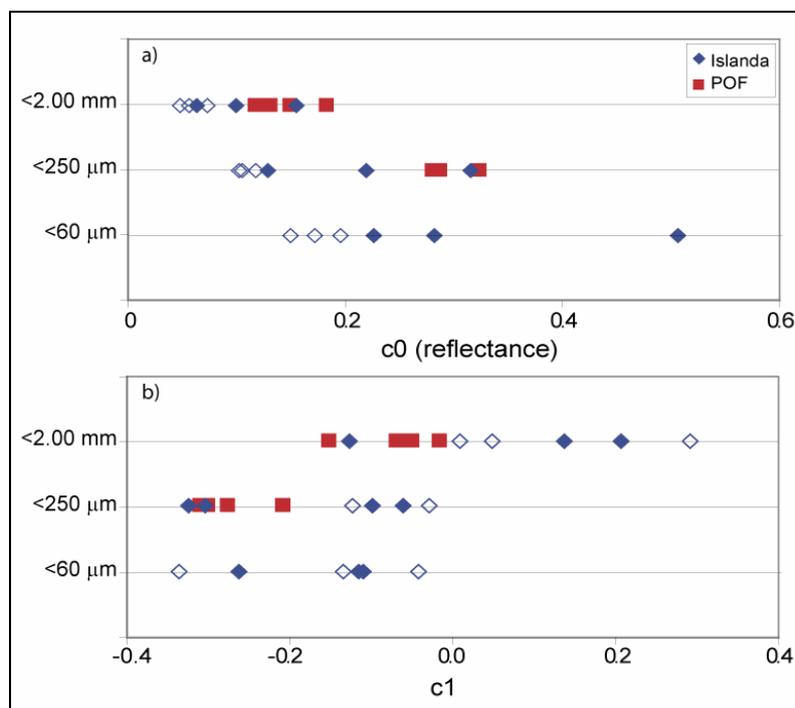


Fig. 8.26 - a) Relazione tra  $c_0$ , intercetta, e la granulometria, si evidenzia come l'intercetta vari al variare della granulometria per i basalti della POF, mentre per i basalti dell'Islanda è presente un'aria di sovrapposizione tra i diversi gruppi granulometrici. b) Relazione tra  $c_1$ , pendenza, e la granulometria (valori positivi di  $c_1$  indicano pendenze negative in funzione della lunghezza d'onda, pendenza verso il blu, negli spettri di riflettanza in funzione della lunghezza d'onda e valori negativi di  $c_1$  indicano pendenze positive, pendenza verso il rosso), le polveri grossolane presentano variazioni di pendenze tra i due gruppi granulometrici per i basalti della POF, mentre vi è parziale sovrapposizione tra l'intervallo di  $c_1$  per le due granulometrie fini e l'intervallo di  $c_1$  per la granulometria più grossolana. Per ulteriori spiegazioni vedere il testo.

Si nota come per i campioni della POF, le due granulometrie presentano intervalli di  $c_0$  e  $c_1$  distinti tra loro, è quindi chiara una distinzione dei due gruppi, come si vede bene in Fig. 8.27.  $c_0$  varia da 0.28 a 0.32 per  $\Phi < 250 \mu\text{m}$  e da 0.11 a 0.18 per  $\Phi < 2.00 \text{ mm}$ , mentre

$c_1$  varia da -0.31 a -0.21 per  $\Phi < 250 \mu\text{m}$  e da -0.15 a -0.02 per  $\Phi < 2.00 \text{ mm}$ , evidenziando una diminuzione di  $c_0$  all'aumentare della granulometria e una variazione della pendenza da positiva a suborizzontale.

Per i campioni dell'Islanda si può notare chiaramente come le diverse classi granulometriche presentano una sovrapposizione tra gli intervalli di variazione di  $c_0$  e in parte di  $c_1$ . Per  $c_0$ , che varia da 0.15 a 0.50 per  $\Phi < 60 \mu\text{m}$ , da 0.10 a 0.31 per  $\Phi < 250 \mu\text{m}$  e da 0.04 a 0.15 per  $\Phi < 2.00 \text{ mm}$ , si nota che i campioni con tessitura ialopilitica (con vetro ossidato) mostrano valori di  $c_0$  minori a tutte le diverse granulometrie, mentre gli altri campioni presentano valori di  $c_0$  più alti alla granulometria più fine, e uno di loro, il campione B2, alle altre granulometrie ( $< 250 \mu\text{m}$  e  $< 2.00 \text{ mm}$ ) presenta valori analoghi a quelli dei campioni vetrosi. Questo campione mostra valori di ferro e titanio più alti di A2 e Is11 (vedi Appendice B, tabella P).

Per  $c_1$  si vede che non vi è sostanziale variazione di pendenza tra le due polveri più fini (da -0.34 a -0.04 per  $\Phi < 60 \mu\text{m}$ , da -0.32 a -0.03 per  $\Phi < 250 \mu\text{m}$ ), mentre le polveri più grossolane presentano una variazione molto ampia da -0.12 a 0.29, con una variazione di pendenza da positiva (per il campione Is11) a negativa. Il campione Is11 presenta pendenze analoghe a quelle dei campioni della POF sia per  $\Phi < 250 \mu\text{m}$  che per  $\Phi < 2.00 \text{ mm}$ .

In Fig 8.27 si riportano i parametri  $c_0$  e  $c_1$ , legati tra loro dalla seguente formula matematica:  $C(\lambda) = c_0 + c_1(\lambda^{-1})$ , in numero d'onda.

Si mette in evidenza come per i campioni della POF è possibile definire due gruppi distinti per le due diverse granulometrie, mentre per i campioni dell'Islanda le diverse granulometrie presentano delle aree di sovrapposizione.

È chiaro che considerando basalti con composizione pressoché identica tra loro (vedi Appendice B, tabella P), come i campioni della POF, che provengono da una unica colata omogenea da un punto di vista composizionale (Pasquare et al., 2008), si possono separare le granulometrie dai dati del continuo, mentre la dov'è, come è il caso dell'Islanda, si hanno basalti a composizione simile, ma con una certa variazione di alcuni elementi importanti per gli assorbimenti (ad esempio, ferro e titanio, presenti nei silicati, ma anche negli opachi o nel vetro), non possiamo più ottenere gruppi granulometrici distinti, in quanto anche la variazione composizionale agisce in modo importante nella morfologia dello spettro.



## RITORNO ALLO SPAZIO

### 9.1 Introduzione

Come già messo in evidenza nel primo capitolo, Mercurio, il pianeta più interno del sistema solare è rimasto per decenni, dall'inizio della corsa allo spazio, anche il pianeta meno conosciuto.

Pertanto anche le caratteristiche composizionali della superficie, principale interesse per il nostro lavoro, sono scarsamente documentate.

I dati acquisiti da Terra sono pochi, in quanto la vicinanza di Mercurio al Sole ha sempre reso difficile sia l'acquisizione che la calibrazione dei dati spettrali (Strom&Sprague, 2003; e riferimenti al suo interno). Questo ha portato alla formulazione di diverse ipotesi e discussioni sulla presenza di FeO e TiO<sub>2</sub> nei silicati o nei minerali opachi e sulla presenza di ferro metallico sulla superficie del pianeta (McCord&Clark, 1979; Vilas et al., 1984; Hapke, 2001; Robinson&Taylor, 2001; Noble&Pieters, 2003; Warell, 2003; Warell et al., 2006). Pochi sono pure i dati acquisiti da remoto prima dell'anno in corso (Boynton et al., 2007; Sgavetti et al., 2007; Solomon et al., 2008). La sola missione *Mariner*10 negli anni settanta del secolo scorso, ha acquisito questo tipo di informazioni, anche se con una scarsa risoluzione spaziale e spettrale. Tutti questi dati non hanno mai permesso di trovare soluzioni ai problemi aperti sulla composizione del pianeta. Nell'ultimo decennio sia la NASA (*National Aeronautics and Space Administration*) e sia l'ESA (*European Space Agency*) e la JAXA (*Japanese Aerospace Exploration Agency*) in collaborazione tra loro, hanno puntato le loro attenzioni su questo pianeta, il primo anello della catena dei pianeti terrestri.

La missione MESSENGER, gestita dalla NASA, ha effettuato i suoi primi *flyby*, nei mesi di gennaio e di ottobre del 2008. A bordo del veicolo spaziale due strumenti acquisiscono dati utili per lo studio delle caratteristiche composizionali e morfologiche della superficie. MDIS (*Mercury Dual Imaging System*) consiste di due camere: la NAC (*Narrow-Angle Camera*), che acquisisce in luce monocromatica (0.75  $\mu\text{m}$ ), e la WAC (*Wide-Angle Camera*) che acquisisce nell'intervallo tra 0.40-1.00  $\mu\text{m}$ , attraverso 11 filtri, e dello spettrometro MASCS (*Mercury Atmospheric and Surface Composition Spectrometer*), che

ha risoluzione spettrale di circa 5 nm nell'intervallo di lunghezza d'onda compreso tra l'ultravioletto e il vicino infrarosso (0.325-1.300  $\mu\text{m}$ ). Questi strumenti hanno iniziato ad acquisire le prime informazioni di Mercurio, ad alta risoluzione, fornendo anche dati di aree mai mappate in precedenza (Solomon et al., 2008).

Nel primo capitolo si sono riportati alcuni dei risultati ottenuti durante il primo *flyby* attorno al pianeta, sulle caratteristiche morfologiche e composizionali della superficie. Qui di seguito consideriamo i primi dati pubblicati acquisiti dallo spettrometro (McClintock et al., 2008) e dalle camere (Robinson et al., 2008), facendo alcuni confronti con i campioni studiati in questa tesi.

## 9.2 Dati dello spettrometro dal primo flyby di MESSENGER

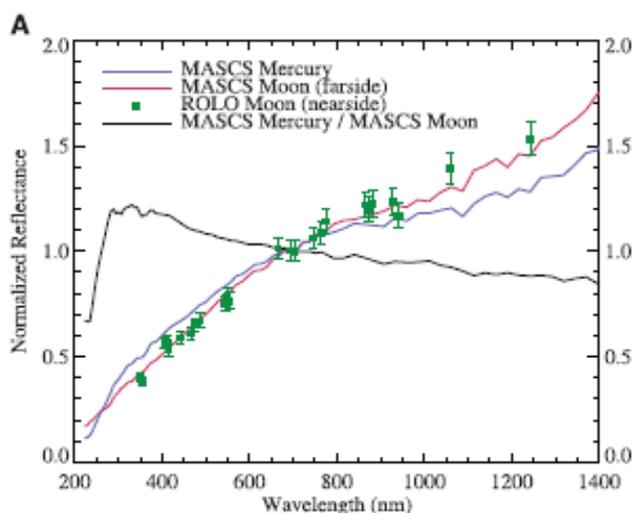
MASCS (McClintock&Lankton, 2007) è lo spettrometro a bordo di MESSENGER. Esso è costituito da un piccolo telescopio *Cassegrain* che in modo simultaneo passa da uno spettrografo che copre l'intervallo dal visibile al vicino-infrarosso (VIRS, l'intervallo di lunghezza d'onda va da 0.325 a 1.300  $\mu\text{m}$ ) a uno spettrometro nell'intervallo dall'ultravioletto al visibile (UVVS, che copre l'intervallo di lunghezza d'onda che va da 0.200 a 0.320  $\mu\text{m}$ ). La risoluzione a terra massima è di circa 3 km/pixel.

I dati ottenuti da questa missione rappresenteranno la più alta risoluzione sia spaziale che spettrale di Mercurio finora ottenute, ed inoltre per la prima volta vengono acquisiti dati nel medio ultravioletto della superficie di questo pianeta.

I risultati del primo *flyby* sono riportati in Fig. 9.1 (McClintock et al., 2008), dove lo spettro ottenuto su tutta la superficie (*full-disk*) di Mercurio è confrontato con lo spettro acquisito da MASCS stesso durante il passaggio sulle *highland* lunari in corrispondenza del *South Pole-Aitken Basin*. Entrambi gli spettri sono caratterizzati da una forte pendenza positiva, già osservata negli spettri acquisiti da Terra e descritta in letteratura (Vilas, 1988; Kieffer&Stone, 2005). Nella regione del visibile lo spettro di Mercurio ha per lo più una pendenza minore del 10% rispetto a quello della Luna. Una pendenza minore rispetto allo spettro lunare si osserva anche nella regione del vicino infrarosso ma è meno pronunciata.

Lo spettro MASCS di Mercurio è caratterizzato da una rapida diminuzione della riflettanza verso le lunghezze d'onda minori, nell'ultravioletto (<0.30  $\mu\text{m}$ ). Questa caratteristica era stata osservata negli spettri di laboratorio delle polveri di alcune rocce lunari, ed è stata associata a bande di assorbimento OMCT che possono essere presenti in alcuni silicati

nell'intervallo tra 0.20 e 0.40  $\mu\text{m}$ . Questa banda non è stata osservata negli spettri lunari acquisiti da Terra né in quelli dei campioni di suoli lunari, sia maturi che non maturi, acquisiti in laboratorio.



**Fig. 9.1** – Spettri mediati della superficie di Mercurio e della Luna (*far-side*) misurati da MASCs. È riportato per confronto con lo spettro della Luna acquisito da MASCs uno spettro a *full-disk* della zona *near-side* derivato dalle osservazione di ROLO (Robotica Lunar Observatory). In nero è riportato lo spettro del rapporto tra i dati MASCs di Mercurio e Luna, che evidenzia le differenze spettrali dei due corpi (da McClintock et al., 2008).

L'assenza di questa banda di assorbimento nell'ultravioletto per questi materiali è stata spiegata, in letteratura, come conseguenza dello *space weathering*, il quale determina una riduzione del ferro ferroso con formazione di patine ricche in Fe nanofase. La presenza di queste particelle metalliche nasconde la caratteristica banda ad 1.00  $\mu\text{m}$ , tipica di alcuni silicati ferromagnesiferi.

Tuttavia la presenza di una banda di assorbimento poco profonda nell'ultravioletto negli spettri di Mercurio induce a pensare che lo ione  $\text{Fe}^{2+}$  non sia totalmente ridotto dallo *space weathering*, ma che la superficie possa essere costituita di materiale che, mediamente, presenta bassi contenuti di  $\text{Fe}^{2+}$  e  $\text{Ti}^{4+}$ . Infatti studi di laboratorio effettuati su miscele contenenti pirosseni o olivine a bassi contenuti di ferro, oppure plagioclasti, mostrano assorbimenti nell'ultravioletto compatibili con quelli dei dati di Mercurio (Cloutis et al., 2008).

Poiché il  $\text{Fe}^{2+}$  sembra essere scarso nei silicati delle porzioni di superfici misurate per ora da MASCs, fasi non silicatiche come minerali opachi contenenti ferro e solfuri o prodotti di impatto meteoritico potrebbero essere la sorgente del ferro per la formazione delle particelle metalliche di dimensioni nanometriche. Anche le nuove rielaborazioni dei dati

*Mariner*10 e le immagini multispettrali di MESSENGER mettono in risalto come alcune aree presentano una bassa riflettanza, e suggeriscono che la presenza di fasi opache relativamente grossolane possano giocare un ruolo importante per le variazioni di albedo e di colore di Mercurio (Robinson et al., 2008).

La bassa riflettanza e l'assenza di assorbimenti specifici sono caratteri tipici di alcuni minerali opachi, come l'ilmenite. La presenza di questa fase nelle miscele determina un abbassamento generalizzato della riflettanza ed una diminuzione della pendenza degli spettri di laboratorio delle miscele stesse. Così la maggiore abbondanza di una fase opaca sulla superficie di Mercurio rispetto alla Luna potrebbe spiegare la minore riflettanza e la pendenza spettrale del visibile-infrarosso di questi spettri.

### **9.3 Dati delle camere dal primo flyby di MESSENGER**

NAC e WAC sono le due camere presenti su MESSENGER. La prima acquisisce in luce monocromatica (0.75  $\mu\text{m}$ ) con una risoluzione areale che varia tra 200 e 500 m/pixel, la seconda acquisisce immagini multispettrali (11 filtri nell'intervallo tra 0.4 e 1.0  $\mu\text{m}$ ) con una risoluzione di circa 5 km/pixel (Hawkins III et al, 2007).

Dopo la necessaria calibrazione, l'analisi delle componenti principali è stata applicata ai primi dati inviati dal primo *flyby*. La PC1 mappa le variazioni di riflettanza, mentre la PC2 discrimina le variazioni di colore. Inoltre sono stati analizzati alcuni rapporti tra le diverse bande, e le classificazioni prodotte con questi rapporti sono state comparate con le mappe ottenute dalle analisi delle componenti principali. In Fig. 9.2 e 9.3 sono riportate le mappe e i rapporti di banda effettuati su degli spettri, rappresentativi delle diverse aree, dal lavoro di Robinson et al. (2008).

MDIS ha acquisito immagini di aree mai esplorate prima. Queste aree mostrano riflettanza e colori simili alle aree già osservate da *Mariner*10 (Rava&Hapke, 1987; Robinson&Lucey, 1997; Robinson et al., 2008).

Tre grandi unità spettrali di vaste dimensioni sono state classificate come:

- a) aree con materiale a bassa riflettanza (LRM);
- b) *smooth plain* con riflettanza da moderata ad alta (HRP);
- c) terreni con caratteristiche spettrali intermedie (IT).

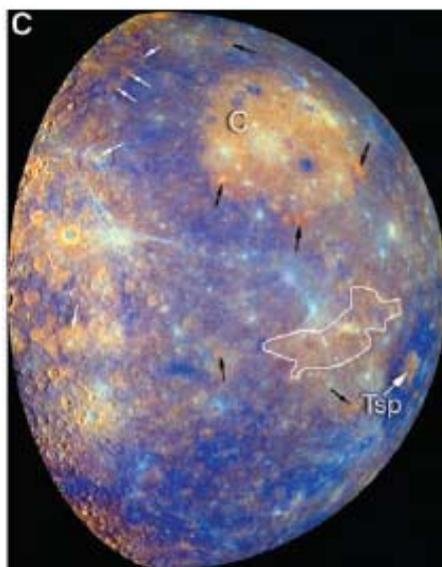


Fig. 9. 1 – Immagine in falsi colori usata per separare le unità: il rosso è l’inverso della PC2, il verde è la PC1, il blu è definito dal rapporto 430/560 nm. Le frecce bianche e la linea chiusa bianca indicano porzioni di *smooth plain* recenti, che evidenziano una chiara differenza spettrale rispetto alle aree di basamento, e che sono interpretate come di origine vulcanica. C indica il *Caloris Basin*. Tsp indica porzioni di HRP all’interno del bacino di *Tolsaj*. Le frecce nere indicano delle unità “rosse” interpretate come piccoli centri vulcanici (da Robinson et al., 2008).

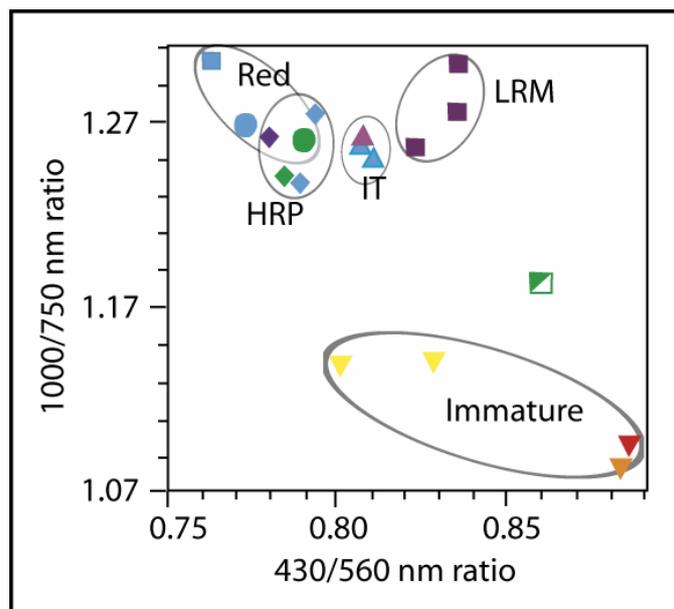


Fig. 9. 2 – Rapporti chiave usati per distinguere le unità spettrali. Rapporto 1000/750 nm è la misura dello *slope* nel vicino infrarosso, i valori più alti indicano una pendenza positiva maggiore. Rapporto 430/560 nm è la misura dello *slope* nel visibile, un valore alto corrisponde ad una pendenza positiva minore nel visibile. In generale si pensa che materiale più maturo presenti una pendenza maggiore e quindi è distribuito nella porzione in alto a sinistra (*Red*), mentre il materiale meno maturo ha pendenze minori e sta nelle porzioni in basso a destra. Indipendentemente dalla maturità delle regioni, si ipotizza che le variazioni che si possono vedere siano dovute ad una diversa abbondanza di minerali opachi, i quali tendono a diminuire la pendenza degli spettri (da Robinson et al., 2008).

Le tre unità si differenziano principalmente per la riflettanza, mentre gli spettri di tutte le unità presentano pendenza positiva verso l’infrarosso (Robinson et al., 2008), indicativo di

materiale maturo, cioè alterato dallo *space weathering* (Strom&Sprague, 2003; e riferimenti al suo interno).

Le unità LRM sono ampiamente diffuse. Le estensioni maggiori sono localizzate in alcuni crateri nella regione del bacino *Tolstoj*, e in altri crateri, soprattutto nel bacino *Caloris*, ed in aree fortemente craterizzate nella regione meridionale, esplorata per la prima volta da MESSENGER. Una interpretazione per la formazione di queste aree è che eventi di impatto abbiano scavato il materiale che forma le LRM da zone più profonde, materiale che può essere seguito anche nei depositi di *ejecta* all'esterno del cratere. Le stesse caratteristiche spettrali, cioè moderata pendenza e lieve assorbimento a 0.60  $\mu\text{m}$ , sono sempre riscontrabili nelle aree che presentano materiali a bassa riflettanza, e sembrano quindi indicative di una composizione specifica di queste aree (Robinson et al., 2008).

Le unità HRP presentano generalmente una riflettanza superiore del 10% della media ed un pendenza (tipo *red-slope*) maggiore verso l'infrarosso, e un esempio possono essere alcune piane che coprono il fondo del *Caloris Basin*. Molte altre aree di terreni fortemente craterizzati presentano caratteristiche spettrali intermedie tra le LRM e le HRP.

Oltre a queste unità ampiamente diffuse, si osservano altre tre unità distribuite in piccole aree, e classificate come: a) depositi di *ejecta* recenti; b) depositi ad alto albedo, di fondo cratere; c) materiale ad alta riflettanza e tendente al rosso, presente in depressioni prive di bordi rialzati.

I depositi di *ejecta* immaturi hanno una riflettanza che supera del 70% la riflettanza delle IT, ed in genere sono associati alle "pareti", al "fondo" e ai "raggi" dei crateri di impatti più recenti.

Una caratteristica importante degli spettri di tutte queste unità è la mancanza di un assorbimento a circa 1.00  $\mu\text{m}$ , diagnostico del ferro bivalente nei silicati.

Questa generale scarsità di ferro, diffusa su tutta la superficie del pianeta, è in apparente contrasto con la variabilità spettrale della superficie, per la quale quindi si deve individuare una causa, o un insieme di cause, diversa dalla composizione dei silicati. Un ulteriore dato, utile per individuare queste cause, deriva dal confronto tra i dati NAC di Mercurio e quelli acquisiti dalla stessa camera durante il suo *flyby* attorno alla Luna. Questo confronto conferma una riflettanza di Mercurio inferiore del 8% rispetto a quella lunare, che in corrispondenza delle *highland* lunari può essere del 27% (Robinson et al., 2008).

In assenza di ferro nei minerali silicatici, l'alternativa più plausibile per una riflettanza così bassa della superficie di Mercurio sembra essere la presenza di minerali opachi e/o di

materiale meteoritico sulla sua superficie. Minerali opachi come ilmenite ( $\text{FeTiO}_3$ ) e ulvospinello ( $\text{Fe}_2\text{TiO}_4$ ) presentano una firma spettrale con una morfologia piatta e una bassa riflettanza, e sono caratterizzati da un assorbimento a circa  $0.60 \mu\text{m}$ , ma non mostrano nessun assorbimento a circa  $1.00 \mu\text{m}$  e quindi sono dei probabili candidati.

Dalla Fig. 9.3 è evidente come le pendenze delle porzioni nel visibile (rapporto 430/560 nm) e nel vicino infrarosso (rapporto 1000/750 nm) definiscano un *trend* principale per gli spettri dei crateri più recenti, consistente con la presenza di un regolite immaturo, poco alterato dallo *space weathering*. Un altro trend si osserva per le *smooth plain* ad alta riflettanza rispetto alle LRM. Questo ultimo trend è evidente nel bacino *Tolstoj*, dove le *smooth plain* presentano valori di riflettanza relativamente alti mentre i depositi di *ejecta* hanno valori di riflettanza bassi e con valori minori verso l'infrarosso (Robinson et al., 2008). Questo trend è interpretato dagli autori come indicativo della presenza di una componente a bassa riflettanza e spettralmente neutra nella crosta superiore, mescolata nei depositi di *ejecta* ma assente nelle *smooth plain*.

Il confronto con la superficie lunare fornisce un ulteriore supporto all'ipotesi della presenza di una componente a bassa riflettanza in alcune aree di Mercurio. Infatti, se la crosta di Mercurio fosse composta per la maggior parte di minerali silicatici con basso contenuto di ferro e titanio il materiale non maturo presente sulla superficie dovrebbe mostrare elevata riflettanza, simile o maggiore a quella misurata sulla Luna. Analisi delle immagini di *Mariner10* e comparazioni tra i mosaici della NAC e di *Clementine*, per la Luna, hanno evidenziato che il regolite immaturo di Mercurio ha una riflettanza decisamente più bassa (30% e 10-20% in meno, rispettivamente) rispetto alle *highland* lunari immature, indicando che la crosta di Mercurio contiene una frazione non trascurabile di una componente basso riflettente (Robinson et al., 2008).

Da queste osservazioni, che sono in accordo con studi precedenti (i.e., Hapke et al., 1975; Rava&Hapke, 1987; Vilas, 1988; Sprague&Roush, 1998; Warell, 2003; Warell&Blewett, 2004; Warell, 2004; Denevi&Robinson, 2008) Robinson et al. (2008) suggeriscono che la crosta di Mercurio sia caratterizzata dalla presenza di silicati ricchi in calcio e magnesio e poveri in ferro (e.g. plagioclasti, enstatite, pigeonite, e diopside) e minerali opachi spettralmente neutri, come l'ilmenite. Conseguentemente, le litologie candidate possono comprendere rocce gabbriche o basaltiche. Il ferro ferroso sarebbe contenuto quasi totalmente nelle fasi opache e non nei silicati, in un sistema che presenta condizioni di ossido-riduzione vicine al tamponamento ferro-wustite (Robinson et al., 2008).

L'alternativa che permetterebbe di spiegare il basso albedo di alcune regioni, molto spesso proposta negli studi precedenti, potrebbe essere la presenza di ferro nativo (es., Hapke et al., 1975; Noble&Pieters, 2003; Warell, 2003), ma la presenza di questo elemento produce anche una ripida pendenza, positiva, verso l'infrarosso (Cloutis et al., 2008). Inoltre la sua presenza richiede condizioni di riduzione maggiori rispetto alle condizioni di ossido-riduzione vicine al tamponamento ferro-wustite.

#### **9.4 Considerazioni sui dati studiati nella Tesi**

Come descritto nei paragrafi precedenti e nel primo capitolo, molti interrogativi rimangono sui fattori in grado di determinare le caratteristiche spettrali della superficie di Mercurio. Tra questi, perché gli spettri di Mercurio siano caratterizzati da una forte pendenza positiva verso l'infrarosso?; perché la riflettanza è generalmente più bassa di quella della Luna, in genere considerata l'analogo ideale?; perché i contenuti di ferro nei silicati sembrano così bassi?; e come realmente agisce lo *space weathering*? Con l'elevato numero di dati in arrivo dalla missione MESSENGER e dalla successiva missione BepiColombo, la comunità scientifica spera di poter rispondere a questi interrogativi.

BepiColombo, la missione gestita in collaborazione tra l'ESA e la JAXA, sarà munita di una stereo camera STC e di uno spettrometro ad immagine ad alta risoluzione spettrale VIHI (quest'ultimo acquisisce nell'intervallo spettrale 0.40-2.00  $\mu\text{m}$ , con una risoluzione spettrale di 6.5 nm e di una risoluzione spaziale fino a 100 m/pixel). Questi dati andranno ad incrementare, sia per una maggiore risoluzione al suolo, sia per un più ampio intervallo spettrale di acquisizione (fino ai 2.00  $\mu\text{m}$ ), quelli che saranno stati raccolti dalla missione MESSENGER, permettendo di integrarne ed estenderne i risultati.

I campioni studiati in questo lavoro di tesi sono stati selezionati in base alle conoscenze sulla composizione superficiale di Mercurio fornite sia dalla letteratura precedente a MESSENGER sia dai primi dati MESSENGER, che si avevano ad inizio dello studio (Robinson&Lucey, 1997; Vilas, 1988; Blewett et al., 2001; Burbine et al, 2001; Robinson et al., 2001; Blewett et al.,2002; Blewett&Warell, 2003; Strom&Sprague, 2003, e riferimenti al suo interno; McClintock et al., 2008; Robinson et al., 2008; Head et al., 2008; Murchie et al., 2008).

Questa vasta base di dati ipotizza variazioni composizionali relativamente ampie, dalle quali si può partire per individuare analoghi terrestri, dallo studio dei quali si potranno

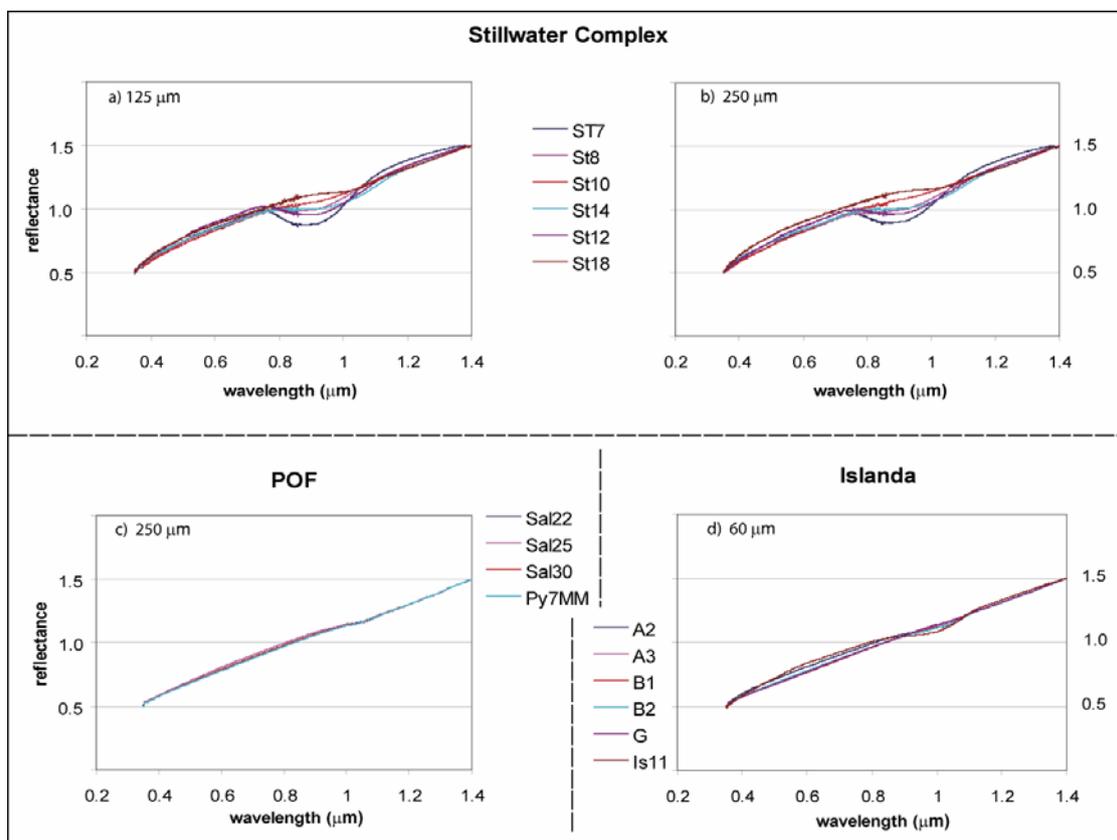
trarre ipotesi per interpretare le caratteristiche spettrali della superficie di Mercurio e per capire i processi che l'hanno formata e poi modificata.

#### 9.4.1 Simulazione della pendenza degli spettri di Mercurio

I dati spettrali di MASCS, sin qui acquisiti, e i rapporti di banda, preliminari, effettuati con i dati della WAC, sono stati confrontati con i dati ottenuti dai campioni terrestri provenienti dalle tre aree studiate in questa tesi.

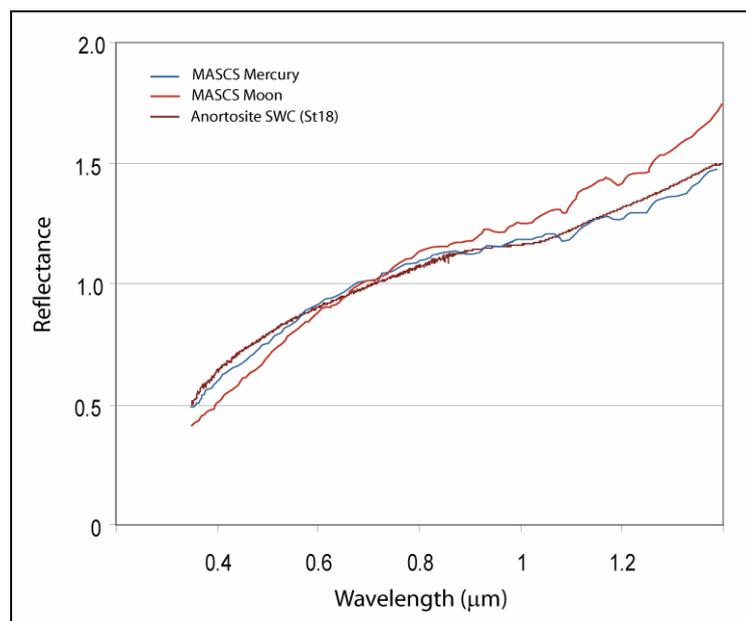
Per prima cosa è stata effettuata una simulazione degli spettri delle polveri dei campioni terrestri alle caratteristiche fotometriche ricavate dai dati MASCS. Questo permette di valutare come variano le caratteristiche spettrali dei campioni terrestri con l'applicazione di un continuo dello spettro analogo a quello osservato per Mercurio.

In Fig. 9.4 si vedono alcuni spettri ottenuti simulando tale pendenza.



**Fig. 9. 4 – Spettri di laboratorio delle polveri di alcuni dei campioni studiati nella tesi ricalcolati per un continuo simile a quello visto da MASCS per Mercurio. È evidente che i campioni di rocce intrusive ricche in pirosseni presentano delle strutture di assorbimento ben riconoscibili (St7, St8, St12, St14) mentre in campioni dal basso contenuto di minerali feni (St10, St18) le strutture sono meno evidenti e verso valori più alti di lunghezza d'onda (influenza del plagioclasio). Gli spettri dei basalti non mettono invece in evidenza delle chiare strutture di assorbimento (ad eccezione di Is11 nelle polveri a <60 μm).**

Per ciascuno spettro si è definita una retta per i suoi punti estremi e si sono calcolate le distanze banda per banda tra lo spettro e la retta. Questi valori residui sono stati sommati alla retta che riproduce la pendenza dello spettro della superficie totale di Mercurio calcolato da MASCS, ottenendo lo spettro terrestre ricalcolato alla pendenza di Mercurio. Quello che si osserva è che i campioni delle rocce intrusive, nonostante il continuo con forte pendenza, mantengono chiaramente visibili le strutture di assorbimento diagnostiche dei minerali. Questo significa che, se nelle porzioni più immature della superficie del pianeta, fosse presente un sufficiente contenuto di minerali femici, come ortopirosseno o clinopirosseno, le strutture di assorbimento a circa 0.90-1.00  $\mu\text{m}$  potrebbero essere riconosciute. Dove la componente femica è in bassi valori percentuali, minore al 10%, anche nel caso in cui il contenuto in  $\text{Fe}^{2+}$  fosse più alto di quello ipotizzato per i silicati presenti nei materiali superficiali di Mercurio, la sua presenza sarebbe comunque difficile da rilevare. In Fig. 9.5 si può inoltre notare che il campione di anortosite St18 ha una morfologia generale analoga allo spettro MASCS di Mercurio mostrato in Fig. 9.1.



**Fig. 9.3 – Confronto degli spettri misurati da MASCS per la Luna e Mercurio, già visti in figura 1, e lo spettro di una anortosite dello *Stillwater Complex*, ricalcolato per un continuo analogo a quello degli spettri di Mercurio osservati da MASCS. Si nota una elevata somiglianza tra questo spettro e quello *full-disk* su Mercurio (modificato da McClintock et al., 2008).**

I campioni di rocce basaltiche (Fig. 9.4c e 9.4d), mostrano, nonostante l'elevato contenuto di minerali femici, strutture di assorbimento poco evidenti anche alle granulometrie ottimali per l'identificazione delle bande. Ulteriori studi sono necessari per determinare le cause dei deboli assorbimenti negli spettri di Mercurio, per ricampionare i dati dei

campioni terrestri alla funzione di risposta degli strumenti utilizzati per l'osservazione da remoto di Mercurio nelle missioni MESSENGER e BepiColombo, che potrebbero rappresentare gli analoghi composizionali, e valutare, quindi, l'effettivo comportamento degli assorbimenti alle condizioni del pianeta Mercurio.

#### 9.4.2 Rapporti tra bande

Prendendo in considerazione tutte le misure spettrali, sia su polveri che su superfici di roccia, studiate in questa tesi ho calcolato i rapporti di banda presi in considerazione da Robinson et al. (2008).

Gli autori hanno considerato i rapporti dei dati WAC che descrivono la variazione della pendenza dello spettro nel visibile (430/560 nm) e nell'infrarosso vicino (1000/750 nm), e definito alcune classi spettrali per i diversi materiali.

In Fig. 9.6 si riporta il diagramma di Robinson et al. (2008), in cui sono inseriti i rapporti tra le bande spettrali delle polveri di tutti e tre i siti terrestri per la granulometria  $\Phi < 250 \mu\text{m}$  (la quale è stata studiata per tutti i siti).

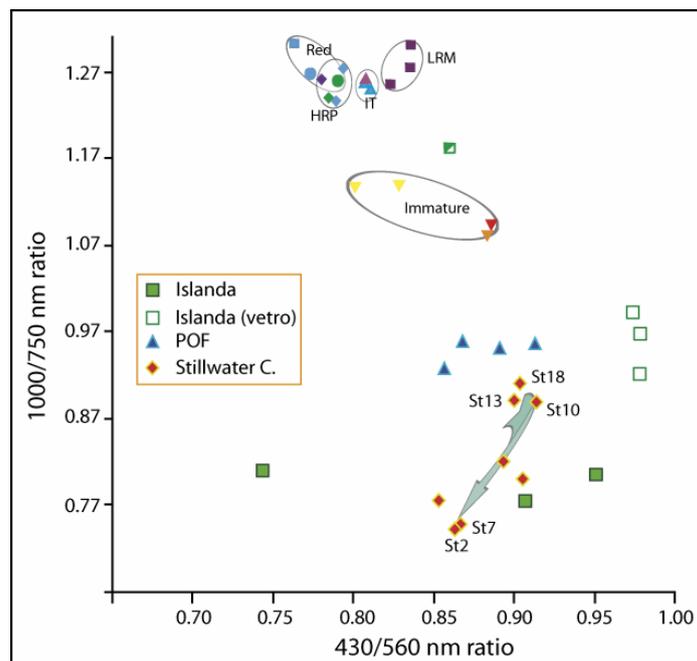


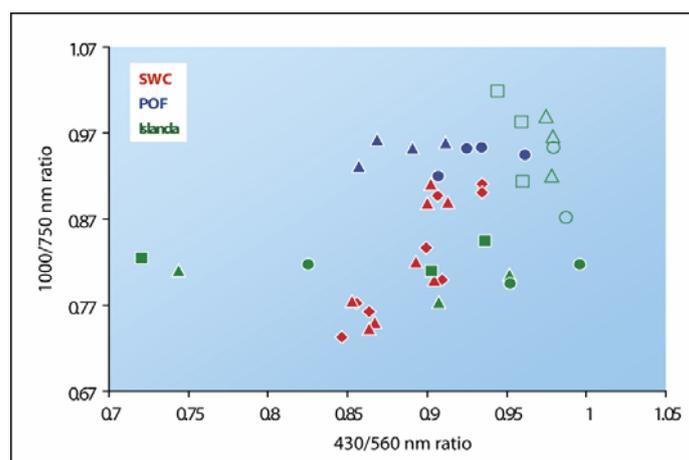
Fig. 9. 4 – Campioni studiati in questa tesi (polveri, granulometria  $< 250 \mu\text{m}$ ) riportati rispetto ai rapporti chiave usati da Robinson et al. (2008). Come evidente il rapporto che definisce la pendenza nell'infrarosso è basso e i campioni plottano nell'angolo in basso a destra, aspetto dovuto alla diversa pendenza tra gli spettri dei nostri campioni e quella presente su Mercurio, positiva verso l'infrarosso. La freccia definisce un trend di variazione del plagioclasio nei campioni dello *Stillwater Complex* (rombi). I campioni dell'Islanda definiscono due diversi gruppi uno dove sono presenti i campioni privi di vetro (quadrati pieni), l'altro dove sono presenti i campioni con contenuti di vetro significativi (quadrati vuoti). In generale non si possono vedere delle evidenti differenziazioni composizionali tramite questo rapporto (modificato da Robinson et al., 2008).

Gli spettri dei campioni terrestri misurati in laboratorio e “non ricampionati” allo spettro di Mercurio mostrano rapporti che definiscono la pendenza dell’infrarosso di tutti i campioni terrestri inferiore a quelle di Mercurio. Invece, i rapporti che descrivono la pendenza dello spettro dei campioni terrestri nel visibile hanno valori analoghi o leggermente superiori rispetto a quelli relativi alle aree di Mercurio considerate immature.

All’interno dei campioni di ciascun sito terrestre i rapporti tra bande nel visibile e nell’infrarosso permettono delle differenziazioni in funzione di composizione, o tessitura o granulometria.

Per le polveri dei campioni dello *Stillwater Complex* si nota che le diverse granulometrie (125 e 250  $\mu\text{m}$ ) non hanno effetto sui rapporti. Al contrario la variazione di abbondanza modale relativa del plagioclasio e delle fasi femiche mette in evidenza una variazione dei rapporti di banda. Tali rapporti diminuiscono e il rapporto 1000/750 presenta una variazione maggiore.

Se consideriamo i basalti si osserva che il rapporto nell’infrarosso permette di individuare due gruppi distinti, uno per ciascun sito, considerando i campioni privi o con basso contenuto di vetro. I campioni dell’Islanda che presentano una tessitura ialopilitica si differenziano totalmente dai campioni dei basalti dell’Islanda con scarsa presenza o assenza di vetro. Infatti presentano pendenze nell’infrarosso maggiori, con valori confrontabili con quelli della POF, e anche un valore del rapporto 430/560 maggiore rispetto agli altri campioni dell’Islanda.

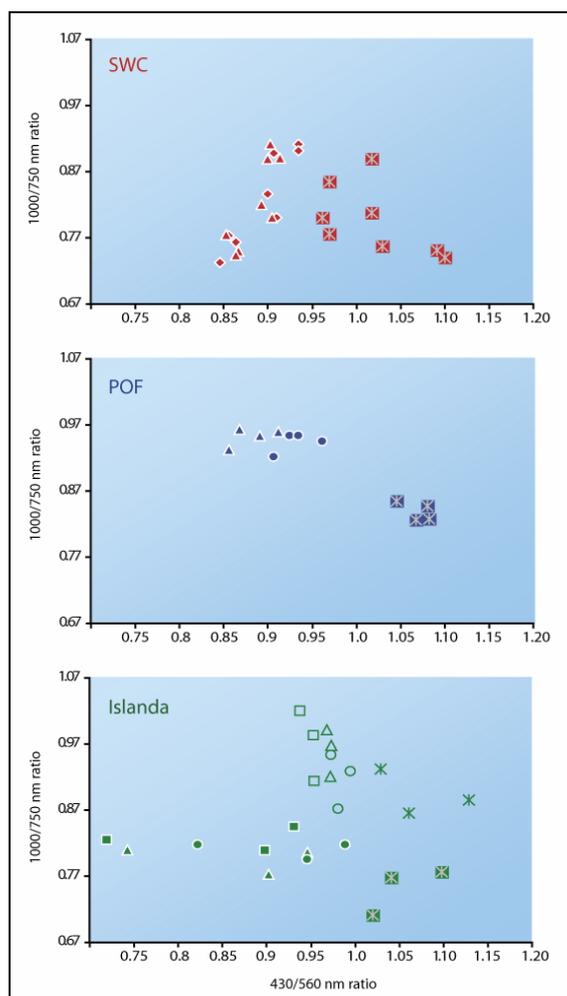


**Fig. 9. 5** – Si nota come a diverse granulometrie risulti significativo un cambio del rapporto del visibile, indice di una diminuzione della pendenza, con l’aumentare della granulometria, mentre debole la variazione del rapporto 1000/750. I tre diversi colori indicano campioni che provengono dalle tre diverse località. Le granulometrie sono indicate dai diversi simboli: <60  $\mu\text{m}$  = quadrato, <125  $\mu\text{m}$  = rombo, <250  $\mu\text{m}$  = triangolo, <2.00 mm = cerchi. I simboli vuoti sono i campioni dell’Islanda che presentano vetro (tessitura ialopilitica). Le variazioni di questi rapporti possono essere influenzati anche dalla granulometria del materiale indagato.

Al variare della granulometria (Fig. 9.7) queste caratteristiche sono sempre presenti e i diversi gruppi sempre riconoscibili.

Inoltre si può notare come la variazione della granulometria non determina una sostanziale variazione del rapporto che definisce la pendenza nell'infrarosso, mentre si ha un aumento del rapporto 430/560 (e quindi una diminuzione della pendenza nel visibile) all'aumentare della granulometria.

Solo per i campioni dei basalti che hanno contenuti rilevanti di vetro si nota una diminuzione del rapporto 1000/750 all'aumentare della granulometria.



**Fig. 9. 6 – Sono riportati i dati delle misure effettuate sulle superfici di rocce dei medesimi campioni di cui sono state misurate le polveri. I tre diversi colori indicano campioni che provengono dalle tre diverse località. Le granulometrie sono indicate dai diversi simboli: <math><60 \mu\text{m}</math> = quadrato, <math><125 \mu\text{m}</math> = rombo, <math><250 \mu\text{m}</math> = triangolo, <math><2.00 \text{mm}</math> = cerchi. I simboli vuoti sono i campioni dell'Islanda che presentano vetro (tessitura ialopilitica). Le slab sono indicate dai quadrati contraddistinti da una stella, mentre le stelle verdi indicano le slab dei campioni a tessitura ialopilitica. Si nota come la variazione principale in tutti i campioni è definita dalla variazione del rapporto 430/560 che permette di vedere una inversione della pendenza (valori maggiori ad 1.0 del rapporto). I campioni dei basalti, in modo particolare per i campioni della POF e quelli dell'Islanda ricchi in vetro si nota una variazione pure nel rapporto 1000/750, che indica una diminuzione della pendenza nel vicino infrarosso.**

Considerando le misure spettrali effettuate sulle superfici rocciose (Fig. 9.8) si può vedere che per ciascun sito studiato il rapporto 1000/750 si sposta verso valori minori, per i campioni di rocce effusive (in modo particolare per i campioni che presentano un elevato valore di questo rapporto nelle polveri) mentre è quasi costante per le rocce intrusive, mentre il rapporto 430/560 aumenta.

I comportamenti descritti per le polveri all'interno di ogni singolo sito non sono più ben definiti nelle rocce, per esempio non si riconosce una variazione in funzione dell'abbondanza delle fasi femiche nei campioni dello *Stillwater Complex*, ma è ancora possibile differenziare in due gruppi i basalti dell'Islanda, separando quelli contenenti porzioni significative di vetro dagli altri.

In Fig. 9.9 si riporta un'ultima considerazione fatta, considerando gli spettri ottenuti sulle polveri con granulometria < a 250 µm, ricalcolati alla pendenza degli spettri di MASCS, abbiamo riportato i valori dei rapporti 1000/750 e 430/560.

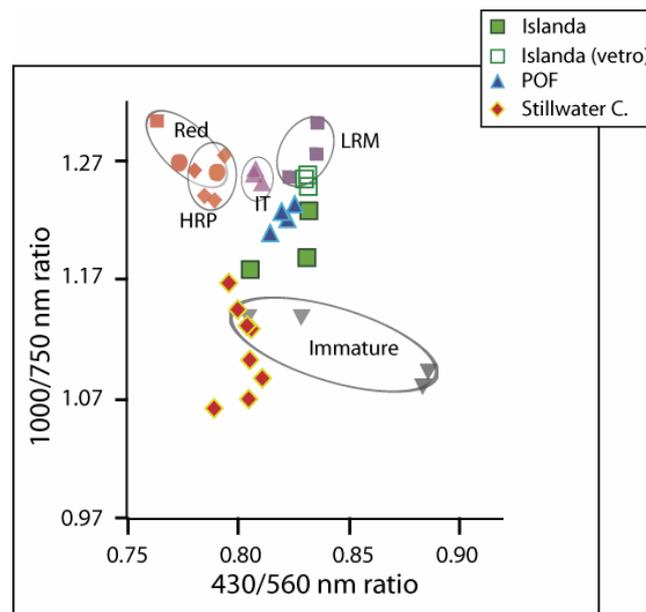


Fig. 9.9 - Campioni studiati in questa tesi (polveri, granulometria <250 µm) ricalcolati alla pendenza di Mercurio, riportati rispetto ai rapporti chiave usati da Robinson et al. (2008). In arancio sono riportati i campioni le aree più rosse riconosciute dai dati della WAC, in viola aree ugualmente rosse nell'infrarosso, ma con pendenze positive minori nel visibile, associate ad una maggiore abbondanza di minerali opachi (Robinson et al., 2008). In grigio sono riportate le aree ritenute meno mature, la variazione di pendenza nel visibile è anche in questo caso associata ad una diversa quantità di minerali opachi (Robinson et al., 2008). Si evidenzia come i basalti seguano un trend simile a quello messo in evidenza dalle LRM, mentre le rocce intrusive (*Stillwater Complex*) rientrano nei valori del rapporto 430/560 previsti per i campioni immaturi con scarsi opachi, ma la presenza della banda di assorbimento presente determina dispersione nella variazione del rapporto 1000/750 (modificata da Robinson et al., 2008).

Si nota che le polveri delle rocce effusive, in modo particolare i campioni della POF, si allineano bene con i campioni delle LRM, ampliandone il trend. Le LRM sono costituite da

materiale di *ejecta* scavato per impatto nei bacini, e che si può seguire anche all'esterno dei crateri, un materiale a bassa riflettanza, ed in modo particolare i campioni contenenti vetro opaco rientrano nel campo definito in letteratura per il materiale delle LRM. I campioni delle rocce intrusive, presentano come si può vedere invece una pendenza nel visibile che è coincidente con alcuni campioni immaturi a basso contenuto di opachi, mentre la pendenza nell'infrarosso è influenzata dalla banda spettrale presente in quella regione per i miei campioni, ma che non è stata vista negli spettri di Mercurio, la quale crea una dispersione maggiore in questo rapporto.



## CONCLUSIONI

Lo studio da remoto sulla composizione delle superfici dei pianeti interni del sistema solare sta acquisendo maggiore importanza. Infatti, un elevato numero di dati è stato raccolto per la superficie di Marte, e nuovi dati saranno acquisiti nel prossimo futuro per le superfici di Mercurio, Luna e Venere. In modo particolare Mercurio, le cui conoscenze allo stato attuale sono poche, è al centro dell'interesse della comunità scientifica e i dati acquisiti dalle missioni in corso, MESSENGER, e future, BepiColombo, permetteranno di cercare le risposte ai tanti quesiti ancora presenti sulla storia della superficie di questo pianeta.

Le conoscenze chimiche e mineralogiche sulla composizione della superficie di un pianeta possono essere raccolte con osservazioni spettroscopiche nel VIS, NIR e MIR da Terra e da orbita.

Per l'interpretazione del dato spettrale acquisito da remoto è necessario un *database* il più ampio possibile ottenuto con analisi di laboratorio.

Lo scopo di questa tesi di dottorato è stato quello di caratterizzare spettralmente *suite* di rocce che provengono da diversi contesti geodinamici noti per contribuire al *database* di possibili analoghi compositivi della superficie di Mercurio, in corso di costruzione da parte di diversi studiosi delle superfici dei pianeti. La scelta di campioni di rocce geneticamente legate tra loro permette di avere la possibilità di effettuare considerazioni sull'evoluzione di alcune aree superficiali di un altro pianeta.

In questo lavoro di tesi si sono misurati spettri di riflettanza in laboratorio nel VNIR di superfici e di polveri di rocce magmatiche a carattere basico, sia intrusive, come le cumuliti dello *Stillwater Complex*, sia effusive, comprendenti i basalti della *Pampas Onduladas Flow* (POF), ad affinità alcalina, e dell'Islanda, ad affinità tholeiitica.

La prima evidenza è la variazione di pendenza del continuo e delle profondità di banda tra i dati acquisiti su polveri a granulometria fine e le *slab* (superfici di roccia). Le bande degli spettri delle *slab* risultano meno profonde, e verso l'infrarosso, a circa 2.0  $\mu\text{m}$ , l'informazione spettrale è fortemente influenzata dalla morfologia dello spettro, che presenta un assorbimento intenso in tutta questa porzione spettrale.

La pendenza del continuo passa da positiva (*red slope*) o sub-orizzontale, per le polveri, le quali hanno valori di riflettanza complessiva maggiore, a negativa (*blue slope*), e con una riflettanza complessiva minore per le misure sulle superfici delle rocce.

Gli assorbimenti elettronici caratteristici delle fasi femiche componenti queste rocce, ortopirosseno, clinopirosseno ed olivina, posti a circa 1.00 e 2.00  $\mu\text{m}$ , sono evidenti e caratterizzabili negli spettri acquisiti sulle polveri, mentre solo la banda posta a circa 1.00  $\mu\text{m}$  rimane evidente nelle misure effettuate sulle *slab*. Ulteriori bande di assorbimento, che in alcuni spettri diventano caratterizzanti, sono quelle che indicano la presenza di plagioclasio, posta a circa 1.25  $\mu\text{m}$ , in rocce molto ricche in questa fase, come anortositi e leuco-gabbri, o alcuni basalti ricchi di fenocristalli di plagioclasio. Le diverse associazioni di queste bande di assorbimento permettono in molti casi di distinguere le varie litologie e di diversificare le rocce dei tre siti studiate, anche se alcune rocce con minerali componenti diversi possono presentare strutture spettrali simili. Si possono inoltre vedere alcune bande poste nel visibile, dovute alla presenza dello ione  $\text{Fe}^{3+}$  in alcuni pirosseni o nei minerali di alterazione, e alcune bande vibrazionali, poste nell'infrarosso vicino, dovute alla presenza di fasi idrate di alterazione (ad esempio zoisite e minerali argillosi).

La bassa riflettanza, e la marcata *blue-slope* che caratterizzano le misure sulle *slab* delle rocce effusive, rendono più difficile riconoscere le strutture di assorbimento di quanto non sia per gli spettri delle polveri. È comunque possibile notare come per i campioni con tessitura della pasta di fondo intergranulare è possibile riconoscere la struttura di assorbimento principale anche per le *slab*. Al contrario, per i campioni con tessitura della pasta di fondo ialopilitica, con componente vetrosa ossidata, si perdono le informazioni composizionali relative alle fasi femiche immerse nel vetro, siano essi microliti o fenocristalli.

Un approccio empirico è stato seguito per ottenere informazioni composizionali e tessiturali dagli spettri studiati. Si è decomposto la banda di assorbimento posta a circa 1.00  $\mu\text{m}$  di tutti i campioni dello *Stillwater Complex* che presentavano un basso contenuto di minerali opachi, sia per le polveri che per le *slab*, e delle polveri, alle diverse granulometrie, dei basalti.

La decomposizione è stata effettuata utilizzando EGO, un metodo che utilizza un continuo, definito come una retta in funzione del numero d'onda e descritto da due parametri, intercetta e pendenza, sovrapposto a distribuzioni di gaussiane modificate. Ogni gaussiana modificata è definita da cinque parametri: posizione del centro, profondità, larghezza a metà altezza, asimmetria e appiattimento.

Le posizioni del centro banda, la profondità della banda e la larghezza della stessa, descrivono, in particolare, il processo elettronico di assorbimento. Valutando come variano questi parametri e i parametri del continuo, si è visto che:

- Le posizioni del centro banda individuano le fasi mineralogiche che determinano gli assorbimenti compositi; i dati ottenuti sono confrontabili con i dati di letteratura relativi ai minerali puri, e permettono quindi di determinare la composizione della fase mineralogica presente (in termini di Fs e Wo). Questi dati sono leggermente influenzati dalla variazione della granulometria, con spostamenti del centro banda verso valori maggiori di lunghezza d'onda all'aumentare della granulometria; la causa dello spostamento è probabilmente il fenomeno di *scattering* volumetrico.
- Le profondità di banda per le rocce intrusive possono essere messe in relazione con l'abbondanza modale delle fasi mineralogiche assorbenti. Si è visto che questa relazione è buona per le firme spettrali acquisite sulle polveri, mentre per i dati sulle *slab* la relazione migliore si ottiene calcolando la distribuzione del Fe<sup>2+</sup> sulla superficie. Si è inoltre visto che le profondità di banda delle *slab* sono minori rispetto a quelle misurate sulle polveri del medesimo campione, è quindi utile ottenere dati spettrali sia per le polveri che per le rocce per poter in futuro effettuare delle comparazioni tra le profondità di banda misurate a diverse granulometrie. Per gli spettri acquisiti sui basalti la difficoltà nell'individuare una qualche relazione tra profondità dell'assorbimento e composizione modale deriva dalla difficoltà di misurare l'abbondanza modale dei microcristalli nella pasta di fondo. D'altra parte considerare i soli fenocristalli non è significativo, poiché la profondità dell'assorbimento dipende anche dalla pasta di fondo.
- I parametri del continuo, pendenza ed intercetta sull'asse della riflettanza, descrivono la forma generale dello spettro, la quale si ritiene sia influenzata da parametri quali la tessitura e la granulometria della roccia. Ciascun parametro del continuo è stato quindi messo in relazione con la granulometria delle tre suite di rocce. Si osserva che nel caso delle rocce intrusive, i campioni dello *Stillwater Complex*, i parametri per le polveri e le rocce permettono di definire due diversi gruppi distinti tra loro. Per le rocce effusive si osserva che nel caso di campioni di rocce con composizione pressoché costante, come i basalti della POF, i due parametri sono condizionati dalla granulometria. Nel caso di composizioni variabili, e di presenza di vetro, come per i campioni dell'Islanda, composizione e

granulometria contribuiscono entrambe a determinare la forma dello spettro. La presenza del vetro ossidato tende ad abbassare drasticamente la riflettanza e a mascherare le bande di assorbimento dei minerali, sia negli spettri delle rocce che delle polveri alle diverse granulometrie.

I risultati ottenuti sono stati valutati ai fini dell'esplorazione di Mercurio. Si sono ricalcolati gli spettri acquisiti in questa tesi con la pendenza ottenuta dai primi dati spettrali forniti da MASCS, lo spettrometro ad alta risoluzione di MESSENGER, per simulare spettri con la composizione degli analoghi terrestri ma con le caratteristiche di radianza della superficie di Mercurio.

Si è visto come la presenza di materiale ricco in fasi femiche, come noriti o gabbronoriti, metterebbe in evidenza la caratteristica banda di assorbimento, mentre le anortositi presentano una firma spettrale più simile a quella integrata sull'intero disco di Mercurio. Gli spettri delle rocce effusive, a causa della bassa riflettanza e alla minore profondità dell'assorbimento, non mettono in evidenza nessuna banda di assorbimento e risultano molto appiattiti.

I dati simulati sono stati riportati nel diagramma dei rapporti tra bande utilizzato da Robinson et al. (2008) per definire diverse aree della superficie. I dati simulati delle rocce basaltiche seguono ed estendono il *trend* definito dalle LRM, con il materiale più ricco in vetro che rientrerebbe nel *cluster* delle LRM. I dati simulati delle rocce della serie anortositica ricadono nell'intervallo del rapporto 430/560 che definisce le rocce immature più povere in opachi, mentre per il rapporto 1000/750 si ha una dispersione maggiore, a causa della presenza di una ampia banda di assorbimento, assente nei dati di Mercurio.

Ulteriori studi sono necessari per definire come alcune caratteristiche tessiturali possano influire sugli spettri, in modo particolare su quelli misurati sulle superfici di rocce o su materiale a granulometria grossolana. Per ridurre al minimo la variabile composizionale, potrebbe essere studiata una colata, come la POF, a diversi livelli lungo la verticale del flusso di colata, e per cercare di capire cosa induce un così elevato assorbimento generale verso il vicino-infrarosso nelle superfici di rocce.

Calibrazioni più precise potranno essere applicate ai dati ottenuti in questa tesi, una volta che i dati di MESSENGER permetteranno di definire con maggiore certezza le caratteristiche fotometriche di Mercurio.

I risultati di questo studio espandono il *database* di analoghi terrestri della composizione della superficie di pianeti e corpi minori rocciosi del sistema solare. I dati presentati

riguardano rocce magmatiche appartenenti a suite di contesti geologici diversi, e quindi le caratteristiche spettrali di queste rocce descrivono l'evoluzione dei relativi sistemi geologici e forniscono criteri per l'interpretazione geologica delle composizioni della superficie.



## **BIBLIOGRAFIA**

- **Adams J.B., 1974** - Visible and near-infrared diffuse reflectance spectra of pyroxenes as applied to remote sensing of solid objects in the Solar System. *J. Geophys. Res.*, **79**, 4829-4836.
- **Adams J.B., Charette M.P., Rhodes J.M., 1975** - Chemical fractionation of the lunar regolith by impact melting. *Science*, **190**, 380-381.
- **Allen C.C., Morris R.V., Lauer H.V., McKay D.S., 1993** - Microscopic iron metal on glass and minerals - a tool for studying regolith maturity. *Icarus*, **104**, 291-300.
- **Bancroft G.M., Burns R.G. 1967** - Interpretation of the electronic spectra of pyroxene. *Am. Mineral.*, **52**, 1278-1287.
- **Bell P.M., Mao H.K., Weeks R.A., 1976** - Optical spectra and electron paramagnetic resonance of lunar and synthetic glasses: A study of the effects of controlled atmosphere, composition and temperature. *Proc. Lunar Sci. Conf. VII*, 2543-2559.
- **Benz. W., Slattery W.L., Cameron A.G.W., 1988** - Collisional stripping of Mercury's mantle. *Icarus*, **74**, 516-528.
- **Best M.G., 1982** - Igneous and metamorphic petrology. *Freeman & Co.*, pp. 630.
- **Bijwaard H., Spakman W., 1999** - Tomographic evidence for a whole-mantle plume below Iceland. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **166**, 121-126.
- **Blewett D.T., Hawke B.R., Lucey P.G., 2001** - Reflectance Spectra of Lunar Pure Anorthosites and of Mercury. *Lun. Planet. Sci. XXXII*, #8013.
- **Blewett D.T., Hawke B.R., Lucey P.G., 2002** - Lunar pure anorthosite as a spectral analogue for Mercury. *Meteoritics and Planetary Science*, **37**, 1245-1254.
- **Bokobza L., 2002** - Origin of Near-Infrared absorption bands. In: *Siesler H.W., Ozaki Y., Kawata S., Heise H.M. (eds.), Near Infrared Spectroscopy. Principles, instruments applications, Wiley-VCH*, 11-41.
- **Bonini W.E., 1982** - The size of the Stillwater Complex : An estimate from gravity data. In: *Walker D., McCallum I.S. (eds.), Magma Oceans and Stratiforms Layered Intrusions. L.P.I. Technical Report 82-01*, 53-55.
- **Bourgeois O, Dauteuil B., Van Vliet-Lanoe, 1998** - Pleistocene subglacial volcanism in Iceland: tectonic implications. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **164**, 165-178.
- **Boynton W.V., Sprague A.L., Solomon S.C., Starr R.D., Evans L.G., Feldman W.C., Trombka J.I., Rhodes E.A., 2007** - MESSENGER and the Chemistry of the Mercury's Surface. *Space Sci. Rev.*, **131**, 85-104.
- **Burbine T.H., McCoy B.C., Cloutis E.A., 2001** - Reflectance spectra of aubrites, sulfides and E asteroids: possible implications for Mercury. *Symposium on Mercury: Space environment, Surface and Interior, October 2001*, #8033.
- **Burns R.G., 1970** - Crystal field spectra and evidence of cation ordering in olivine minerals. *Am. Mineral.*, **55**, 1608-1632.
- **Burns R.G., Huggins F.E., Abu-Eid R.M., 1972** - Polarized absorption spectra of single crystals of lunar pyroxene and olivines. *Moon*, **4**, 93-102.
- **Burns R.G., 1993a** - Mineralogical applications of crystal field theory. *Cambridge University Press, Cambridge*, pp. 551.
- **Burns R.G., 1993b** - Origin of electronic spectra of minerals in the Visible and Near-Infrared region. In: *Pieters C.M., Englert P.A.J. (eds.) Remote geochemical analysis: elemental and mineralogical composition, Cambridge University Press, Cambridge, U.K.*, 3-29.
- **Cameron A.G.W., Ward W.R., 1976** - The origin of the Moon (abstract). In: *Lunar Science VII, The Lunar Science Institute, Houston*, 120-122.
- **Chapman C.R., Gaffey M.J., 1979** - Spectral reflectances of the asteroids. In: *Asteroids (A80-24551 08-91). University of Arizona Press, Tucson, AZ.*, 1064-1089.
- **Clark R.N., Roush, T., 1984** - Reflectance spectroscopy: quantitative analysis techniques for remote sensing applications. *J. Geophys. Res.*, **89**, 6329-6340.
- **Clark R.N., King T.V.V., Klejwa M., Swayze G., Vergo N., 1990** - High spectral resolution reflectance spectroscopy of minerals. *J. Geophys. Res.*, **95**, 12653-12680.
- **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., 2003** - Imaging spectroscopy: Earth and planetary remote sensing with the USGS Tetracorder and expert systems. *J. Geophys. Res.*, **108**, E12, 5131.
- **Cloutis E.A., Gaffey M.J., Jackowski T.L., Reed K.L., 1986** - Calibration of phase abundance, composition and particle size distribution of olivine-orthopyroxene mixtures from reflectance spectra. *J. Geophys. Res.*, **91**, 11641-11653.
- **Cloutis E.A., Gaffey M.J., 1991** - Pyroxene spectroscopy revisited: spectral-compositional combinations and relationships to geothermometry. *J. Geophys. Res.*, **96**, 22809-22826.
- **Cloutis E.A., 2002** - Pyroxene reflectance spectra: minor absorption bands and effects of elemental substitutions. *J. Geophys. Res.*, **107**, 1-12.
- **Cloutis E.A., McCormack K.A., Bell III J.F., Hendrix A.R., Bailey D.T., Craig M.A., Mertzmand S.A., Robinson M.S., Riner M.A., 2008** - Ultraviolet spectral reflectance properties of common planetary minerals. *Icarus*, **197**, 321-347.
- **Cochran A.L., Vilas F., 1998** - The changing spectrum of Vesta: rotationally resolved spectroscopy of pyroxene on the surface. *Icarus*, **134**, 207-212.
- **Cooper B., Potter A., Killen R., Morgan T., 2001** - Midinfrared spectra of Mercury. *J. Geophys. Res.*, **106**, 32803-32814.
- **Cox K.G., Bell J.D., Pankhurst R.J., 1979** - The interpretation of igneous rocks. *George Allen & Unwin*, pp. 430.
- **Craig M.A., Cloutis E.A., Bailey D.T., 2007** - The effects of grain size, < 45 - 1000 m, on the reflectance spectrum of planetary analogs from 0.35 - 2.5 m. *Lun. Planet. Sci. XXXIX*, #2082.
- **Craig M.A., Cloutis E.A., Reddy V., Bailey D.T., Gaffey M.J., 2008** - The effects of grain size, <10 μm - 4.75 mm, on the reflectance spectrum of planetary analogs from 0.35-2.5 μm. *Lun. Planet. Sci. XXXVIII*, #1356.
- **Crown D.A., Pieters C.M., 1987** - Spectral properties of plagioclase and pyroxene mixtures and the interpretation of Lunar soil spectra. *Icarus*, **72**, 492-506.
- **Cruikshank D.P., Hartmann W.K., 1984** - The Meteorite-Asteroid Connection: Two Olivine-Rich Asteroids. *Science*, **223**, 281-283
- **D'Amico C., Innocenti F., Sassi F.P., 1989** - Magmatismo e metamorfismo. *UTET*, pp. 536.
- **Dagley P., Wilson R.L., Ade-Hall J.M., Walker G.P.L., Haggerty S.E., Sigurgeirsson T., Watkins N.D., Smith P.J., Edwards J., Grasty E.L., 1967** - Geomagnetic polarity zones for Iceland lavas. *Nature*, **216**, 25-29.
- **Dodd T.R., 1981** - Meteorites: A Petrologic-Chemical Synthesis. *Cambridge University Press, Cambridge, U.K.*, pp. 368.
- **Droop G.T.R., 1987** - A general equation for estimating Fe<sup>3+</sup> concentrations in ferromagnesian silicates and oxides from microprobe analyses, using stoichiometric criteria. *Mineral. Mag.*, **51**, 431-435.
- **Einarsson P., 1991** - Earthquakes and present-day tectonism in Iceland. *Tectonophys.*, **189**, 261-279.
- **Emery J.P., Sprague A.L., Witteborn F.C., Colwell J.E., Kozlowdki R.W.H., Wooden D.H., 1998** - Mercury: thermal modeling and midinfrared (5–12 mm) observations. *Icarus*, **136**, 104–123.
- **Farmer V.C., 1974** - The Infra-Red Spectra of minerals, *Mineralogical Society, London*, pp. 539.
- **Fegley B.Jr., Cameron A.G.W., 1987** - A vaporization model for iron/silicate fractionation in the Mercury protoplanet. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **82**, 207-222.
- **Figgis B.N., Hitchman M.A., 2000** - Ligand Field Theory and its applications. *Wiley*.
- **Francalanci L., Avanzinelli R., Tommasini S., Heuman A., 2007** - A west-east geochemical and isotopic traverse along the volcanism of the Aeolian Island arc, Southern Tyrrhenian Sea, Italy: Inferences on mantle source processes. In *Beccaluva L., Bianchini G., Wilson M. (eds.), Cenozoic Volcanism in the Mediterranean Area, Geol. Soc. Amer., Special Paper*, **418**, 235-263.
- **Gaddis L.R., Pieters C.M., Hawke B.R., 1985** - Remote sensing of lunar pyroclastic mantling deposits. *Icarus*, **61**, 461-489.
- **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 M. J., Bell J. F., Cruikshank D. P., 1989** - Reflectance spectroscopy and asteroid surface mineralogy. In: *Binzel R. P., Gehrels T., Matthews M. S. (eds.), Asteroids II, Univ. Arizona Press, Tucson, AZ*, 98-127.
- **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. and Englert P.A.J. (eds.) Remote geochemical analysis: elemental and mineralogical composition, Cambridge University Press, Cambridge, U.K.*, 43-78.

- **Geiger C.A., 2004** - An introduction to spectroscopic methods in the mineral sciences and geochemistry. In: *Beran A. and Libowitzky E. (eds.) Spectroscopic methods in mineralogy, Volume 6, EMU notes in mineralogy, Eötvös University Press, 1-42.*
- **Germa A., Quidelleur X., Gillot P.Y., Tchilinguirian P., 2007** - Volcanic evolution of the back-arc complex of Payun Matru (Argentina) and its geodynamic implications for caldera-forming eruption in a complex slab geometry. *IUGC 2007, Perugia, #10028.*
- **Giacomini L., Massironi M., Martellato E., Pasquarè G., Frigeri A., Cremonese G., 2009** - Inflated flows on Daedalia Planum (Mars)? Clues from a comparative analysis with the Payen volcanic complex (Argentina). *Planet. Space Sci., in stampa.*
- **Goettel K., 1988** - Present bounds on the bulk composition of Mercury - Implications for planetary formation processes. In: *F. Vilas, C.R. Chapman, M.S. Matthews (eds.) Mercury, University of Arizona Press, Tucson, AZ, , pp. 613-621.*
- **Gonzalez Diaz E.F., 1972** - Descripción Geologica de la Hoja 30e (Agua Escondida), Provincias de Mendoza y La Pampa. *Servicio Nacional Minero y Geológico Boletín, 135, 79p.*
- **Gonzalez Diaz E.F., 1979** - Descripción Geologica de la Hoja 31d (La Mantacilla), Provincias de Mendoza. *Dirección Nacional de y Geología Minero Boletín, 173, 96p.*
- **Hapke B.W., 1963** - A theoretical photometric function for the lunar surface. *J. Geophys. Res., 68, 4571-4586.*
- **Hapke B., Danielson G.E., Klaasen K., Wilson L., 1975** - Photometric observations of Mercury from Mariner 10. *J. Geophys. Res., 80, 2431-2443.*
- **Hapke B.W., 2001** - Space weathering from Mercury to the asteroid belt. *J. Geophys. Res., 106, 10039-10073.*
- **Harloff J., Arnold G., 2001** - Near-infrared reflectance spectroscopy of bulk analog materials for planetary crust. *Planet. Space Sci., 49, 191-211.*
- **Hartmann W.K., Phillips R.J., Taylor G.J., 1986** - Origin of the Moon. *Lunar and Planetary Institute, Houston, pp. 781.*
- **Hatch F.H., Wells A.K., Wells M.K., 1972** - Petrology of the igneous rocks. *Thomas Murby & Co., pp. 551.*
- **Hawkins III S.E., Boldt J.D., Darlington E.H., Espiritu R., GoldR.E., Gotwols B., Grey M.P., Hash C.D., Hayes J.R., Jaskulek S.E., Kardian C.J., Keller M.R., Malaret E.R., Murchie S.L., Murphy P.K., Peacock K., Prockter L.M., Reiter R.A., Robinson M.S., Schaefer E.D., Shelton R.G., Sterner R.E., Taylor H.W., Watters T.R., Williams B.D., 2007** - The Mercury Dual Imaging System on the MESSENGER Spacecraft. *Space Sci. Rev., 131, 247-338.*
- **Hazen R.M., Mao H.K., Bell P.M., 1977** - Effects of compositional variation on absorption spectra of lunar olivines. *Proc. Lunar Sci. Conf. VIII, 1081-1090.*
- **Head J.W., Wilson L., 2001** - Theoretical aspects of magma generation, ascent and eruption on Mercury and comparison with composition and morphology of surface features. *Symposium on Mercury: Space Environment, Surface, Interior, # 8039.*
- **Head J.W., Murchie S.L., Prockter L.M., Robinson M.S., Solomon S.C., Strom R.G., Chapman C.R., Watters T.R., McClintock W.E., Blewett D.T., Gillis-Davis J.J., 2008** - Volcanism on Mercury: Evidence from the First MESSENGER Flyby. *Science, 321, 69-72.*
- **Helmberger D.V., Wen L., Ding X., 1998** - Seismic evidence that the source of the Iceland hotspot lies at the core-mantle boundary. *Nature, 396, 251-255.*
- **Helz R.T., 1992** - Experimental constraints on the origin of the Ultramafic series of the Stillwater Complex, Montana. *G.S.A., A85-A86.*
- **Hess H.H., 1960** - Stillwater Igneous Complex, Montana. *Geol. Soc. Amer. Memoir, 80, pp. 230.*
- **Hiroi T., Binzel R.P., Sunshine J.M., Pieters C.M., Takeda H. 1995** - Grain sizes and mineral compositions of surface regoliths of Vesta-like asteroids. *Icarus, 115, 374-386.*
- **Hiroi T., Pieters C.M., 1998** - Modified Gaussian Deconvolution of Reflectance Spectra of Lunar Soils. *Lun. Planet. Sci. XXIX, #1253.*
- **Irvine T.N., Keith D.W., Todd S.G., 1983** - The J-M platinum palladium reef of the Stillwater Complex, Montana: II. Origin by double-diffusive convective magma mixing and implications for the Bushveld Complex. *Econ. Geol., 78, 1287-1334.*
- **Jackson E.D., 1961** - Primary textures and mineral associations in the Ultramafic Zone of the Stillwater Complex, Montana. *U.S. Geol. Surv. Prof. Paper, 358, pp. 106.*
- **Jeanloz R., Mitchell D.L., Sprague A.L., de Pater I., 1995** - Evidence for a basaltic free surface on Mercury and implications for internal heat. *Science, 268, 1455-1457.*

- **Jóhannesson H., Sæmundsson K., 1998** - Geological map of Iceland. 1:500 000. *Tectonics, Icelandic Inst. of Nat. Hist., Reykjavík*.
- **Johnson P.E., Smith M.O. Taylor-George S., Adams J.B., 1983** - A semiempirical method for analysis of the reflectance spectra of binary mineral mixtures. *J. Geophys. Res.*, **88**, 3557-3561.
- **Jones W.R., Peoples J.W., Howland A.L., 1960** - Igneous and tectonic structures of the Stillwater Complex, Montana. *U.S.G.S. Bull.*, **1071-H**, 281-340.
- **Kaban M.K., Flóvenz Ó.G., Pálmason G., 2002** - Nature of the crust-mantle transition zone and the thermal state of the upper mantle beneath Iceland from gravity modelling. *Geophys. J. Int.*, **149**, 281-299.
- **Kieffer H.H., Stone T.C., 2005** - The Spectral Irradiance of the Moon. *The Astronomical Journal*, **129**, 6, 2887-2901.
- **King T.V.V., Ridley W.I., 1987** - Relation of spectroscopic reflectance of olivine to mineral chemistry and some remote sensing implications. *J. Geophys. Res.*, **92**, 11457-11469.
- **Klima R.L., Pieters C.M., Dyar M.D., 2007** - Spectroscopy of synthetic Mg-Fe pyroxenes I: Spin-allowed and spin-forbidden crystal field bands in the visible and nearinfrared. *Meteorit. Planet. Sci.*, **42**, 2, 235-253.
- **Lawrence S.J., Lucey P.G., 2004** - Asteroid modal mineralogy using Hapke mixing models: validation with HED meteorites. *Lun. Planet. Sci.*, XXXV, # 2128.
- **Le Bas M.J., Le Maitre R.W., Streckeisen A., Zanettin B., 1986** - Chemical classification of Volcanics Rocks Based on the Total Alkali-Silica Diagram. *J. Petrol.*, **27**, 745-750.
- **Le Maitre R.W., 1989** - A classification of igneous rocks and glossary of terms. *Blackwell Scientific Publication, Oxford*, pp.193.
- **Lewis J.S., 1988** - Origin and composition of Mercury. in: *F. Vilas, C.R. Chapman, M.S. Matthews (eds.) Mercury, University of Arizona Press, Tucson, AZ*, pp. 651-669.
- **Llambias E.J., 1996** - Geologia y petrografia del volcàn Payùn Matrù. *Acta Geològica Lilloana*, **8**, 265-310.
- **Longhi J., Wooden J.L., Coppinger K.D., 1983** - The petrology of high-Mg dikes from the Beartooth Mountains, Montana: A search for the parent magma of the Stillwater Complex. *J. Geophys. Res.*, **88**, Suppl., B53-69.
- **Lucey P.G., Hawke B.R., 1988** - A remote mineralogic perspective on gabbroic units in the regular highlands. *Proc. Lunar Planet. Sci. Conf. XVIII*, 355-363.
- **MacLennan J.C., 2001** - Crustal accretion under northern Iceland. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **191**, 295-310.
- **McCallum I.S., Raedeke L.D., Mathez E.A., 1980** - Investigations in the Stillwater Complex: Part I. Stratigraphy and structure of the Banded zone. *Amer. J. Sci.*, **280A**, 59-87.
- **McCallum I.S., 1988** - Evidence for crustal recycling during the Archean: The parental magmas of the Stillwater Complex. *Lunar. Planet. Inst. Tech. Rep.*, **88-02**, 92-94.
- **McCallum I.S., 1996** - The Stillwater Complex. In: *Cawthorn R.G. (eds.), Layered Intrusions, Elsevier Science B.V., Amsterdam, Nd*, pp. 441-484.
- **McClintock W.E., Izenberg N.R., Holsclaw G.M., Blewett D.T., Domingue D.L., Head III J.W., Helbert J., McCoy T.J., Murchie S.L., Robinson M.S., Solomon S.C., Sprague A.L., Vilas F., 2008** - Spectroscopic Observations of Mercury's Surface Reflectance During MESSENGER's First Mercury Flyby. *Science*, **321**, 62-65.
- **McClintock W.E., Lankton M.R., 2007** - The Mercury Atmospheric and Surface Composition Spectrometer for the MESSENGER Mission. *Space Sci. Rev.*, **131**, 481-521.
- **McCord T.B., Clark R.N., 1979** - The Mercury soil: presence of Fe<sup>2+</sup>. *J. Geophys. Res.*, **84**, 7664-7668.
- **McFadden L.A., Cline T.P. 2005** - Spectral Reflectance of Martian Meteorites: spectral signatures as a template for locating source region on Mars. *Meteorit. Planet. Sci.*, **40**, 2, 151-172.
- **McKay D.S., Heiken G., Basu A., Blanford G., Simon S., Reedy R., French B.M., Papike J., 1991** - The Lunar regolith In: *Heiken G., Vaniman D.T., French B.M. (eds.), Lunar sourcebook, University of Cambridge, U.K.*, 285-356.
- **Menke M., West M., Brandsdóttir B., Sparks D., 1998** - Compressional and shear velocity structure of the lithosphere in northern Iceland. *Bull. Seism. Soc. Am.*, **88**, 1561-1571.
- **Meurer W.P., Boudreau A.E., 1995** - The petrology and mineral compositions of the Middle Banded series of the Stillwater Complex, Montana. *J. Petrol.*, **37**, 583-607.

- **Milkovich S.M., Head J.W., 2001** - Identification of mercurian volcanism: resolution effects and implications for MESSENGER. *Symposium on Mercury: Space Environment, Surface and Interior*, #8017.
- **Mitchell D.L., de Pater I., 1994** - Microwave imaging of Mercury's thermal emission at wavelengths from 0.3 to 20.5 cm, *Icarus*, **110**, 2–32.
- **Moroz L., Arnold G., 1999** - Influence of neutral components on relative band contrasts in reflectance spectra of intimate mixtures: implications for remote sensing. I. Nonlinear mixing modelling. *J. Geophys. Res.*, **104**, 14109-14121.
- **Moroz L., Shade U., Wäsch R., 2000** - Reflectance spectra of olivine-orthopyroxene-bearing assemblages at decreased temperature: implications for remote sensing of asteroids. *Icarus*, **147**, 79-93.
- **Murchie S.L., Watters T.R., Robinson M.S., Solomon S.C., Head J.W., Strom R.G., Chapman C.R., Solomon S.C., McClintock W.E., Prockter L.M., Domingue D.L., Blewett D.T., 2008** - Geology of the Caloris Basin, Mercury: A View from MESSENGER. *Science*, **321**, 73-76.
- **Mustard J.F., Pieters C.M., 1987** - Quantitative abundance estimates from bidirectional reflectance measurements. *Proc. Lunar Planet. Sci. Conf. XVII, in J. Geophys. Res.*, **92**, E617-626.
- **Mustard J.F., Pieters C.M., 1989** - Photometric phase functions of common geologic minerals and applications to quantitative analysis of mineral mixture reflectance spectra. *J. Geophys. Res.*, **94**, 13619-13634.
- **Mustard J. F., 1992** - Chemical analysis of actinolite from reflectance spectra. *Am. Mineral.*, **77**, 345-358.
- **Mustard J.F., Poulet F., Gendrin A., Birbring J.B., Langevin Y., Gondet B., Mangold N., Bellucci G., Altieri F., 2005** - Olivine and Pyroxene diversity in the crust of Mars. *Science*, **307**, 1594- 1597.
- **Noe-Nygaard A., 1974** - Cenozoic to recent volcanism in and around the North Atlantic Basin. In: *Nairn A.E.M., Stehli F.G. (eds.), The Ocean Basins and Margins, vol 2. The North Atlantic, Plenum Press, New York, N.J.*, 391-343.
- **Noble S.K., Pieters C.M., 2003** - Space weathering on Mercury: implications for remote sensing. *Solar System Res.*, **37**, 34-39.
- **Page N.J., Nokleberg W.J., 1974** - Geologic map of the Stillwater Complex, Montana. *U.S.G.S. Miscellaneous Investigations Series I-797*.
- **Page N. J., 1979** - Stillwater Complex, Montana: Structure, mineralogy, and petrology of the Basal Zone with emphasis on the occurrence of sulfides. *U.S.G.S. Professional Paper, 1038*, pp. 69.
- **Palmason G., Saemundsson K., 1974** - Iceland in relation to the Mid-Atlantic Ridge. *Ann. Rev. Earth Planet Sci.*, **2**, 25-50.
- **Papike J.J., Cameron K.L., Baldwin K., 1974** - Amphiboles and pyroxenes characterization of other than quadrilateral components and estimates of ferric iron content from microprobe data. *Geol. Soc. of Am. Abstr. with Progr.*, **6**, 1053-1054.
- **Papike J.J., Hodges F.N., Bence A.E., Cameron M., Rhodes J.M., 1976** - Mare Basalts: Crystal chemistry, mineralogy, and petrology. *Rev. Geophys. Space Phys.*, **14**, 475-540.
- **Parente M., Bishop J.L., 2006** - Deconvolution of reflectance spectra using nonlinear least squares curve fitting: application to Martian meteorites. *Lun. Planet. Sci. XXXVII*, #1535.
- **Pasquarè G., Bistacchi A., Mottana A., 2005** - Gigantic individual lava flows in the Andean-foothills near Malargue (Mendoza, Argentina). *Atti Accademia Nazionale Lincei*, **9**, 16, 127-135.
- **Pasquarè G., Bistacchi A., Francalanci L., Bertotto G.W., Boari E., Massironi M., Rossetti A., 2008** - Very long Pahoehoe inflated basaltic lava flows in the payenia volcanic province (Mendoza and La Pampa, Argentina). *Revista de la Asociación geológica Argentina*, **63**, 131-149.
- **Philpotts A.R., 1990** - Principles of igneous and metamorphic petrology. *Prentice Hall*, pp. 498.
- **Pieters C.M., McCord T.B., Zisk S.H., Adams J.B., 1973** - Lunar black spots and the nature of Apollo 17 landing area. *J. Geophys. Res.*, **78**, 5867-5875.
- **Pieters C.M. 1978** - Mare basalt types on the front side of the Moon. *Proc. Lunar Planet. Sci. Conf. IX*, 2825-2849.
- **Pieters C.M., 1983** - Strength of mineral absorption features in the transmitted component of near-infrared reflected light: First results from RELAB. *J. Geophys. Res.*, **88**, 9534-9544.
- **Pieters C.M., 1986** - Composition of the lunar highland crust from near-infrared spectroscopy. *Rev. Geophys.*, **24**, 557-578.

- **Pieters C.M., 1993** - Compositional diversity and stratigraphy of the lunar crust derived from reflectance spectroscopy. In: *Pieters, C.M., Englert, P.A.J. (Eds.), Remote Geochemical Analyses: Elemental and Mineralogical Composition. Cambridge University Press, New York, N.J.*
- **Pieters C.M., 1996** - Plagioclase and maskelynite diagnostic features. *Lun. Planet. Sci. XXVII*, #1031.
- **Pieters C.M., Mustard J.F., 1988** - Exploration of crustal/mantle material for the Earth and Moon using reflectance spectroscopy. *Remote Sens. Environ.*, **24**, 151-178.
- **Pieters C.M., Tompkins S., 2005** - Remote sensing of Lunar mineralogy: the glass Conundrum, *Lun. Planet. Sci. XXXVI*, #1346.
- **Pompilio L., 2004** - Reflectance spectroscopy (VNIR) of igneous rocks: characterization of the Bjerrkreim-Sokndal cumulates. *PhD Thesis, Univ. of Parma, Italy.*
- **Pompilio L., Sgavetti M., Pedrazzi G., 2007** - Visible and near-infrared reflectance spectroscopy of pyroxene-bearing rocks: New constraints for understanding planetary surface compositions. *J. Geophys. Res.*, **112**, E01004.
- **Pompilio L., Pedrazzi G., Craig M.A., Sgavetti M., Cloutis E.A., 2008** - Spectral Modeling of Planetary Analogues, Preliminary Results. *Lun. Planet. Sci. XXXIX*, #1550.
- **Pompilio L. Pedrazzi G., Sgavetti M., Cloutis E.A., Craig M.A., Roush T.L., 2009** - Exponential Gaussian approach for spectral modeling: the EGO algorithm, I. Band Saturation. *Icarus*, *accepted manuscript*.
- **Poulet F., Erard S., 2004** - Nonlinear spectral mixing: quantitative analysis of laboratory mineral mixtures. *J. Geophys. Res.*, **109**, E02009.
- **Raedeke L.D., McCallum I.S., 1984** - Investigations of the Stillwater Complex: Part II. Petrology and petrogenesis of the Ultramafic series. *J. Petrology*, **25**, 395-420.
- **Rava B., Hapke B., 1987** - An Analysis of the mariner 10 color ratio map of Mercury. *Icarus*, **71**, 397-429.
- **Reddy V., Cloutis E.A., Craig M.A., Gaffey M.J., 2007** - Spectral calibration of orthopyroxene-clinopyroxene mixtures: implications for interpreting asteroid spectra. *An. Meteor. Soc. Meet. LXX*, #5077.
- **Reddy V., Cloutis E.A., Craig M.A., Gaffey M.J., 2008** - Spectral calibration of orthopyroxene-type a clinopyroxene mixtures: implications for interpreting asteroid spectra. *Lun. Planet. Sci. XXXVIII*, #2007.
- **Robinson M.S., Lucey P.G., 1997** - Recalibrated Mariner 10 color mosaics: implications for mercurian volcanism. *Science*, **275**, 197-199.
- **Robinson M.S., Murchie S.L., Blewett D.T., Domingue D.L., Head III J.W., Head J.W., Holsclaw G.M., McClintock W.E., McCoy T.J., McNutt Jr.R.L., Prockter L.M., Solomon S.C., Watters T.R., 2008** - Reflectance and Color Variations on Mercury: Regolith Processes and Compositional Heterogeneity. *Science*, **321**, 66-69.
- **Robinson M.S., Taylor G.J., 2001** - Ferrous Oxide in Mercury's crust and mantle. *Meteorit. Planet. Sci.*, **36**, 841-847.
- **Robinson M.S., Taylor G.J., Lucey P.G., and Hawke B.R., 2001**- Complexity of the mercurian crust. *Symposium on Mercury: Space Environment, Surface and Interior, October 2001*, #8076.
- **Roush T.L., Singer R.B., 1986** - Gaussian Analysis of Temperature effects on the Reflectance Spectra of mafic minerals in the 1  $\mu$ m region. *J. Geophys. Res.*, **91**, 10301-10308.
- **Sasaki S., Kurahashi E., Yamanaka C., Nakamura K., 2003** - Laboratory simulation of space weathering: changes of optical properties and TEM/ESR confirmation of nanophase metallic iron. *Adv. Space Res.*, **31**, 2537-2542.
- **Sæmundsson K. 1979** - Outline of the geology of Iceland. *Jökull*, **29**, 11-28.
- **Schade U., Wäsch R., Moroz L., 2004** - Near-infrared reflectance spectroscopy of Ca-rich clinopyroxenes and prospects for remote spectral characterization of planetary surfaces. *Icarus*, **168**, 1, 80-92.
- **Schilling J.G., 1973** - Iceland Mantle plume: geochemical study of reykjanes Ridge. *Nature*, **242**, 565-571.
- **Schilling J.G., Sigurdsson H., Kingsley R.H., 1978** - Skagi and Western neovolcanic zones in Iceland: 2. Geochemical variations. *J. Geophys. Res.*, **83**, 3983-4002.
- **Schade U., Wäsch R., 1999** - Near-infrared reflectance spectra from bulk samples of the two Martian meteorites Zagami and Nakhla. *Meteorit. Planet. Sci.*, **34**, 417-424.
- **Schultz P.H., Spudis P.D., 1983** - The beginning and end of lunar mare volcanism. *Nature*, **302**, 233-236.

- **Sgavetti M., Pompilio L., Carli C., De Sanctis M.C., Capaccioni F., Cremonese G., Flamini E., 2007** - Bepi Colombo SYMBIO-SIS data: preliminary evaluation for rock discrimination and recognition in both low and high resolution spectroscopic data in the visible and near infrared spectral intervals. *Planet. Space Sci.*, **55**, 1596-1613.
- **Shelley D., 1992** - Igneous and metamorphic rocks under the microscope: classification, textures, microstructures and mineral preferred orientations. *Chapman & Hall*, pp. 445.
- **Shen Y., Solomon S.C., Bjarnason I.T., Wolfe C.J., 1998** - Seismic evidence for a lower-mantle origin of the Iceland plume. *Nature*, **395**, 62-65.
- **Shen Y., Solomon S.C., Bjarnason I.T., Nolet G., Morgan W.J., Allen R.M., Vogfjörð K., Jakobsdóttir S., Stefansson R., Julian B.R., Fougler G.R., 2002** - Seismic evidence for a tilted mantle plume and north-south mantle flow beneath Iceland. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **197**, 261-272.
- **Sherman D.M., Waite T.D., 1985** - Electronic spectra of Fe<sup>3+</sup> oxides and oxide hydroxides in the near IR to near UV. *Am. Mineral.*, **70**, 1262-1269.
- **Shkuratov Y., Starukhina L., Hoffmann H., Arndold G., 1999** - A model of spectral albedo of particulate surfaces: implications for optical properties of the Moon. *Icarus*, **137**, 235-246.
- **Sigurdsson H., Schilling J.G., Meyer P.S., 1978** - Skagi and Langiokull volcanic zones in Iceland: petrology and structure. *J. Geophys. Res.*, **83**, 3971-3982.
- **Sigvaldason G.E., 1974** - Basalts from the center of the assumed Icelandic mantle plume. *J. Petrol.*, **15**, 497-524.
- **Singer R.B., 1981** - Near-infrared spectral reflectance of mineral mixtures: systematic combinations of pyroxenes, olivine, and iron oxides. *J. Geophys. Res.*, **86**, 7967-7982.
- **Smith G. and Strens R.G.J., 1976** - Intervalence transfer absorption in some silicate, oxide and phosphate minerals. In: *Strens R.G.J.(ed.) The physics and chemistry of minerals and rocks*, J. Wiley & Sons, New York, 583-612.
- **Solomon S.C., 2003** - Mercury: the enigmatic planet. *Earth Planet. Sci. Lett.* **216**, 441-455.
- **Solomon S.C., McNutt Jr. R.L., Watters T.R., Lawrence D.J., Feldman W.C., Head J.W., Krimigis S.M., Murchie S.L., Phillips R.J., Slavin J.A., Zuber M.T., 2008** - Return to Mercury: A Global Perspective on MESSENGER's First Mercury Flyby. *Science*, **321**, 59-62.
- **Sprague A.L., Kozłowski R.W.H., Wittehorn F.C., Cruikshank D.P., Wooden D.H., 1994** - Mercury: evidence for anorthosite and basalt from mid-infrared (7.3-13.5 μm) spectroscopy. *Icarus*, **108**, 156-167.
- **Sprague A.L., Roush T.L., 1998** - Comparison of laboratory emission spectra with Mercury telescopic data, *Icarus*, **133**, 174-183.
- **Sprague A.L., Deutsch L.K., Hora J., Fazio G.G., Ludwig B., Emery J., Hoffmann W.F., 2000** - Mid-infrared (8.1-12.5 μm) imaging of Mercury. *Icarus*, **147**, 421-432
- **Sprague A.L., Emery J.P., Donaldson K.L., Russel R.W., Lynch D.K., Mazur A.L., 2002** - Mercury: mid-infrared (3–13.5 μm) observations show heterogeneous composition, presence of intermediate and basic soil types and pyroxene. *Meteor. Planet. Sci.*, **37**, 1255–1268.
- **Straub D.W., Burns R.G., Pratt S.F., 1991** - Spectral signature of oxidized pyroxenes: implications to remote sensing of terrestrial planets. *J. Geophys. Res.*, **96**, 18819-18830.
- **Straub D.W., Burns R.G., 1991** - Degradation of Fe-Mg silicates in hot CO<sub>2</sub> atmospheres: Applications to Venus. *Lunar Planet. Sci. XXII*, 1349-1350.
- **Strom R.G., 1997** - Mercury: an overview. *Adv. Space Res.* **19**, 1471-1485
- **Strom R.G., Sprague A.L., 2003** - Exploring Mercury. The Iron Planet. *Springer-Praxis books in astronomy and space science*, Praxis Publishing Ltd, Chichester, U.K., pp. 216.
- **Strom R.G., Chapman C.R., Merline W.J., Solomon S.C., Head III J.W., 2008** - Mercury Cratering Record Viewed from MESSENGER's First Flyby. *Science*, **321**, 79-81.
- **Sunshine J.M., Pieters C.M., 1990** - Extraction of compositional information from olivine reflectance spectra: a New Capability for Lunar Exploration. *Lun. Planet. Sci.*, **XXI**, #1223.
- **Sunshine J.M., Pieters C.M., Pratt S.F., 1990** - Deconvolution of mineral absorption bands: an improved approach. *J. Geophys. Res.*, **95**, 6955-6966.
- **Sunshine J.M., Pieters C.M., 1991** - Identification of modal abundances in the spectra of natural and laboratory pyroxene mixtures: a key component for remote analysis of Lunar Basalts. *Lun. Planet. Sci. XXII*, #1361.
- **Sunshine J.M., Pieters C.M., 1993** - Estimating modal abundances from the spectra of natural and laboratory pyroxene mixtures using the Modified Gaussian Model. *J. Geophys. Res.*, **98**, 9075-9087.

- **Sunshine J.M. and Pieters C.M., 1998** - Determining the composition of olivine from reflectance spectroscopy. *J. Geophys. Res.*, **103**, 13675-13688.
- **Sunshine J.M., Bishop J., Dyar D., Hiroi T., Klima R., Pieters C.M., 2004** - Near-infrared spectra of Martian pyroxene separates: first results from Mars spectroscopy consortium. *Lun. Planet. Sci.*, XXXV, #1636.
- **Taylor G.J., Warner R.D., Keil K., Ma M.-S., Schmitt R.A., 1980** - Silicate liquid immiscibility, evolved lunar rocks and the formation of KREEP. In: *Papike J.J., Merrill R.B. (eds.), Proceedings of the Conference on the Lunar Highlands Crust, Pergamon, New York, NJ*, 339-352.
- **Taylor G.J., Warren P., Ryder G., Delano J., Pieters C.M., Lofgren G., 1991** - Lunar rocks. In: *Heiken G., Vaniman D.T., French B.M. (eds.), Lunar sourcebook, University of Cambridge, U.K.*, 183-284.
- **Taylor L.A., Pieters C.M., Keller L.P., Morris R.V., McKey D.S., 2001** - Lunar mare soils: space weathering and major effects of surface correlated nanophase Fe. *J. Geophys. Res.*, **98**, 27985–28000.
- **Taylor S.R., 2007** - The Moon. In: *McFadden L.A., Weissman P.R., Jhonson T.V. (eds.), Encyclopedia of the Solar System, second edition, Elsevier*, 227-250.
- **Thordarson T., Self S., 1993** - The Laki (Skaftár Fires) and Grímsvötn eruptions in 1783-1785. *Bull. Volc.*, **55**, 233-263.
- **Thordarson T., Miller D.J., Larsen G., Self S., Sigurdsson H., 2001** - New estimates of sulphur degassing and atmospheric mass-loading by the 934 AD Eldgjá eruption, Iceland. *J. Volc. Geotherm. Res.*, **108**, 33-54.
- **Todd S.G., Keith D.W., LeRoy L.W., Shissel D.J., Mann E.L., Irvine T.N., 1982** - The J-M Pt-Pd reef of the Stillwater Complex, Montana: I. Stratigraphy and petrology. *Econ. Geol.*, **77**, 1454-1480.
- **Vaniman D.T., Dietrich J., Taylor G.J., Heiken G.H., 1991** - Exploration, samples, and recent concepts of the Moon. In: *Heiken G., Vaniman D.T., French B.M. (eds.), Lunar, sourcebook, University of Cambridge, U.K.*, 5-26.
- **Vilas F., Leake M.A., Mendell W.W., 1984** - The dependence of reflectance spectra of Mercury on surface terrain. *Icarus*, **59**, 60–68.
- **Vilas F., 1988** - Surface composition of Mercury from reflectance spectrophotometry. In: *Vilas F., Chapman C.R., Matthews M.S. (eds.), Mercury, University of Arizona Press, Tucson, AZ*, 59-76.
- **Warell J., 2003** - Properties of the Hermean regolith: III. Disk-resolved vis-NIR reflectance spectra and implications for the abundance of iron. *Icarus*, **161**, 199-222.
- **Warell J., Blewett D.T., 2004** - Properties of the Hermean regolith: V. New optical reflectance spectra, comparison with lunar anorthosites, and mineralogical modelling. *Icarus*, **168**, 257-276.
- **Warell J., Sprague A.L., Emery J.P., Kozłowski R.W.H., Long A., 2006** - The 0.7-5.3  $\mu\text{m}$  IR spectra of Mercury and the Moon: evidence for high-Ca clinopyroxene on Mercury. *Icarus*, **180**, 281-291.
- **Warren P.H., Taylor G.J., Keil K., Shirley D.N., Wasson J.T., 1983** - Petrology and geochemistry of two large granite clasts from the moon. *Earth Planet. Sci. Conf. XIII, in J. Geophys. Res.*, **88**, A615-630.
- **Warren P.H., 1985** - The Magma Ocean concept and lunar evolution. *Annu. Rev. Earth Planet. Sci.*, **13**, 201-240.
- **Wasson J.T., 1988**. The building stones of the planets. In: *Mercury (A89-43751 19-91), Tucson, AZ, Univ. of Arizona Press*, 622-650.
- **Wetherill G. W. 1988.**, Accumulation of Mercury from planetesimals. in: *F. Vilas, C.R. Chapman, M.S. Matthews (Eds.) Mercury, University of Arizona Press, Tucson, AZ*, 670-691.
- **Wood J.A., Dickey J.S., Marvin U.B., Powell B.N., 1970** - Lunar anorthosites and a geophysical model of the Moon. *Proc. Apollo 11 Lunar Sci. Conf.*, 965-988.
- **Wooden J.L., Mueller P.A., 1988** - Pb, Sr, and Nd isotopic compositions of a suite of late Archean igneous rocks, eastern Beartooth Mountains: implications for crust-mantle evolution. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **87**, 59-72.
- **Wolfe C.J., Bjarnason I.T., VanDecar J.C., Solomon S.C., 1997** - Seismic structure of the Iceland plume. *Nature*, **385**, 245-247.
- **Wolfe C.J., Bjarnason I.T., VanDecar J.C., Solomon S.C., 2002** - Assessing the depth resolution of tomographic models of upper mantle structure beneath Iceland. *Geophys. Res. Lett.*, **29**, 10.1029.
- **Zientek M.L., 1983** - Petrogenesis of the Basal zone of the Stillwater Complex, Montana. *Ph.D. thesis, Stanford University*, pp. 246.

# **Appendice A**

**Microfoto e Scansioni  
delle  
Sezioni Sottili**



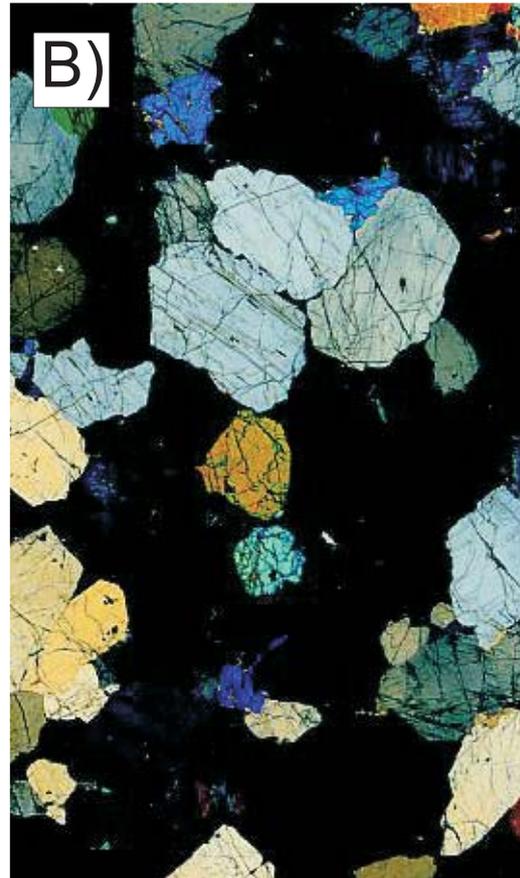


Fig. 1. Campione St2 (norite) - Stillwater Complex. Cristalli di cumulo di opx e rari di ol, e cristalli di intercumulo di pl. Scansione a nicols paralleli (A) e a nicols incrociati (B).

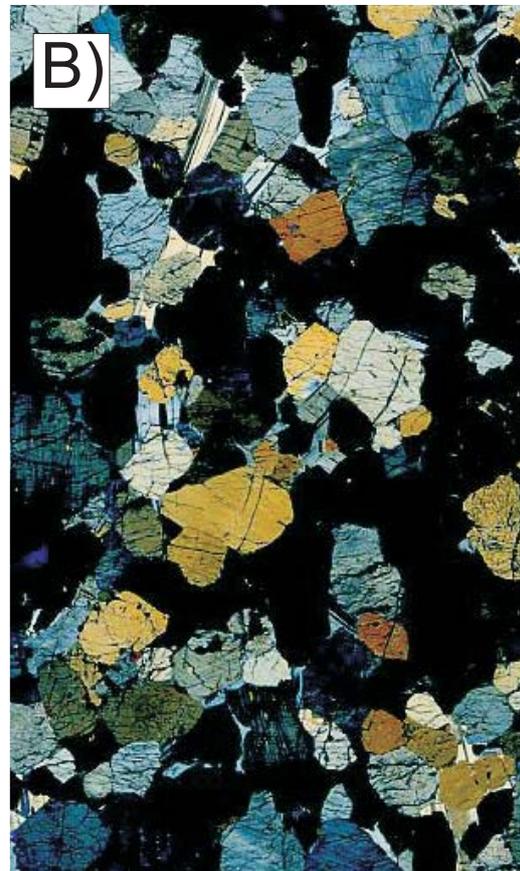


Fig. 2. Campione St4 (norite) - Stillwater Complex. Cristalli di cumulo di opx, e cristalli di intercumulo di pl e rari di cpx. Scansione a nicols paralleli (A) e a nicols incrociati (B).

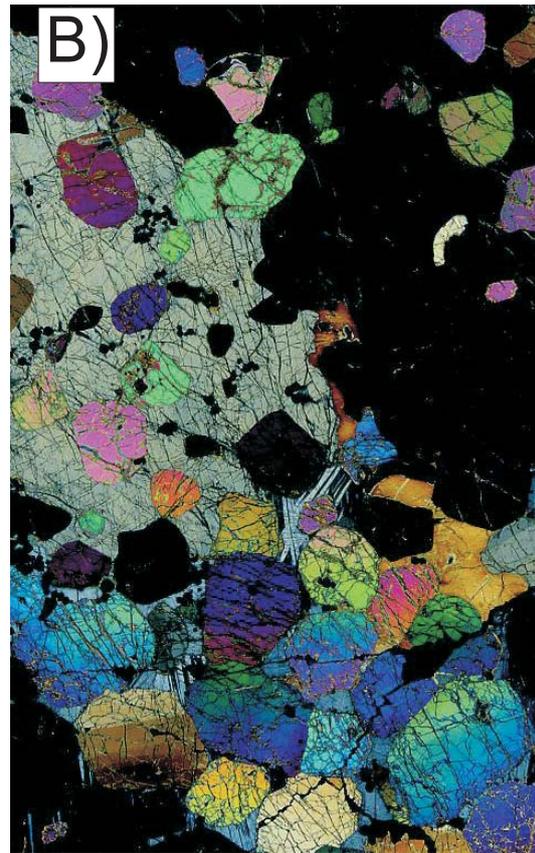
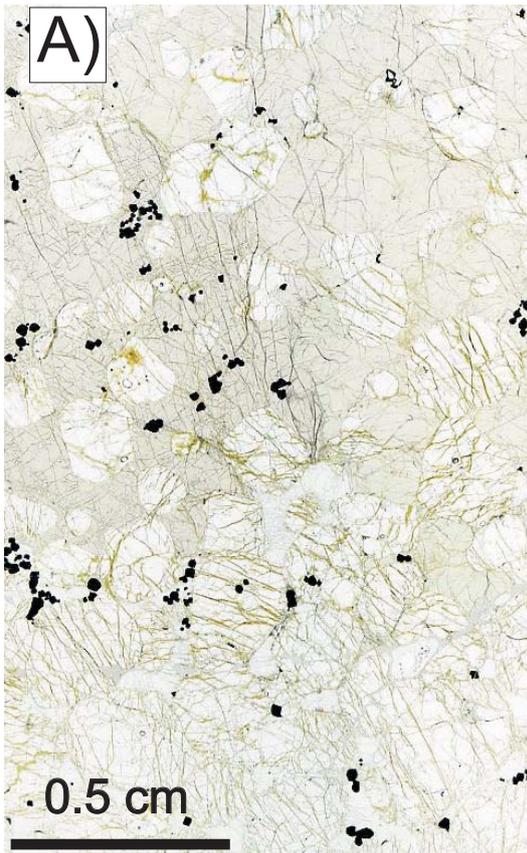


Fig. 3. Campione St5 (roccia ultramafica) - Stillwater Complex. Cristalli di cumulo di ol, alcuni dei quali inglobati in grossi cristalli (oikocristalli) di opx; cristalli di intercumulo di pl e rari di cpx. Presenti scarse cromiti. Scansione a nicols paralleli (A) e a nicols incrociati (B).

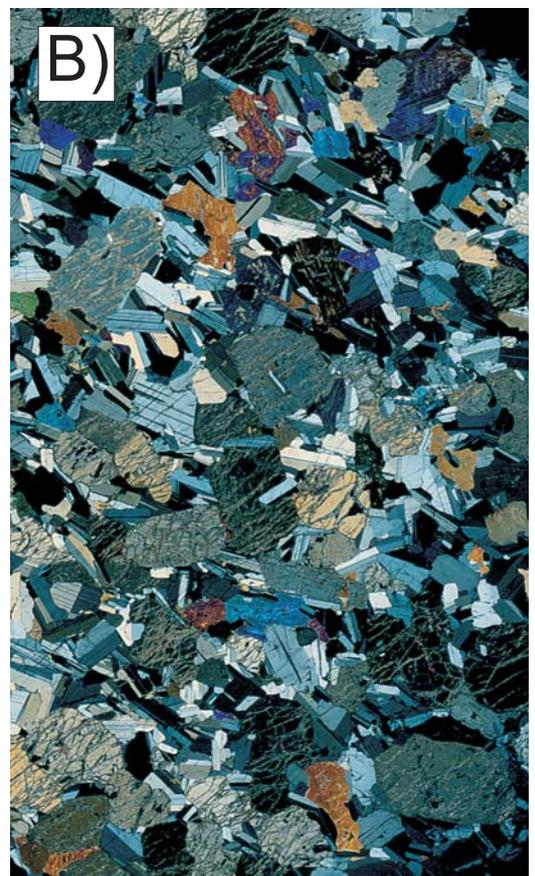


Fig. 4. Campione St8 (gabbronorite) - Stillwater Complex. Cristalli di cumulo di opx, di pl e di cpx. Scansione a nicols paralleli (A) e a nicols incrociati (B).



Fig. 5. Campione St12 (gabbro) - Stillwater Complex. Cristalli di cumulo di pl; cristalli di cumulo e di intercumulo di opx e di cpx. Scansione a nicols paralleli (A) e a nicols incrociati (B).

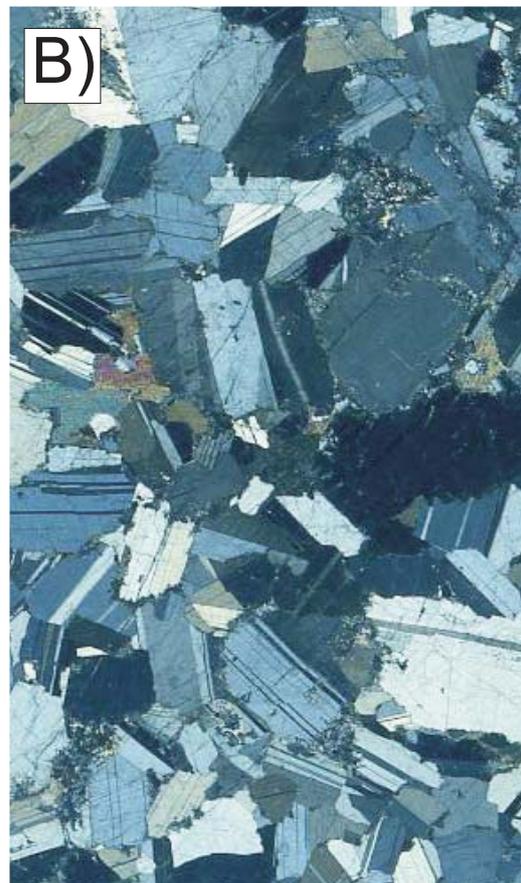


Fig. 6. Campione St18 (anortosite) - Stillwater Complex. Cristalli di cumulo di pl e rari cristalli di intercumulo di cpx. Scansione a nicols paralleli (A) e a nicols incrociati (B).

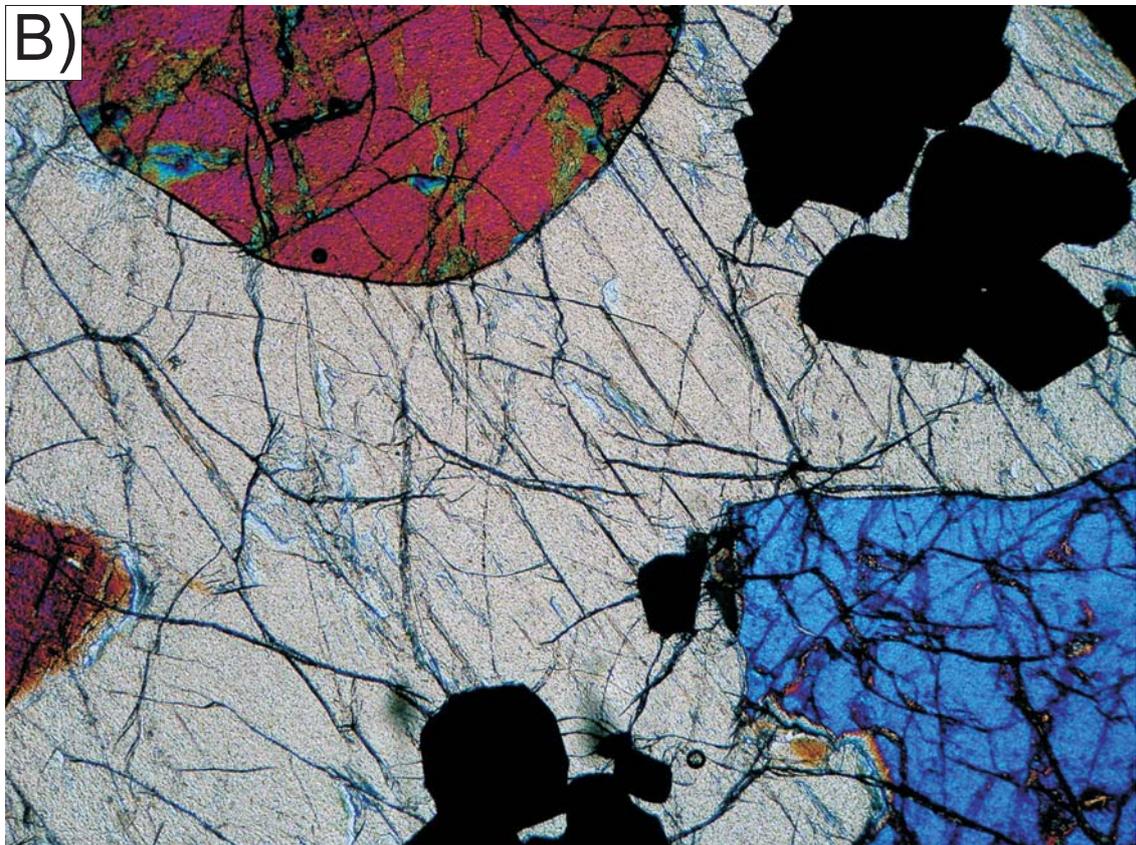
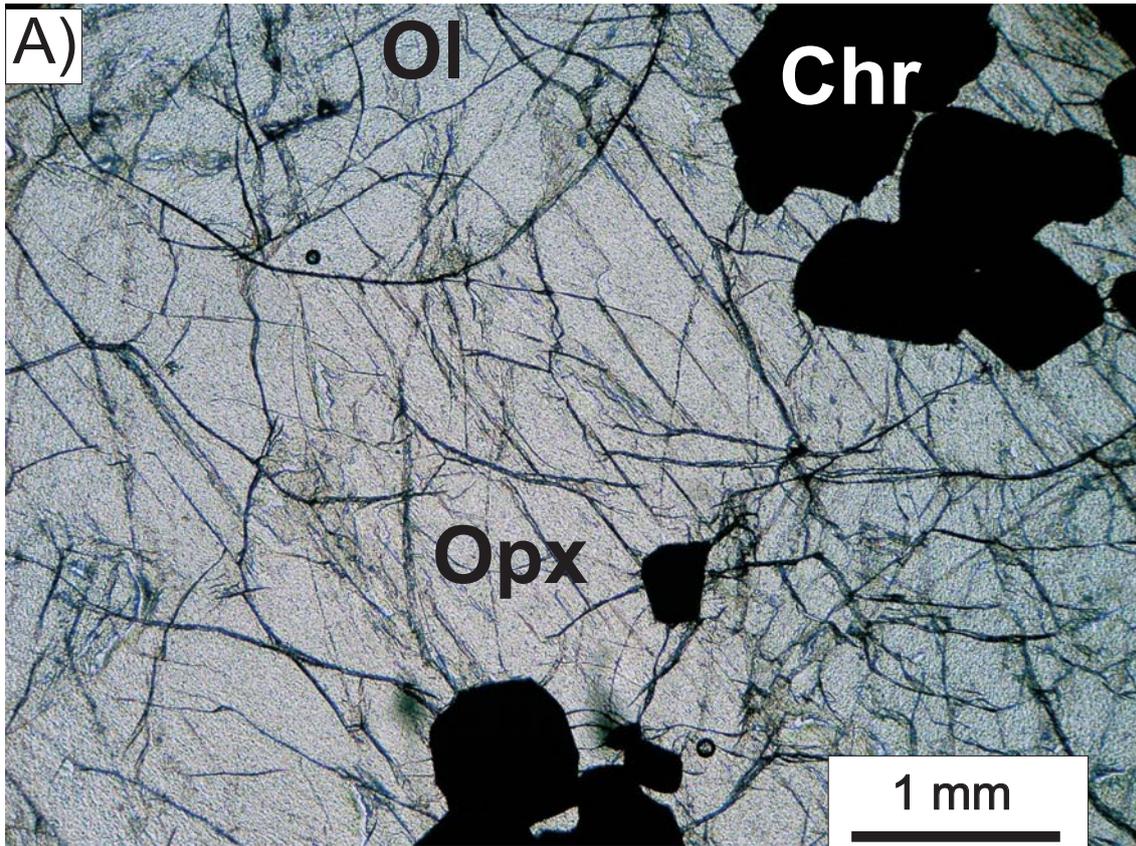


Fig. 7. Campione St1 (roccia ultramafica) - Stillwater Complex. Particolare di un oikocristallo di opx che ingloba cristalli di cumulo di ol e di cromite (Chr). Microfoto a nicols paralleli (A) e a nicols incrociati (B).

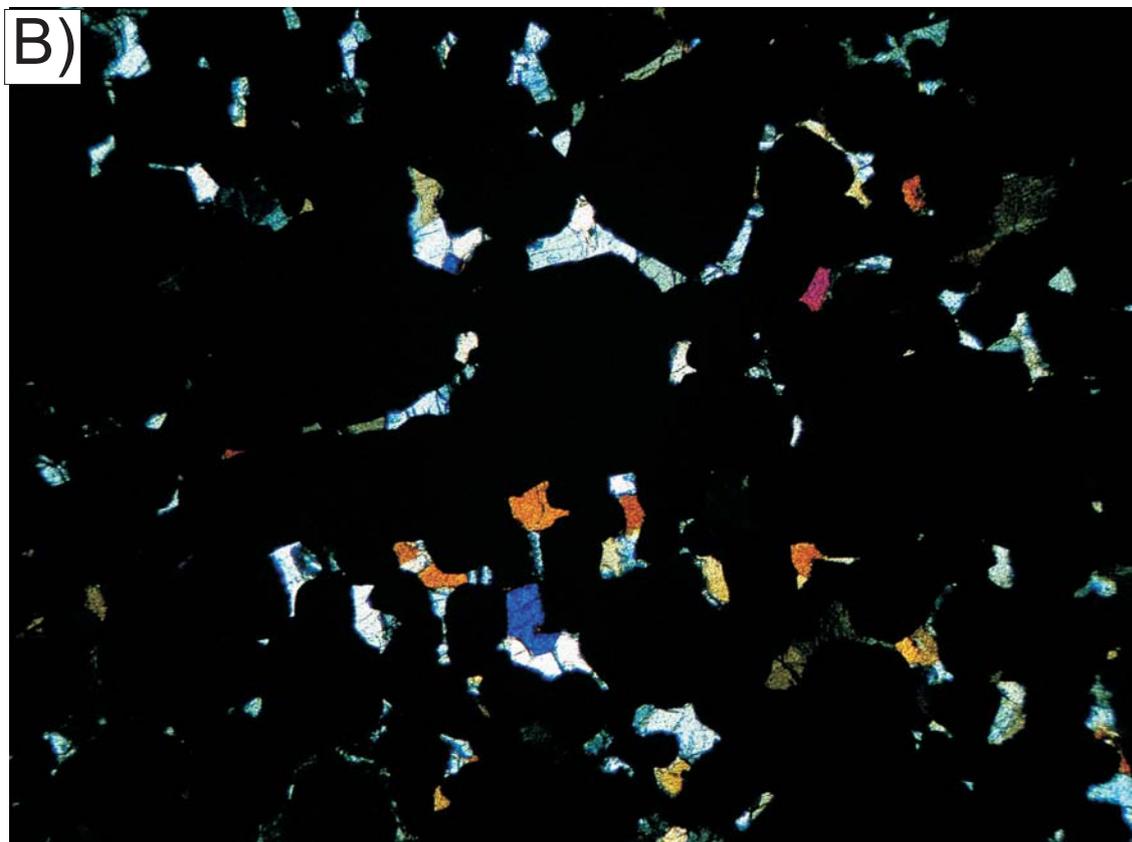
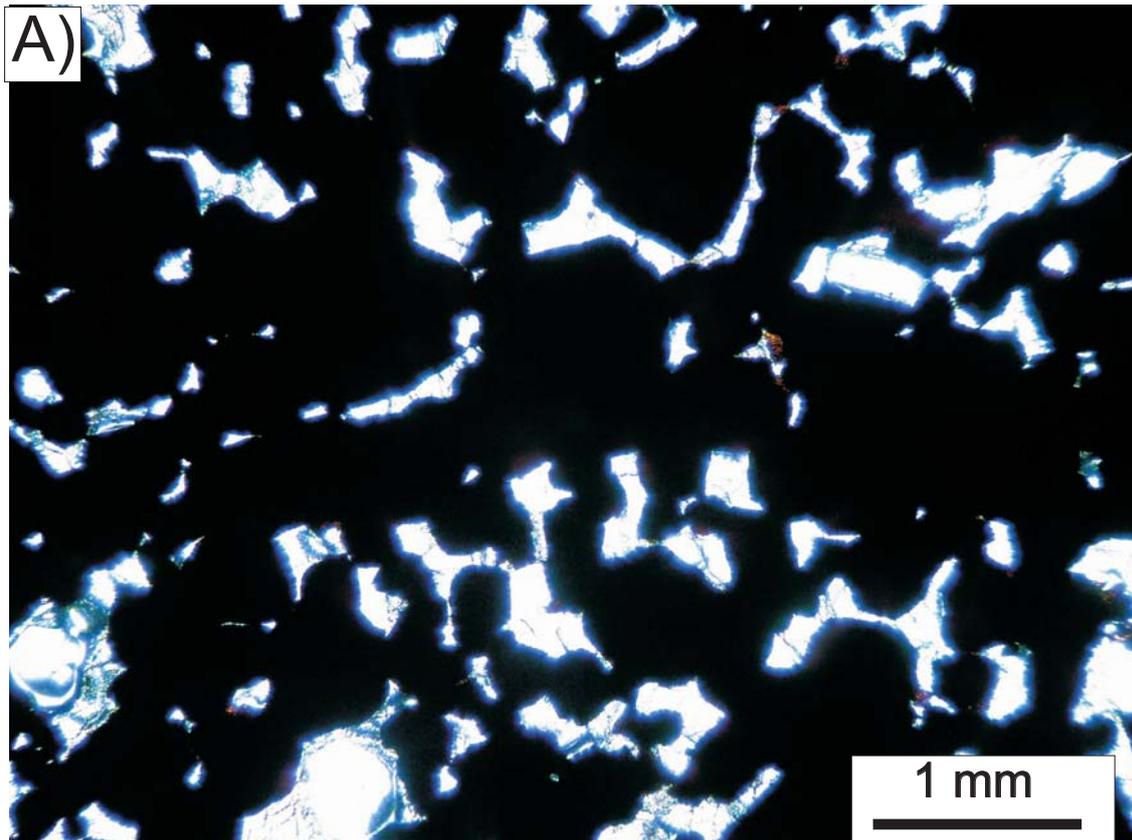


Fig.8. Campione St3 (cromite) - Stillwater Complex. Si osserva la presenza di alcuni minerali negli interstizi tra le cromiti. Microfoto a nicols paralleli (A) e a nicols incrociati (B).

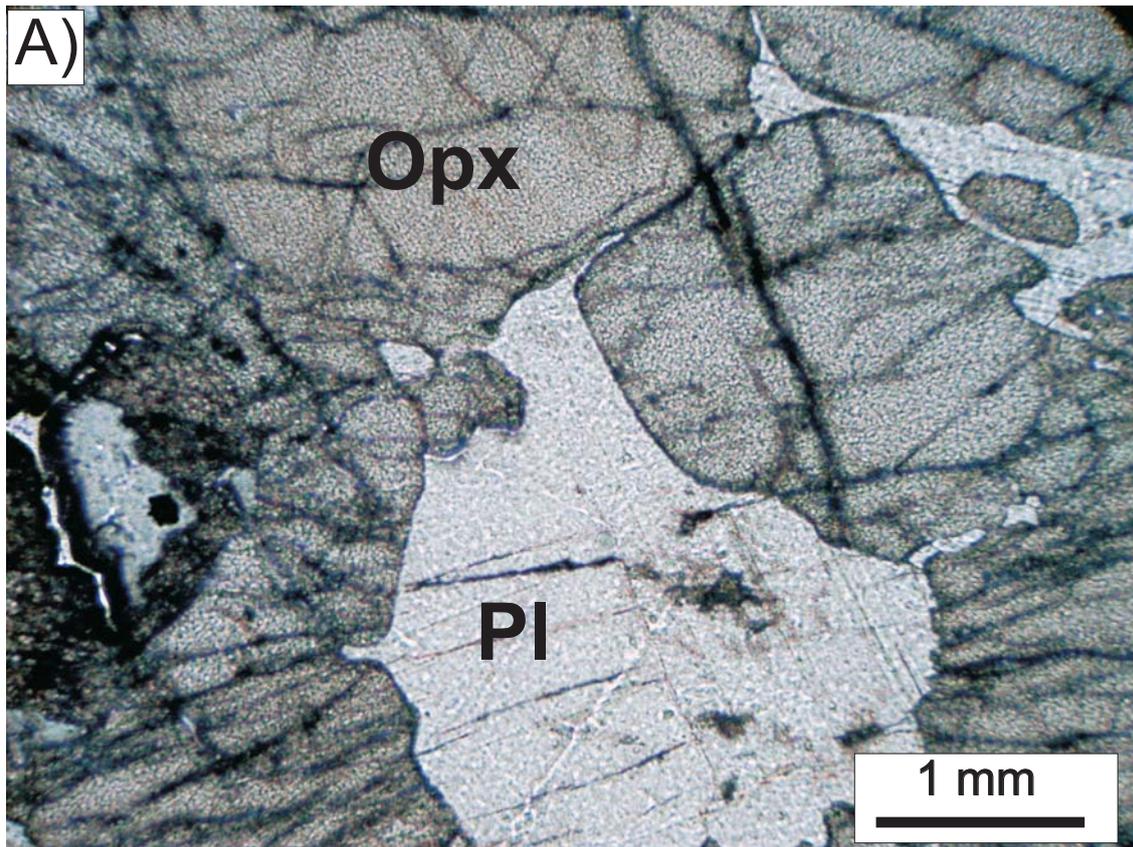


Fig. 9. Campione St7 (norite) - Stillwater Complex. Presenza di cristalli di cumulo di opx e scarsi di pl. Il pl è presente anche come fase di intercumulo. Microfoto a nicols paralleli (A) e a nicols incrociati (B).

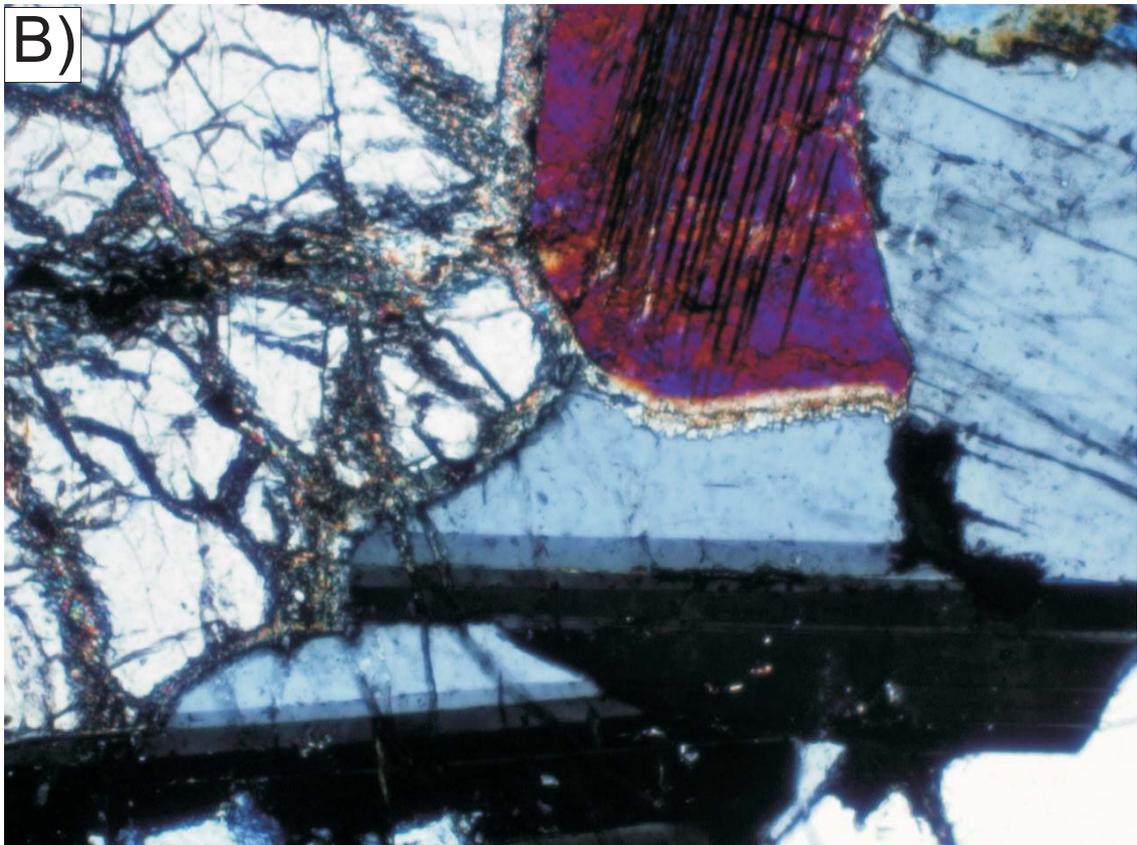
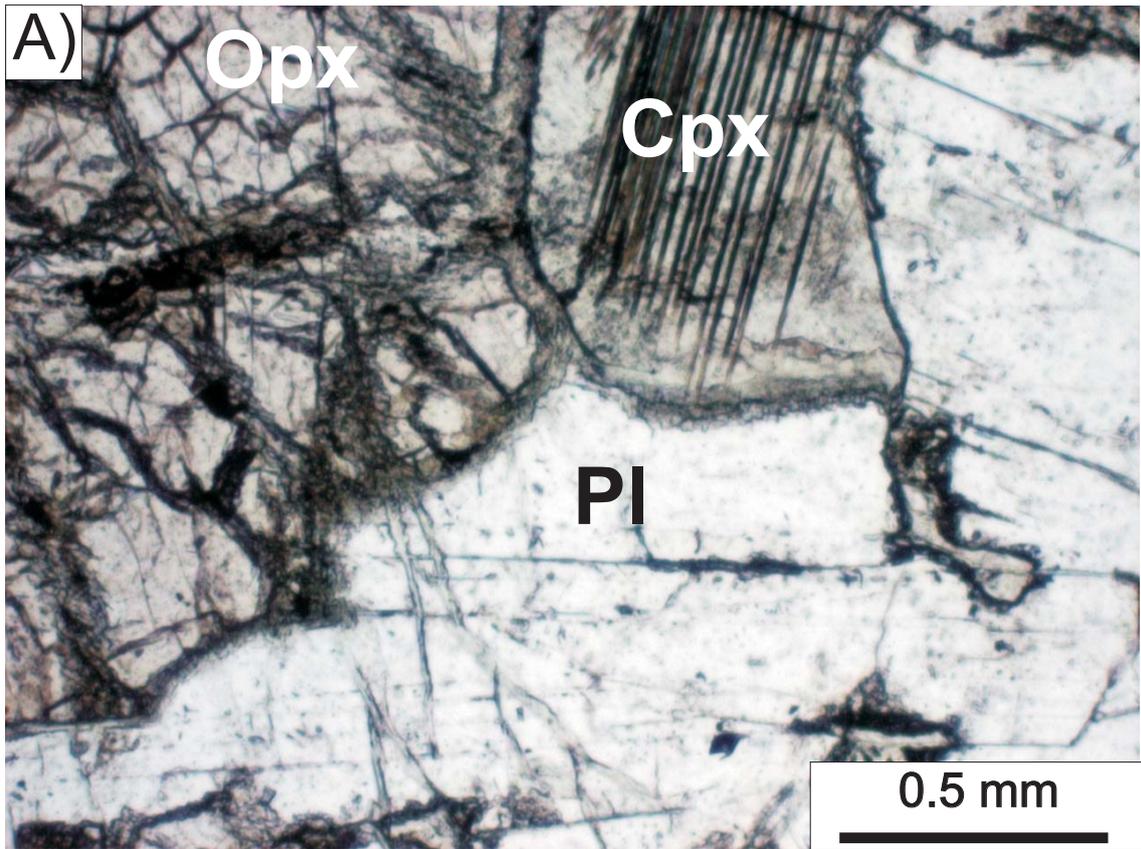


Fig. 10. Campione St8 (gabbronorite) - Stillwater Complex. Presenza di cristalli di cumulo di pl, opx e cpx. Visibili anche minerali di alterazione lungo alcune fratture dell'opx. Microfoto a nicols paralleli (A) e a nicols incrociati (B).

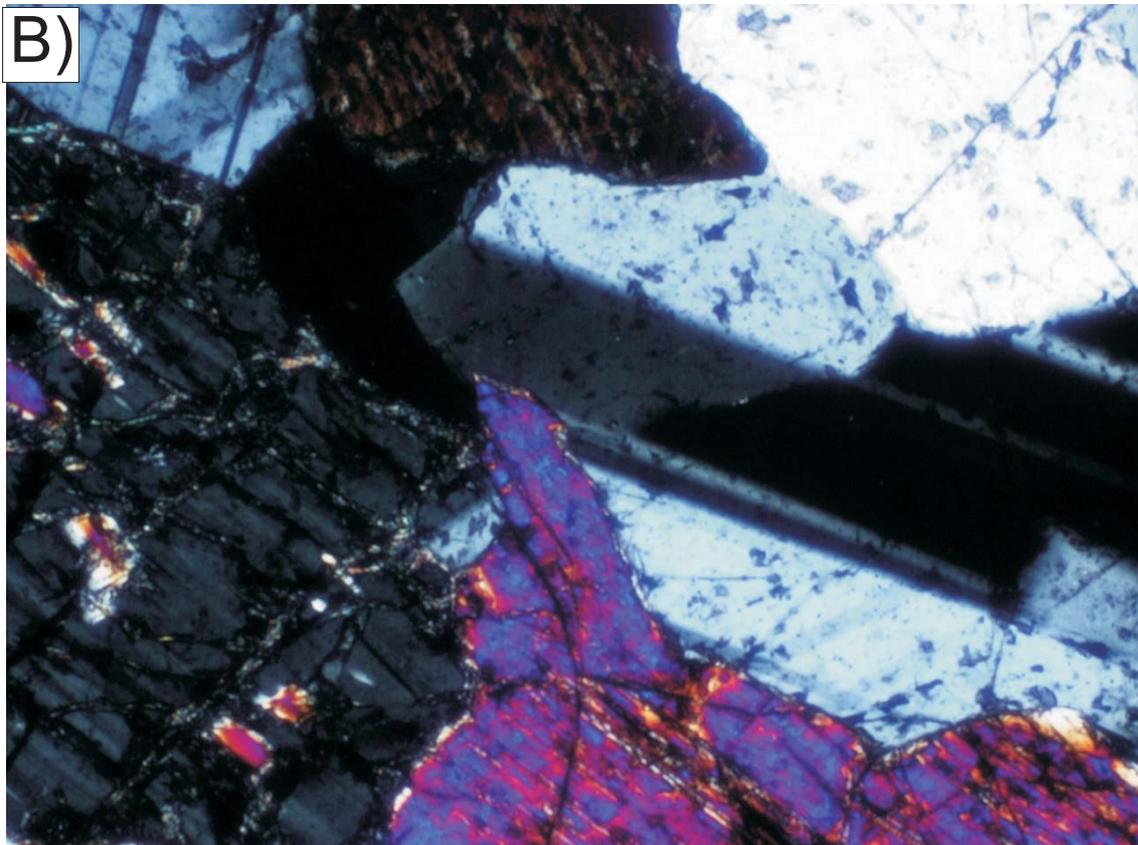
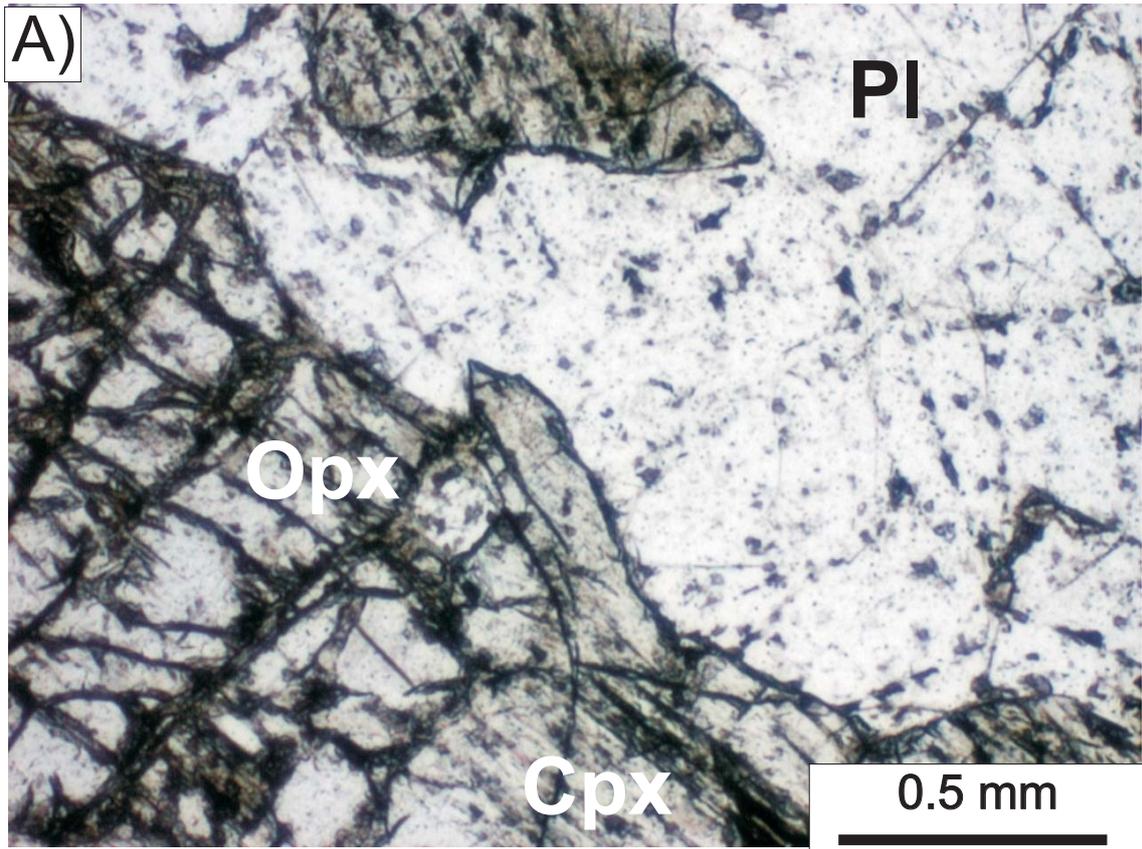


Fig. 11. Campione St12 (gabbro) - Stillwater Complex. Presenza di cristalli di cumulo di pl, opx e cpx. Alcuni cristalli di opx presentano degli smistamenti di cpx. Microfoto a nicols paralleli (A) e a nicols incrociati (B).

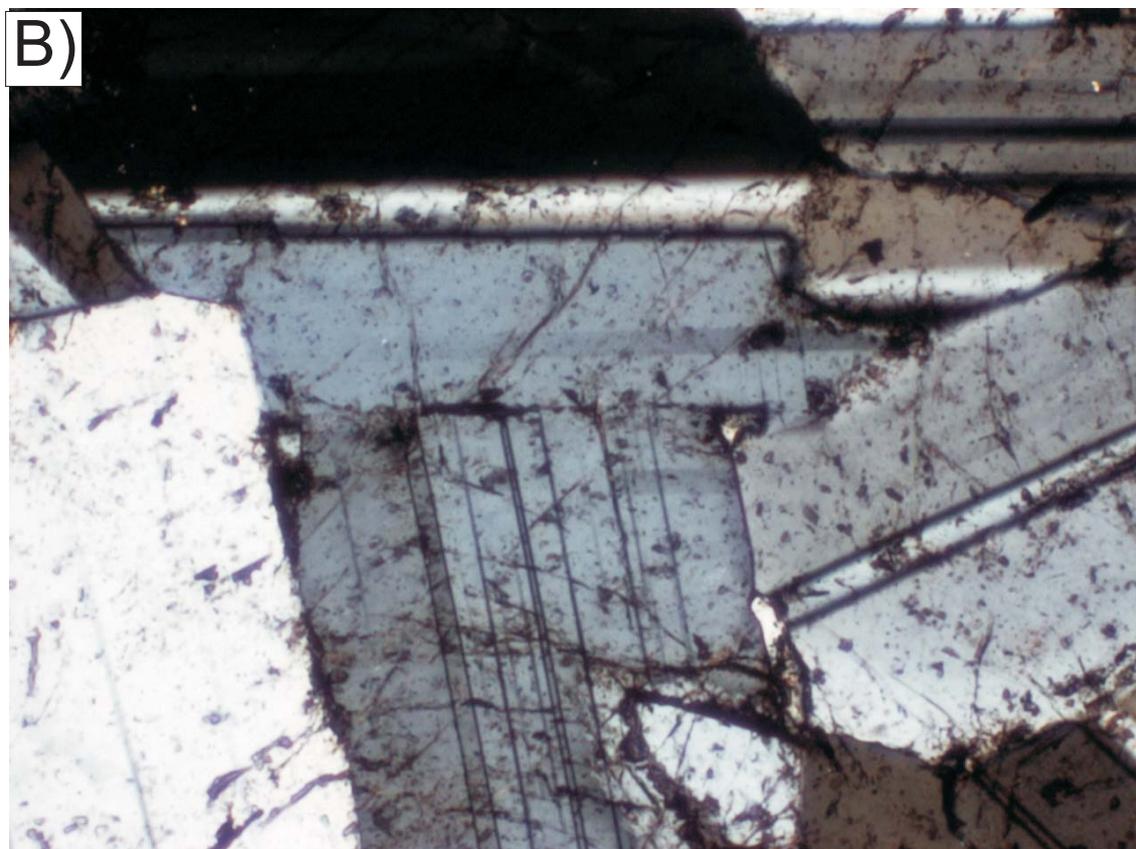
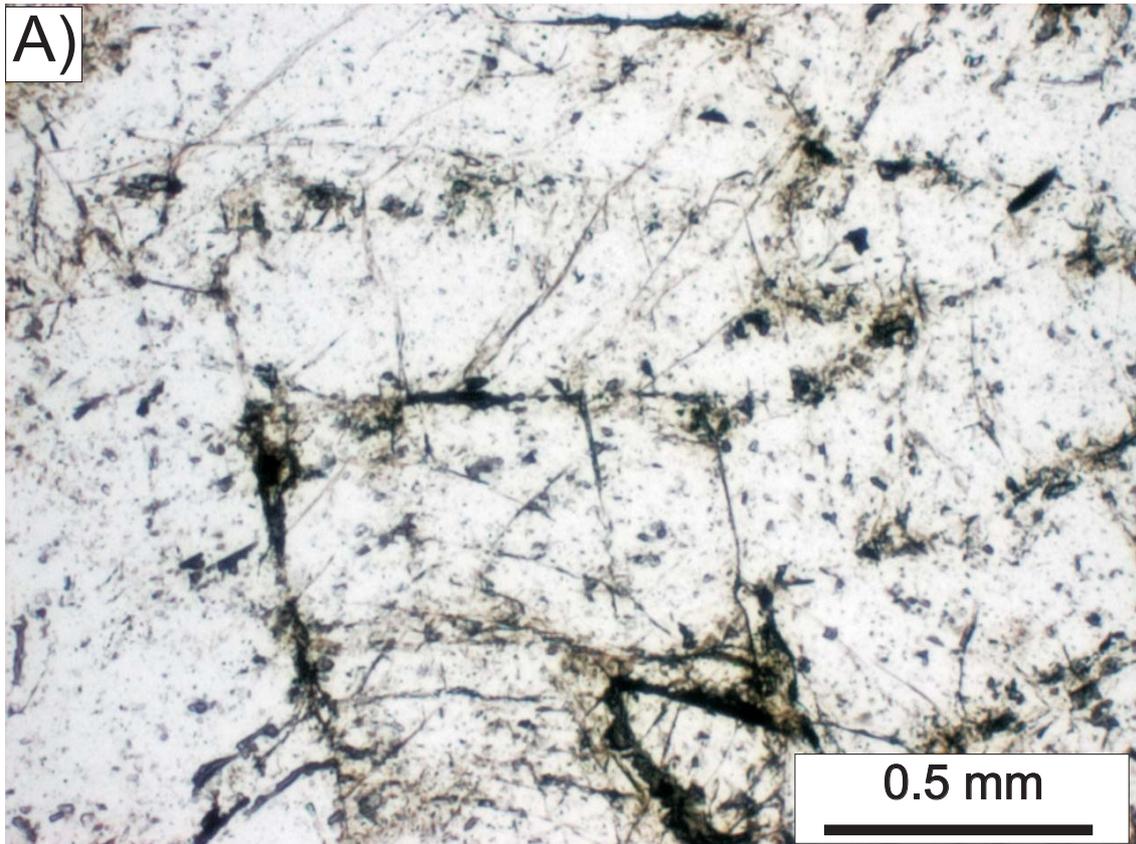


Fig. 12. Campione St13 (leucogabbro) - Stillwater Complex. Particolare di cristalli di cumulo di pl. Microfoto a nicols paralleli (A) e a nicols incrociati (B).

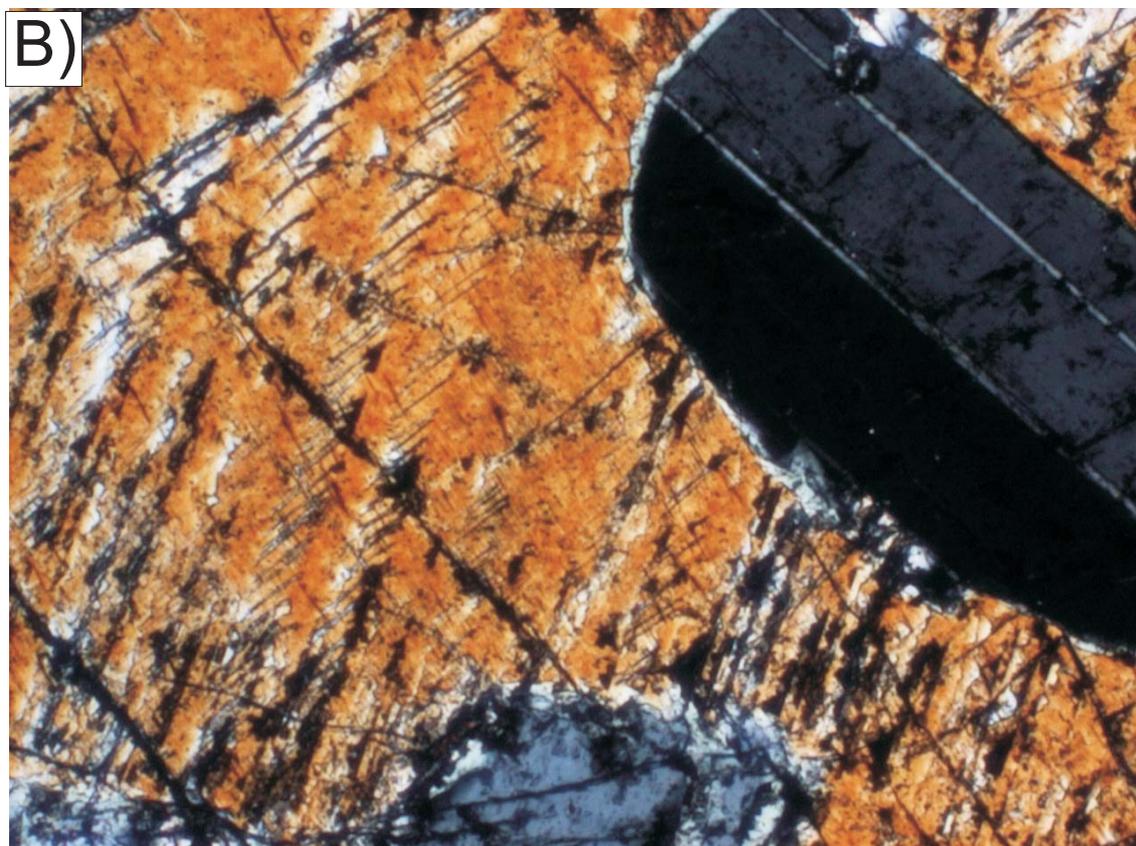
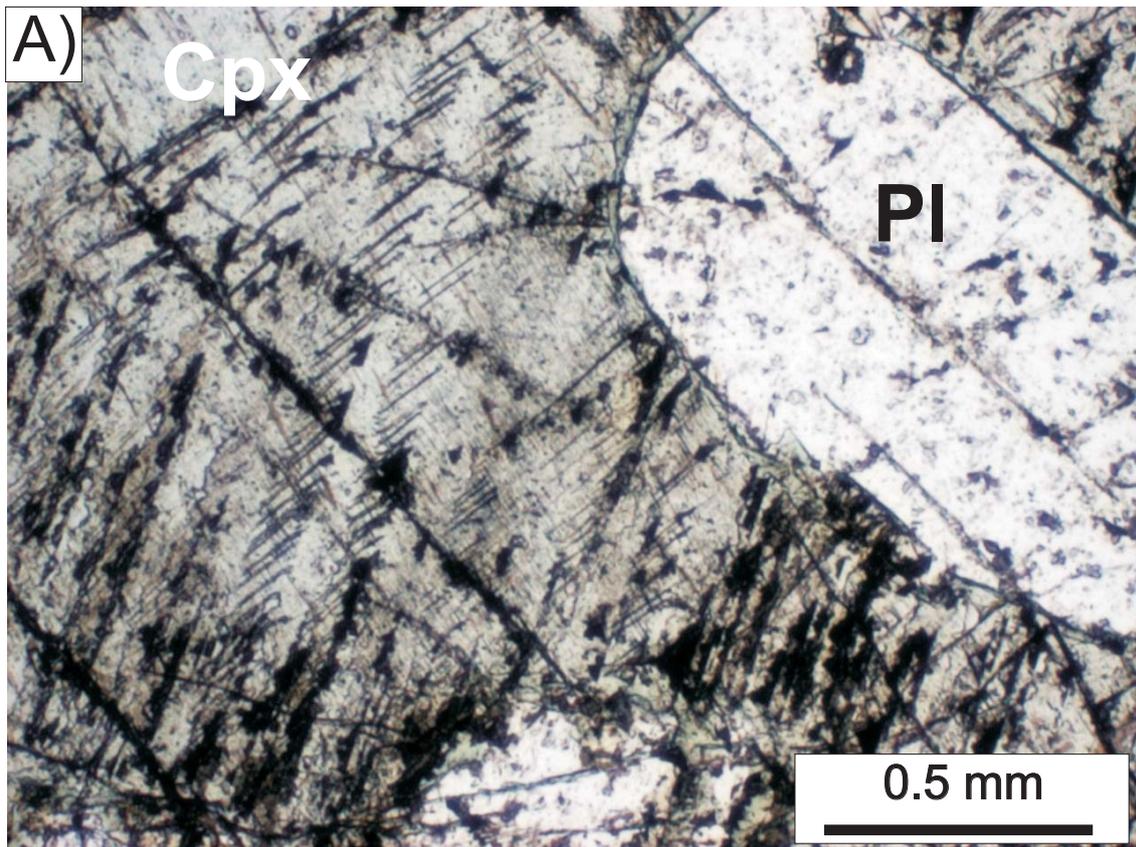


Fig. 13. Campione St13 (leucogabbro) - Stillwater Complex. Particolare di cristallo di cpx che ingloba alcuni cristalli di cumulo di pl. Microfoto a nicols paralleli (A) e a nicols incrociati (B).

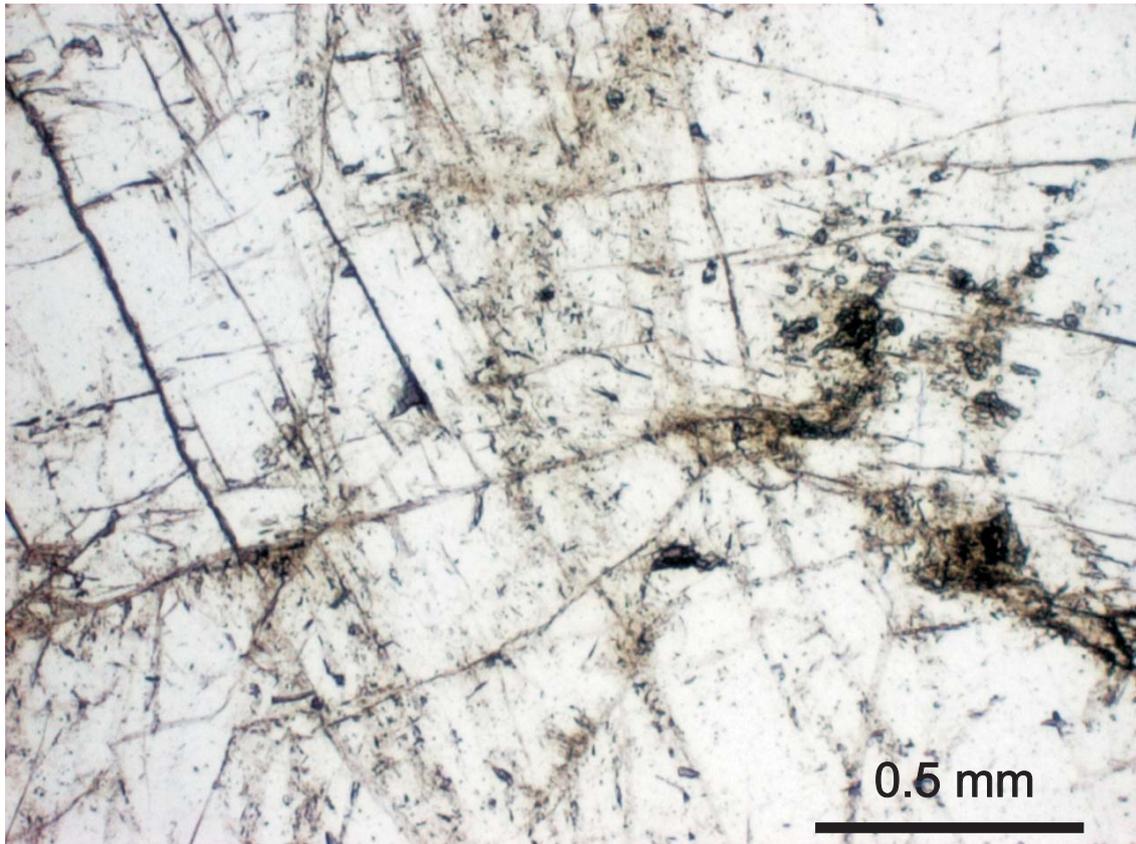


Fig. 14. Campione St18 (anortosite) - Stillwater Complex. Particolare di cristalli di cumulo di pl. Microfoto a nicols paralleli.

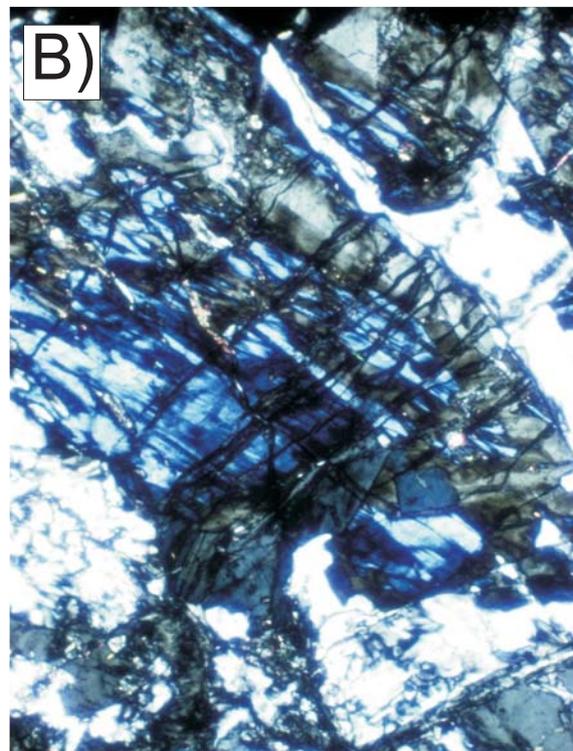


Fig. 15. Campione St18 (anortosite) - Stillwater Complex. Particolare di piccoli cristalli di zoisite cresciuti su cristalli di pl. Microfoto a nicols paralleli (A) e a nicols incrociati (B).

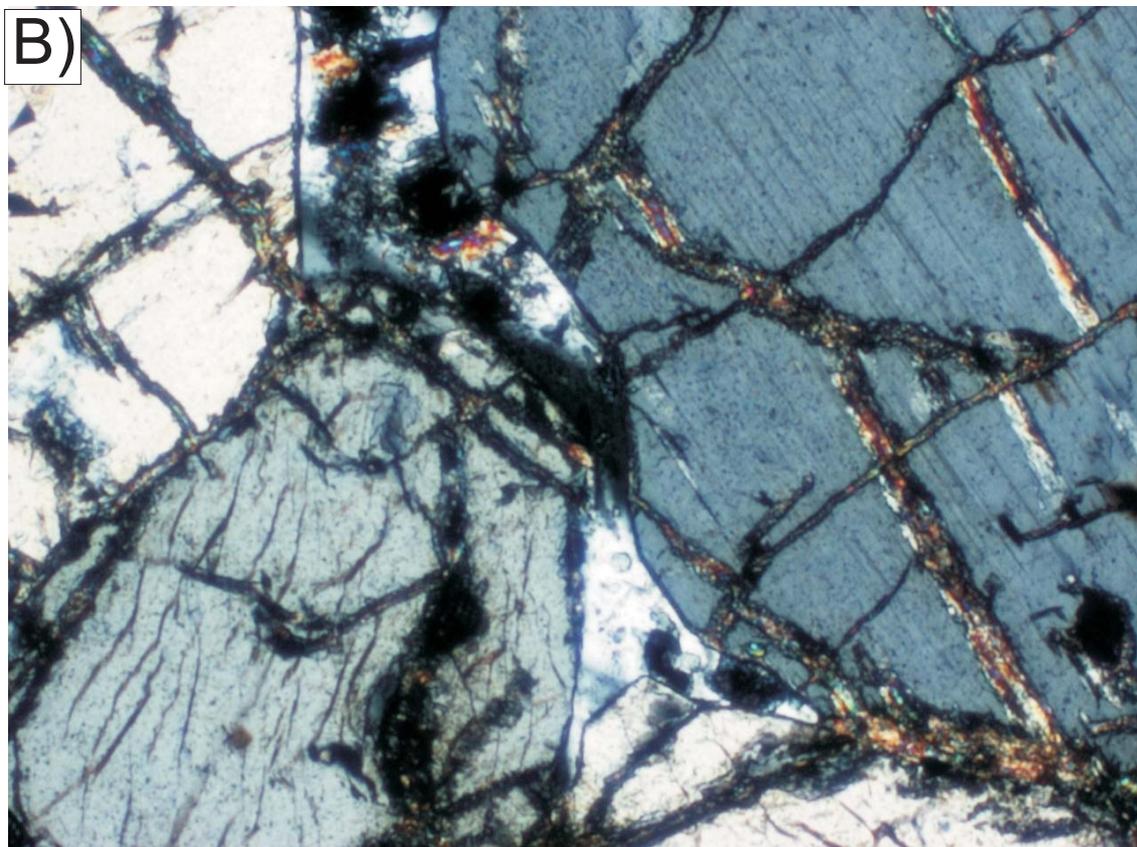
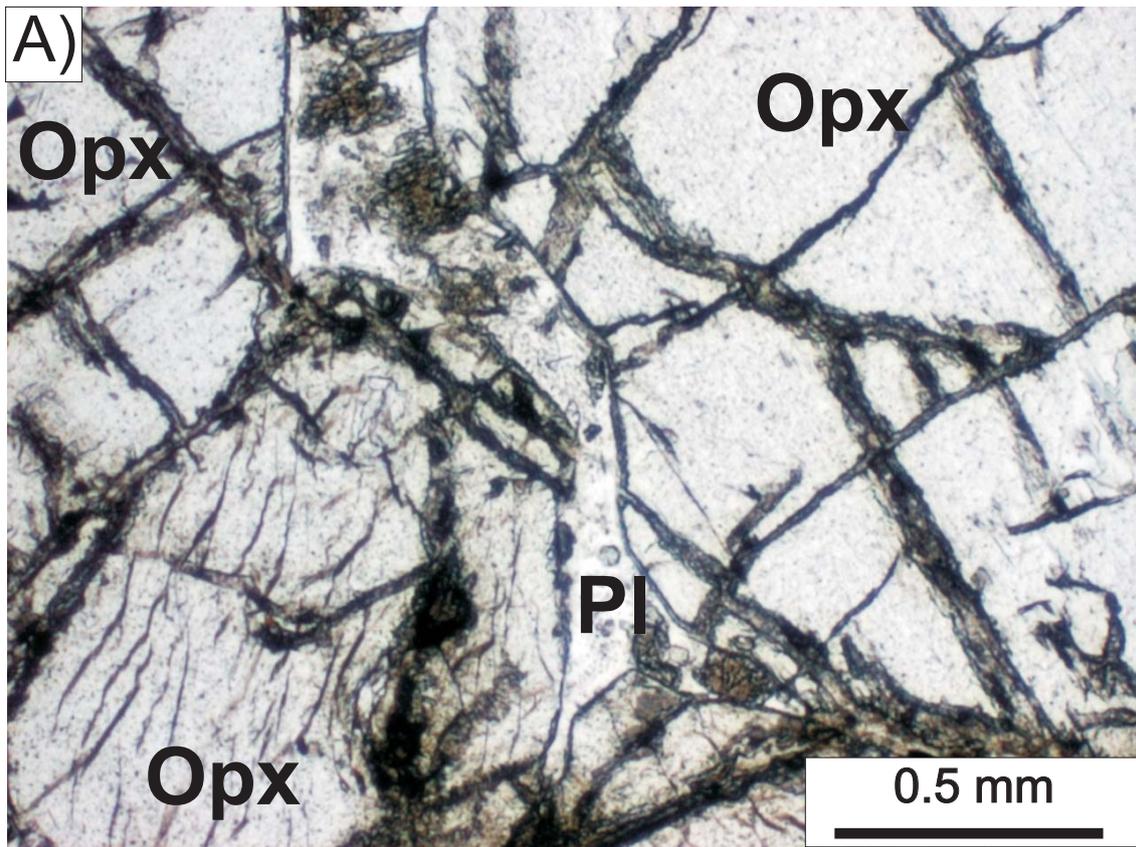


Fig. 16. Campione St20 (norite) - Stillwater Complex. Cristalli di cumulo di opx, e piccoli cristalli di intercumulo di pl. Il pl è parzialmente alterato in sericite; fasi di alterazione secondaria sono presenti anche in alcune fratture degli opx. Microfoto a nicols paralleli (A) e a nicols incrociati (B).

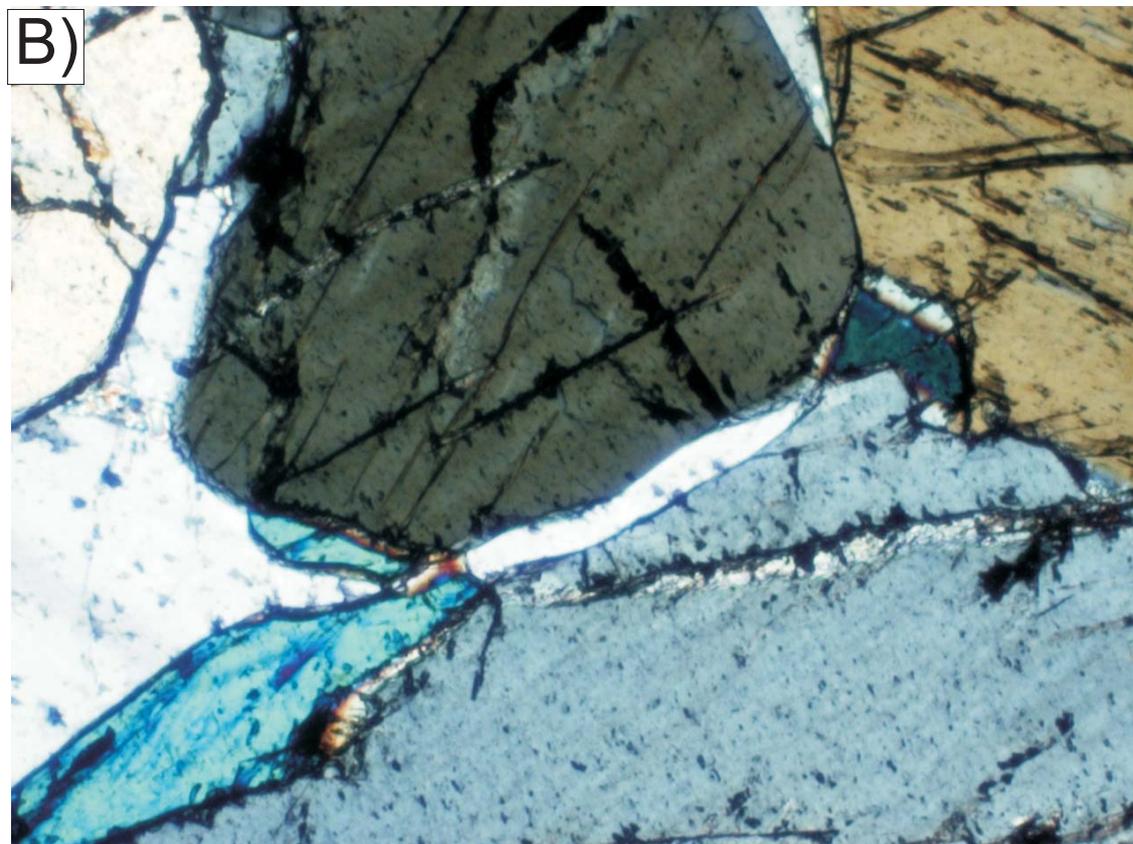
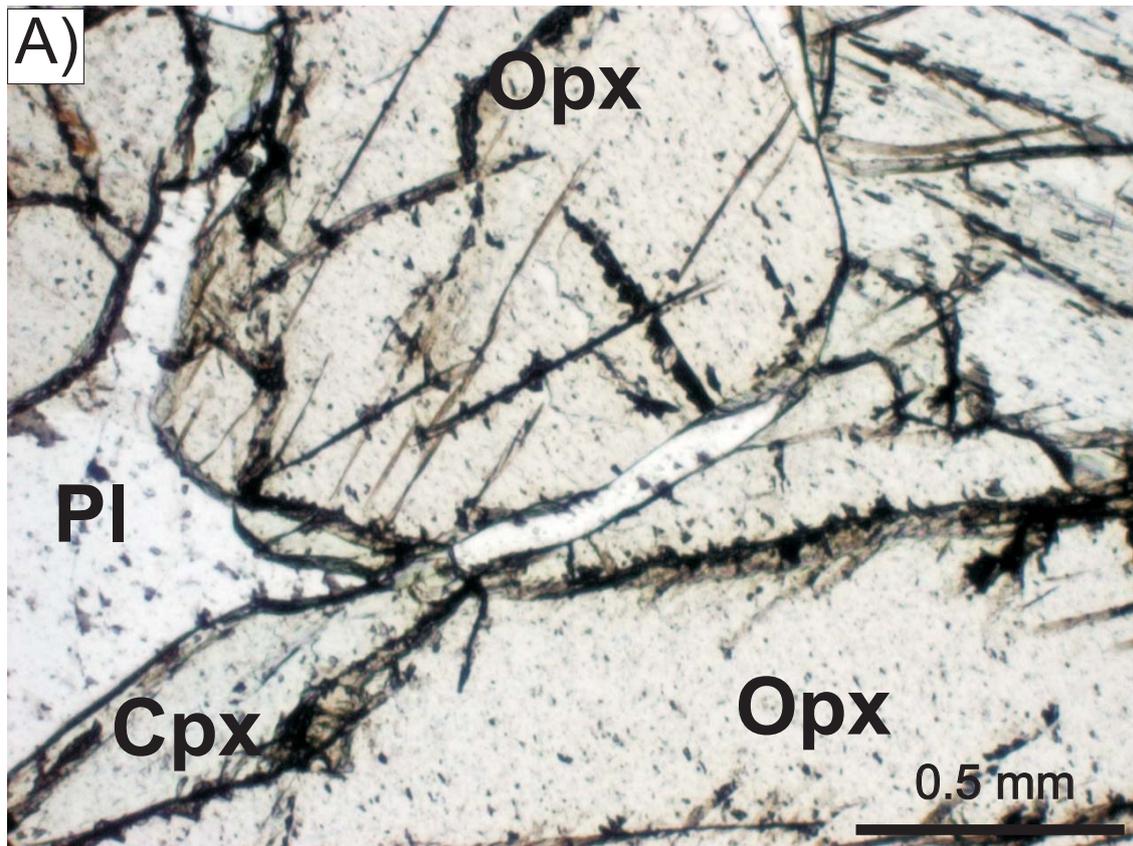


Fig. 17. Campione St25 (norite)- Stillwater Complex. Cristalli di cumulo di opx e cristalli di intercumulo di pl. Si osservano inoltre piccole ricrescite di cpx lungo i bordi di alcuni cristalli di opx. Microfoto a nicols paralleli (A) e a nicols incrociati (B).

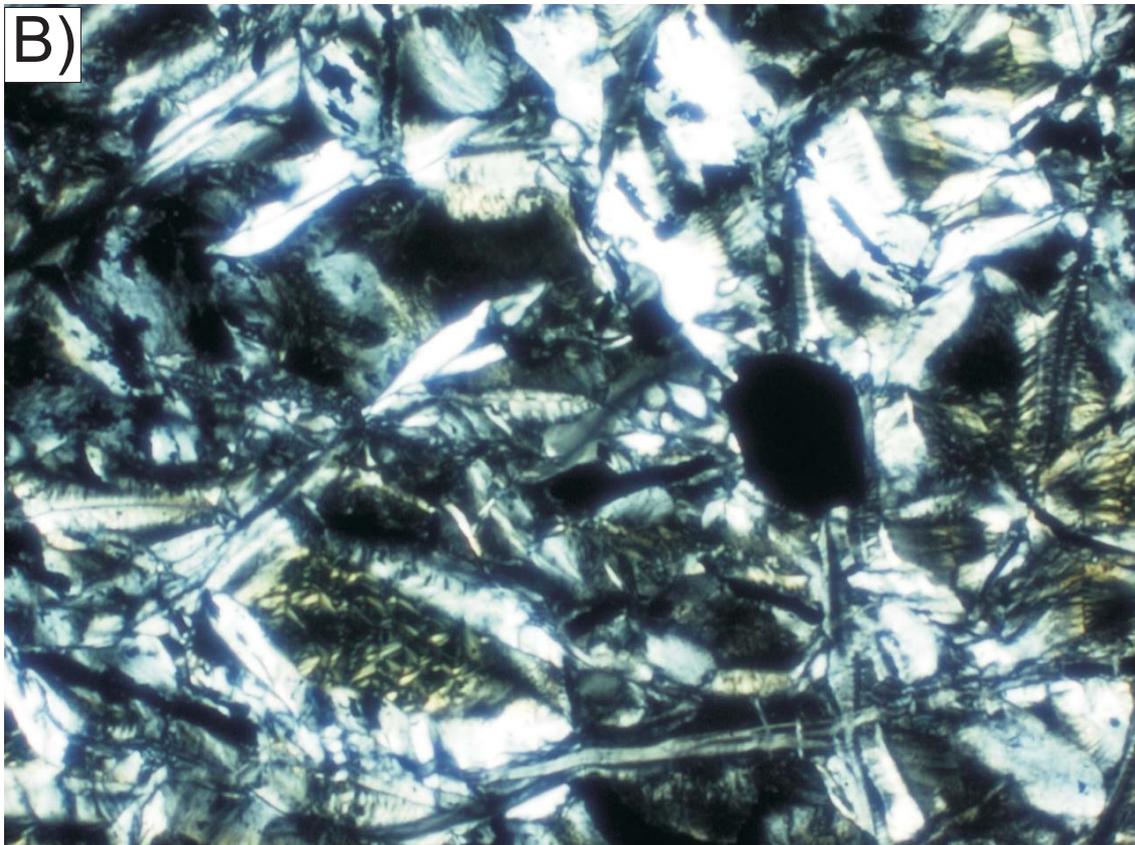
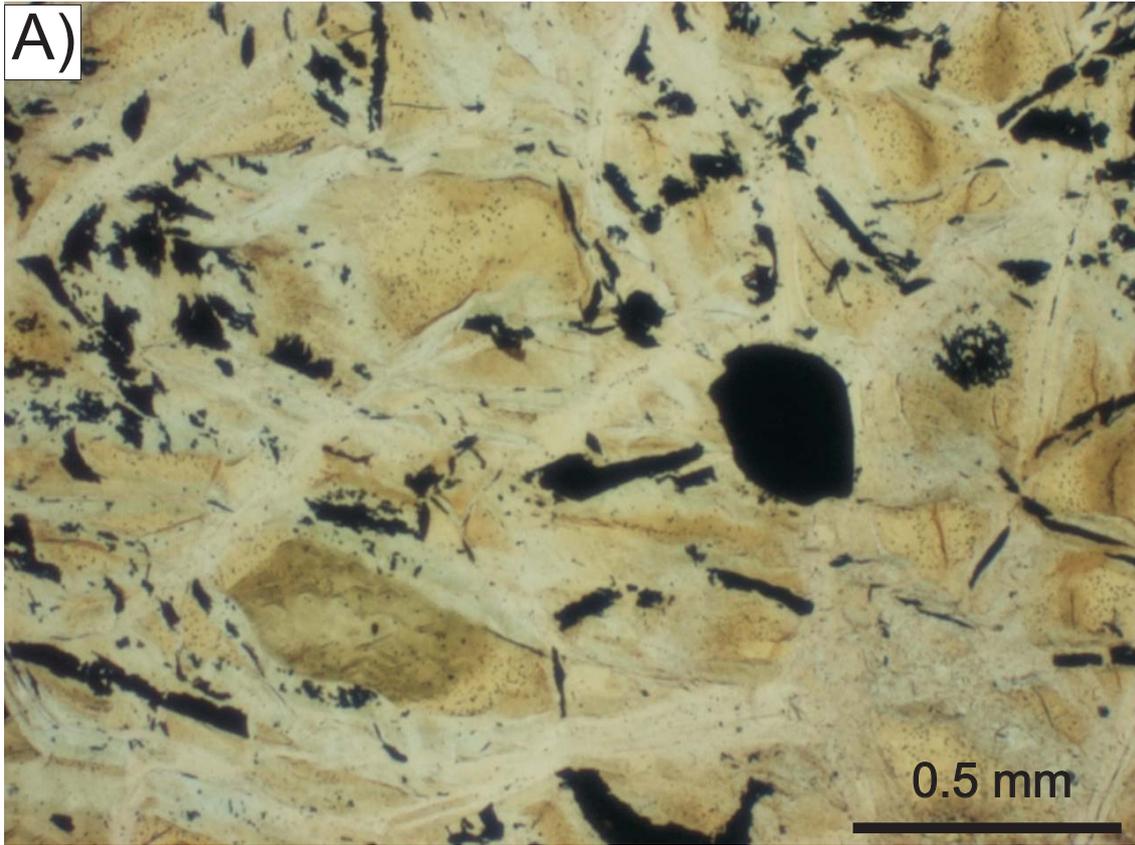


Fig. 18. Campione St26 - Stillwater Complex. Campione di una roccia totalmente sericitizzata. Si notano cristalli di sericite e minerali opachi. Microfoto a nicols paralleli (A) e a nicols incrociati (B).

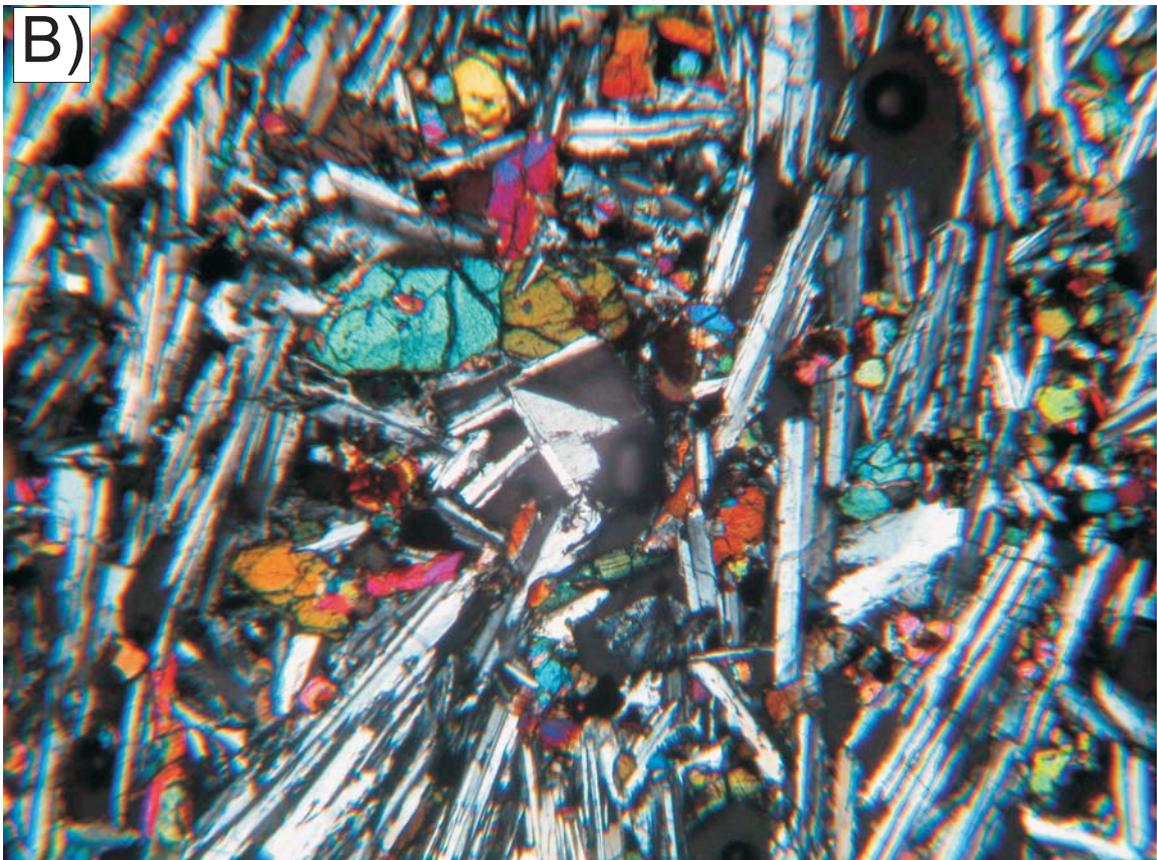
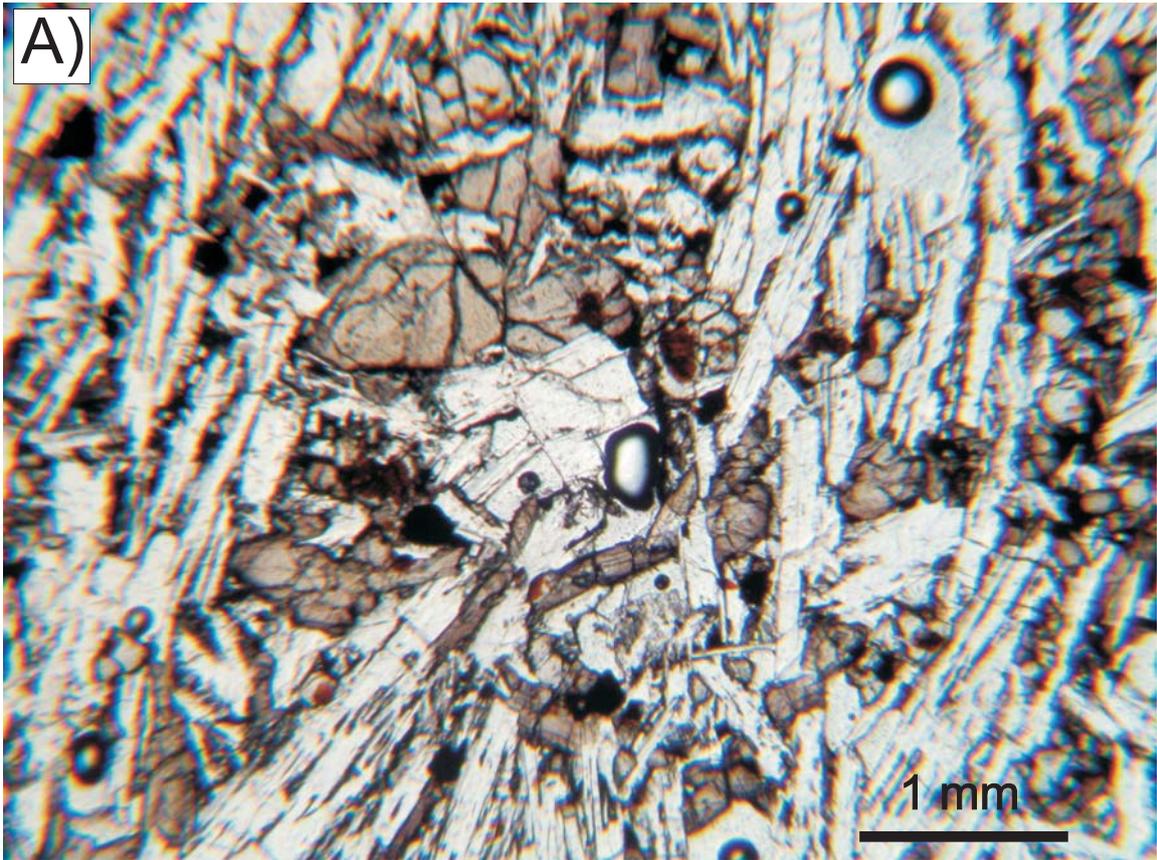


Fig. 19. Campione Py8MM - Pampas Onduladas Flow. Pasta di fondo a tessitura intergranulare, con microliti di pl, ol e cpx. Microfoto a nicols paralleli (A) e a nicols incrociati (B).

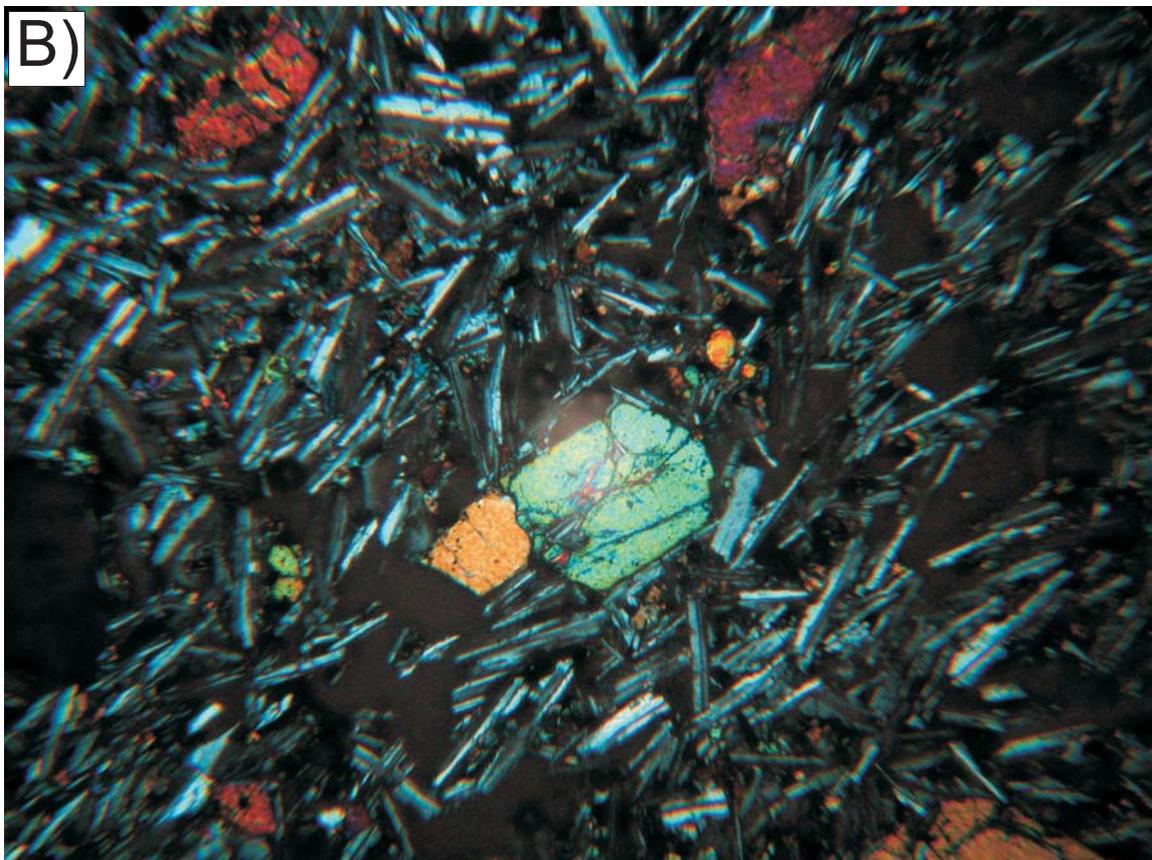
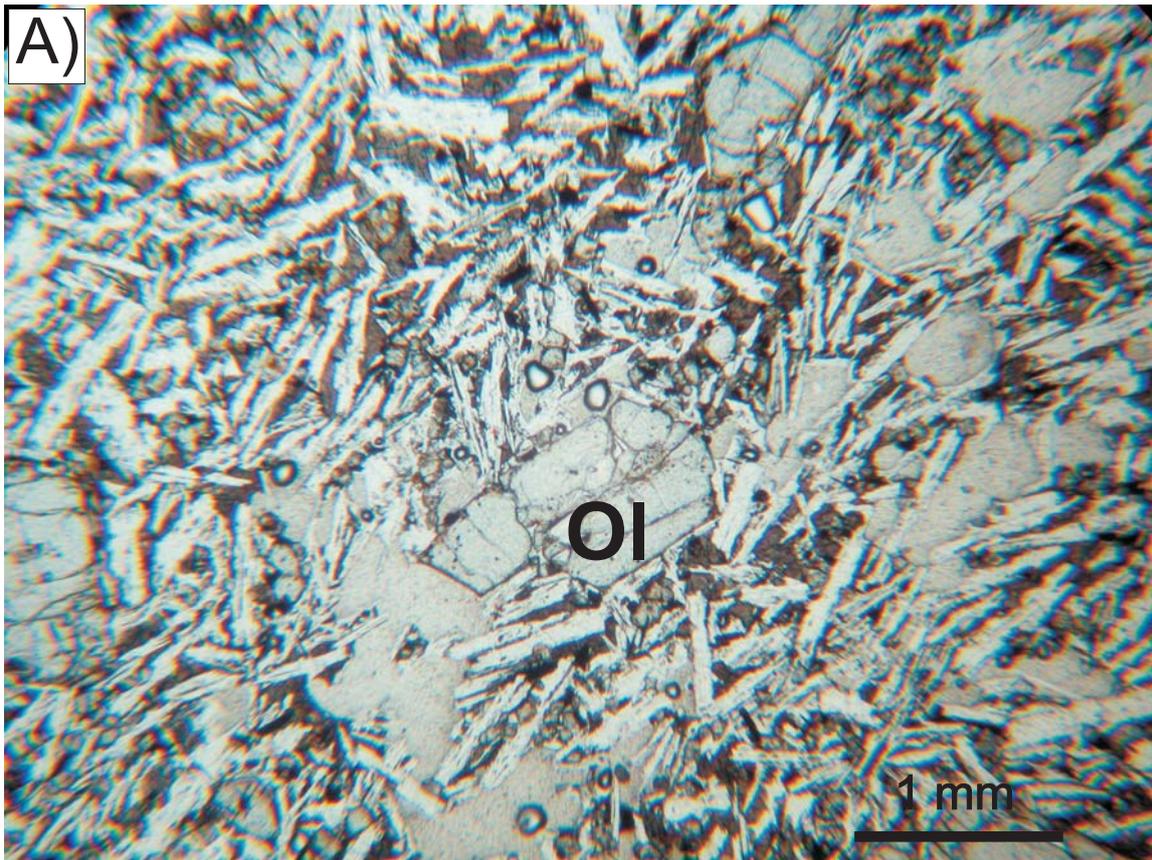


Fig. 20. Campione SAL22 - Pampas Onduladas Flow. Fenocristalli di ol, in una pasta di fondo a tessitura intergranulare, con microliti di pl, ol e cpx. Microfoto a nicols paralleli (A) e a nicols incrociati (B).

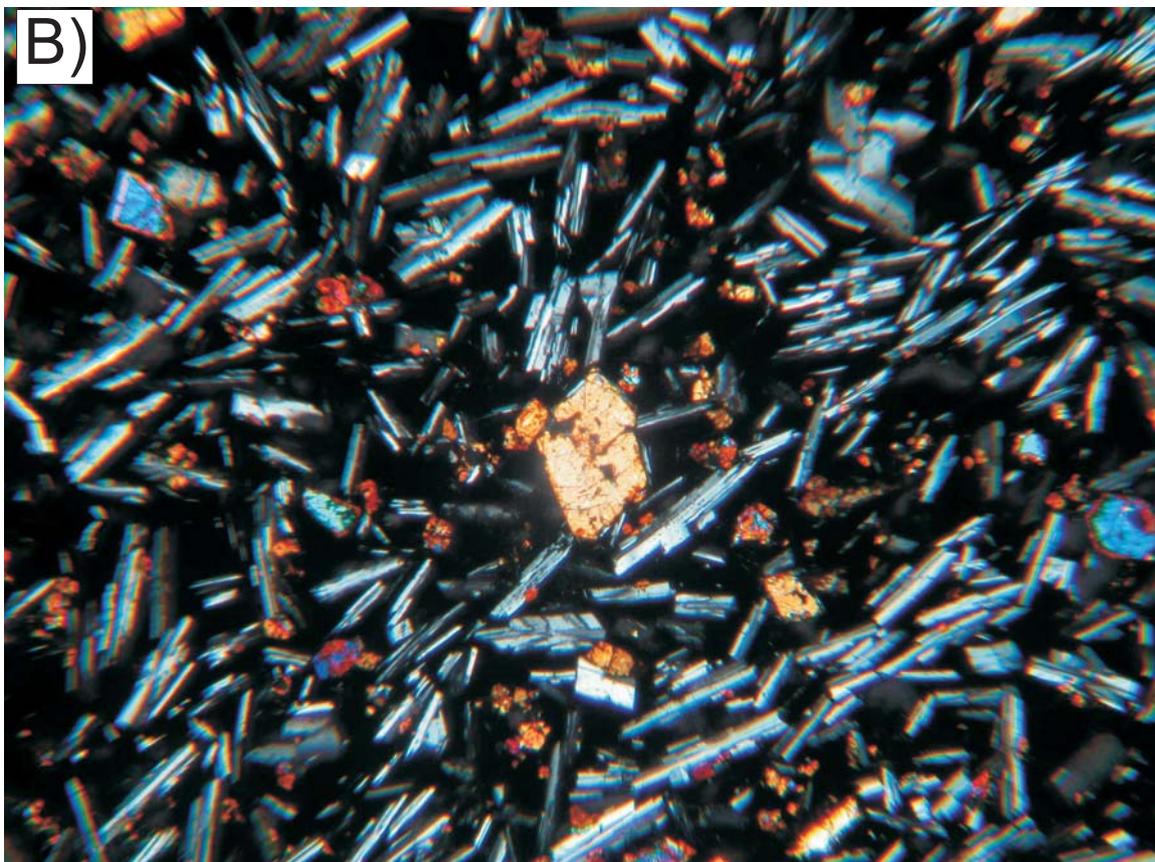
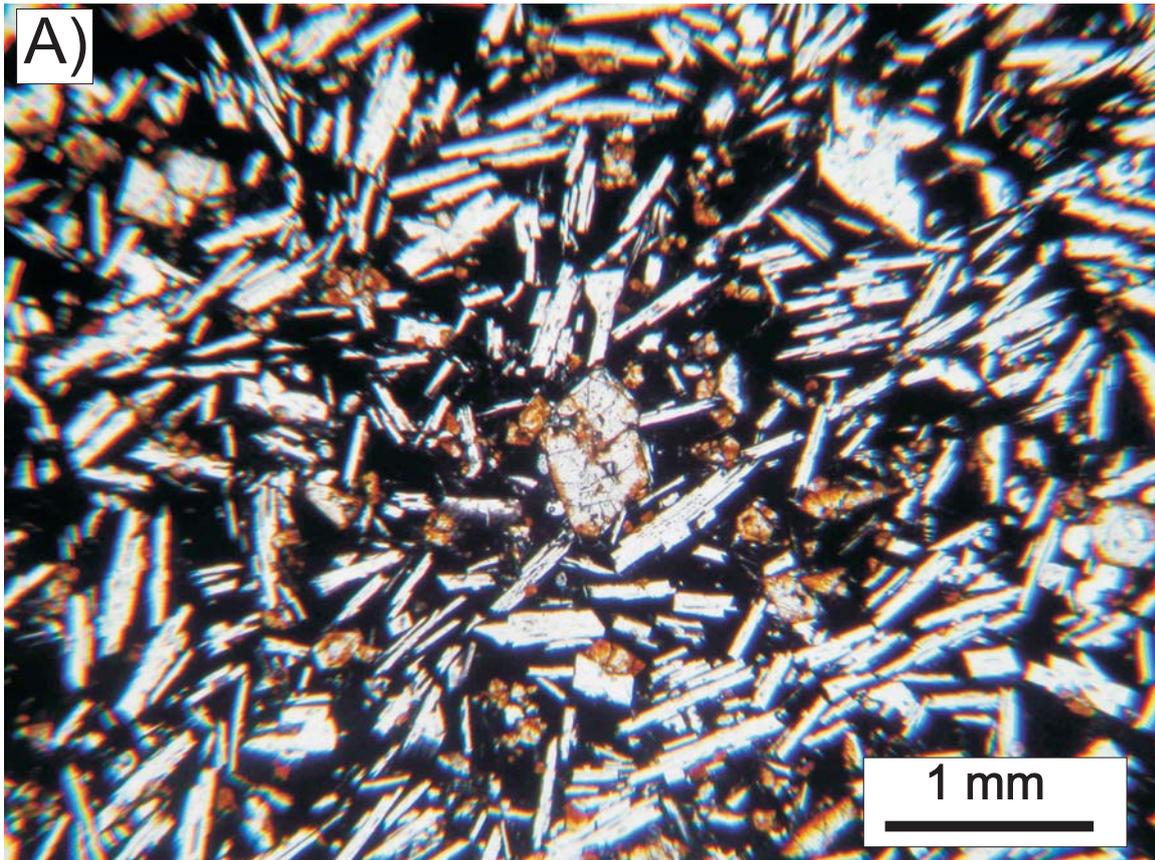


Fig. 21. Campione Py8Ar - Pampas Onduladas Flow. Campione con pasta di fondo a tessitura ialopilitica, con microliti di pl, ol e poco cpx, immersi nel vetro ossidato. Alcuni cristalli di ol presentano dell'alterazione in bowlingite. Microfoto a nicols paralleli (A) e a nicols incrociati (B).

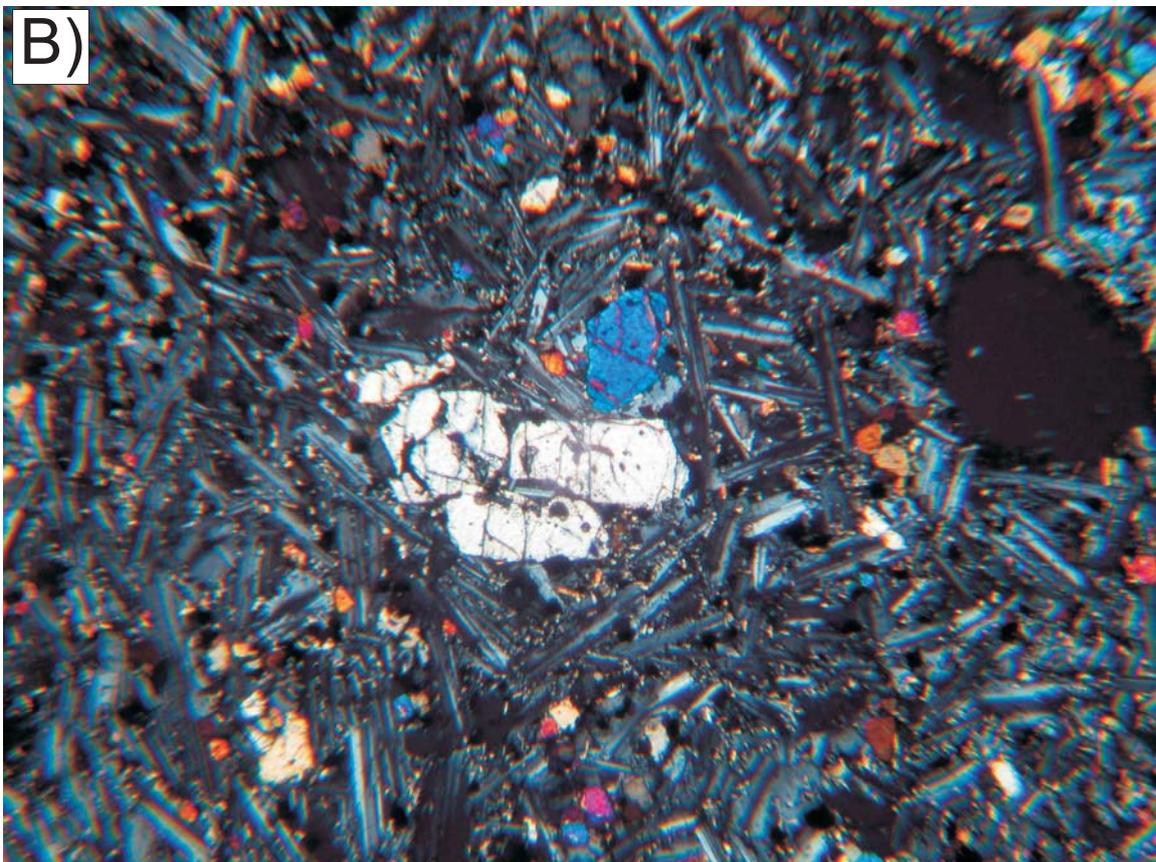
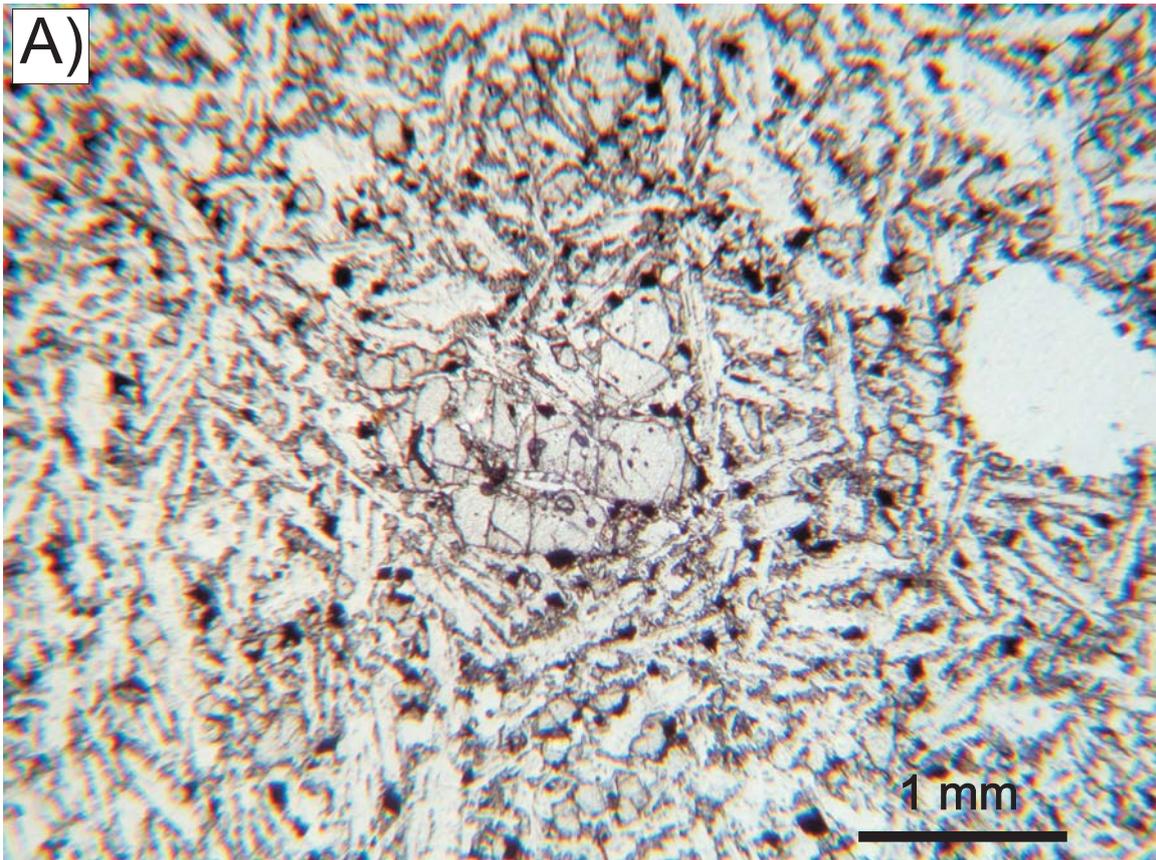


Fig. 22. Campione A2 - Islanda. Fenocristalli di pl in una pasta di fondo a tessitura intergranulare, con microliti di pl, cpx, e min. opachi. Microfoto a nicols paralleli (A) e a nicols incrociati (B).

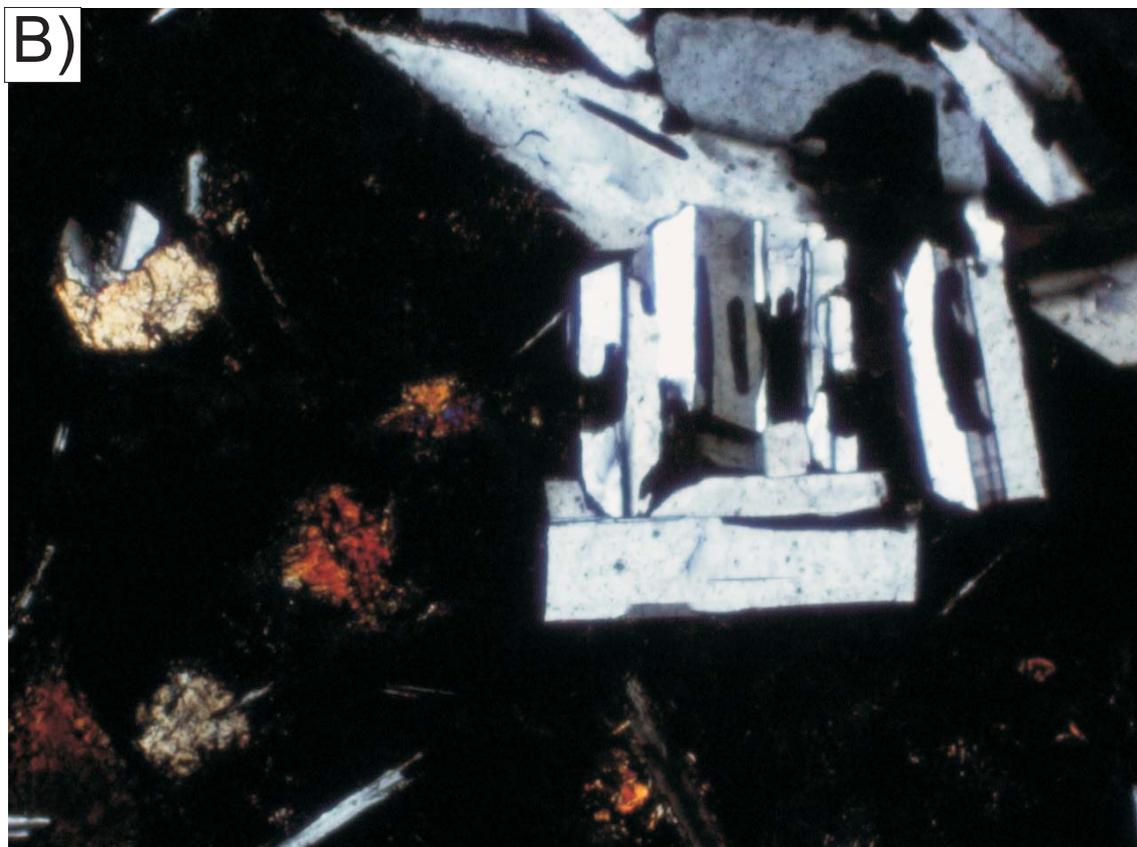
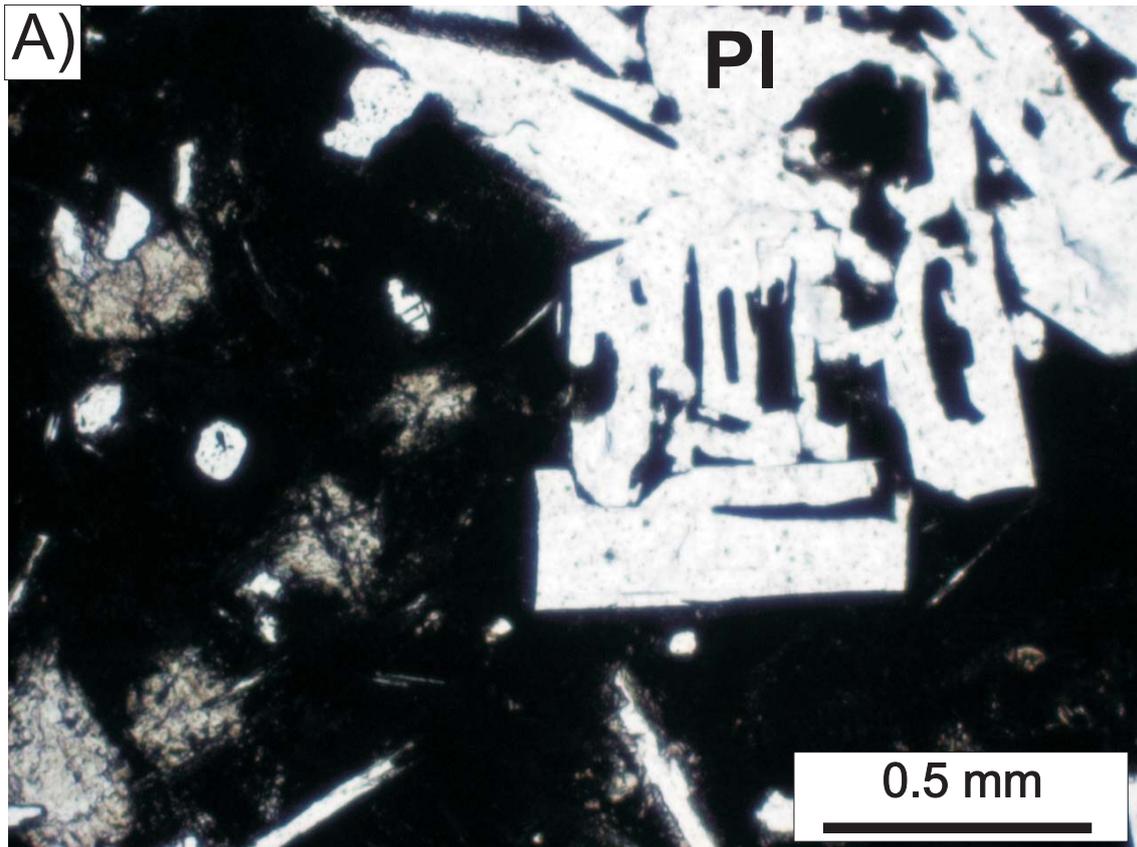


Fig. 23. Campione A3 - Islanda. Campione con tessitura della pasta di fondo ialopilitica. Fenocristalli di pl, e microliti di pl e cpx immersi nel vetro ossidato. Microfoto a nicols paralleli (A) e a nicols incrociati (B).

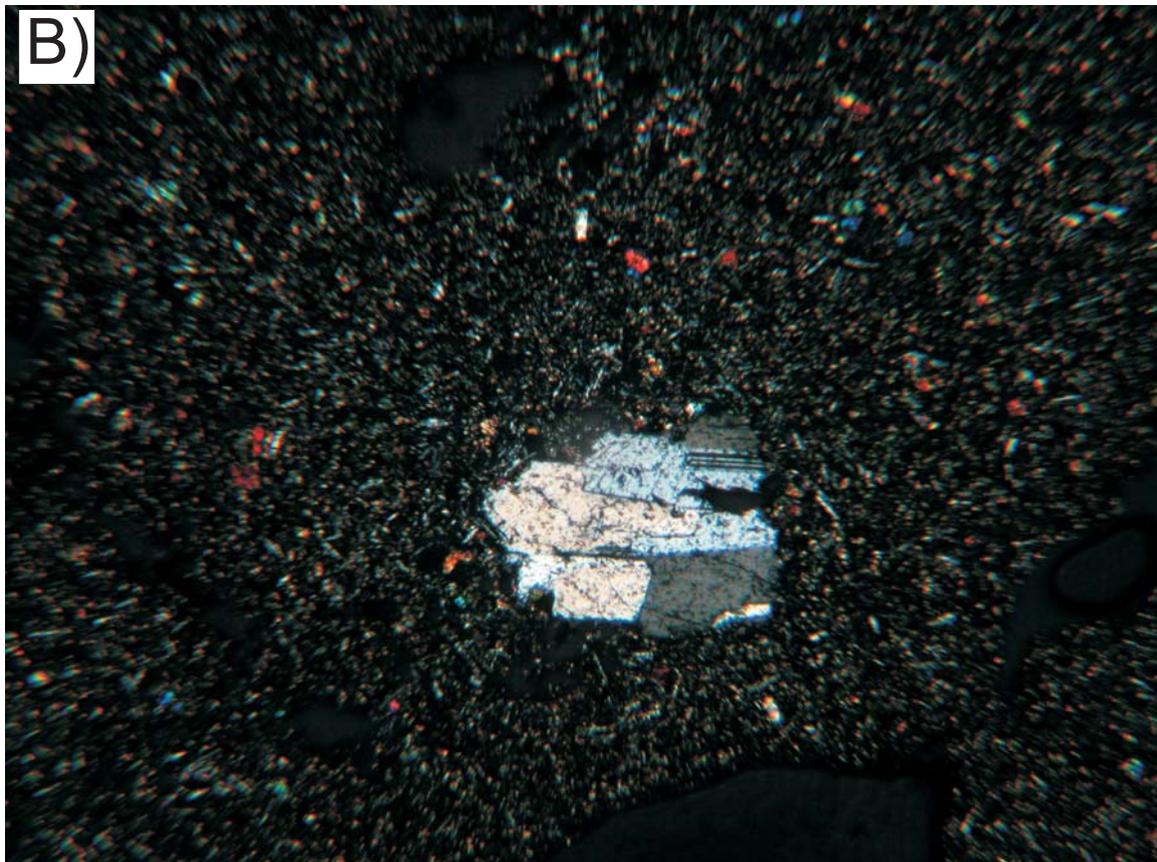
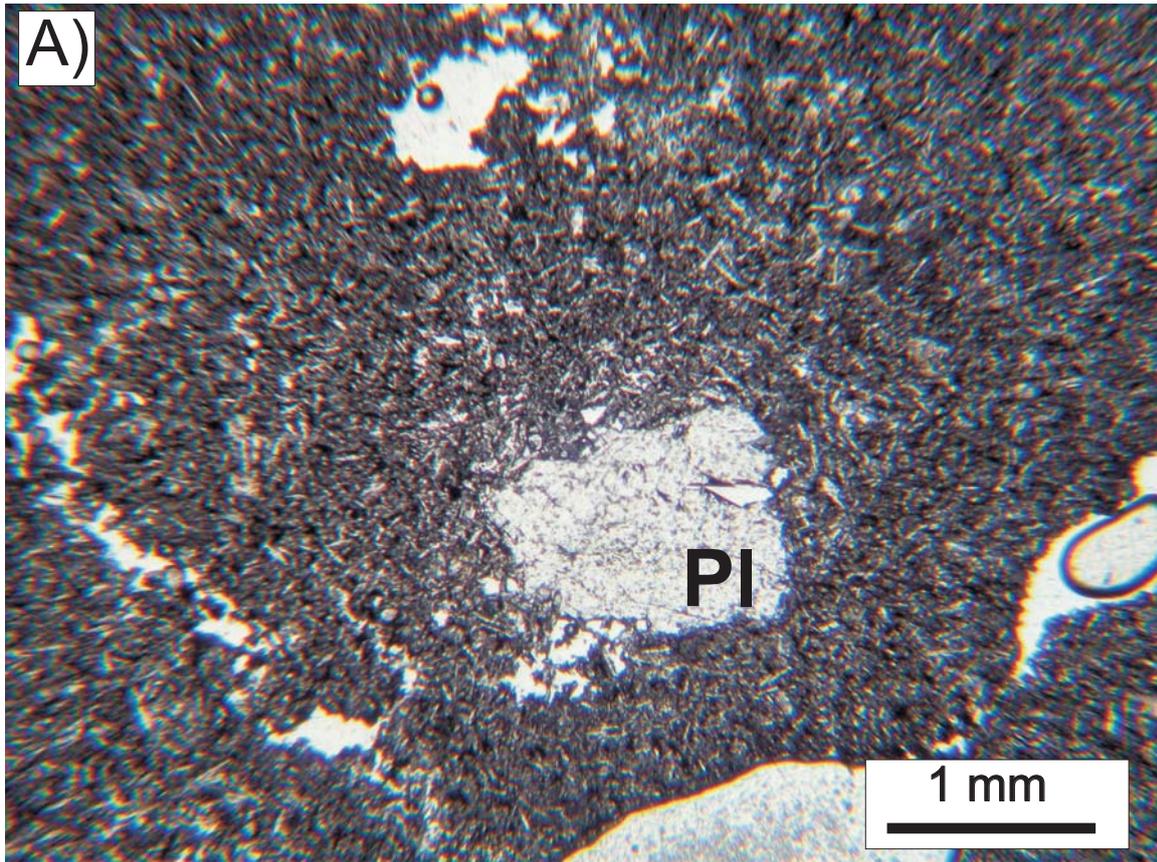


Fig. 24. Campione H - Islanda. Fenocristalli di pl in una pasta di fondo a tessitura intergranulare a grana molto fine, in cui si riconoscono microliti di pl, cpx e min. Opachi. Microfoto a nicols paralleli (A) e a nicols incrociati (B).

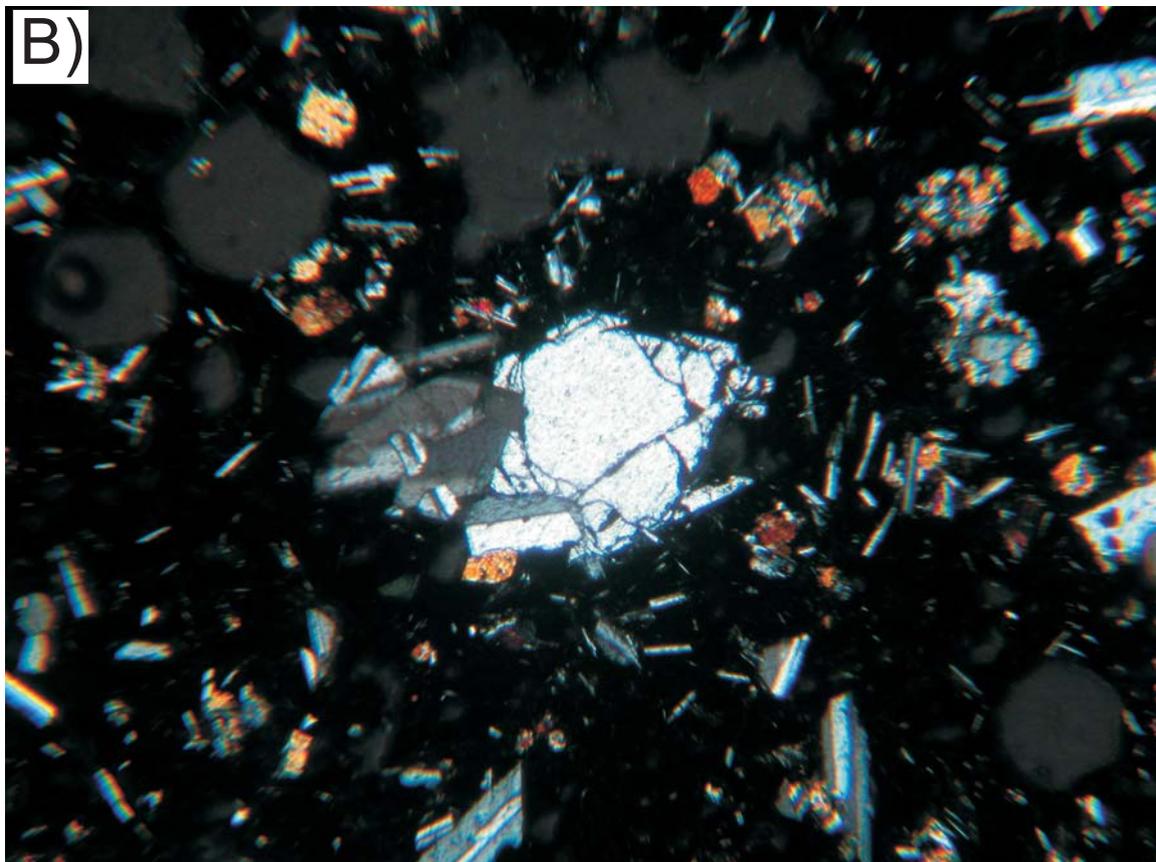
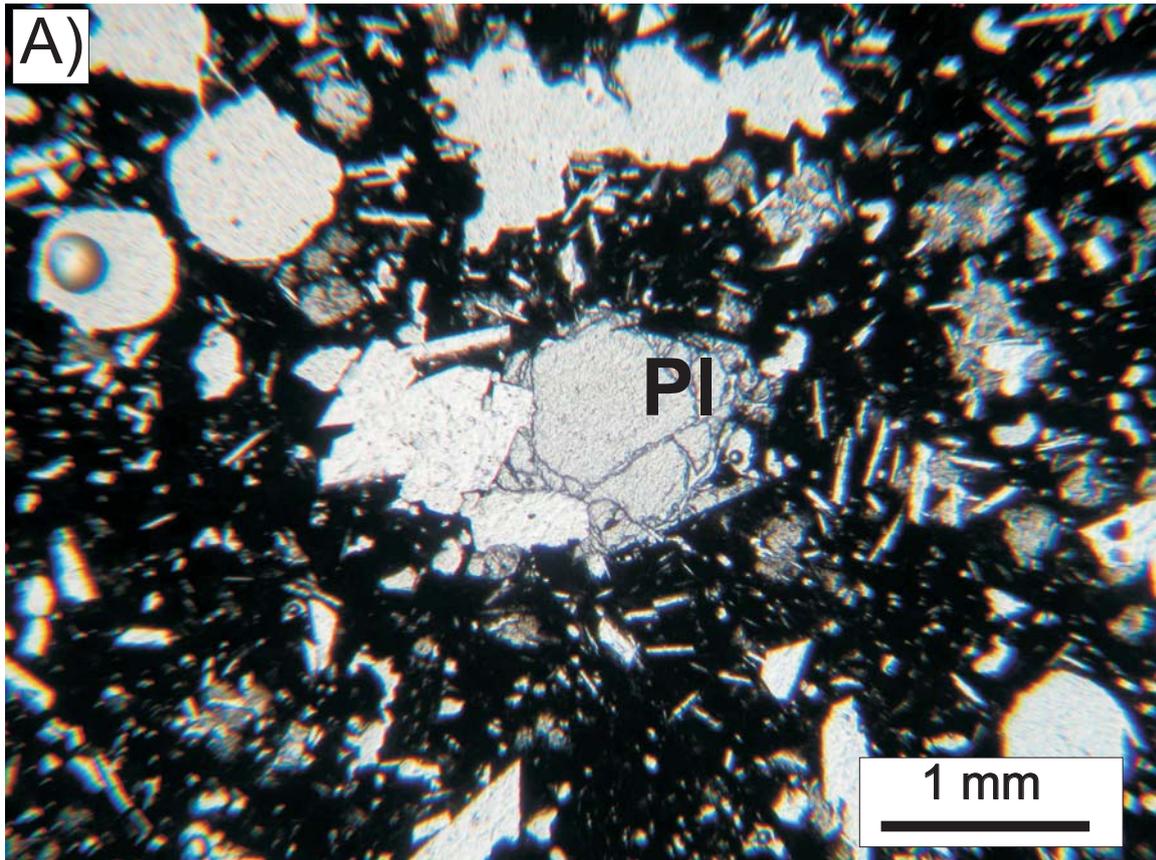


Fig. 25. Campione G - Islanda. Fenocristalli di pl in una pasta di fondo a tessitura ialopilitica, con microliti di pl e cpx immersi nel vetro ossidato. Microfoto a nicols paralleli (A) e a nicols incrociati (B).

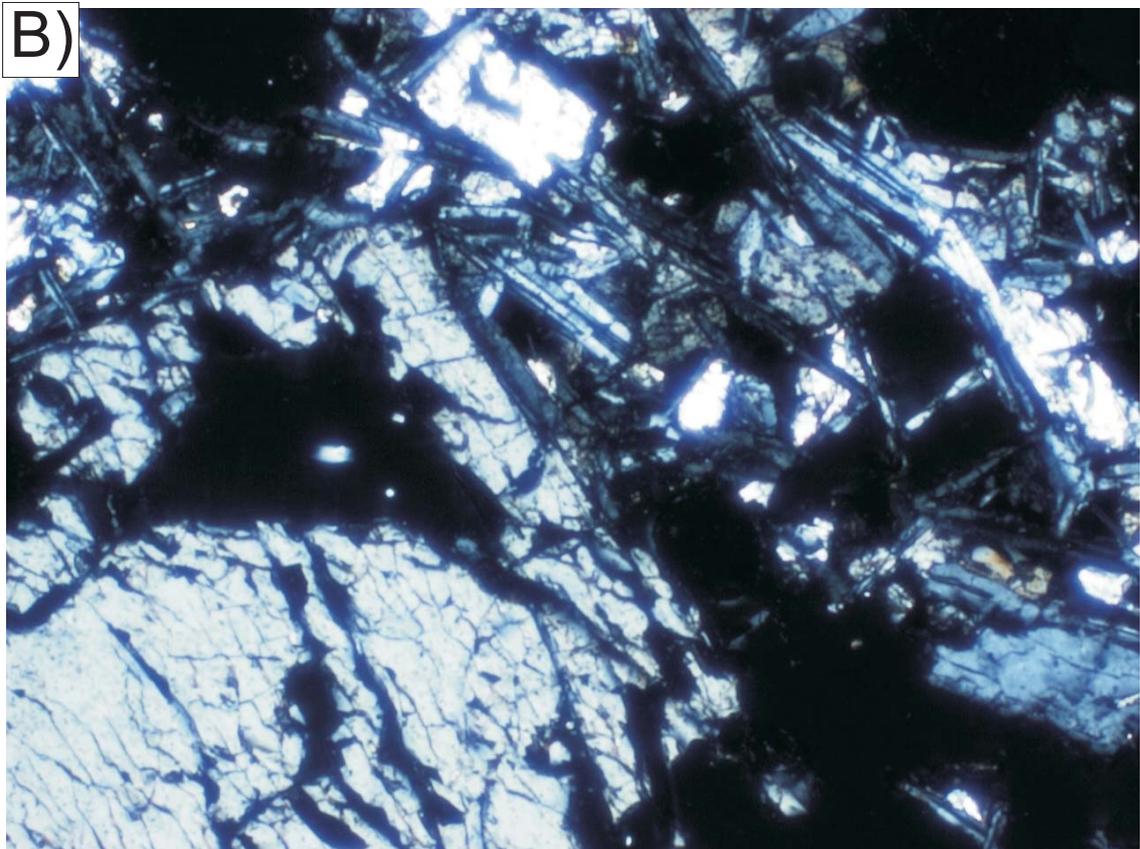
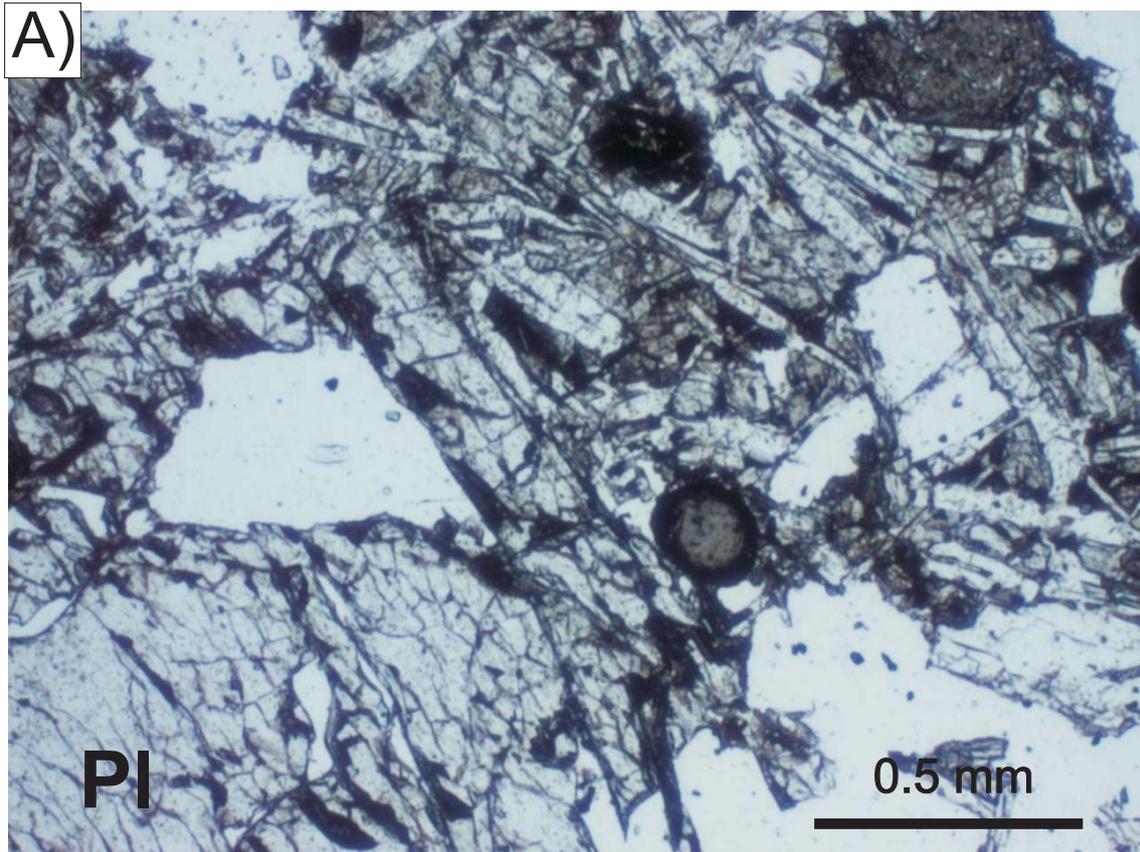


Fig. 26. Campione Is1 - Islanda. Fenocrystallo di pl e pasta di fondo a tessitura intergranulare con microliti di pl e cpx. Microfoto a nicols paralleli (A) e a nicols incrociati (B).

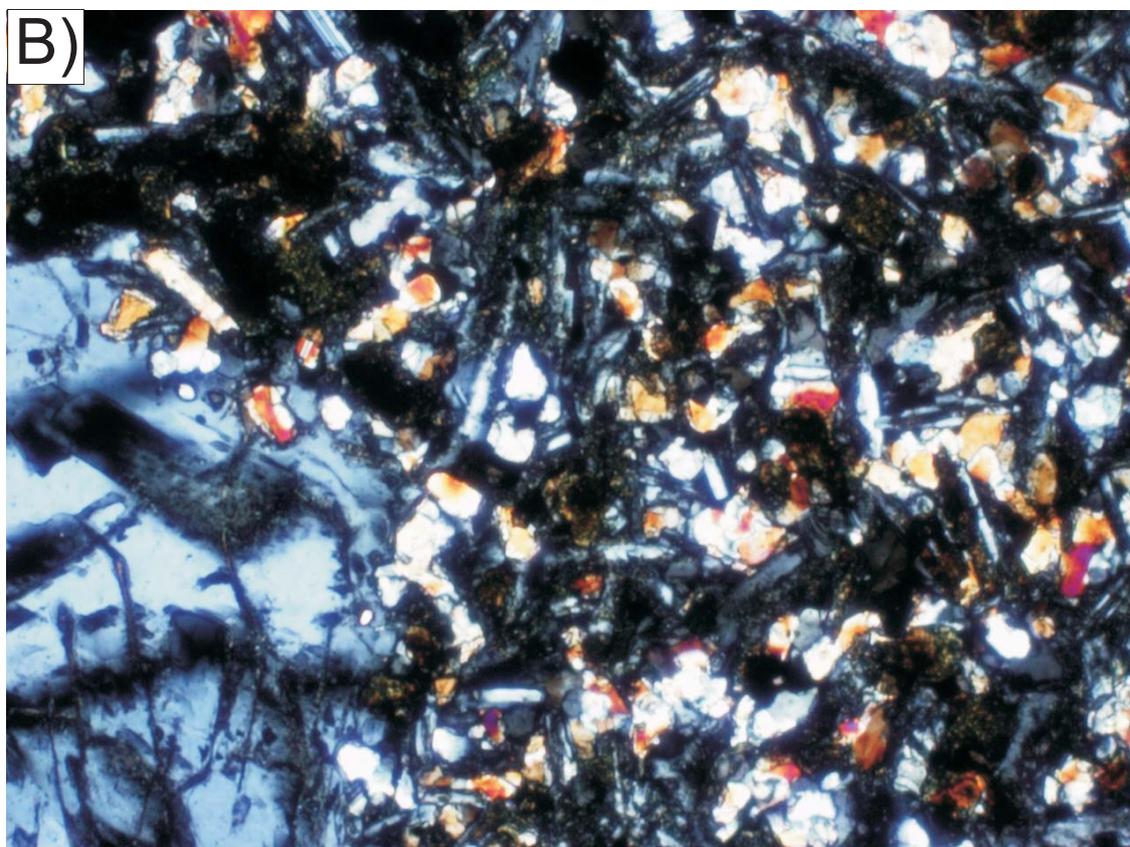
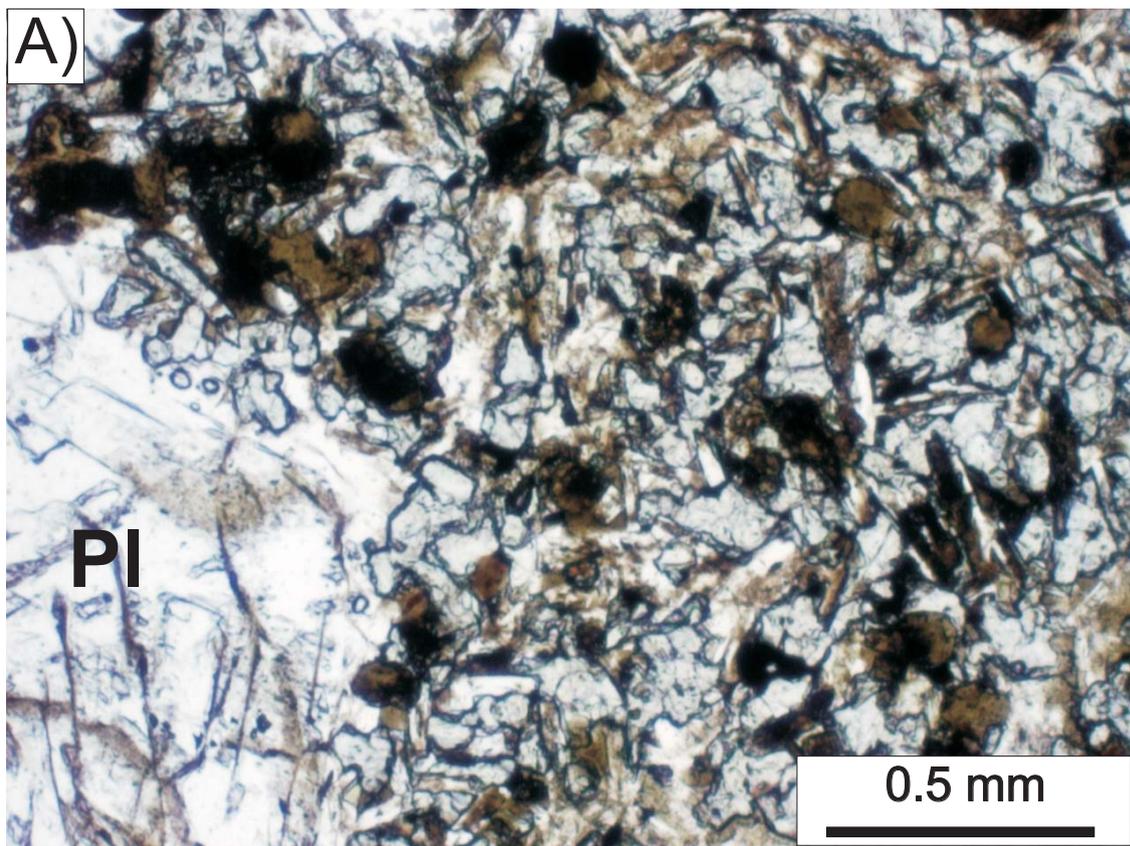


Fig. 27. Campione Is16 - Islanda. Campione con tessitura della pasta di fondo ialopilitica, e vetro non ossidato (marroncino-verde nella foto A). Si riconoscono: fenocristallo di pl e microliti di pl, cpx e min. opachi. Microfoto a nicols paralleli (A) e a nicols incrociati (B).

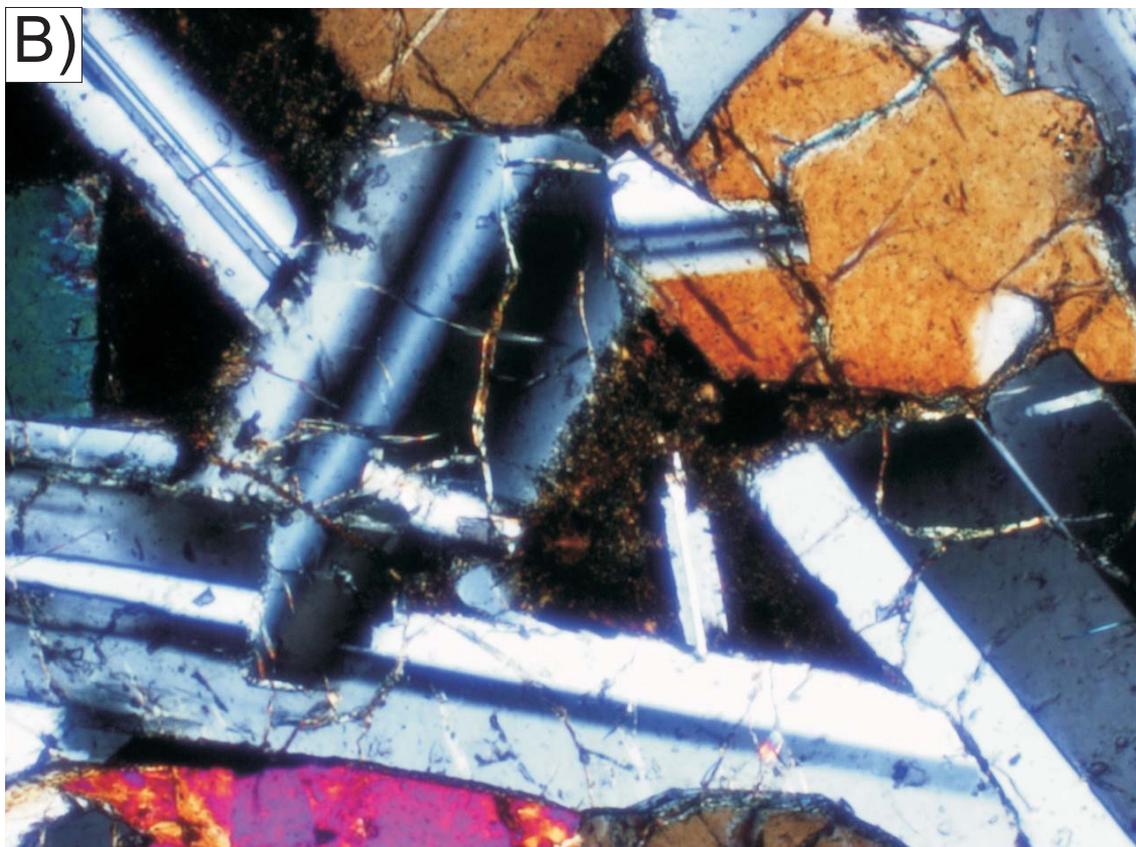
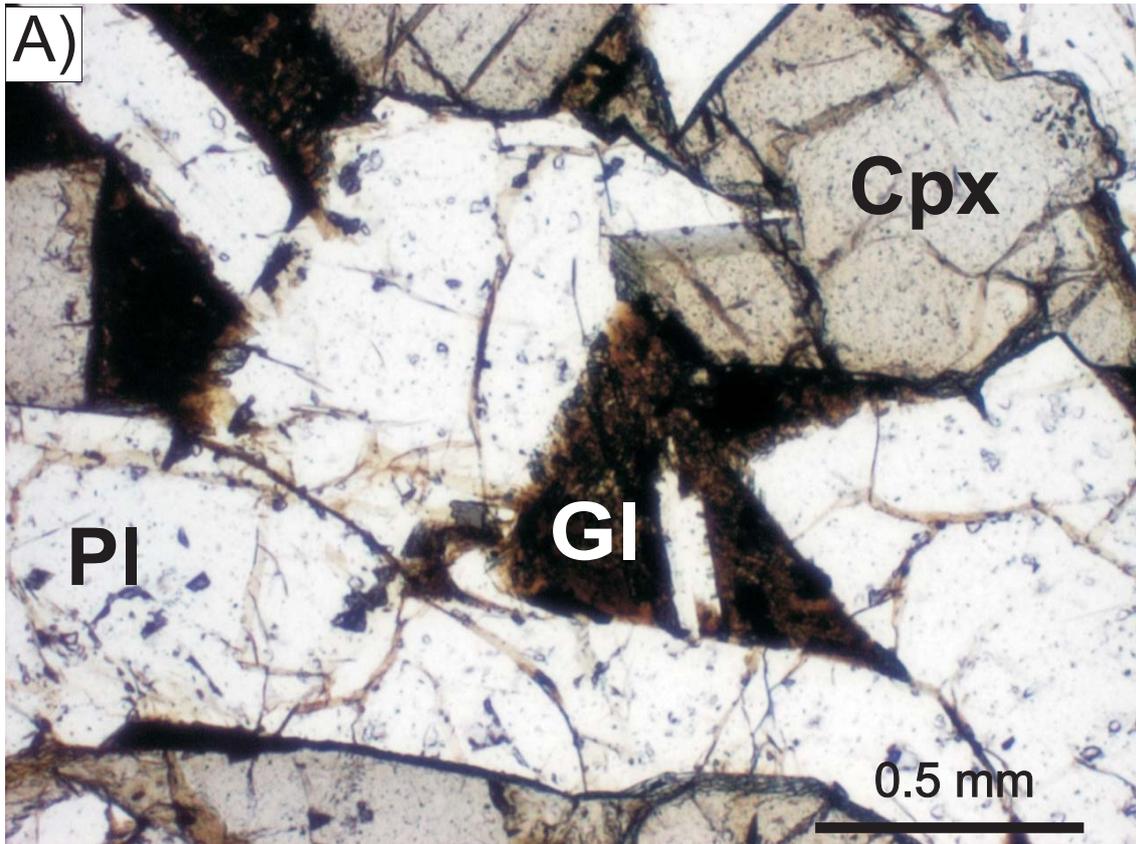


Fig. 28. Campione Is24 - Islanda. Campione con I.P. = a 85%. Fenocristalli di pl, cpx e ol. Pasta di fondo a tessitura ialopilitica, si riconoscono solo rari microliti di pl immersi in un vetro palagonitizzato (Gl). Microfoto a nicols paralleli (A) e a nicols incrociati (B).

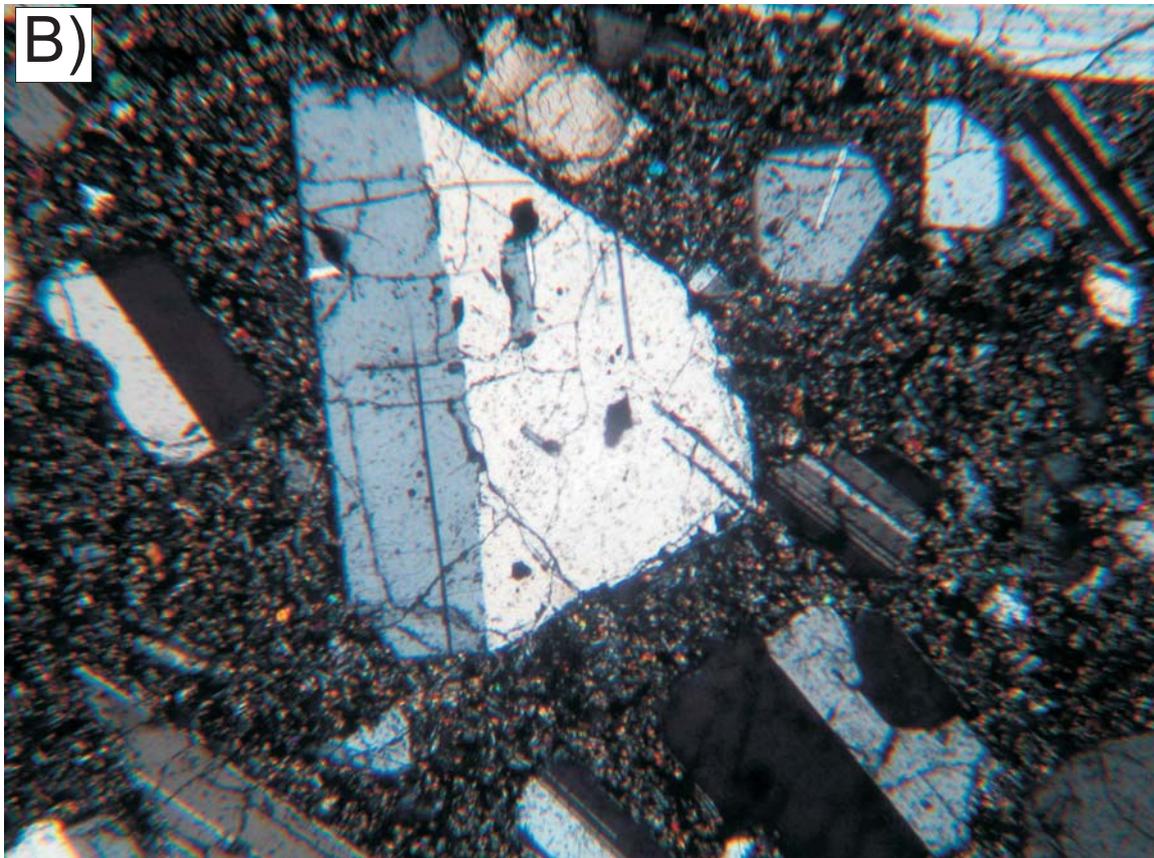
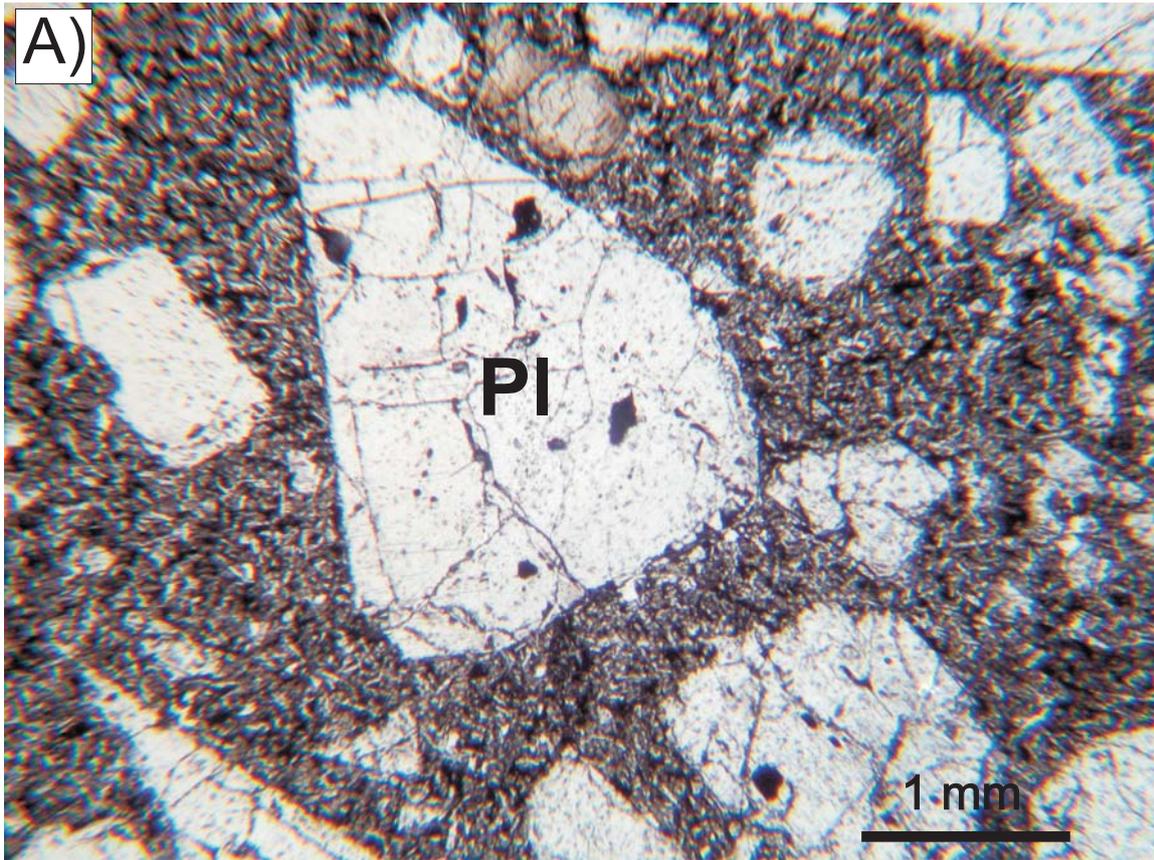


Fig.29. Campione Is40 - Islanda. Fenocristalli di pl in una pasta di fondo a grana molto fine con tessitura intersertale, con microliti di pl, cpx e min. opachi, e del vetro ossidato negli interstizi. Microfoto a nicols paralleli (A) e a nicols incrociati (B).

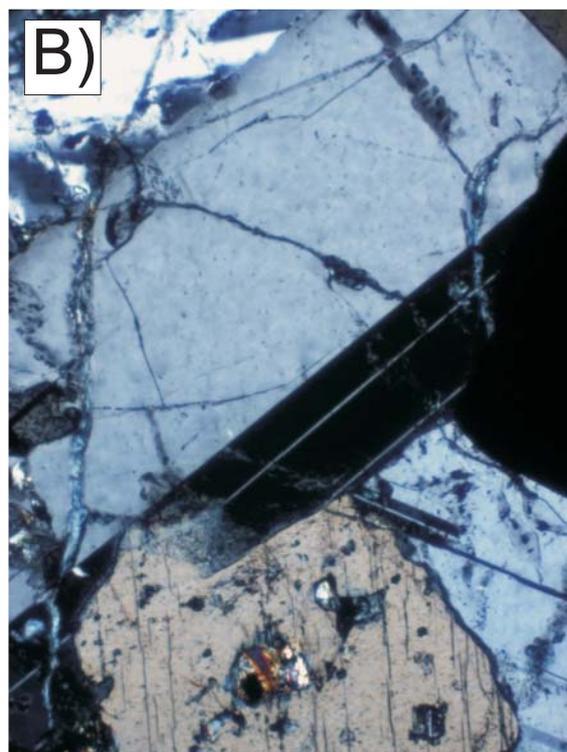
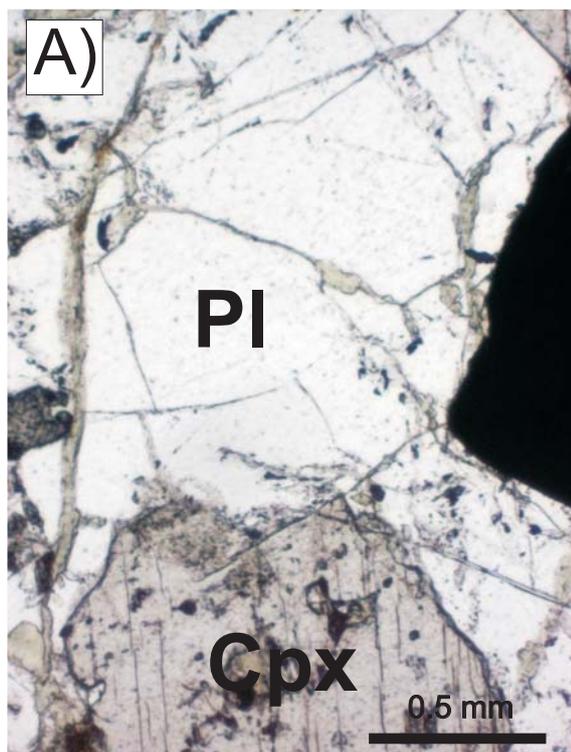


Fig. 30. Campione Is22 - Islanda. Campione cumulitico. Cristalli di plagioclasio, clinopirosseno e minerali opachi. Microfoto a nicols paralleli (A) e a nicols incrociati (B).

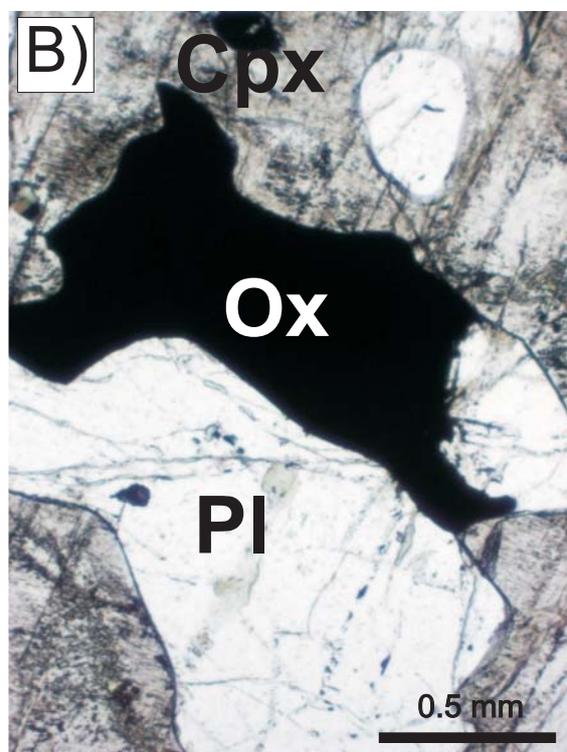
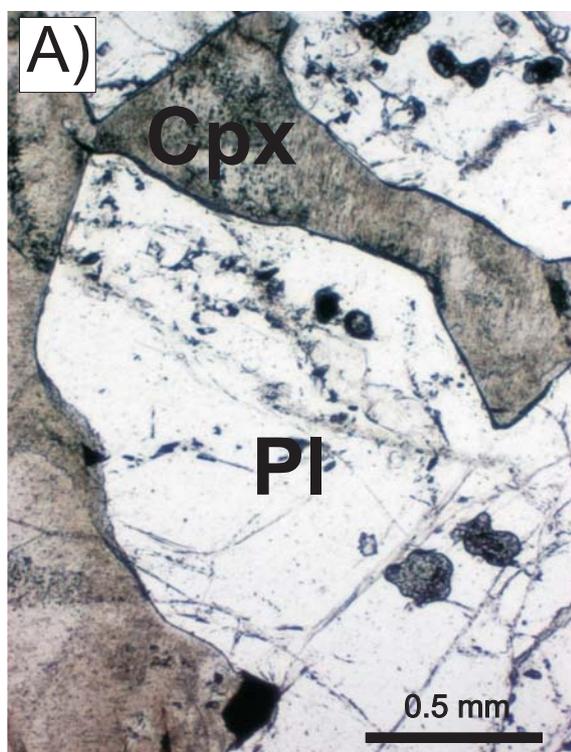


Fig. 31. Campione Is22 - Islanda. Campione cumulitico. Cristalli di pl, con alcune inculsioni di piccoli cpx (A), e di cpx; e cristalli di pl, di cpx, che racchiude alcuni piccoli cristalli di cumulo di pl e un grosso cristallo di min. opaco (Ox, in foto B). Microfoto a nicols paralleli.

# **Appendice B**

**Tabelle di composizione chimica  
delle fasi mineralogiche  
e della roccia totale**

**Tabella A:** Microanalisi dell'Ortopirosseno dello Stillwater Complex

**Tabella B:** Microanalisi del Clinopirosseno dello Stillwater Complex

**Tabella C:** Microanalisi del Plagioclasio dello Stillwater Complex

**Tabella D:** Microanalisi dell'Olivina dello Stillwater Complex

**Tabella E:** Microanalisi dei Minerali Opachi dello Stillwater Complex

**Tabella F:** Microanalisi del Clinopirosseno dell'Islanda

**Tabella G:** Microanalisi del Plagioclasio dell'Islanda

**Tabella H:** Microanalisi dell'Olivina dell'Islanda

**Tabella I:** Microanalisi dei Minerali Opachi dell'Islanda

**Tabella L:** Microanalisi del Clinopirosseno della POF

**Tabella M:** Microanalisi del Plagioclasio della POF

**Tabella N:** Microanalisi dell'Olivina della POF

**Tabella O:** Microanalisi dei Minerali Opachi della POF

**Tabella P:** Analisi Chimiche in roccia totale dei basalti

Tabella A - Microanalisi dell'ortopirosseno dello Stillwater Complex

	st1a5	st1b5	st1b6	st1c5	st1c11	st1c12	st1c15	st2a6	st2a14	st2a15	st2a22	st2b2	st2b4	st4b2	st4b3	st4b4
SiO <sub>2</sub>	57.62	56.90	56.91	56.93	56.88	57.48	57.29	56.98	56.86	56.98	57.37	56.60	56.60	56.17	56.08	56.57
TiO <sub>2</sub>	0.09	0.08	0.12	0.06	0.11	0.05	0.05	0.12	0.05	0.06	0.15	0.18	0.13	0.12	0.13	0.14
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1.47	1.52	1.61	1.58	1.50	1.33	1.34	1.63	1.58	1.70	1.52	1.78	1.60	1.21	1.28	1.17
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.66	0.51	0.53	0.72	0.58	0.50	0.47	0.43	0.56	0.46	0.55	0.61	0.61	0.49	0.50	0.49
FeO*	7.52	7.61	7.58	6.93	7.48	7.84	7.16	9.53	9.28	9.68	9.49	9.38	9.08	10.68	10.64	10.71
MnO	0.19	0.19	0.16	0.17	0.20	0.17	0.21	0.20	0.21	0.28	0.23	0.16	0.25	0.17	0.31	0.23
MgO	32.67	32.77	32.30	29.62	30.77	32.66	32.69	31.14	30.71	31.11	30.92	30.53	29.91	30.44	30.52	30.71
CaO	0.75	0.55	1.11	4.68	3.33	0.83	0.68	0.91	1.59	0.82	0.82	1.59	2.03	0.78	0.76	0.66
Na <sub>2</sub> O	0.00	0.00	0.01	0.12	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.02	0.00	0.00	0.03	0.00	0.00	0.00
K <sub>2</sub> O	0.00	0.00	0.03	0.00	0.00	0.02	0.01	0.01	0.00	0.00	0.01	0.01	0.01	0.00	0.02	0.00
<b>Totale</b>	<b>100.98</b>	<b>100.14</b>	<b>100.36</b>	<b>100.79</b>	<b>100.85</b>	<b>100.88</b>	<b>99.90</b>	<b>100.95</b>	<b>100.85</b>	<b>101.09</b>	<b>101.07</b>	<b>100.83</b>	<b>100.25</b>	<b>100.05</b>	<b>100.25</b>	<b>100.68</b>

Cationi/6 ossigeni

Si	1.9787	1.9713	1.9702	1.9767	1.9713	1.9789	1.9844	1.9753	1.9757	1.9740	1.9849	1.9683	1.9795	1.9765	1.9712	1.9776
Ti	0.0024	0.0021	0.0032	0.0015	0.0029	0.0014	0.0013	0.0032	0.0013	0.0015	0.0040	0.0047	0.0033	0.0031	0.0035	0.0036
Al	0.0594	0.0621	0.0656	0.0646	0.0612	0.0539	0.0548	0.0667	0.0646	0.0694	0.0619	0.0729	0.0661	0.0504	0.0530	0.0482
Cr	0.0180	0.0139	0.0144	0.0197	0.0159	0.0137	0.0130	0.0118	0.0155	0.0125	0.0151	0.0167	0.0169	0.0135	0.0139	0.0136
Fe <sup>3+</sup>	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000
Fe <sup>2+</sup>	0.2158	0.2205	0.2195	0.2012	0.2167	0.2258	0.2073	0.2762	0.2697	0.2804	0.2747	0.2729	0.2657	0.3142	0.3128	0.3131
Mn	0.0055	0.0056	0.0047	0.0049	0.0058	0.0048	0.0061	0.0058	0.0061	0.0081	0.0068	0.0046	0.0074	0.0049	0.0093	0.0067
Mg	1.6724	1.6926	1.6668	1.5331	1.5899	1.6761	1.6880	1.6093	1.5907	1.6069	1.5949	1.5826	1.5595	1.5966	1.5994	1.6003
Ca	0.0278	0.0204	0.0411	0.1739	0.1236	0.0305	0.0253	0.0337	0.0592	0.0303	0.0302	0.0593	0.0760	0.0294	0.0284	0.0248
Na	0.0000	0.0000	0.0006	0.0079	0.0000	0.0008	0.0000	0.0000	0.0003	0.0010	0.0000	0.0000	0.0022	0.0000	0.0000	0.0000
K	0.0002	0.0001	0.0012	0.0000	0.0000	0.0007	0.0004	0.0005	0.0001	0.0000	0.0002	0.0005	0.0002	0.0000	0.0009	0.0000
Wo	1.45	1.06	2.13	9.08	6.40	1.58	1.32	1.76	3.08	1.58	1.59	3.10	3.99	1.51	1.47	1.28
En	87.29	87.54	86.45	80.01	82.37	86.70	87.89	83.85	82.85	83.75	83.95	82.65	81.94	82.29	82.42	82.56
Fs	11.26	11.40	11.39	10.50	11.23	11.68	10.79	14.39	14.05	14.61	14.46	14.25	13.96	16.19	16.12	16.15
<b>mg**</b>	<b>88.57</b>	<b>88.47</b>	<b>88.36</b>	<b>88.40</b>	<b>88.00</b>	<b>88.13</b>	<b>89.06</b>	<b>85.35</b>	<b>85.50</b>	<b>85.14</b>	<b>85.31</b>	<b>85.29</b>	<b>85.44</b>	<b>83.56</b>	<b>83.64</b>	<b>83.64</b>

FeO\* = FeOtot

mg\*\* = (Mg/Mg+Fe<sup>2+</sup>)\*100

Tabella A (continua)

	st4b5	st4b6	st4b7	st4b11	st5a3	st5a4	st5a6	st7a6	st7a8	st7a9	st7a13	st7a14	st7b1	st7b4	st7b12	st7c7
SiO <sub>2</sub>	56.02	56.00	56.28	56.46	56.84	57.21	56.61	55.83	56.83	56.53	56.50	56.63	56.74	56.43	56.64	56.43
TiO <sub>2</sub>	0.12	0.15	0.15	0.08	0.05	0.10	0.07	0.14	0.14	0.11	0.13	0.07	0.08	0.06	0.11	0.14
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1.17	1.31	1.41	1.23	1.53	1.42	1.67	1.50	1.31	1.15	1.28	1.35	1.59	1.18	1.24	1.41
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.43	0.53	0.61	0.56	0.61	0.60	0.44	0.54	0.56	0.42	0.60	0.65	0.63	0.56	0.57	0.60
FeO*	10.44	10.62	10.70	10.93	9.00	9.04	8.75	9.31	10.29	10.74	10.50	10.58	10.30	10.37	10.13	9.77
MnO	0.20	0.18	0.28	0.30	0.23	0.21	0.18	0.21	0.28	0.21	0.20	0.19	0.23	0.30	0.24	0.20
MgO	30.14	30.44	30.66	30.72	30.73	31.09	30.49	28.94	30.81	31.14	30.74	30.48	29.93	30.50	30.69	29.41
CaO	1.82	0.62	0.68	0.78	1.74	1.06	2.79	3.45	0.86	0.66	0.86	0.92	1.47	1.42	1.07	2.63
Na <sub>2</sub> O	0.04	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.07	0.04	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.01	0.00	0.00
K <sub>2</sub> O	0.00	0.00	0.02	0.00	0.03	0.03	0.00	0.02	0.00	0.00	0.01	0.02	0.00	0.02	0.01	0.00
<b>Totale</b>	<b>100.38</b>	<b>99.86</b>	<b>100.78</b>	<b>101.06</b>	<b>100.77</b>	<b>100.74</b>	<b>101.08</b>	<b>99.99</b>	<b>101.08</b>	<b>100.96</b>	<b>100.82</b>	<b>100.91</b>	<b>100.98</b>	<b>100.84</b>	<b>100.69</b>	<b>100.59</b>

## Cationi/6 ossigeni

Si	1.9700	1.9734	1.9675	1.9707	1.9759	1.9839	1.9657	1.9700	1.9762	1.9715	1.9724	1.9754	1.9774	1.9727	1.9770	1.9768
Ti	0.0033	0.0039	0.0040	0.0021	0.0014	0.0026	0.0019	0.0038	0.0035	0.0029	0.0033	0.0020	0.0021	0.0017	0.0029	0.0037
Al	0.0485	0.0546	0.0580	0.0507	0.0626	0.0580	0.0684	0.0625	0.0539	0.0473	0.0526	0.0556	0.0654	0.0486	0.0510	0.0582
Cr	0.0120	0.0148	0.0168	0.0153	0.0168	0.0164	0.0122	0.0150	0.0155	0.0117	0.0165	0.0179	0.0174	0.0154	0.0157	0.0166
Fe <sup>3+</sup>	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000
Fe <sup>2+</sup>	0.3070	0.3131	0.3128	0.3191	0.2616	0.2620	0.2540	0.2748	0.2991	0.3132	0.3065	0.3088	0.3002	0.3032	0.2956	0.2863
Mn	0.0059	0.0054	0.0083	0.0087	0.0068	0.0061	0.0052	0.0064	0.0082	0.0061	0.0060	0.0057	0.0068	0.0088	0.0071	0.0060
Mg	1.5798	1.5994	1.5978	1.5985	1.5925	1.6074	1.5785	1.5227	1.5971	1.6190	1.5997	1.5853	1.5547	1.5894	1.5973	1.5360
Ca	0.0687	0.0235	0.0254	0.0290	0.0646	0.0392	0.1038	0.1305	0.0320	0.0245	0.0323	0.0345	0.0548	0.0530	0.0401	0.0986
Na	0.0026	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0049	0.0029	0.0000	0.0000	0.0003	0.0004	0.0009	0.0008	0.0000	0.0000
K	0.0000	0.0000	0.0010	0.0000	0.0015	0.0013	0.0000	0.0008	0.0000	0.0000	0.0003	0.0010	0.0000	0.0011	0.0003	0.0000
Wo	3.51	1.22	1.31	1.49	3.37	2.06	5.35	6.76	1.66	1.25	1.67	1.79	2.87	2.73	2.07	5.13
En	80.68	82.61	82.53	82.12	83.00	84.22	81.32	78.86	82.83	82.74	82.51	82.18	81.37	81.66	82.63	79.96
Fs	15.68	16.17	16.16	16.39	13.63	13.73	13.09	14.23	15.51	16.01	15.81	16.01	15.71	15.58	15.29	14.90
<b>mg**</b>	<b>83.73</b>	<b>83.63</b>	<b>83.63</b>	<b>83.36</b>	<b>85.89</b>	<b>85.98</b>	<b>86.14</b>	<b>84.71</b>	<b>84.23</b>	<b>83.79</b>	<b>83.92</b>	<b>83.70</b>	<b>83.82</b>	<b>83.98</b>	<b>84.38</b>	<b>84.29</b>

FeO\* = FeTot  
mg\*\* = (Mg/Mg+Fe<sup>2+</sup>)\*100

Tabella A (continua)

	st7c9	st7c10	st7c11	st7c12	st7c13	st8a1	st8b1	st8b10	st8d4	st8d12	st10c1	st10c6	st10c8	st10c12	st10c13	st12a6
SiO <sub>2</sub>	56.57	56.40	56.75	56.71	56.64	55.32	55.64	55.50	55.72	55.51	53.73	54.16	54.05	53.99	54.03	55.73
TiO <sub>2</sub>	0.08	0.15	0.11	0.11	0.12	0.17	0.23	0.27	0.18	0.10	0.33	0.24	0.23	0.23	0.14	0.18
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1.42	1.41	1.31	1.30	1.37	0.97	0.99	0.97	1.11	1.06	0.87	0.90	1.00	0.93	0.83	0.99
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.53	0.41	0.67	0.54	0.60	0.10	0.12	0.23	0.17	0.15	0.05	0.08	0.09	0.01	0.00	0.19
FeO*	10.44	10.27	9.93	10.31	10.25	13.96	13.70	14.38	12.22	14.55	20.18	20.04	20.27	21.18	21.44	13.48
MnO	0.15	0.22	0.30	0.21	0.29	0.27	0.33	0.30	0.24	0.30	0.33	0.45	0.46	0.35	0.44	0.25
MgO	30.27	30.43	29.96	30.49	30.13	27.52	27.83	28.46	26.24	27.64	22.23	23.88	23.66	22.98	22.83	28.54
CaO	0.91	1.17	1.85	1.07	1.04	2.65	1.56	0.82	4.37	1.67	2.18	0.94	1.28	0.86	1.38	1.19
Na <sub>2</sub> O	0.04	0.00	0.04	0.01	0.03	0.01	0.04	0.00	0.09	0.00	0.10	0.10	0.00	0.01	0.00	0.02
K <sub>2</sub> O	0.00	0.02	0.00	0.03	0.00	0.01	0.00	0.00	0.04	0.03	0.00	0.01	0.03	0.00	0.01	0.00
<b>Totale</b>	<b>100.42</b>	<b>100.48</b>	<b>100.93</b>	<b>100.78</b>	<b>100.48</b>	<b>100.98</b>	<b>100.43</b>	<b>100.91</b>	<b>100.39</b>	<b>101.01</b>	<b>99.99</b>	<b>100.81</b>	<b>101.07</b>	<b>100.54</b>	<b>101.09</b>	<b>100.57</b>

## Cationi/6 ossigeni

Si	1.9802	1.9741	1.9793	1.9787	1.9818	1.9677	1.9820	1.9709	1.9873	1.9747	1.9866	1.9787	1.9734	1.9851	1.9821	1.9781
Ti	0.0022	0.0038	0.0029	0.0030	0.0033	0.0046	0.0060	0.0071	0.0048	0.0027	0.0093	0.0067	0.0063	0.0063	0.0038	0.0049
Al	0.0587	0.0584	0.0538	0.0536	0.0565	0.0407	0.0414	0.0404	0.0468	0.0445	0.0377	0.0387	0.0430	0.0404	0.0357	0.0416
Cr	0.0146	0.0113	0.0186	0.0149	0.0165	0.0029	0.0034	0.0064	0.0049	0.0043	0.0015	0.0024	0.0027	0.0003	0.0000	0.0053
Fe <sup>3+</sup>	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0128	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000
Fe <sup>2+</sup>	0.3056	0.3007	0.2897	0.3010	0.2998	0.4024	0.4083	0.4271	0.3645	0.4328	0.6240	0.6123	0.6191	0.6513	0.6579	0.4002
Mn	0.0046	0.0065	0.0089	0.0061	0.0087	0.0080	0.0100	0.0091	0.0072	0.0090	0.0104	0.0139	0.0143	0.0109	0.0137	0.0074
Mg	1.5797	1.5880	1.5579	1.5860	1.5718	1.4591	1.4779	1.5065	1.3953	1.4656	1.2253	1.3005	1.2881	1.2596	1.2487	1.5101
Ca	0.0340	0.0440	0.0692	0.0399	0.0389	0.1011	0.0595	0.0311	0.1671	0.0637	0.0863	0.0369	0.0500	0.0340	0.0543	0.0454
Na	0.0028	0.0000	0.0025	0.0006	0.0023	0.0006	0.0026	0.0000	0.0063	0.0000	0.0070	0.0073	0.0000	0.0008	0.0000	0.0015
K	0.0000	0.0009	0.0000	0.0011	0.0000	0.0002	0.0000	0.0000	0.0018	0.0012	0.0000	0.0004	0.0013	0.0000	0.0003	0.0000
Wo	1.77	2.27	3.61	2.07	2.03	5.12	3.05	1.58	8.65	3.25	4.44	1.88	2.55	1.75	2.77	2.32
En	82.18	82.17	81.17	82.28	82.17	73.84	75.86	76.68	72.18	74.70	63.07	66.45	65.82	64.74	63.68	77.16
Fs	15.90	15.56	15.09	15.62	15.67	21.01	20.96	21.74	18.85	22.06	32.12	31.29	31.63	33.47	33.55	20.45
<b>mg**</b>	<b>83.79</b>	<b>84.08</b>	<b>84.32</b>	<b>84.05</b>	<b>83.98</b>	<b>77.85</b>	<b>78.35</b>	<b>77.91</b>	<b>79.29</b>	<b>77.20</b>	<b>66.26</b>	<b>67.99</b>	<b>67.54</b>	<b>65.92</b>	<b>65.49</b>	<b>79.05</b>

FeO\* = FeOtot

mg\*\* = (Mg/Mg+Fe<sup>2+</sup>)\*100

Tabella A (continua)

	st12a7	st12a8	st12a14	st12b5	st12b16	st12c7	st13b4	st13b5	st13b7	st13b8	st13b9	st14b12	st14a5	st20a2	st20a3	st20a4
<b>SiO<sub>2</sub></b>	55.67	55.89	56.18	55.84	56.02	56.13	56.08	56.73	56.53	56.55	56.24	55.53	55.48	54.08	53.29	53.56
<b>TiO<sub>2</sub></b>	0.14	0.11	0.19	0.13	0.16	0.15	0.18	0.12	0.14	0.14	0.11	0.13	0.19	0.22	0.21	0.14
<b>Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	1.09	1.13	0.93	1.11	0.82	0.97	1.19	1.12	1.21	1.25	1.33	0.92	0.99	1.00	1.21	1.39
<b>Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	0.18	0.13	0.17	0.11	0.21	0.12	0.68	0.53	0.40	0.53	0.48	0.25	0.17	0.22	0.45	0.02
<b>FeO*</b>	13.32	13.60	12.89	13.72	13.58	13.58	10.57	10.42	10.28	10.60	10.56	14.76	14.97	16.30	16.36	17.78
<b>MnO</b>	0.24	0.38	0.27	0.30	0.29	0.31	0.21	0.25	0.25	0.21	0.29	0.40	0.28	0.27	0.29	0.26
<b>MgO</b>	28.00	28.65	28.50	29.09	28.53	28.80	30.51	30.81	30.78	30.14	30.13	26.73	27.04	25.93	25.19	25.47
<b>CaO</b>	2.01	0.78	0.71	0.65	0.91	0.96	0.62	1.00	0.82	1.54	1.73	1.79	1.21	1.20	2.23	0.73
<b>Na<sub>2</sub>O</b>	0.03	0.00	0.00	0.04	0.00	0.03	0.04	0.04	0.01	0.03	0.04	0.03	0.01	0.00	0.06	0.00
<b>K<sub>2</sub>O</b>	0.01	0.02	0.00	0.01	0.00	0.00	0.03	0.00	0.00	0.00	0.00	0.02	0.00	0.00	0.01	0.01
<b>Totale</b>	100.68	100.68	99.83	101.02	100.50	101.04	100.11	101.01	100.41	101.00	100.93	100.56	100.32	99.22	99.29	99.38

Cationi/6 ossigeni

<b>Si</b>	1.9769	1.9803	1.9975	1.9726	1.9881	1.9818	1.9729	1.9765	1.9783	1.9748	1.9680	1.9872	1.9867	1.9746	1.9517	1.9620
<b>Ti</b>	0.0037	0.0029	0.0052	0.0035	0.0042	0.0039	0.0046	0.0031	0.0037	0.0038	0.0028	0.0035	0.0051	0.0060	0.0058	0.0040
<b>Al</b>	0.0455	0.0470	0.0390	0.0462	0.0341	0.0402	0.0494	0.0460	0.0497	0.0513	0.0550	0.0388	0.0416	0.0431	0.0524	0.0601
<b>Cr</b>	0.0050	0.0035	0.0048	0.0032	0.0058	0.0034	0.0188	0.0146	0.0110	0.0147	0.0133	0.0069	0.0048	0.0063	0.0130	0.0007
<b>Fe<sup>3+</sup></b>	0.0000	0.0000	0.0000	0.0019	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0236	0.0080
<b>Fe<sup>2+</sup></b>	0.3956	0.4029	0.3832	0.4033	0.4029	0.4010	0.3110	0.3037	0.3008	0.3096	0.3091	0.4417	0.4482	0.4979	0.4775	0.5368
<b>Mn</b>	0.0073	0.0115	0.0081	0.0091	0.0086	0.0094	0.0063	0.0074	0.0075	0.0063	0.0086	0.0122	0.0084	0.0085	0.0090	0.0082
<b>Mg</b>	1.4825	1.5135	1.5107	1.5320	1.5093	1.5156	1.6000	1.6003	1.6057	1.5692	1.5718	1.4260	1.4435	1.4113	1.3753	1.3910
<b>Ca</b>	0.0765	0.0294	0.0269	0.0247	0.0347	0.0365	0.0235	0.0372	0.0306	0.0578	0.0649	0.0686	0.0465	0.0471	0.0875	0.0287
<b>Na</b>	0.0018	0.0000	0.0000	0.0029	0.0000	0.0018	0.0024	0.0024	0.0007	0.0020	0.0030	0.0021	0.0004	0.0000	0.0039	0.0000
<b>K</b>	0.0005	0.0009	0.0000	0.0006	0.0000	0.0001	0.0015	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0010	0.0000	0.0000	0.0002	0.0007
<b>Wo</b>	3.91	1.51	1.40	1.26	1.78	1.87	1.21	1.91	1.58	2.98	3.33	3.54	2.40	2.41	4.45	1.46
<b>En</b>	75.78	77.78	78.65	77.97	77.52	77.53	82.61	82.34	82.86	80.95	80.66	73.57	74.46	72.14	69.89	70.81
<b>Fs</b>	20.22	20.71	19.95	20.62	20.70	20.51	16.05	15.63	15.52	15.97	15.86	22.79	23.12	25.45	25.46	27.73
<b>mg**</b>	78.94	78.97	79.77	79.08	78.93	79.08	83.73	84.05	84.22	83.52	83.57	76.35	76.31	73.92	73.30	71.86

FeO\* = FeOtot

mg\*\* = (Mg/Mg+Fe<sup>2+</sup>)\*100

Tabella A (continua)

	st20a5	st20a10	st20a13	st20b5	st20b7	st20b8	st20b9	st23b5	st23c6	st23a4	st23a6	st23a9	st23b6	st23b8	st23b13	st25a11
<b>SiO<sub>2</sub></b>	54.57	53.11	54.34	53.47	54.21	53.63	53.18	56.55	56.80	55.42	55.75	55.77	55.79	56.10	55.43	53.80
<b>TiO<sub>2</sub></b>	0.13	0.12	0.22	0.22	0.23	0.20	0.12	0.14	0.00	0.10	0.09	0.08	0.11	0.13	0.07	0.14
<b>Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	1.29	0.94	0.91	0.87	0.84	0.93	0.77	1.76	1.37	1.91	1.58	1.76	1.62	1.63	1.54	0.83
<b>Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	0.18	0.35	0.32	0.32	0.24	0.28	0.22	0.42	0.00	0.62	0.68	0.56	0.49	0.57	0.51	0.15
<b>FeO*</b>	17.17	20.42	17.65	19.34	19.78	17.92	19.03	10.02	9.76	10.07	9.71	9.74	9.89	9.92	9.99	22.00
<b>MnO</b>	0.36	0.27	0.33	0.40	0.42	0.25	0.37	0.13	0.21	0.22	0.18	0.20	0.30	0.28	0.27	0.37
<b>MgO</b>	26.18	24.01	24.36	24.14	24.69	23.83	24.23	29.97	30.62	31.53	30.70	30.55	30.77	30.61	30.86	22.35
<b>CaO</b>	0.50	0.62	2.33	1.15	0.72	2.25	0.63	1.88	1.75	0.46	1.34	2.11	1.07	1.57	0.96	1.08
<b>Na<sub>2</sub>O</b>	0.04	0.02	0.00	0.04	0.00	0.00	0.06	0.03	0.06	0.00	0.03	0.08	0.05	0.08	0.05	0.00
<b>K<sub>2</sub>O</b>	0.00	0.02	0.00	0.00	0.00	0.03	0.00	0.05	0.00	0.00	0.02	0.00	0.02	0.00	0.01	0.03
<b>Totale</b>	100.42	99.89	100.46	99.94	101.12	99.32	98.62	100.95	100.57	100.34	100.07	100.85	100.13	100.89	99.67	100.76

## Cationi/6 ossigeni

<b>Si</b>	1.9713	1.9592	1.9779	1.9673	1.9707	1.9778	1.9786	1.9707	1.9821	1.9389	1.9591	1.9463	1.9597	1.9585	1.9552	1.9844
<b>Ti</b>	0.0035	0.0033	0.0061	0.0060	0.0062	0.0056	0.0035	0.0036	0.0000	0.0027	0.0024	0.0021	0.0030	0.0034	0.0019	0.0039
<b>Al</b>	0.0550	0.0410	0.0389	0.0379	0.0359	0.0404	0.0339	0.0723	0.0563	0.0786	0.0654	0.0722	0.0672	0.0669	0.0639	0.0362
<b>Cr</b>	0.0050	0.0103	0.0091	0.0093	0.0069	0.0083	0.0064	0.0116	0.0000	0.0172	0.0189	0.0153	0.0137	0.0159	0.0143	0.0044
<b>Fe<sup>3+</sup></b>	0.0000	0.0262	0.0000	0.0086	0.0035	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0211	0.0000	0.0210	0.0000	0.0000	0.0112	0.0000
<b>Fe<sup>2+</sup></b>	0.5188	0.6038	0.5373	0.5865	0.5979	0.5526	0.5922	0.2922	0.2849	0.2736	0.2853	0.2634	0.2905	0.2897	0.2833	0.6786
<b>Mn</b>	0.0110	0.0086	0.0102	0.0125	0.0129	0.0079	0.0118	0.0037	0.0062	0.0067	0.0053	0.0060	0.0088	0.0084	0.0081	0.0116
<b>Mg</b>	1.4098	1.3205	1.3216	1.3241	1.3380	1.3102	1.3441	1.5573	1.5930	1.6442	1.6084	1.5895	1.6112	1.5929	1.6225	1.2291
<b>Ca</b>	0.0192	0.0245	0.0908	0.0452	0.0281	0.0887	0.0253	0.0702	0.0653	0.0171	0.0504	0.0789	0.0404	0.0586	0.0361	0.0425
<b>Na</b>	0.0029	0.0017	0.0000	0.0025	0.0000	0.0000	0.0041	0.0021	0.0040	0.0000	0.0019	0.0052	0.0037	0.0054	0.0032	0.0000
<b>K</b>	0.0000	0.0009	0.0000	0.0000	0.0000	0.0014	0.0000	0.0023	0.0000	0.0000	0.0007	0.0002	0.0010	0.0000	0.0004	0.0015
<b>Wo</b>	0.99	1.24	4.66	2.30	1.43	4.55	1.28	3.65	3.35	0.87	2.59	4.03	2.08	3.01	1.85	2.18
<b>En</b>	72.27	66.80	67.78	67.32	68.01	67.14	68.38	81.03	81.81	84.06	82.65	81.18	82.80	81.83	82.93	63.02
<b>Fs</b>	26.60	31.87	27.56	30.26	30.57	28.32	30.13	15.20	14.63	15.06	14.66	14.52	14.93	14.88	15.06	34.80
<b>mg**</b>	73.10	67.70	71.09	68.99	68.99	70.34	69.42	84.20	84.83	84.80	84.93	84.83	84.72	84.61	84.63	64.43

FeO\* = FeOtot

mg\*\* = (Mg/Mg+Fe<sup>2+</sup>)\*100

Tabella A (continua)

	st25a16	st25b4	st25b6	st25b12	st25b5	st25c6	st25c12	st25c13	st25c14
<b>SiO<sub>2</sub></b>	53.82	53.34	53.12	53.82	53.40	53.19	52.97	53.29	52.83
<b>TiO<sub>2</sub></b>	0.22	0.25	0.18	0.18	0.00	0.21	0.17	0.15	0.18
<b>Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	0.66	0.67	0.64	0.57	0.99	1.04	0.75	1.03	1.02
<b>Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	0.05	0.16	0.13	0.12	0.00	0.20	0.23	0.20	0.13
<b>FeO*</b>	21.63	23.71	23.69	22.69	22.19	23.39	24.01	22.56	22.54
<b>MnO</b>	0.46	0.40	0.39	0.43	0.34	0.31	0.51	0.37	0.41
<b>MgO</b>	22.48	21.13	21.53	22.14	21.69	21.65	20.63	21.69	21.94
<b>CaO</b>	1.05	0.96	0.79	0.77	1.87	0.82	1.02	1.00	1.06
<b>Na<sub>2</sub>O</b>	0.03	0.00	0.05	0.04	0.03	0.03	0.01	0.08	0.00
<b>K<sub>2</sub>O</b>	0.00	0.00	0.01	0.00	0.02	0.00	0.01	0.00	0.00
<b>Totale</b>	100.41	100.62	100.55	100.76	100.53	100.85	100.31	100.38	100.13

Cationi/6 ossigeni

<b>Si</b>	1.9890	1.9864	1.9797	1.9900	1.9804	1.9726	1.9843	1.9793	1.9689
<b>Ti</b>	0.0062	0.0069	0.0050	0.0051	0.0000	0.0059	0.0048	0.0043	0.0050
<b>Al</b>	0.0289	0.0294	0.0282	0.0249	0.0434	0.0455	0.0333	0.0452	0.0449
<b>Cr</b>	0.0014	0.0048	0.0039	0.0035	0.0000	0.0060	0.0068	0.0059	0.0039
<b>Fe<sup>3+</sup></b>	0.0000	0.0000	0.0030	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0034
<b>Fe<sup>2+</sup></b>	0.6686	0.7382	0.7355	0.7016	0.6882	0.7254	0.7523	0.7008	0.6992
<b>Mn</b>	0.0145	0.0127	0.0124	0.0134	0.0107	0.0098	0.0161	0.0117	0.0131
<b>Mg</b>	1.2384	1.1727	1.1963	1.2202	1.1993	1.1968	1.1520	1.2011	1.2191
<b>Ca</b>	0.0416	0.0384	0.0315	0.0307	0.0745	0.0327	0.0407	0.0397	0.0424
<b>Na</b>	0.0021	0.0000	0.0038	0.0027	0.0021	0.0019	0.0009	0.0056	0.0000
<b>K</b>	0.0000	0.0000	0.0007	0.0000	0.0010	0.0000	0.0003	0.0000	0.0000
<b>Wo</b>	2.13	1.97	1.60	1.57	3.79	1.67	2.09	2.04	2.16
<b>En</b>	63.49	60.16	60.72	62.41	61.06	61.16	59.20	61.68	62.07
<b>Fs</b>	34.27	37.87	37.48	35.89	35.04	37.07	38.66	35.99	35.77
<b>mg**</b>	64.94	61.37	61.83	63.49	63.54	62.26	60.49	63.15	63.44

FeO\* = FeOtot

mg\*\* = (Mg/Mg+Fe<sup>2+</sup>)\*100

Tabella B - Microanalisi del clinopirosseno dello Stillwater Complex

	st4a4	st4a5	st5b5	st5b6	st5b7	st5b8	st5b11	st7a3	st8a12	st8a13	st8b4	st8b7	st8c1	st8d11	st8d5	st8d6
SiO <sub>2</sub>	53.63	53.48	53.17	52.99	53.12	53.47	53.19	54.12	53.21	53.47	53.39	53.69	53.07	53.87	53.50	53.37
TiO <sub>2</sub>	0.26	0.31	0.44	0.41	0.33	0.34	0.45	0.16	0.35	0.42	0.48	0.45	0.39	0.49	0.44	0.45
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2.17	2.03	2.69	2.80	2.72	2.69	2.54	1.67	1.84	2.01	1.83	1.55	1.88	1.94	1.75	1.78
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1.01	0.82	1.06	1.24	1.23	1.19	1.15	1.12	0.39	0.30	0.26	0.31	0.39	0.32	0.41	0.33
FeO*	4.15	4.65	3.61	3.80	3.83	3.89	3.87	3.77	5.30	5.49	5.54	5.84	5.78	5.68	5.42	6.56
MnO	0.08	0.12	0.12	0.19	0.11	0.09	0.12	0.05	0.16	0.22	0.19	0.13	0.13	0.19	0.20	0.15
MgO	16.21	16.38	16.11	16.05	16.22	17.14	16.39	16.38	15.72	15.47	15.49	15.61	15.46	15.14	15.69	16.35
CaO	23.19	22.40	23.00	22.76	22.76	21.03	22.42	23.11	23.55	22.71	22.99	23.18	22.58	22.68	22.51	21.48
Na <sub>2</sub> O	0.36	0.34	0.57	0.48	0.50	0.39	0.48	0.29	0.21	0.33	0.27	0.26	0.24	0.26	0.33	0.29
K <sub>2</sub> O	0.04	0.00	0.00	0.01	0.01	0.02	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.00
<b>Totale</b>	<b>101.10</b>	<b>100.52</b>	<b>100.76</b>	<b>100.73</b>	<b>100.84</b>	<b>100.24</b>	<b>100.62</b>	<b>100.66</b>	<b>100.75</b>	<b>100.40</b>	<b>100.44</b>	<b>101.01</b>	<b>99.93</b>	<b>100.57</b>	<b>100.25</b>	<b>100.76</b>

Cationi/6 ossigeni

Si	1.9417	1.9481	1.9267	1.9240	1.9247	1.9395	1.9312	1.9631	1.9419	1.9567	1.9553	1.9580	1.9542	1.9669	1.9603	1.9476
Ti	0.0070	0.0085	0.0119	0.0111	0.0089	0.0094	0.0123	0.0044	0.0097	0.0115	0.0133	0.0123	0.0109	0.0135	0.0120	0.0125
Al	0.0927	0.0871	0.1150	0.1197	0.1163	0.1150	0.1088	0.0715	0.0793	0.0866	0.0789	0.0664	0.0818	0.0835	0.0754	0.0765
Cr	0.0290	0.0237	0.0304	0.0356	0.0351	0.0341	0.0330	0.0320	0.0113	0.0088	0.0076	0.0089	0.0114	0.0092	0.0118	0.0095
Fe <sup>3+</sup>	0.0081	0.0000	0.0172	0.0092	0.0168	0.0000	0.0049	0.0000	0.0212	0.0000	0.0000	0.0021	0.0000	0.0000	0.0000	0.0142
Fe <sup>2+</sup>	0.1175	0.1416	0.0921	0.1063	0.0993	0.1180	0.1127	0.1142	0.1406	0.1679	0.1696	0.1761	0.1781	0.1734	0.1660	0.1860
Mn	0.0025	0.0036	0.0036	0.0059	0.0035	0.0026	0.0038	0.0015	0.0050	0.0067	0.0059	0.0041	0.0040	0.0059	0.0062	0.0046
Mg	0.8748	0.8894	0.8704	0.8686	0.8762	0.9266	0.8871	0.8856	0.8553	0.8440	0.8457	0.8484	0.8485	0.8242	0.8568	0.8892
Ca	0.8995	0.8742	0.8928	0.8853	0.8836	0.8172	0.8723	0.8981	0.9207	0.8903	0.9020	0.9057	0.8910	0.8873	0.8835	0.8397
Na	0.0252	0.0237	0.0398	0.0339	0.0348	0.0272	0.0338	0.0206	0.0150	0.0234	0.0194	0.0181	0.0169	0.0184	0.0234	0.0202
K	0.0019	0.0000	0.0001	0.0005	0.0007	0.0009	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0003	0.0006	0.0000
<b>Wo</b>	<b>46.72</b>	<b>45.32</b>	<b>46.69</b>	<b>46.51</b>	<b>46.24</b>	<b>43.26</b>	<b>45.65</b>	<b>46.81</b>	<b>47.15</b>	<b>46.23</b>	<b>46.57</b>	<b>46.44</b>	<b>46.06</b>	<b>46.62</b>	<b>45.79</b>	<b>43.08</b>
<b>En</b>	<b>45.44</b>	<b>46.11</b>	<b>45.52</b>	<b>45.64</b>	<b>45.86</b>	<b>49.05</b>	<b>46.43</b>	<b>46.16</b>	<b>43.80</b>	<b>43.83</b>	<b>43.67</b>	<b>43.50</b>	<b>43.86</b>	<b>43.30</b>	<b>44.40</b>	<b>45.61</b>
<b>Fs</b>	<b>6.52</b>	<b>7.34</b>	<b>5.71</b>	<b>6.07</b>	<b>6.08</b>	<b>6.25</b>	<b>6.16</b>	<b>5.95</b>	<b>8.29</b>	<b>8.72</b>	<b>8.76</b>	<b>9.13</b>	<b>9.20</b>	<b>9.11</b>	<b>8.60</b>	<b>10.27</b>
<b>mg**</b>	<b>87.45</b>	<b>86.27</b>	<b>88.85</b>	<b>88.27</b>	<b>88.30</b>	<b>88.70</b>	<b>88.29</b>	<b>88.58</b>	<b>84.09</b>	<b>83.41</b>	<b>83.30</b>	<b>82.65</b>	<b>82.65</b>	<b>82.62</b>	<b>83.77</b>	<b>81.62</b>

FeO\* = FeOtot

mg\*\* = (Mg/Mg+Fe<sup>2+</sup>)\*100

Tabella B (continua)

	st10a8	st10a9	st10a10	st10b1	st10b2	st10b6	st10b9	st12a1	st12a11	st12a12	st12a13	st12b10	st12b11	st12b12	st12b13	st12c3
<b>SiO<sub>2</sub></b>	52.69	52.78	52.56	52.93	52.39	52.40	52.29	53.79	53.71	53.50	53.84	53.99	53.80	53.89	53.70	55.03
<b>TiO<sub>2</sub></b>	0.32	0.36	0.51	0.49	0.53	0.43	0.58	0.36	0.30	0.44	0.33	0.31	0.32	0.21	0.28	0.33
<b>Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	1.72	1.71	1.89	1.63	1.77	1.68	1.75	1.43	1.71	2.03	1.93	1.50	1.70	1.73	1.60	1.54
<b>Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	0.02	0.14	0.09	0.01	0.07	0.07	0.02	0.40	0.39	0.34	0.38	0.24	0.39	0.37	0.24	0.30
<b>FeO*</b>	8.64	9.60	9.06	8.62	9.00	8.91	9.70	4.93	5.30	5.56	5.18	6.30	5.08	5.62	8.17	5.34
<b>MnO</b>	0.30	0.18	0.19	0.35	0.17	0.26	0.23	0.11	0.06	0.12	0.19	0.14	0.20	0.19	0.11	0.15
<b>MgO</b>	13.80	13.88	14.01	14.25	14.01	14.12	14.04	15.86	16.44	15.75	16.52	16.47	15.76	15.32	17.83	15.32
<b>CaO</b>	23.13	22.05	22.44	22.16	21.89	22.21	21.41	23.58	22.72	22.80	22.48	20.87	23.30	23.28	17.48	22.37
<b>Na<sub>2</sub>O</b>	0.14	0.22	0.21	0.24	0.32	0.16	0.19	0.15	0.12	0.20	0.23	0.22	0.25	0.14	0.23	0.29
<b>K<sub>2</sub>O</b>	0.01	0.00	0.04	0.00	0.00	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
<b>Totale</b>	100.78	100.92	100.99	100.69	100.15	100.24	100.23	100.62	100.75	100.72	101.09	100.05	100.80	100.76	99.64	100.66

## Cationi/6 ossigeni

<b>Si</b>	1.9497	1.9532	1.9403	1.9566	1.9483	1.9481	1.9482	1.9633	1.9555	1.9515	1.9522	1.9764	1.9603	1.9669	1.9719	1.9973
<b>Ti</b>	0.0089	0.0101	0.0141	0.0137	0.0149	0.0120	0.0163	0.0099	0.0082	0.0121	0.0089	0.0086	0.0088	0.0058	0.0077	0.0089
<b>Al</b>	0.0750	0.0745	0.0821	0.0711	0.0776	0.0737	0.0768	0.0614	0.0735	0.0871	0.0825	0.0647	0.0728	0.0745	0.0694	0.0657
<b>Cr</b>	0.0005	0.0041	0.0026	0.0003	0.0021	0.0021	0.0007	0.0114	0.0113	0.0097	0.0109	0.0070	0.0113	0.0106	0.0068	0.0087
<b>Fe<sup>3+</sup></b>	0.0182	0.0105	0.0230	0.0053	0.0169	0.0156	0.0076	0.0000	0.0000	0.0000	0.0008	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000
<b>Fe<sup>2+</sup></b>	0.2492	0.2865	0.2567	0.2612	0.2631	0.2614	0.2946	0.1506	0.1615	0.1696	0.1562	0.1930	0.1548	0.1716	0.2509	0.1620
<b>Mn</b>	0.0094	0.0057	0.0059	0.0109	0.0054	0.0081	0.0073	0.0035	0.0019	0.0037	0.0060	0.0044	0.0062	0.0060	0.0035	0.0048
<b>Mg</b>	0.7614	0.7658	0.7711	0.7855	0.7765	0.7826	0.7797	0.8628	0.8920	0.8563	0.8930	0.8986	0.8559	0.8338	0.9762	0.8289
<b>Ca</b>	0.9170	0.8741	0.8876	0.8778	0.8723	0.8849	0.8548	0.9221	0.8861	0.8909	0.8732	0.8186	0.9097	0.9105	0.6876	0.8701
<b>Na</b>	0.0103	0.0155	0.0148	0.0174	0.0230	0.0112	0.0136	0.0107	0.0081	0.0144	0.0159	0.0159	0.0180	0.0102	0.0163	0.0201
<b>K</b>	0.0005	0.0000	0.0018	0.0000	0.0000	0.0005	0.0004	0.0000	0.0000	0.0000	0.0004	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000
<b>Wo</b>	46.88	44.77	45.45	45.08	44.69	45.25	43.83	47.38	45.49	46.13	45.03	42.50	46.93	47.27	35.61	46.26
<b>En</b>	38.93	39.22	39.48	40.34	39.78	40.02	39.98	44.33	45.80	44.34	46.05	46.65	44.16	43.29	50.55	44.06
<b>Fs</b>	13.67	15.21	14.32	13.69	14.35	14.16	15.50	7.74	8.29	8.78	8.09	10.02	7.99	8.91	12.99	8.61
<b>mg**</b>	74.01	72.06	73.38	74.66	73.49	73.86	72.07	85.14	84.67	83.47	85.05	82.32	84.68	82.93	79.56	83.65

FeO\* = FeOtot

mg\*\* = (Mg/Mg+Fe<sup>2+</sup>)\*100

Tabella B (continua)

	st13a4	st13b4	st13b5	st13b6	st13a1	st13a2	st13a5	st13a6	st13c4	st13c5	st13c6	st13c7	st13c8	st13c9	st13c10	st13c11
<b>SiO<sub>2</sub></b>	52.42	52.98	52.61	53.31	52.97	52.67	53.13	52.60	51.88	52.41	52.29	52.23	52.72	52.32	52.74	52.27
<b>TiO<sub>2</sub></b>	0.32	0.37	0.39	0.40	0.51	0.49	0.43	0.40	0.47	0.38	0.44	0.48	0.47	0.30	0.40	0.45
<b>Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	2.03	2.03	2.48	1.67	1.77	1.83	1.87	1.90	2.02	1.56	2.04	1.93	2.06	1.98	1.82	2.09
<b>Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	0.34	0.33	0.29	0.14	0.14	0.23	0.27	0.40	0.43	0.11	0.38	0.09	0.32	0.31	0.18	0.24
<b>FeO*</b>	8.03	8.26	7.81	8.95	7.55	7.69	8.16	7.39	7.55	9.74	7.78	9.30	8.45	8.48	7.45	7.55
<b>MnO</b>	0.24	0.14	0.09	0.21	0.32	0.21	0.22	0.21	0.17	0.23	0.07	0.34	0.16	0.21	0.19	0.26
<b>MgO</b>	14.52	14.74	14.16	15.32	14.37	14.40	14.81	14.61	14.18	16.07	14.26	15.05	14.42	15.03	14.57	14.60
<b>CaO</b>	22.69	21.89	22.50	20.63	22.76	22.56	21.98	23.04	22.86	19.07	22.48	19.99	21.69	21.25	22.55	22.31
<b>Na<sub>2</sub>O</b>	0.19	0.23	0.27	0.35	0.25	0.31	0.32	0.36	0.25	0.23	0.26	0.32	0.29	0.24	0.27	0.34
<b>K<sub>2</sub>O</b>	0.04	0.00	0.00	0.00	0.02	0.00	0.01	0.04	0.00	0.00	0.02	0.00	0.00	0.01	0.01	0.00
<b>Totale</b>	100.82	100.97	100.61	100.98	100.67	100.38	101.19	100.95	99.80	99.81	100.03	99.74	100.58	100.12	100.17	100.11

## Cationi/6 ossigeni

<b>Si</b>	1.9306	1.9476	1.9410	1.9568	1.9535	1.9467	1.9476	1.9298	1.9304	1.9445	1.9406	1.9438	1.9479	1.9371	1.9509	1.9339
<b>Ti</b>	0.0089	0.0102	0.0109	0.0110	0.0141	0.0136	0.0118	0.0110	0.0131	0.0106	0.0123	0.0135	0.0131	0.0084	0.0111	0.0125
<b>Al</b>	0.0880	0.0879	0.1079	0.0724	0.0771	0.0797	0.0806	0.0823	0.0884	0.0682	0.0894	0.0846	0.0897	0.0863	0.0794	0.0910
<b>Cr</b>	0.0098	0.0096	0.0085	0.0040	0.0039	0.0068	0.0078	0.0116	0.0126	0.0033	0.0111	0.0028	0.0094	0.0090	0.0052	0.0070
<b>Fe<sup>3+</sup></b>	0.0384	0.0034	0.0000	0.0131	0.0026	0.0150	0.0161	0.0521	0.0301	0.0351	0.0135	0.0213	0.0000	0.0312	0.0108	0.0338
<b>Fe<sup>2+</sup></b>	0.2090	0.2506	0.2409	0.2618	0.2303	0.2226	0.2341	0.1747	0.2048	0.2671	0.2279	0.2681	0.2610	0.2313	0.2197	0.1996
<b>Mn</b>	0.0074	0.0044	0.0027	0.0065	0.0101	0.0066	0.0067	0.0066	0.0053	0.0074	0.0023	0.0109	0.0049	0.0066	0.0061	0.0081
<b>Mg</b>	0.7972	0.8077	0.7788	0.8380	0.7899	0.7936	0.8091	0.7989	0.7862	0.8890	0.7889	0.8348	0.7944	0.8297	0.8036	0.8050
<b>Ca</b>	0.8954	0.8622	0.8893	0.8113	0.8994	0.8935	0.8631	0.9055	0.9111	0.7581	0.8941	0.7969	0.8588	0.8430	0.8936	0.8844
<b>Na</b>	0.0136	0.0165	0.0196	0.0251	0.0179	0.0220	0.0227	0.0257	0.0180	0.0168	0.0188	0.0233	0.0206	0.0171	0.0191	0.0247
<b>K</b>	0.0017	0.0000	0.0000	0.0000	0.0011	0.0000	0.0005	0.0019	0.0000	0.0000	0.0011	0.0000	0.0000	0.0003	0.0004	0.0000
<b>Wo</b>	45.84	44.43	46.11	41.62	46.36	45.90	44.37	46.27	46.72	38.56	46.01	40.98	44.39	43.18	45.90	45.41
<b>En</b>	40.81	41.63	40.38	42.99	40.71	40.77	41.60	40.82	40.32	45.21	40.60	42.93	41.06	42.50	41.28	41.33
<b>Fs</b>	12.66	13.09	12.49	14.10	12.01	12.21	12.86	11.59	12.04	15.37	12.42	14.89	13.49	13.45	11.84	11.99
<b>mg**</b>	76.32	76.08	76.38	75.30	77.23	76.96	76.38	77.89	77.00	74.63	76.57	74.26	75.27	75.97	77.71	77.52

FeO\* = FeOtot

mg\*\* = (Mg/Mg+Fe<sup>2+</sup>)\*100

Tabella B (continua)

	st14a7	st14a9	st14b3	st14b4	st14b5	st14b10	st18b1	st18c4	st18c6	st18c8	st19a1	st19a16	st19b1	st19b2	st19b4	st20a7
<b>SiO<sub>2</sub></b>	53.47	53.49	53.28	53.26	52.87	53.26	52.69	53.18	52.87	51.65	52.24	52.14	52.18	52.76	52.83	53.71
<b>TiO<sub>2</sub></b>	0.35	0.38	0.38	0.34	0.42	0.39	0.59	0.54	0.56	0.55	0.86	1.12	0.83	0.83	0.91	0.39
<b>Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	1.54	1.87	1.69	1.99	1.64	1.73	2.01	1.73	2.17	3.09	2.84	3.03	2.53	2.52	2.61	1.33
<b>Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	0.31	0.41	0.37	0.43	0.25	0.30	0.10	0.16	0.17	0.24	0.42	0.44	0.27	0.27	0.30	0.30
<b>FeO*</b>	7.82	7.23	6.91	6.38	5.91	6.16	7.61	7.65	7.19	7.40	5.66	6.58	5.45	5.83	5.97	6.90
<b>MnO</b>	0.17	0.20	0.21	0.22	0.12	0.12	0.22	0.20	0.12	0.21	0.13	0.13	0.17	0.14	0.13	0.18
<b>MgO</b>	16.85	16.34	15.16	15.20	15.01	15.06	14.30	14.93	14.75	15.36	15.78	15.77	15.58	16.03	15.44	15.14
<b>CaO</b>	19.71	20.61	22.62	22.28	22.79	22.84	22.66	21.96	22.90	21.78	22.05	21.36	22.44	21.94	22.54	22.49
<b>Na<sub>2</sub>O</b>	0.17	0.19	0.25	0.23	0.31	0.24	0.19	0.29	0.28	0.21	0.31	0.24	0.28	0.38	0.36	0.20
<b>K<sub>2</sub>O</b>	0.04	0.02	0.00	0.03	0.00	0.04	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.03
<b>Totale</b>	100.43	100.75	100.86	100.37	99.33	100.14	100.36	100.63	101.01	100.48	100.30	100.81	99.74	100.70	101.07	100.66

## Cationi/6 ossigeni

<b>Si</b>	1.9602	1.9546	1.9533	1.9561	1.9615	1.9612	1.9483	1.9569	1.9371	1.8973	1.9144	1.9065	1.9232	1.9239	1.9249	1.9709
<b>Ti</b>	0.0097	0.0105	0.0105	0.0095	0.0119	0.0107	0.0163	0.0150	0.0153	0.0153	0.0237	0.0308	0.0229	0.0227	0.0250	0.0107
<b>Al</b>	0.0664	0.0805	0.0728	0.0860	0.0719	0.0750	0.0876	0.0752	0.0937	0.1338	0.1227	0.1307	0.1099	0.1083	0.1121	0.0574
<b>Cr</b>	0.0089	0.0119	0.0108	0.0125	0.0073	0.0088	0.0029	0.0046	0.0050	0.0068	0.0122	0.0126	0.0079	0.0077	0.0086	0.0087
<b>Fe<sup>3+</sup></b>	0.0000	0.0000	0.0061	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0166	0.0490	0.0106	0.0000	0.0103	0.0174	0.0051	0.0000
<b>Fe<sup>2+</sup></b>	0.2396	0.2210	0.2057	0.1958	0.1834	0.1898	0.2352	0.2353	0.2037	0.1783	0.1628	0.2013	0.1577	0.1603	0.1767	0.2118
<b>Mn</b>	0.0053	0.0062	0.0065	0.0068	0.0038	0.0039	0.0070	0.0061	0.0037	0.0064	0.0041	0.0039	0.0054	0.0045	0.0040	0.0055
<b>Mg</b>	0.9211	0.8899	0.8285	0.8324	0.8302	0.8268	0.7882	0.8189	0.8055	0.8411	0.8622	0.8597	0.8561	0.8713	0.8386	0.8283
<b>Ca</b>	0.7743	0.8070	0.8882	0.8768	0.9059	0.9010	0.8976	0.8659	0.8991	0.8573	0.8655	0.8368	0.8863	0.8572	0.8798	0.8842
<b>Na</b>	0.0118	0.0137	0.0174	0.0164	0.0226	0.0168	0.0137	0.0206	0.0199	0.0146	0.0217	0.0171	0.0203	0.0266	0.0253	0.0144
<b>K</b>	0.0020	0.0008	0.0000	0.0016	0.0000	0.0019	0.0000	0.0000	0.0002	0.0001	0.0000	0.0000	0.0000	0.0001	0.0001	0.0015
<b>Wo</b>	39.77	41.78	45.64	45.63	46.65	46.58	46.39	44.62	46.23	44.18	45.01	43.70	45.91	44.35	45.69	45.61
<b>En</b>	47.31	46.07	42.57	43.32	42.75	42.74	40.74	42.20	41.42	43.35	44.84	44.90	44.34	45.08	43.55	42.72
<b>Fs</b>	12.31	11.44	10.89	10.19	9.44	9.81	12.16	12.13	11.33	11.71	9.02	10.51	8.70	9.19	9.44	10.93
<b>mg**</b>	79.36	80.11	79.64	80.95	81.90	81.33	77.02	77.68	78.52	78.73	83.25	81.03	83.60	83.06	82.19	79.63

FeO\* = FeOtot

mg\*\* = (Mg/Mg+Fe<sup>2+</sup>)\*100

Tabella B (continua)

	st20a9	st20a11	st25a7	st25a8	st25b5	st25b10
<b>SiO<sub>2</sub></b>	52.76	51.82	52.66	52.19	52.44	53.20
<b>TiO<sub>2</sub></b>	0.52	0.47	0.24	0.25	0.30	0.27
<b>Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	2.22	1.64	2.39	2.56	2.34	2.65
<b>Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	0.43	0.44	1.02	0.90	1.02	1.11
<b>FeO*</b>	7.13	6.60	4.16	4.29	4.00	4.41
<b>MnO</b>	0.10	0.20	0.10	0.16	0.15	0.14
<b>MgO</b>	15.39	15.40	16.38	16.74	16.21	16.71
<b>CaO</b>	21.50	22.87	22.78	22.35	22.73	21.85
<b>Na<sub>2</sub>O</b>	0.20	0.18	0.50	0.43	0.41	0.44
<b>K<sub>2</sub>O</b>	0.03	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00
<b>Totale</b>	100.28	99.62	100.23	99.88	99.61	100.79

Cationi/6 ossigeni

<b>Si</b>	1.9423	1.9198	1.9180	1.9051	1.9240	1.9278
<b>Ti</b>	0.0145	0.0130	0.0065	0.0070	0.0083	0.0075
<b>Al</b>	0.0961	0.0717	0.1024	0.1101	0.1011	0.1130
<b>Cr</b>	0.0126	0.0128	0.0295	0.0260	0.0297	0.0319
<b>Fe<sup>3+</sup></b>	0.0000	0.0628	0.0547	0.0705	0.0340	0.0156
<b>Fe<sup>2+</sup></b>	0.2194	0.1417	0.0719	0.0606	0.0887	0.1181
<b>Mn</b>	0.0032	0.0064	0.0032	0.0048	0.0045	0.0043
<b>Mg</b>	0.8449	0.8508	0.8896	0.9111	0.8867	0.9028
<b>Ca</b>	0.8480	0.9078	0.8889	0.8740	0.8934	0.8481
<b>Na</b>	0.0144	0.0131	0.0354	0.0308	0.0292	0.0310
<b>K</b>	0.0013	0.0000	0.0000	0.0000	0.0004	0.0000
<b>Wo</b>	44.01	45.94	45.81	44.89	46.25	44.28
<b>En</b>	43.85	43.05	45.84	46.80	45.90	47.13
<b>Fs</b>	11.39	10.35	6.52	6.73	6.35	6.98
<b>mg**</b>	79.39	80.62	87.55	87.42	87.85	87.11

FeO\* = FeOtot

mg\*\* =  $(Mg/Mg+Fe^{2+}) \cdot 100$

Tabella C - Microanalisi del feldspato dello Stillwater Complex

	st1c4	st2a10	st2a11	st2b5	st2b6	st4a9	st4b1	st4a1	st4a7	st4a9	st4b1	st4b9	st4b10	st5c1	st5c3	st5c4
<b>SiO<sub>2</sub></b>	54.82	52.06	50.16	51.93	51.09	47.90	49.35	51.81	51.10	48.09	49.84	48.14	48.01	49.41	52.53	49.28
<b>TiO<sub>2</sub></b>	0.00	0.02	0.04	0.04	0.10	0.02	0.00	0.03	0.00	0.04	0.01	0.02	0.05	0.04	0.02	0.01
<b>Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	28.87	30.14	32.10	30.85	31.03	33.32	33.06	30.68	30.86	32.14	31.79	32.51	31.85	32.30	30.25	32.32
<b>FeO</b>	0.10	0.22	0.10	0.15	0.18	0.19	0.22	0.12	0.19	0.15	0.20	0.11	0.18	0.17	0.12	0.13
<b>CaO</b>	11.76	14.19	15.53	14.32	14.39	17.32	16.59	14.17	14.78	16.65	15.47	17.07	16.78	16.16	13.60	16.41
<b>Na<sub>2</sub>O</b>	4.90	3.41	2.89	3.52	3.30	1.89	2.14	3.48	3.19	2.01	2.96	2.14	2.20	2.59	3.84	2.35
<b>K<sub>2</sub>O</b>	0.00	0.11	0.05	0.16	0.16	0.12	0.13	0.16	0.19	0.08	0.16	0.08	0.09	0.03	0.11	0.04
<b>Totale</b>	100.47	100.14	100.87	100.97	100.25	100.75	101.49	100.45	100.33	99.16	100.43	100.06	99.15	100.69	100.47	100.56
Cationi/8ossigeni																
<b>Si</b>	2.4619	2.3622	2.2706	2.3406	2.3217	2.1851	2.2252	2.3456	2.3218	2.2226	2.2698	2.2092	2.2227	2.2460	2.3736	2.2432
<b>Ti</b>	0.0000	0.0008	0.0012	0.0012	0.0033	0.0007	0.0002	0.0011	0.0001	0.0015	0.0004	0.0005	0.0017	0.0015	0.0006	0.0005
<b>Al</b>	1.5281	1.6116	1.7127	1.6389	1.6616	1.7910	1.7569	1.6371	1.6527	1.7506	1.7059	1.7582	1.7378	1.7304	1.6111	1.7337
<b>Fe<sup>2+</sup></b>	0.0039	0.0082	0.0038	0.0057	0.0069	0.0072	0.0082	0.0046	0.0073	0.0058	0.0076	0.0044	0.0070	0.0064	0.0046	0.0051
<b>Ca</b>	0.5660	0.6899	0.7533	0.6917	0.7007	0.8466	0.8013	0.6871	0.7196	0.8243	0.7546	0.8392	0.8322	0.7870	0.6582	0.8003
<b>Na</b>	0.4270	0.2997	0.2541	0.3078	0.2908	0.1669	0.1868	0.3052	0.2813	0.1797	0.2614	0.1907	0.1977	0.2280	0.3362	0.2074
<b>K</b>	0.0000	0.0066	0.0029	0.0090	0.0092	0.0067	0.0073	0.0092	0.0113	0.0048	0.0095	0.0044	0.0052	0.0015	0.0064	0.0025
<b>Ab %</b>	43.00	30.08	25.15	30.52	29.06	16.36	18.76	30.47	27.79	17.81	25.49	18.43	19.10	22.43	33.59	20.53
<b>An %</b>	57.00	69.25	74.57	68.59	70.02	82.98	80.50	68.61	71.10	81.71	73.58	81.14	80.40	77.42	65.77	79.22
<b>Or %</b>	0.00	0.67	0.28	0.89	0.92	0.66	0.74	0.92	1.12	0.48	0.92	0.43	0.50	0.15	0.64	0.24

Tabella C (continua)

	st5d2	st5d3	st5d4	st5d8	st7a1	st7a7	st7a11	st7a12	st7b6	st7b7	st7b8	st7b9	st7c1	st7c2	st7c3	st7c4
<b>SiO<sub>2</sub></b>	50.25	49.78	49.53	49.70	50.57	51.02	51.09	50.51	50.66	50.48	50.40	50.72	50.81	50.69	50.89	50.59
<b>TiO<sub>2</sub></b>	0.00	0.06	0.05	0.01	0.00	0.03	0.02	0.01	0.05	0.05	0.01	0.00	0.01	0.07	0.03	0.04
<b>Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	31.54	32.10	31.88	31.37	31.04	30.87	31.17	31.09	31.42	31.55	31.72	31.79	30.35	31.32	31.22	31.38
<b>FeO</b>	0.21	0.07	0.14	0.16	0.31	0.24	0.23	0.32	0.23	0.26	0.32	0.22	1.39	0.30	0.23	0.31
<b>CaO</b>	15.30	16.01	15.96	15.90	14.98	14.45	14.71	14.99	15.29	14.96	15.12	15.15	12.91	14.97	14.86	14.67
<b>Na<sub>2</sub>O</b>	2.88	2.63	2.69	2.60	3.04	3.40	3.21	2.92	2.79	3.01	2.95	2.90	3.15	3.03	2.75	2.98
<b>K<sub>2</sub>O</b>	0.08	0.11	0.09	0.05	0.15	0.17	0.15	0.15	0.16	0.15	0.12	0.14	0.15	0.18	0.15	0.13
<b>Totale</b>	100.26	100.76	100.35	99.78	100.10	100.19	100.58	99.99	100.60	100.46	100.63	100.92	98.76	100.55	100.12	100.11
Cationi/8ossigeni																
<b>Si</b>	2.2880	2.2585	2.2587	2.2767	2.3055	2.3215	2.3142	2.3043	2.2977	2.2928	2.2866	2.2930	2.3216	2.3005	2.3143	2.3029
<b>Ti</b>	0.0001	0.0021	0.0018	0.0003	0.0000	0.0009	0.0008	0.0004	0.0019	0.0017	0.0003	0.0002	0.0002	0.0022	0.0009	0.0014
<b>Al</b>	1.6928	1.7164	1.7135	1.6935	1.6679	1.6557	1.6642	1.6716	1.6792	1.6892	1.6958	1.6936	1.6345	1.6751	1.6736	1.6832
<b>Fe<sup>2+</sup></b>	0.0079	0.0028	0.0053	0.0060	0.0117	0.0091	0.0085	0.0121	0.0085	0.0097	0.0120	0.0082	0.0531	0.0114	0.0087	0.0119
<b>Ca</b>	0.7465	0.7782	0.7799	0.7805	0.7319	0.7046	0.7137	0.7326	0.7431	0.7280	0.7348	0.7335	0.6322	0.7278	0.7241	0.7155
<b>Na</b>	0.2543	0.2314	0.2376	0.2311	0.2685	0.2998	0.2822	0.2580	0.2451	0.2649	0.2591	0.2537	0.2789	0.2669	0.2427	0.2629
<b>K</b>	0.0044	0.0064	0.0053	0.0027	0.0090	0.0101	0.0085	0.0089	0.0093	0.0087	0.0070	0.0083	0.0088	0.0104	0.0086	0.0077
<b>Ab %</b>	25.29	22.77	23.23	22.79	26.60	29.55	28.10	25.81	24.57	26.45	25.89	25.49	30.32	26.55	24.88	26.66
<b>An %</b>	74.27	76.60	76.26	76.94	72.51	69.45	71.06	73.29	74.50	72.69	73.41	73.68	68.72	72.41	74.24	72.56
<b>Or %</b>	0.44	0.63	0.52	0.27	0.89	1.00	0.85	0.89	0.93	0.86	0.70	0.83	0.96	1.04	0.88	0.78

Tabella C (continua)

	st7c5	st7c8	st7c14	st7c15	st8a2	st8a4	st8a5	st8a6	st8a7	st8a11	st8b3	st8b9	st8c5	st8c6	st8d8	st8d9
<b>SiO<sub>2</sub></b>	49.94	50.65	49.96	49.45	49.57	48.44	49.04	48.81	49.65	48.67	49.25	48.80	48.93	49.38	49.02	49.38
<b>TiO<sub>2</sub></b>	0.00	0.07	0.05	0.03	0.06	0.00	0.04	0.02	0.02	0.05	0.02	0.05	0.03	0.02	0.02	0.01
<b>Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	32.11	31.35	31.47	31.90	32.56	33.32	32.65	33.19	32.32	32.99	32.76	32.91	32.80	32.84	32.83	32.43
<b>FeO</b>	0.18	0.22	0.25	0.30	0.29	0.29	0.25	0.38	0.48	0.44	0.42	0.40	0.32	0.36	0.37	0.32
<b>CaO</b>	15.75	15.15	15.72	15.86	15.87	16.68	15.77	16.24	16.03	16.36	15.90	16.01	16.63	16.04	16.32	16.19
<b>Na<sub>2</sub>O</b>	2.53	2.91	2.94	2.69	2.28	1.87	2.21	2.25	2.30	2.08	2.47	2.14	2.02	2.25	2.32	2.37
<b>K<sub>2</sub>O</b>	0.11	0.13	0.16	0.10	0.15	0.08	0.16	0.07	0.09	0.11	0.10	0.13	0.09	0.11	0.07	0.08
<b>Totale</b>	100.63	100.48	100.55	100.34	100.78	100.68	100.12	100.95	100.89	100.71	100.92	100.43	100.81	101.00	100.96	100.78
Cationi/9ossigeni																
<b>Si</b>	2.2670	2.2971	2.2755	2.2569	2.2487	2.2036	2.2389	2.2144	2.2512	2.2154	2.2338	2.2234	2.2236	2.2358	2.2256	2.2436
<b>Ti</b>	0.0000	0.0025	0.0018	0.0010	0.0020	0.0000	0.0012	0.0007	0.0007	0.0018	0.0007	0.0017	0.0012	0.0007	0.0007	0.0003
<b>Al</b>	1.7181	1.6757	1.6895	1.7161	1.7411	1.7868	1.7567	1.7747	1.7275	1.7699	1.7513	1.7673	1.7570	1.7523	1.7569	1.7366
<b>Fe<sup>2+</sup></b>	0.0067	0.0084	0.0096	0.0116	0.0112	0.0110	0.0094	0.0144	0.0183	0.0167	0.0160	0.0151	0.0120	0.0136	0.0141	0.0123
<b>Ca</b>	0.7662	0.7359	0.7670	0.7756	0.7712	0.8130	0.7715	0.7892	0.7786	0.7979	0.7728	0.7814	0.8095	0.7783	0.7939	0.7879
<b>Na</b>	0.2223	0.2562	0.2593	0.2381	0.2006	0.1649	0.1957	0.1978	0.2025	0.1832	0.2176	0.1889	0.1777	0.1974	0.2038	0.2091
<b>K</b>	0.0065	0.0072	0.0091	0.0060	0.0085	0.0046	0.0092	0.0038	0.0050	0.0062	0.0056	0.0074	0.0054	0.0064	0.0043	0.0048
<b>Ab %</b>	22.34	25.64	25.04	23.35	20.46	16.79	20.04	19.96	20.53	18.55	21.85	19.32	17.90	20.10	20.34	20.87
<b>An %</b>	77.00	73.64	74.08	76.07	78.67	82.75	79.02	79.65	78.96	80.81	77.59	79.92	81.55	79.25	79.23	78.65
<b>Or %</b>	0.66	0.72	0.87	0.58	0.86	0.46	0.94	0.38	0.51	0.63	0.56	0.76	0.55	0.65	0.43	0.48

Tabella C (continua)

	st8d10	st10a1	st10a2	st10a3	st10a5	st10a6	st10a7	st10a11	st10a12	st10c2	st10c3	st10c4	st10c9	st10c10	st10c11	st10b4
<b>SiO<sub>2</sub></b>	49.03	48.45	49.25	49.02	48.86	49.34	49.68	49.29	49.33	49.64	48.70	50.28	49.71	49.33	48.66	48.80
<b>TiO<sub>2</sub></b>	0.03	0.02	0.03	0.02	0.05	0.06	0.02	0.01	0.00	0.01	0.03	0.04	0.00	0.01	0.06	0.04
<b>Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	32.57	32.19	32.13	31.87	32.38	31.93	31.80	32.29	32.20	31.55	32.37	31.05	31.58	31.69	32.03	32.29
<b>FeO</b>	0.39	0.29	0.47	0.53	0.52	0.49	0.46	0.57	0.53	0.50	0.50	0.40	0.65	0.56	0.41	0.59
<b>CaO</b>	16.44	16.65	16.40	16.46	16.37	16.22	15.84	15.96	16.25	15.96	16.59	15.63	15.86	15.70	16.09	16.40
<b>Na<sub>2</sub>O</b>	2.14	2.18	2.37	2.30	2.34	2.39	2.56	2.32	2.33	2.43	2.19	2.65	2.56	2.55	2.57	2.39
<b>K<sub>2</sub>O</b>	0.08	0.03	0.09	0.06	0.08	0.08	0.13	0.13	0.06	0.08	0.08	0.10	0.09	0.10	0.10	0.11
<b>Totale</b>	100.69	99.81	100.75	100.25	100.59	100.51	100.48	100.57	100.69	100.17	100.45	100.15	100.46	99.93	99.92	100.62
Cationi/9ossigeni																
<b>Si</b>	2.2316	2.2262	2.2427	2.2437	2.2291	2.2499	2.2616	2.2449	2.2453	2.2683	2.2260	2.2951	2.2681	2.2605	2.2348	2.2271
<b>Ti</b>	0.0011	0.0008	0.0010	0.0008	0.0016	0.0019	0.0007	0.0004	0.0000	0.0004	0.0009	0.0014	0.0002	0.0003	0.0019	0.0013
<b>Al</b>	1.7472	1.7434	1.7245	1.7192	1.7408	1.7163	1.7061	1.7331	1.7272	1.6992	1.7436	1.6703	1.6981	1.7110	1.7335	1.7368
<b>Fe<sup>2+</sup></b>	0.0149	0.0113	0.0181	0.0201	0.0197	0.0187	0.0176	0.0218	0.0204	0.0190	0.0190	0.0153	0.0247	0.0213	0.0159	0.0226
<b>Ca</b>	0.8016	0.8196	0.8003	0.8071	0.7999	0.7927	0.7724	0.7789	0.7924	0.7814	0.8124	0.7645	0.7755	0.7705	0.7915	0.8022
<b>Na</b>	0.1892	0.1942	0.2094	0.2044	0.2067	0.2110	0.2262	0.2053	0.2052	0.2150	0.1943	0.2349	0.2261	0.2269	0.2291	0.2113
<b>K</b>	0.0044	0.0020	0.0052	0.0037	0.0046	0.0046	0.0076	0.0075	0.0033	0.0048	0.0046	0.0058	0.0052	0.0058	0.0056	0.0063
<b>Ab %</b>	19.01	19.12	20.63	20.13	20.44	20.93	22.48	20.70	20.50	21.48	19.21	23.37	22.46	22.62	22.32	20.72
<b>An %</b>	80.55	80.69	78.85	79.50	79.11	78.61	76.77	78.54	79.17	78.05	80.33	76.06	77.02	76.80	77.13	78.66
<b>Or %</b>	0.44	0.20	0.51	0.36	0.45	0.46	0.75	0.76	0.33	0.48	0.46	0.57	0.52	0.58	0.55	0.62

Tabella C (continua)

	st10b5	st10b7	st10b8	st10b10	st10b11	st10b12	st12a2	st12a3	st12a4	st12a5	st12a10	st12a15	st12b3	st12b7	st12b8	st12b9
<b>SiO<sub>2</sub></b>	48.79	49.29	48.97	48.45	49.01	49.29	49.13	48.52	49.00	48.91	48.65	48.49	49.13	48.13	49.26	48.57
<b>TiO<sub>2</sub></b>	0.06	0.00	0.04	0.04	0.04	0.07	0.01	0.03	0.01	0.01	0.03	0.05	0.04	0.00	0.00	0.06
<b>Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	32.40	31.84	32.19	32.07	31.63	31.74	32.51	32.77	32.69	32.87	32.42	33.01	32.62	33.37	32.84	32.59
<b>FeO</b>	0.57	0.44	0.50	0.53	0.47	0.47	0.49	0.34	0.36	0.48	0.35	0.21	0.31	0.44	0.38	0.36
<b>CaO</b>	16.63	16.49	16.63	16.77	16.33	16.20	16.04	16.44	16.12	15.99	16.36	16.65	16.35	17.10	16.03	16.66
<b>Na<sub>2</sub>O</b>	2.36	2.40	2.24	2.22	2.36	2.51	2.18	2.07	2.23	2.10	2.09	2.03	2.12	1.88	2.23	2.09
<b>K<sub>2</sub>O</b>	0.09	0.07	0.07	0.07	0.05	0.10	0.08	0.05	0.06	0.05	0.06	0.10	0.10	0.08	0.05	0.07
<b>Totale</b>	100.89	100.53	100.63	100.15	99.89	100.38	100.44	100.21	100.48	100.41	99.96	100.53	100.68	100.99	100.79	100.40
Cationi/9ossigeni																
<b>Si</b>	2.2227	2.2483	2.2326	2.2243	2.2502	2.2512	2.2380	2.2183	2.2320	2.2287	2.2296	2.2104	2.2335	2.1893	2.2346	2.2188
<b>Ti</b>	0.0021	0.0000	0.0012	0.0013	0.0014	0.0024	0.0005	0.0010	0.0004	0.0004	0.0009	0.0017	0.0014	0.0000	0.0000	0.0021
<b>Al</b>	1.7396	1.7117	1.7299	1.7350	1.7116	1.7088	1.7454	1.7654	1.7552	1.7650	1.7508	1.7738	1.7480	1.7890	1.7561	1.7549
<b>Fe<sup>2+</sup></b>	0.0215	0.0166	0.0189	0.0204	0.0179	0.0178	0.0187	0.0128	0.0138	0.0182	0.0134	0.0081	0.0119	0.0166	0.0144	0.0139
<b>Ca</b>	0.8114	0.8056	0.8123	0.8249	0.8035	0.7927	0.7827	0.8054	0.7867	0.7808	0.8035	0.8130	0.7962	0.8333	0.7791	0.8152
<b>Na</b>	0.2081	0.2118	0.1977	0.1972	0.2101	0.2225	0.1929	0.1831	0.1972	0.1857	0.1855	0.1794	0.1872	0.1660	0.1962	0.1849
<b>K</b>	0.0051	0.0040	0.0042	0.0041	0.0028	0.0061	0.0047	0.0030	0.0036	0.0027	0.0037	0.0057	0.0060	0.0046	0.0031	0.0042
<b>Ab %</b>	20.31	20.74	19.49	19.21	20.67	21.78	19.68	18.47	19.97	19.16	18.68	17.97	18.92	16.54	20.06	18.41
<b>An %</b>	79.19	78.87	80.09	80.39	79.05	77.62	79.85	81.23	79.66	80.56	80.94	81.46	80.47	83.00	79.63	81.17
<b>Or %</b>	0.50	0.39	0.42	0.40	0.27	0.60	0.48	0.30	0.36	0.28	0.38	0.58	0.60	0.46	0.32	0.41

Tabella C (continua)

	st12b14	st12b15	st12c2	st12c8	st13a7	st13a10	st13b2	st13a7	st13a8	st13a9	st13a1	st13c2	st13c3	st13b1	st13b2	st13b3
<b>SiO<sub>2</sub></b>	48.55	48.41	49.48	49.27	48.80	49.18	48.99	49.01	49.04	48.68	47.94	48.40	47.96	48.88	48.77	48.50
<b>TiO<sub>2</sub></b>	0.00	0.01	0.07	0.03	0.02	0.07	0.05	0.05	0.04	0.00	0.08	0.04	0.02	0.00	0.02	0.00
<b>Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	33.24	32.72	32.02	32.59	32.15	32.36	32.30	31.77	32.11	32.12	32.26	32.27	32.61	32.25	32.47	32.72
<b>FeO</b>	0.40	0.29	0.38	0.35	0.35	0.40	0.46	0.37	0.28	0.41	0.47	0.55	0.46	0.21	0.19	0.20
<b>CaO</b>	16.66	16.66	16.03	16.30	16.02	16.71	16.38	15.90	16.33	16.21	16.29	16.46	16.26	16.32	16.16	16.75
<b>Na<sub>2</sub>O</b>	1.94	2.08	2.46	2.15	2.32	2.16	2.19	2.47	2.54	2.39	2.29	2.51	2.23	2.14	2.16	2.19
<b>K<sub>2</sub>O</b>	0.05	0.03	0.08	0.06	0.11	0.08	0.01	0.08	0.12	0.09	0.09	0.09	0.06	0.08	0.15	0.13
<b>Totale</b>	100.85	100.21	100.51	100.76	99.77	100.95	100.38	99.65	100.47	99.91	99.42	100.33	99.60	99.88	99.92	100.47
Cationi/9ossigeni																
<b>Si</b>	2.2066	2.2151	2.2531	2.2374	2.2390	2.2342	2.2352	2.2522	2.2386	2.2346	2.2143	2.2190	2.2096	2.2395	2.2326	2.2145
<b>Ti</b>	0.0001	0.0005	0.0025	0.0011	0.0008	0.0022	0.0016	0.0019	0.0015	0.0000	0.0028	0.0013	0.0009	0.0001	0.0007	0.0000
<b>Al</b>	1.7810	1.7648	1.7185	1.7442	1.7381	1.7323	1.7367	1.7208	1.7275	1.7377	1.7560	1.7436	1.7710	1.7417	1.7519	1.7609
<b>Fe<sup>2+</sup></b>	0.0151	0.0111	0.0143	0.0133	0.0133	0.0151	0.0177	0.0142	0.0108	0.0159	0.0180	0.0212	0.0176	0.0080	0.0073	0.0075
<b>Ca</b>	0.8114	0.8168	0.7821	0.7929	0.7872	0.8135	0.8007	0.7827	0.7985	0.7975	0.8063	0.8087	0.8026	0.8011	0.7929	0.8194
<b>Na</b>	0.1712	0.1842	0.2171	0.1892	0.2068	0.1904	0.1940	0.2204	0.2249	0.2127	0.2054	0.2230	0.1995	0.1897	0.1914	0.1935
<b>K</b>	0.0031	0.0020	0.0047	0.0038	0.0065	0.0044	0.0006	0.0046	0.0071	0.0052	0.0056	0.0050	0.0034	0.0048	0.0088	0.0074
<b>Ab %</b>	17.37	18.36	21.63	19.19	20.67	18.88	19.49	21.87	21.83	20.95	20.19	21.51	19.85	19.06	19.27	18.97
<b>An %</b>	82.31	81.44	77.90	80.43	78.68	80.68	80.45	77.67	77.48	78.54	79.26	78.00	79.82	80.46	79.85	80.31
<b>Or %</b>	0.32	0.20	0.47	0.38	0.65	0.43	0.06	0.46	0.69	0.51	0.55	0.48	0.33	0.48	0.88	0.72

Tabella C (continua)

	st14a2	st14a6	st14a8	st14a11	st14b1	st14b7	st14b11	st18a1	st18a2	st18a3	st18a12	st18a13	st18b2	st18b4	st18b5	st18b6
<b>SiO<sub>2</sub></b>	48.68	48.14	49.05	49.32	48.92	48.38	49.14	49.22	49.35	49.30	48.88	49.45	48.89	48.86	48.70	48.50
<b>TiO<sub>2</sub></b>	0.03	0.02	0.03	0.02	0.01	0.01	0.01	0.01	0.03	0.03	0.03	0.04	0.07	0.00	0.03	0.03
<b>Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	32.56	33.50	32.14	32.40	32.77	31.91	32.46	32.18	32.12	31.97	31.98	31.48	32.10	31.92	32.41	32.72
<b>FeO</b>	0.39	0.27	0.41	0.39	0.43	0.32	0.25	0.36	0.41	0.47	0.44	0.38	0.46	0.45	0.39	0.39
<b>CaO</b>	16.47	17.08	15.76	15.91	16.17	15.82	16.32	15.99	15.65	15.89	16.82	15.76	16.39	16.36	16.38	16.64
<b>Na<sub>2</sub>O</b>	2.27	1.87	2.40	2.42	2.23	2.47	2.33	2.36	2.71	2.53	2.23	2.83	2.31	2.28	2.25	2.38
<b>K<sub>2</sub>O</b>	0.13	0.07	0.10	0.13	0.11	0.09	0.06	0.03	0.09	0.10	0.05	0.06	0.06	0.08	0.08	0.07
<b>Totale</b>	100.54	100.95	99.89	100.60	100.63	99.01	100.59	100.15	100.36	100.31	100.43	99.99	100.29	99.95	100.26	100.73
<b>Cationi/9ossigeni</b>																
<b>Si</b>	2.2216	2.1892	2.2465	2.2429	2.2263	2.2390	2.2374	2.2486	2.2515	2.2510	2.2341	2.2655	2.2364	2.2415	2.2272	2.2109
<b>Ti</b>	0.0011	0.0008	0.0009	0.0006	0.0005	0.0004	0.0005	0.0003	0.0010	0.0011	0.0011	0.0013	0.0024	0.0000	0.0010	0.0010
<b>Al</b>	1.7512	1.7954	1.7349	1.7368	1.7573	1.7405	1.7418	1.7325	1.7274	1.7205	1.7229	1.6996	1.7305	1.7256	1.7471	1.7581
<b>Fe<sup>2+</sup></b>	0.0150	0.0104	0.0156	0.0150	0.0162	0.0126	0.0094	0.0137	0.0155	0.0180	0.0168	0.0147	0.0177	0.0172	0.0150	0.0148
<b>Ca</b>	0.8055	0.8320	0.7733	0.7753	0.7881	0.7844	0.7963	0.7827	0.7651	0.7772	0.8235	0.7734	0.8034	0.8042	0.8028	0.8128
<b>Na</b>	0.2004	0.1647	0.2131	0.2136	0.1964	0.2217	0.2059	0.2090	0.2399	0.2243	0.1976	0.2509	0.2046	0.2027	0.1998	0.2106
<b>K</b>	0.0076	0.0043	0.0056	0.0078	0.0064	0.0051	0.0038	0.0017	0.0055	0.0060	0.0030	0.0037	0.0035	0.0045	0.0049	0.0043
<b>Ab %</b>	19.77	16.45	21.48	21.43	19.82	21.92	20.47	21.04	23.74	22.26	19.30	24.41	20.22	20.04	19.83	20.50
<b>An %</b>	79.47	83.11	77.95	77.79	79.53	77.57	79.15	78.79	75.72	77.14	80.41	75.23	79.43	79.52	79.68	79.09
<b>Or %</b>	0.75	0.43	0.56	0.78	0.65	0.50	0.37	0.17	0.55	0.60	0.29	0.36	0.34	0.44	0.49	0.42

Tabella C (continua)

	st18b7	st18c11	st18c12	st18c13	st18c14	st18c15	st18d1	st18d9	st18d10	st18d12	st19a2	st19a3	st19a4	st19a8	st19b5	st19b6
<b>SiO<sub>2</sub></b>	49.62	48.80	49.02	48.10	48.92	49.30	49.33	48.65	49.24	48.44	47.69	48.15	48.03	47.75	48.07	48.81
<b>TiO<sub>2</sub></b>	0.00	0.00	0.02	0.00	0.01	0.06	0.01	0.09	0.04	0.00	0.02	0.02	0.03	0.05	0.02	0.01
<b>Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	31.81	32.50	32.63	32.72	32.15	31.99	31.61	32.81	31.92	32.60	33.20	33.36	32.92	33.17	33.27	33.05
<b>FeO</b>	0.49	0.45	0.47	0.48	0.49	0.40	0.38	0.43	0.52	0.50	0.34	0.29	0.39	0.50	0.39	0.36
<b>CaO</b>	16.01	16.69	16.36	16.74	16.67	16.02	15.95	16.72	16.50	16.96	17.16	17.04	17.05	16.72	16.98	16.36
<b>Na<sub>2</sub>O</b>	2.63	2.30	2.22	2.15	2.25	2.27	2.29	2.24	2.34	2.18	1.55	1.77	1.91	1.98	1.85	2.03
<b>K<sub>2</sub>O</b>	0.06	0.09	0.07	0.06	0.08	0.08	0.05	0.09	0.06	0.06	0.04	0.05	0.07	0.07	0.08	0.10
<b>Totale</b>	100.61	100.84	100.79	100.25	100.57	100.12	99.62	101.01	100.62	100.74	100.00	100.68	100.39	100.24	100.66	100.72
Cationi/9ossigeni																
<b>Si</b>	2.2592	2.2223	2.2268	2.2041	2.2328	2.2525	2.2652	2.2108	2.2445	2.2082	2.1885	2.1942	2.1975	2.1875	2.1921	2.2195
<b>Ti</b>	0.0000	0.0000	0.0008	0.0001	0.0003	0.0019	0.0004	0.0031	0.0013	0.0000	0.0006	0.0007	0.0009	0.0019	0.0007	0.0003
<b>Al</b>	1.7068	1.7443	1.7472	1.7669	1.7293	1.7227	1.7106	1.7574	1.7146	1.7515	1.7960	1.7916	1.7750	1.7912	1.7881	1.7709
<b>Fe<sup>2+</sup></b>	0.0187	0.0171	0.0179	0.0184	0.0186	0.0152	0.0144	0.0162	0.0199	0.0189	0.0131	0.0111	0.0149	0.0190	0.0150	0.0138
<b>Ca</b>	0.7808	0.8145	0.7964	0.8219	0.8150	0.7845	0.7848	0.8141	0.8056	0.8285	0.8440	0.8320	0.8359	0.8208	0.8298	0.7972
<b>Na</b>	0.2322	0.2034	0.1954	0.1906	0.1992	0.2010	0.2042	0.1970	0.2071	0.1929	0.1379	0.1567	0.1697	0.1760	0.1636	0.1786
<b>K</b>	0.0032	0.0055	0.0042	0.0036	0.0048	0.0046	0.0030	0.0050	0.0037	0.0038	0.0025	0.0030	0.0041	0.0041	0.0047	0.0059
<b>Ab %</b>	22.85	19.88	19.62	18.76	19.54	20.30	20.59	19.39	20.37	18.81	14.01	15.80	16.81	17.59	16.39	18.19
<b>An %</b>	76.83	79.58	79.96	80.89	79.98	79.23	79.11	80.12	79.26	80.82	85.74	83.90	82.79	82.00	83.14	81.21
<b>Or %</b>	0.32	0.54	0.42	0.35	0.47	0.46	0.30	0.49	0.36	0.37	0.25	0.30	0.40	0.41	0.47	0.60

Tabella C (continua)

	st19b10	st19b11	st19c1	st19c3	st19c8	st19c9	st19c13	st19c14	st19c15	st19c16	st19c17	st20b12	st20a12	st23a1	st23a2	st23a3
<b>SiO<sub>2</sub></b>	47.66	47.38	48.10	45.88	48.00	48.07	48.87	47.61	47.70	47.68	47.80	46.19	42.17	48.20	47.86	49.72
<b>TiO<sub>2</sub></b>	0.02	0.00	0.05	0.00	0.02	0.05	0.04	0.04	0.02	0.00	0.05	0.02	0.06	0.00	0.00	0.00
<b>Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	33.80	33.51	33.19	34.46	33.42	33.73	32.69	33.52	33.63	33.18	33.35	34.38	30.32	32.91	32.76	32.27
<b>FeO</b>	0.34	0.34	0.36	0.14	0.32	0.27	0.26	0.45	0.30	0.40	0.33	0.25	3.58	0.23	0.27	0.22
<b>CaO</b>	17.44	17.21	16.68	18.20	16.66	16.72	16.29	16.95	17.43	16.64	16.95	18.14	21.20	16.54	16.55	15.50
<b>Na<sub>2</sub>O</b>	1.63	1.63	1.94	1.08	1.74	1.81	2.27	1.70	1.80	1.85	2.01	1.36	1.30	2.22	2.46	2.74
<b>K<sub>2</sub>O</b>	0.06	0.06	0.08	0.04	0.06	0.04	0.10	0.08	0.05	0.08	0.06	0.02	0.00	0.11	0.10	0.12
<b>Totale</b>	100.94	100.12	100.40	99.80	100.22	100.69	100.52	100.35	100.94	99.82	100.55	100.35	98.62	100.21	100.01	100.57
Cationi/9ossigeni																
<b>Si</b>	2.1682	2.1732	2.1976	2.1145	2.1939	2.1881	2.2253	2.1792	2.1724	2.1899	2.1839	2.1204	2.0382	2.2070	2.1995	2.2597
<b>Ti</b>	0.0007	0.0000	0.0019	0.0000	0.0006	0.0017	0.0012	0.0012	0.0008	0.0001	0.0017	0.0008	0.0023	0.0000	0.0000	0.0000
<b>Al</b>	1.8122	1.8115	1.7869	1.8716	1.8005	1.8094	1.7545	1.8078	1.8054	1.7959	1.7957	1.8602	1.7271	1.7756	1.7743	1.7284
<b>Fe<sup>2+</sup></b>	0.0129	0.0131	0.0139	0.0053	0.0124	0.0103	0.0101	0.0171	0.0115	0.0154	0.0127	0.0094	0.1447	0.0087	0.0103	0.0083
<b>Ca</b>	0.8502	0.8459	0.8164	0.8989	0.8157	0.8152	0.7949	0.8312	0.8507	0.8189	0.8299	0.8922	1.0978	0.8115	0.8150	0.7546
<b>Na</b>	0.1435	0.1453	0.1714	0.0962	0.1538	0.1593	0.2001	0.1512	0.1589	0.1645	0.1776	0.1213	0.1214	0.1970	0.2193	0.2413
<b>K</b>	0.0035	0.0032	0.0045	0.0024	0.0038	0.0022	0.0057	0.0045	0.0030	0.0046	0.0035	0.0009	0.0000	0.0064	0.0061	0.0070
<b>Ab %</b>	14.39	14.61	17.27	9.65	15.81	16.31	20.00	15.32	15.69	16.65	17.57	11.96	9.96	19.41	21.08	24.06
<b>An %</b>	85.26	85.06	82.27	90.12	83.81	83.46	79.43	84.22	84.01	82.89	82.08	87.95	90.04	79.96	78.33	75.24
<b>Or %</b>	0.35	0.32	0.45	0.24	0.39	0.23	0.57	0.46	0.30	0.46	0.35	0.09	0.00	0.63	0.59	0.70

Tabella C (continua)

	st23b1	st23b2	st23b7	st25b1	st25b8
<b>SiO<sub>2</sub></b>	48.90	49.08	48.50	48.82	48.78
<b>TiO<sub>2</sub></b>	0.05	0.05	0.00	0.00	0.00
<b>Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	31.97	32.43	33.06	32.84	33.36
<b>FeO</b>	0.16	0.21	0.17	0.21	0.18
<b>CaO</b>	15.68	15.61	16.35	16.79	16.38
<b>Na<sub>2</sub>O</b>	2.87	2.62	2.47	2.08	2.17
<b>K<sub>2</sub>O</b>	0.08	0.13	0.12	0.09	0.06
<b>Totale</b>	99.71	100.13	100.68	100.83	100.94

## Cationi/9ossigeni

<b>Si</b>	2.2451	2.2420	2.2091	2.2187	2.2121
<b>Ti</b>	0.0017	0.0016	0.0000	0.0000	0.0002
<b>Al</b>	1.7299	1.7460	1.7746	1.7592	1.7831
<b>Fe<sup>2+</sup></b>	0.0063	0.0080	0.0066	0.0079	0.0066
<b>Ca</b>	0.7711	0.7640	0.7981	0.8174	0.7957
<b>Na</b>	0.2557	0.2322	0.2178	0.1833	0.1909
<b>K</b>	0.0046	0.0073	0.0068	0.0053	0.0037
<b>Ab %</b>	24.79	23.14	21.30	18.22	19.28
<b>An %</b>	74.76	76.14	78.04	81.25	80.34
<b>Or %</b>	0.44	0.73	0.66	0.53	0.38

Tabella D - Microanalisi dell'olivina dello Stillwater Complex

	st1a6	st1a7	st1a8	st1a9	st1a10	st1a11	st1a12	st1b2	st1b3	st1b4	st1b8	st1b9	st1c6	st1c7	st1c8	st1c13
<b>SiO<sub>2</sub></b>	40.93	41.15	41.59	41.35	41.44	41.45	41.47	41.60	41.10	41.43	41.52	41.52	41.32	41.08	41.53	41.48
<b>TiO<sub>2</sub></b>	0.01	0.05	0.01	0.04	0.00	0.02	0.03	0.00	0.06	0.00	0.01	0.01	0.00	0.00	0.04	0.02
<b>Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.02	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
<b>FeO</b>	11.61	12.04	11.72	12.17	11.29	11.41	11.69	11.77	11.55	11.96	11.91	11.08	11.51	11.66	11.90	11.84
<b>MnO</b>	0.08	0.24	0.21	0.10	0.17	0.18	0.09	0.16	0.10	0.24	0.14	0.19	0.30	0.10	0.24	0.21
<b>MgO</b>	47.21	47.21	47.64	47.08	47.32	47.96	47.08	47.42	47.63	47.07	46.83	47.53	47.07	46.84	47.27	47.22
<b>CaO</b>	0.02	0.02	0.03	0.06	0.04	0.00	0.00	0.05	0.04	0.04	0.03	0.02	0.03	0.07	0.03	0.00
<b>Totale</b>	99.89	100.71	101.20	100.80	100.26	101.01	100.36	101.02	100.47	100.73	100.44	100.35	100.23	99.75	101.02	100.78
Cationi/4 ossigeni																
<b>Si</b>	1.0097	1.0094	1.0129	1.0128	1.0162	1.0096	1.0174	1.0149	1.0081	1.0145	1.0191	1.0166	1.0154	1.0150	1.0142	1.0150
<b>Ti</b>	0.0002	0.0009	0.0002	0.0007	0.0000	0.0004	0.0005	0.0000	0.0011	0.0000	0.0001	0.0002	0.0001	0.0000	0.0007	0.0005
<b>Al</b>	0.0004	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0005	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000
<b>Fe<sup>2+</sup></b>	0.2396	0.2469	0.2388	0.2492	0.2316	0.2324	0.2398	0.2402	0.2370	0.2450	0.2445	0.2268	0.2366	0.2409	0.2431	0.2423
<b>Mn</b>	0.0017	0.0050	0.0043	0.0021	0.0035	0.0036	0.0019	0.0032	0.0021	0.0049	0.0029	0.0039	0.0063	0.0020	0.0050	0.0044
<b>Mg</b>	1.7364	1.7263	1.7299	1.7188	1.7299	1.7415	1.7223	1.7247	1.7416	1.7183	1.7133	1.7348	1.7245	1.7252	1.7209	1.7223
<b>Ca</b>	0.0007	0.0006	0.0008	0.0016	0.0010	0.0000	0.0000	0.0013	0.0010	0.0010	0.0008	0.0007	0.0008	0.0019	0.0009	0.0000
<b>Ni</b>	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000
<b>Fo</b>	87.80	87.27	87.68	87.24	88.04	88.06	87.69	87.63	87.93	87.31	87.38	88.26	87.66	87.66	87.40	87.47
<b>Fa</b>	12.12	12.48	12.10	12.65	11.79	11.75	12.21	12.21	11.96	12.45	12.47	11.54	12.02	12.24	12.34	12.31
<b>mg**</b>	87.87	87.49	87.87	87.34	88.19	88.22	87.78	87.77	88.02	87.52	87.51	88.44	87.94	87.75	87.62	87.66

mg\*\* = (Mg/Mg+Fe<sup>2+</sup>)\*100

Tabella D (continua)

	st1c14	st2a7	st2a8	st2a9	st2a19	st2a20	st2a21	st2b15	st2b16	st2b17	st2c9	st2c10	st2c11	st5a2	st5a7	st5b1
<b>SiO<sub>2</sub></b>	41.23	40.85	40.70	40.80	40.74	40.86	40.58	41.02	40.67	41.15	40.96	40.40	40.49	40.78	40.93	40.60
<b>TiO<sub>2</sub></b>	0.01	0.01	0.00	0.08	0.02	0.00	0.00	0.06	0.03	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00
<b>Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	0.00	0.00	0.00	0.00	0.03	0.00	0.00	0.05	0.00	0.00	0.00	0.02	0.00	0.01	0.02	0.01
<b>FeO</b>	11.73	14.88	14.48	14.94	14.55	14.72	14.55	14.84	14.73	14.66	15.04	14.62	17.59	14.58	14.38	14.78
<b>MnO</b>	0.25	0.27	0.26	0.21	0.16	0.21	0.15	0.24	0.20	0.19	0.17	0.21	0.36	0.18	0.15	0.21
<b>MgO</b>	47.43	44.77	44.59	44.38	44.32	44.00	44.65	44.95	44.78	45.28	44.54	43.88	42.69	45.03	45.12	44.94
<b>CaO</b>	0.01	0.02	0.04	0.05	0.01	0.03	0.04	0.02	0.01	0.01	0.05	0.04	0.00	0.05	0.02	0.03
<b>Totale</b>	100.67	100.80	100.07	100.46	99.84	99.83	99.97	101.18	100.43	101.29	100.76	99.18	101.13	100.63	100.63	100.57
Cationi/4 ossigeni																
<b>Si</b>	1.0103	1.0137	1.0160	1.0161	1.0182	1.0226	1.0141	1.0137	1.0125	1.0139	1.0166	1.0182	1.0141	1.0124	1.0146	1.0092
<b>Ti</b>	0.0002	0.0002	0.0000	0.0015	0.0004	0.0000	0.0000	0.0011	0.0006	0.0000	0.0000	0.0001	0.0000	0.0000	0.0001	0.0000
<b>Al</b>	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0009	0.0000	0.0000	0.0014	0.0000	0.0000	0.0000	0.0006	0.0000	0.0003	0.0005	0.0003
<b>Fe<sup>2+</sup></b>	0.2404	0.3089	0.3022	0.3112	0.3041	0.3080	0.3042	0.3067	0.3067	0.3021	0.3122	0.3082	0.3684	0.3027	0.2982	0.3072
<b>Mn</b>	0.0052	0.0056	0.0055	0.0044	0.0034	0.0045	0.0032	0.0050	0.0042	0.0040	0.0036	0.0044	0.0076	0.0037	0.0031	0.0044
<b>Mg</b>	1.7323	1.6561	1.6593	1.6478	1.6512	1.6415	1.6634	1.6559	1.6620	1.6632	1.6481	1.6485	1.5938	1.6669	1.6677	1.6654
<b>Ca</b>	0.0004	0.0004	0.0010	0.0015	0.0003	0.0009	0.0010	0.0006	0.0003	0.0002	0.0014	0.0012	0.0000	0.0013	0.0007	0.0008
<b>Ni</b>	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000
<b>Fo</b>	87.58	84.04	84.36	83.93	84.30	84.01	84.40	84.16	84.24	84.46	83.92	84.06	80.91	84.47	84.70	84.23
<b>Fa</b>	12.15	15.68	15.36	15.85	15.52	15.76	15.43	15.59	15.55	15.34	15.90	15.72	18.70	15.34	15.14	15.54
<b>mg**</b>	87.81	84.28	84.59	84.12	84.45	84.20	84.54	84.37	84.42	84.63	84.07	84.25	81.22	84.63	84.83	84.42

mg\*\* =  $(Mg/Mg+Fe^{2+}) \cdot 100$

Tabella D (continua)

	st5b2	st5b3	st5b4	st5b9	st5b14	st5b15	st5c7	st5c8	st5c9	st5c10	st5d5	st5d6	st5d7	st5d10	st19a5	st19a10
<b>SiO<sub>2</sub></b>	40.53	40.75	40.87	41.45	40.94	40.79	40.70	40.57	41.03	41.12	41.03	41.05	40.95	40.90	39.71	41.43
<b>TiO<sub>2</sub></b>	0.00	0.00	0.03	0.03	0.03	0.02	0.02	0.00	0.00	0.00	0.04	0.00	0.00	0.01	0.03	0.34
<b>Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.01	0.02	0.02	0.00	0.00	3.21
<b>FeO</b>	14.87	14.38	14.48	14.49	14.90	14.49	14.59	14.90	15.15	14.31	14.84	14.75	14.68	14.76	22.32	15.27
<b>MnO</b>	0.21	0.26	0.19	0.21	0.11	0.18	0.20	0.21	0.20	0.23	0.22	0.16	0.24	0.29	0.37	0.16
<b>MgO</b>	44.14	44.75	44.34	44.57	45.49	44.98	45.26	44.99	44.90	44.41	44.78	45.04	45.24	45.63	39.48	34.41
<b>CaO</b>	0.02	0.05	0.03	0.03	0.08	0.06	0.03	0.05	0.02	0.08	0.02	0.05	0.02	0.06	0.00	3.64
<b>Totale</b>	99.78	100.19	99.95	100.78	101.56	100.52	100.80	100.71	101.32	100.15	100.95	101.08	101.13	101.64	101.90	98.46
Cationi/4 ossigeni																
<b>Si</b>	1.0165	1.0154	1.0201	1.0244	1.0085	1.0135	1.0089	1.0081	1.0136	1.0236	1.0158	1.0147	1.0119	1.0068	1.0096	1.0492
<b>Ti</b>	0.0000	0.0000	0.0006	0.0005	0.0006	0.0004	0.0004	0.0000	0.0001	0.0000	0.0007	0.0000	0.0000	0.0002	0.0005	0.0064
<b>Al</b>	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0003	0.0000	0.0004	0.0007	0.0005	0.0000	0.0000	0.0959
<b>Fe<sup>2+</sup></b>	0.3119	0.2995	0.3021	0.2995	0.3070	0.3010	0.3025	0.3097	0.3130	0.2978	0.3073	0.3049	0.3033	0.3038	0.4746	0.3234
<b>Mn</b>	0.0045	0.0054	0.0041	0.0044	0.0023	0.0038	0.0042	0.0043	0.0042	0.0049	0.0047	0.0034	0.0049	0.0060	0.0079	0.0034
<b>Mg</b>	1.6501	1.6621	1.6497	1.6422	1.6705	1.6657	1.6724	1.6665	1.6535	1.6478	1.6529	1.6598	1.6667	1.6747	1.4966	1.2990
<b>Ca</b>	0.0006	0.0014	0.0009	0.0008	0.0020	0.0015	0.0008	0.0012	0.0005	0.0022	0.0005	0.0015	0.0004	0.0015	0.0000	0.0988
<b>Ni</b>	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000
<b>Fo</b>	83.91	84.50	84.34	84.38	84.38	84.53	84.50	84.14	83.90	84.48	84.12	84.33	84.39	84.39	75.62	79.90
<b>Fa</b>	15.86	15.23	15.45	15.39	15.51	15.27	15.28	15.64	15.88	15.27	15.64	15.49	15.36	15.31	23.98	19.89
<b>mg**</b>	84.10	84.73	84.52	84.58	84.48	84.70	84.68	84.33	84.08	84.69	84.32	84.48	84.60	84.64	75.92	80.07

$$mg^{**} = (Mg/Mg+Fe^{2+}) \cdot 100$$

Tabella D (continua)

	st19a12	st19a13	st19b7	st19b8	st19b9	st19c4	st19c5	st19c7	st19c10
<b>SiO<sub>2</sub></b>	39.53	39.35	39.40	39.48	39.29	39.46	39.55	39.14	39.50
<b>TiO<sub>2</sub></b>	0.02	0.00	0.02	0.04	0.00	0.00	0.00	0.00	0.03
<b>Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.00	0.00
<b>FeO</b>	22.14	21.94	21.46	21.51	21.55	22.04	21.72	21.76	21.81
<b>MnO</b>	0.22	0.20	0.27	0.36	0.29	0.37	0.27	0.19	0.33
<b>MgO</b>	39.47	38.78	39.08	39.71	39.15	39.47	39.21	39.56	39.72
<b>CaO</b>	0.04	0.04	0.02	0.06	0.00	0.01	0.05	0.04	0.02
<b>Totale</b>	101.43	100.30	100.25	101.17	100.28	101.36	100.81	100.69	101.40

Cationi/4 ossigeni

<b>Si</b>	1.0091	1.0150	1.0146	1.0083	1.0124	1.0084	1.0138	1.0058	1.0074
<b>Ti</b>	0.0004	0.0000	0.0004	0.0008	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0005
<b>Al</b>	0.0002	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0003	0.0002	0.0000	0.0000
<b>Fe<sup>2+</sup></b>	0.4727	0.4734	0.4622	0.4594	0.4644	0.4711	0.4657	0.4677	0.4651
<b>Mn</b>	0.0048	0.0044	0.0058	0.0079	0.0064	0.0079	0.0059	0.0042	0.0071
<b>Mg</b>	1.5022	1.4912	1.5003	1.5120	1.5039	1.5036	1.4984	1.5155	1.5101
<b>Ca</b>	0.0011	0.0010	0.0004	0.0018	0.0000	0.0001	0.0014	0.0010	0.0007
<b>Ni</b>	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000

<b>Fo</b>	75.88	75.74	76.22	76.39	76.16	75.84	76.06	76.26	76.18
<b>Fa</b>	23.88	24.04	23.48	23.21	23.52	23.76	23.64	23.53	23.46

<b>mg**</b>	76.06	75.91	76.45	76.70	76.41	76.14	76.29	76.42	76.45
-------------	-------	-------	-------	-------	-------	-------	-------	-------	-------

$$\text{mg}^{**} = (\text{Mg}/\text{Mg}+\text{Fe}^{2+}) \cdot 100$$

Tabella E - Microanalisi dei minerali opachi dello Stillwater Complex

	st1a1	st1a2	st1a13	st1b1	st1b10	st1b11	st1c1	st1c2	st1c9	st1c16	st2a3	st2b11	st5a1	st5b12	st5b13	st5c5
<b>SiO<sub>2</sub></b>	0.06	0.11	0.11	0.10	0.14	0.09	0.15	0.09	0.14	0.11	0.04	0.05	0.03	0.08	0.07	0.10
<b>TiO<sub>2</sub></b>	0.49	0.56	0.51	0.49	0.47	0.46	0.46	0.46	0.52	0.47	0.72	0.86	0.47	1.32	1.29	1.41
<b>Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	19.06	18.84	17.54	19.01	18.71	18.22	19.56	19.25	18.88	18.22	17.07	15.73	19.01	18.36	18.88	17.94
<b>Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	44.36	44.71	46.82	45.42	45.17	46.64	43.48	44.78	45.58	45.11	39.42	39.07	41.25	40.42	39.81	40.34
<b>FeO*</b>	24.93	24.92	24.86	24.46	24.61	24.39	23.79	25.20	24.84	23.69	33.98	36.99	31.66	31.32	31.30	33.71
<b>MnO</b>	0.34	0.34	0.29	0.29	0.31	0.36	0.25	0.39	0.28	0.35	0.24	0.38	0.35	0.35	0.30	0.42
<b>MgO</b>	9.80	9.43	10.02	10.24	10.50	10.17	10.35	10.79	9.90	10.26	7.46	6.64	6.64	7.43	7.61	6.80
<b>CaO</b>	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.03	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
<b>Totale</b>	99.04	98.91	100.14	100.00	99.92	100.33	98.07	100.96	100.15	98.23	98.93	99.72	99.41	99.29	99.27	100.73
Cationi/4 ossigeni																
<b>Si</b>	0.0019	0.0036	0.0034	0.0031	0.0046	0.0028	0.0049	0.0029	0.0044	0.0034	0.0014	0.0015	0.0010	0.0025	0.0022	0.0033
<b>Ti</b>	0.0119	0.0136	0.0123	0.0116	0.0111	0.0109	0.0111	0.0108	0.0124	0.0113	0.0177	0.0213	0.0116	0.0323	0.0315	0.0343
<b>Al</b>	0.7191	0.7141	0.6586	0.7096	0.6983	0.6807	0.7396	0.7087	0.7058	0.6926	0.6588	0.6094	0.7299	0.7038	0.7213	0.6827
<b>Cr</b>	1.1227	1.1368	1.1795	1.1371	1.1305	1.1688	1.1032	1.1061	1.1429	1.1503	1.0207	1.0152	1.0627	1.0394	1.0203	1.0302
<b>Fe<sup>3+</sup></b>	0.1306	0.1146	0.1306	0.1239	0.1399	0.1232	0.1251	0.1577	0.1176	0.1275	0.2822	0.3298	0.1823	0.1872	0.1909	0.2120
<b>Fe<sup>2+</sup></b>	0.5367	0.5557	0.5320	0.5237	0.5117	0.5233	0.5134	0.5007	0.5413	0.5115	0.6484	0.6868	0.6804	0.6646	0.6576	0.6985
<b>Mn</b>	0.0092	0.0093	0.0079	0.0077	0.0084	0.0097	0.0067	0.0103	0.0076	0.0095	0.0067	0.0107	0.0095	0.0098	0.0081	0.0116
<b>Mg</b>	0.4678	0.4521	0.4759	0.4833	0.4956	0.4806	0.4951	0.5027	0.4679	0.4935	0.3640	0.3253	0.3226	0.3604	0.3679	0.3275
<b>Ca</b>	0.0000	0.0002	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0009	0.0000	0.0002	0.0003	0.0000	0.0000	0.0000	0.0001	0.0001	0.0001

FeO\* = FeOtot

Tabella E (continua)

	st5c6	st5d9	st19c12
<b>SiO<sub>2</sub></b>	0.10	0.08	1.23
<b>TiO<sub>2</sub></b>	1.21	1.02	0.01
<b>Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	18.11	19.76	0.00
<b>Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	39.89	39.90	0.01
<b>FeO*</b>	33.16	31.76	93.13
<b>MnO</b>	0.41	0.37	0.00
<b>MgO</b>	6.85	7.74	0.03
<b>CaO</b>	0.00	0.00	0.02
<b>Totale</b>	99.72	100.62	94.45

Cationi/4 ossigeni

<b>Si</b>	0.0032	0.0025	0.0468
<b>Ti</b>	0.0295	0.0244	0.0003
<b>Al</b>	0.6948	0.7425	0.0000
<b>Cr</b>	1.0263	1.0057	0.0004
<b>Fe<sup>3+</sup></b>	0.2135	0.1980	1.9055
<b>Fe<sup>2+</sup></b>	0.6888	0.6488	1.0443
<b>Mn</b>	0.0113	0.0100	0.0000
<b>Mg</b>	0.3325	0.3681	0.0018
<b>Ca</b>	0.0000	0.0000	0.0009

FeO\* = FeOtot

Tabella F - Microanalisi del clinopirosseno dell'Islanda

	A2a8	A2a10	A2a40	A2a31	A2a50	B1a5	B1a8	B2a20	B2a21	B2a28	B2a9	G_a1	G_a2	G_a3	G_a4	G_a5
	pdf	Fx	pdf	pdf	pdf	pdf	pdf	pdf	pdf	pdf	pdf	pdf	pdf	pdf	pdf	pdf
SiO <sub>2</sub>	51.50	53.35	51.40	51.02	51.95	51.25	50.61	52.11	52.00	50.39	51.19	49.42	49.33	49.37	49.31	49.73
TiO <sub>2</sub>	0.66	0.37	0.70	0.99	0.52	1.25	1.32	1.29	0.85	1.21	1.24	2.01	1.83	1.98	2.08	1.93
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	4.28	2.08	3.81	2.36	4.53	3.75	3.84	5.75	2.48	3.81	3.62	5.32	5.09	5.40	5.05	4.57
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.75	0.21	0.44	0.01	0.63	0.18	0.18	0.08	0.01	0.25	0.42	0.08	0.17	0.06	0.00	0.08
FeO*	5.76	6.33	6.05	13.26	5.62	10.10	8.84	9.48	9.12	8.78	8.78	8.75	8.36	8.59	8.51	8.66
Mno	0.09	0.17	0.24	0.25	0.06	0.23	0.22	0.23	0.18	0.28	0.15	0.20	0.10	0.13	0.21	0.18
MgO	16.35	18.70	16.44	14.39	15.49	15.26	15.30	13.22	16.40	14.53	15.54	13.60	13.89	14.04	13.84	14.07
CaO	21.12	19.24	21.28	17.12	21.03	18.72	19.57	17.85	19.41	20.36	19.67	20.64	21.23	21.03	21.25	20.93
Na <sub>2</sub> O	0.25	0.20	0.22	0.24	0.23	0.32	0.26	0.62	0.29	0.28	0.28	0.52	0.49	0.42	0.57	0.51
K <sub>2</sub> O	0.00	0.02	0.01	0.00	0.01	0.02	0.00	0.04	0.01	0.00	0.00	0.00	0.03	0.00	0.00	0.00
<b>Totale</b>	<b>100.76</b>	<b>100.68</b>	<b>100.58</b>	<b>99.64</b>	<b>100.07</b>	<b>101.08</b>	<b>100.12</b>	<b>100.68</b>	<b>100.75</b>	<b>99.89</b>	<b>100.89</b>	<b>100.54</b>	<b>100.54</b>	<b>101.02</b>	<b>100.81</b>	<b>100.67</b>

Cationi/6 ossigeni

Si	1.8724	1.9296	1.8732	1.9229	1.9001	1.8832	1.8725	1.9063	1.9053	1.8733	1.8788	1.8277	1.8208	1.8144	1.8157	1.8347
Ti	0.0180	0.0101	0.0191	0.0280	0.0142	0.0346	0.0368	0.0356	0.0235	0.0338	0.0341	0.0559	0.0509	0.0547	0.0576	0.0535
Al	0.1836	0.0887	0.1635	0.1049	0.1954	0.1622	0.1672	0.2481	0.1069	0.1669	0.1567	0.2319	0.2216	0.2337	0.2193	0.1986
Cr	0.0214	0.0060	0.0125	0.0004	0.0181	0.0054	0.0052	0.0024	0.0004	0.0075	0.0123	0.0022	0.0051	0.0017	0.0000	0.0022
Fe <sup>3+</sup>	0.0320	0.0410	0.0554	0.0108	0.0000	0.0204	0.0273	0.0000	0.0559	0.0314	0.0253	0.0358	0.0662	0.0568	0.0752	0.0594
Fe <sup>2+</sup>	0.1431	0.1504	0.1290	0.4071	0.1718	0.2898	0.2462	0.2900	0.2236	0.2418	0.2443	0.2350	0.1920	0.2071	0.1868	0.2078
Mn	0.0029	0.0053	0.0074	0.0080	0.0018	0.0071	0.0069	0.0071	0.0057	0.0088	0.0048	0.0061	0.0031	0.0042	0.0065	0.0057
Mg	0.8860	1.0084	0.8931	0.8086	0.8449	0.8362	0.8437	0.7207	0.8960	0.8055	0.8502	0.7501	0.7643	0.7692	0.7596	0.7738
Ca	0.8227	0.7457	0.8307	0.6915	0.8242	0.7372	0.7757	0.6997	0.7620	0.8109	0.7734	0.8179	0.8397	0.8279	0.8385	0.8274
Na	0.0178	0.0140	0.0157	0.0177	0.0160	0.0229	0.0184	0.0440	0.0205	0.0201	0.0201	0.0372	0.0350	0.0302	0.0409	0.0367
K	0.0000	0.0009	0.0004	0.0001	0.0007	0.0008	0.0000	0.0021	0.0003	0.0000	0.0000	0.0000	0.0013	0.0002	0.0000	0.0001
<b>Wo</b>	<b>43.26</b>	<b>38.06</b>	<b>43.18</b>	<b>35.73</b>	<b>44.39</b>	<b>38.66</b>	<b>40.59</b>	<b>39.88</b>	<b>38.92</b>	<b>42.46</b>	<b>40.42</b>	<b>43.60</b>	<b>44.26</b>	<b>43.78</b>	<b>44.11</b>	<b>43.43</b>
<b>En</b>	<b>46.59</b>	<b>51.46</b>	<b>46.42</b>	<b>41.77</b>	<b>45.50</b>	<b>43.86</b>	<b>44.14</b>	<b>41.08</b>	<b>45.76</b>	<b>42.18</b>	<b>44.44</b>	<b>39.98</b>	<b>40.28</b>	<b>40.68</b>	<b>39.96</b>	<b>40.62</b>
<b>Fs</b>	<b>9.21</b>	<b>9.77</b>	<b>9.59</b>	<b>21.59</b>	<b>9.25</b>	<b>16.27</b>	<b>14.31</b>	<b>16.53</b>	<b>14.28</b>	<b>14.30</b>	<b>14.09</b>	<b>14.43</b>	<b>13.61</b>	<b>13.95</b>	<b>13.78</b>	<b>14.03</b>
<b>mg**</b>	<b>83.50</b>	<b>84.05</b>	<b>82.88</b>	<b>65.93</b>	<b>83.10</b>	<b>72.94</b>	<b>75.52</b>	<b>71.31</b>	<b>76.22</b>	<b>74.68</b>	<b>75.92</b>	<b>73.48</b>	<b>74.75</b>	<b>74.46</b>	<b>74.36</b>	<b>74.33</b>

FeO\* = FeO\*<sub>tot</sub>

mg\*\* = (Mg/Mg+Fe<sup>2+</sup>)\*100

pdf = cristalli della pasta di fondo

Fx = fenocristalli

/ = cristalli della cumulite

Tabella F (continua)

	Is1a18	Is1a27	Is1a37	Is11a25	Is11a15	Is11a18	Is11a19	Is11a22	Is11a30	Is11a31	Is16a9	Is16a15	Is16a34	Is16a22	Is16a23	Is22a4
	pdf	pdf	pdf	pdf	Fx	Fx	Fx	Fx	Fx	Fx	pdf	pdf	pdf	Fx	Fx	/
SiO <sub>2</sub>	50.37	52.76	49.94	50.07	51.83	52.33	53.56	51.36	52.80	52.55	52.05	52.68	51.54	52.14	51.43	52.14
TiO <sub>2</sub>	1.28	0.79	1.44	1.23	0.87	0.66	0.56	0.59	0.60	0.77	0.82	0.85	0.92	0.60	0.73	1.12
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3.69	2.24	5.07	2.44	3.60	2.81	2.02	3.40	2.75	3.16	2.60	2.32	2.90	3.42	3.70	2.36
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.16	0.33	0.11	0.03	0.46	0.54	0.27	0.40	0.52	0.49	0.28	0.21	0.23	0.95	0.78	0.00
FeO*	8.92	8.53	9.20	12.12	5.88	6.12	6.00	6.17	5.58	5.58	9.67	7.60	9.40	6.07	6.12	8.84
Mno	0.30	0.27	0.18	0.25	0.14	0.14	0.14	0.11	0.14	0.15	0.20	0.18	0.15	0.07	0.14	0.16
MgO	15.01	16.58	14.40	13.87	16.34	16.66	17.14	15.90	16.60	16.45	14.54	15.44	14.61	16.04	15.84	14.81
CaO	19.66	18.87	19.83	18.58	21.41	21.19	20.68	21.07	21.73	21.56	20.39	21.34	20.61	21.30	21.49	21.48
Na <sub>2</sub> O	0.26	0.16	0.23	0.55	0.18	0.21	0.20	0.22	0.16	0.27	0.24	0.29	0.37	0.25	0.32	0.27
K <sub>2</sub> O	0.00	0.05	0.00	0.26	0.02	0.00	0.00	0.03	0.00	0.00	0.03	0.02	0.00	0.02	0.01	0.00
<b>Totale</b>	<b>99.65</b>	<b>100.58</b>	<b>100.40</b>	<b>99.41</b>	<b>100.73</b>	<b>100.67</b>	<b>100.57</b>	<b>99.26</b>	<b>100.88</b>	<b>100.98</b>	<b>100.82</b>	<b>100.92</b>	<b>100.72</b>	<b>100.84</b>	<b>100.56</b>	<b>101.19</b>

## Cationi/6 ossigeni

Si	1.8745	1.9354	1.8480	1.8855	1.8883	1.9071	1.9488	1.9000	1.9195	1.9076	1.9236	1.9298	1.9021	1.9005	1.8795	1.9149
Ti	0.0357	0.0219	0.0400	0.0348	0.0240	0.0182	0.0152	0.0164	0.0164	0.0211	0.0229	0.0233	0.0255	0.0164	0.0200	0.0309
Al	0.1617	0.0970	0.2212	0.1082	0.1547	0.1207	0.0868	0.1484	0.1178	0.1353	0.1130	0.1003	0.1261	0.1470	0.1594	0.1023
Cr	0.0047	0.0096	0.0032	0.0007	0.0131	0.0157	0.0077	0.0116	0.0150	0.0140	0.0082	0.0061	0.0067	0.0274	0.0226	0.0000
Fe <sup>3+</sup>	0.0322	0.0000	0.0165	0.1032	0.0214	0.0281	0.0000	0.0246	0.0068	0.0121	0.0044	0.0087	0.0387	0.0103	0.0422	0.0252
Fe <sup>2+</sup>	0.2456	0.2617	0.2682	0.2786	0.1578	0.1584	0.1826	0.1663	0.1627	0.1573	0.2945	0.2241	0.2513	0.1746	0.1448	0.2464
Mn	0.0094	0.0084	0.0055	0.0081	0.0042	0.0044	0.0043	0.0035	0.0043	0.0047	0.0062	0.0057	0.0046	0.0020	0.0043	0.0049
Mg	0.8330	0.9070	0.7945	0.7788	0.8872	0.9053	0.9299	0.8769	0.8996	0.8904	0.8011	0.8431	0.8037	0.8716	0.8627	0.8110
Ca	0.7841	0.7416	0.7860	0.7497	0.8357	0.8273	0.8062	0.8349	0.8465	0.8386	0.8074	0.8376	0.8147	0.8318	0.8413	0.8452
Na	0.0191	0.0114	0.0168	0.0401	0.0130	0.0149	0.0143	0.0158	0.0114	0.0188	0.0175	0.0205	0.0264	0.0175	0.0226	0.0192
K	0.0000	0.0022	0.0002	0.0125	0.0007	0.0000	0.0001	0.0016	0.0000	0.0000	0.0012	0.0008	0.0002	0.0009	0.0006	0.0000
Wo	40.97	38.59	41.77	38.44	43.64	42.78	41.71	43.52	43.93	43.74	41.94	43.31	42.11	43.65	43.96	43.41
En	43.52	47.20	42.22	39.93	46.33	46.81	48.11	45.71	46.69	46.44	41.62	43.59	41.54	45.73	45.08	41.66
Fs	14.51	13.62	15.13	19.57	9.36	9.64	9.45	9.95	8.80	8.84	15.53	12.04	14.99	9.70	9.77	13.95
<b>mg**</b>	<b>75.00</b>	<b>77.61</b>	<b>73.62</b>	<b>67.10</b>	<b>83.20</b>	<b>82.92</b>	<b>83.59</b>	<b>82.12</b>	<b>84.14</b>	<b>84.01</b>	<b>72.82</b>	<b>78.36</b>	<b>73.48</b>	<b>82.50</b>	<b>82.19</b>	<b>74.92</b>

FeO\* = FeO\*<sub>tot</sub>mg\*\* = (Mg/Mg+Fe<sup>2+</sup>)\*100

pdf = cristalli della pasta di fondo

Fx = fenocristalli

/ = cristalli della cumulite

Tabella F (continua)

	Is22a5	Is22a9	Is22a10	Is22a12	Is22a13	Is22a16	Is22a21	Is22a28	Is22a29	Is22a37	Is22a38	Is22a41	Is24a3	Is24a4	Is24a11	Is24b3
	/	/	/	/	/	/	/	/	/	/	/	/	pdf	pdf	Fx	pdf
SiO <sub>2</sub>	51.47	52.65	51.39	51.22	52.01	51.43	52.83	52.12	51.67	51.81	51.25	51.41	51.30	50.41	52.45	50.66
TiO <sub>2</sub>	1.30	0.67	1.33	1.20	0.97	1.30	0.42	1.06	1.21	1.00	1.25	1.27	0.91	0.83	0.65	1.29
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2.61	1.55	2.93	2.69	2.31	2.43	1.15	2.47	2.70	2.50	3.58	2.98	1.38	1.34	1.69	2.20
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.00	0.01	0.00	0.03	0.03	0.00	0.11	0.07	0.07	0.07	0.29	0.08	0.03	0.00	0.13	0.03
FeO*	9.23	10.26	9.40	9.52	9.13	9.41	10.34	8.28	8.60	9.41	8.71	9.39	20.07	20.01	8.36	13.32
Mno	0.21	0.36	0.15	0.34	0.20	0.29	0.33	0.14	0.21	0.24	0.12	0.31	0.53	0.42	0.14	0.15
MgO	14.78	14.75	14.79	14.39	14.59	15.65	14.40	15.12	14.82	15.40	14.91	14.18	13.63	12.64	16.53	13.60
CaO	20.54	20.62	20.88	20.83	21.46	20.11	21.00	20.84	21.44	19.40	20.66	20.91	12.82	13.47	18.81	18.29
Na <sub>2</sub> O	0.38	0.29	0.34	0.37	0.26	0.29	0.34	0.33	0.43	0.32	0.25	0.39	0.15	0.21	0.21	0.33
K <sub>2</sub> O	0.01	0.01	0.02	0.03	0.00	0.00	0.03	0.01	0.02	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.00	0.00
<b>Totale</b>	<b>100.53</b>	<b>101.18</b>	<b>101.23</b>	<b>100.61</b>	<b>100.96</b>	<b>100.91</b>	<b>100.95</b>	<b>100.44</b>	<b>101.16</b>	<b>100.16</b>	<b>101.02</b>	<b>100.91</b>	<b>100.82</b>	<b>99.34</b>	<b>98.97</b>	<b>99.87</b>

## Cationi/6 ossigeni

Si	1.9025	1.9402	1.8871	1.8958	1.9168	1.8905	1.9533	1.9223	1.8942	1.9186	1.8829	1.8982	1.9496	1.9501	1.9532	1.9112
Ti	0.0362	0.0186	0.0366	0.0334	0.0269	0.0359	0.0118	0.0294	0.0334	0.0278	0.0346	0.0352	0.0259	0.0242	0.0183	0.0366
Al	0.1137	0.0675	0.1268	0.1172	0.1001	0.1054	0.0503	0.1072	0.1166	0.1092	0.1550	0.1295	0.0618	0.0611	0.0742	0.0978
Cr	0.0000	0.0002	0.0000	0.0007	0.0007	0.0000	0.0033	0.0020	0.0020	0.0020	0.0085	0.0024	0.0009	0.0000	0.0038	0.0009
Fe <sup>3+</sup>	0.0367	0.0362	0.0508	0.0512	0.0305	0.0622	0.0419	0.0118	0.0577	0.0189	0.0197	0.0289	0.0000	0.0067	0.0000	0.0299
Fe <sup>2+</sup>	0.2485	0.2799	0.2378	0.2435	0.2508	0.2271	0.2777	0.2436	0.2061	0.2726	0.2478	0.2609	0.6378	0.6406	0.2603	0.3903
Mn	0.0067	0.0113	0.0045	0.0107	0.0062	0.0091	0.0103	0.0044	0.0065	0.0075	0.0037	0.0097	0.0169	0.0136	0.0043	0.0049
Mg	0.8146	0.8104	0.8098	0.7940	0.8016	0.8575	0.7938	0.8315	0.8097	0.8502	0.8166	0.7805	0.7724	0.7292	0.9178	0.7650
Ca	0.8135	0.8143	0.8215	0.8259	0.8474	0.7919	0.8320	0.8235	0.8421	0.7698	0.8131	0.8271	0.5220	0.5583	0.7503	0.7392
Na	0.0273	0.0208	0.0242	0.0262	0.0189	0.0204	0.0241	0.0239	0.0307	0.0231	0.0180	0.0276	0.0109	0.0156	0.0150	0.0241
K	0.0004	0.0006	0.0008	0.0013	0.0000	0.0000	0.0015	0.0005	0.0009	0.0000	0.0002	0.0000	0.0006	0.0007	0.0000	0.0000
<b>Wo</b>	<b>41.92</b>	<b>41.51</b>	<b>42.26</b>	<b>42.55</b>	<b>43.47</b>	<b>40.42</b>	<b>42.24</b>	<b>42.58</b>	<b>43.27</b>	<b>39.79</b>	<b>42.46</b>	<b>42.97</b>	<b>26.86</b>	<b>28.62</b>	<b>38.61</b>	<b>37.93</b>
<b>En</b>	<b>41.97</b>	<b>41.31</b>	<b>41.65</b>	<b>40.91</b>	<b>41.13</b>	<b>43.77</b>	<b>40.30</b>	<b>42.99</b>	<b>41.60</b>	<b>43.95</b>	<b>42.64</b>	<b>40.55</b>	<b>39.75</b>	<b>37.39</b>	<b>47.23</b>	<b>39.26</b>
<b>Fs</b>	<b>14.70</b>	<b>16.11</b>	<b>14.85</b>	<b>15.18</b>	<b>14.43</b>	<b>14.77</b>	<b>16.23</b>	<b>13.20</b>	<b>13.55</b>	<b>15.07</b>	<b>13.97</b>	<b>15.05</b>	<b>32.82</b>	<b>33.19</b>	<b>13.39</b>	<b>21.57</b>
<b>mg**</b>	<b>74.06</b>	<b>71.94</b>	<b>73.72</b>	<b>72.93</b>	<b>74.02</b>	<b>74.77</b>	<b>71.29</b>	<b>76.51</b>	<b>75.43</b>	<b>74.47</b>	<b>75.33</b>	<b>72.93</b>	<b>54.77</b>	<b>52.98</b>	<b>77.91</b>	<b>64.54</b>

FeO\* = FeO\*<sub>tot</sub>mg\*\* = (Mg/Mg+Fe<sup>2+</sup>)\*100

pdf = cristalli della pasta di fondo

Fx = fenocristalli

/= cristalli della cumulite

Tabella F (continua)

	Is24b4	Is24b5	Is24b6	Is24b8	Is24c2	Is24c3	Is24c4	Is24c8	Is27a10	Is27a12	Is27a14	Is27a24	Is27a25	Is27a26	Is28a4	Is28b7
	Fx	Fx	Fx	Fx	Fx	Fx	Fx	FX	pdf	Fx	pdf	pdf	pdf	pdf	pdf	Fx
SiO <sub>2</sub>	52.48	51.84	53.07	53.12	52.61	52.01	51.75	51.67	49.54	50.51	51.39	52.07	49.54	49.68	51.34	52.17
TiO <sub>2</sub>	0.79	1.01	0.74	0.60	0.65	0.89	0.75	0.86	1.73	1.16	1.09	1.10	1.72	1.70	1.04	0.83
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2.62	3.17	1.95	1.92	2.34	2.88	2.94	2.40	4.48	3.61	1.57	1.75	3.92	3.68	2.83	2.93
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.37	0.38	0.00	0.31	0.42	0.45	0.57	0.11	0.04	0.23	0.00	0.01	0.04	0.00	0.04	0.10
FeO*	6.97	7.67	8.74	7.53	7.19	7.56	7.05	9.34	11.98	11.28	14.42	14.47	11.56	11.74	9.84	7.00
Mno	0.17	0.19	0.20	0.22	0.32	0.14	0.19	0.16	0.17	0.22	0.36	0.40	0.31	0.35	0.24	0.22
MgO	15.89	15.71	16.29	16.41	16.38	15.75	16.27	15.84	14.36	15.43	15.08	15.04	14.21	14.64	14.76	15.69
CaO	20.68	20.20	18.69	20.17	20.47	20.51	20.42	18.98	17.44	17.33	15.97	16.10	18.76	18.21	19.88	21.38
Na <sub>2</sub> O	0.22	0.25	0.23	0.21	0.20	0.22	0.29	0.33	0.22	0.26	0.19	0.19	0.40	0.31	0.41	0.34
K <sub>2</sub> O	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.02	0.00	0.02	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.01	0.01	0.00
<b>Totale</b>	<b>100.21</b>	<b>100.43</b>	<b>99.91</b>	<b>100.49</b>	<b>100.59</b>	<b>100.44</b>	<b>100.23</b>	<b>99.69</b>	<b>99.98</b>	<b>100.02</b>	<b>100.09</b>	<b>101.14</b>	<b>100.47</b>	<b>100.33</b>	<b>100.38</b>	<b>100.68</b>

## Cationi/6 ossigeni

Si	1.9285	1.9064	1.9571	1.9473	1.9266	1.9124	1.8994	1.9176	1.8546	1.8793	1.9321	1.9381	1.8436	1.8510	1.9009	1.9083
Ti	0.0219	0.0280	0.0206	0.0166	0.0179	0.0247	0.0208	0.0240	0.0488	0.0324	0.0309	0.0307	0.0480	0.0477	0.0291	0.0230
Al	0.1136	0.1373	0.0847	0.0829	0.1011	0.1250	0.1273	0.1048	0.1978	0.1583	0.0697	0.0768	0.1721	0.1615	0.1235	0.1264
Cr	0.0108	0.0112	0.0000	0.0089	0.0123	0.0130	0.0166	0.0032	0.0013	0.0067	0.0000	0.0004	0.0013	0.0000	0.0011	0.0030
Fe <sup>3+</sup>	0.0000	0.0005	0.0000	0.0000	0.0117	0.0048	0.0361	0.0336	0.0103	0.0306	0.0182	0.0000	0.0726	0.0637	0.0455	0.0324
Fe <sup>2+</sup>	0.2143	0.2354	0.2694	0.2309	0.2086	0.2275	0.1804	0.2562	0.3648	0.3203	0.4353	0.4505	0.2872	0.3020	0.2591	0.1819
Mn	0.0053	0.0059	0.0061	0.0067	0.0101	0.0044	0.0059	0.0051	0.0055	0.0069	0.0115	0.0126	0.0098	0.0112	0.0074	0.0067
Mg	0.8707	0.8613	0.8956	0.8968	0.8944	0.8632	0.8902	0.8762	0.8014	0.8557	0.8452	0.8343	0.7882	0.8133	0.8146	0.8559
Ca	0.8144	0.7960	0.7385	0.7924	0.8033	0.8078	0.8029	0.7546	0.6995	0.6909	0.6432	0.6420	0.7479	0.7269	0.7885	0.8381
Na	0.0159	0.0179	0.0161	0.0151	0.0141	0.0160	0.0203	0.0240	0.0161	0.0189	0.0139	0.0140	0.0289	0.0224	0.0297	0.0243
K	0.0000	0.0000	0.0001	0.0000	0.0000	0.0010	0.0001	0.0007	0.0000	0.0001	0.0000	0.0004	0.0004	0.0003	0.0004	0.0000
<b>Wo</b>	<b>42.52</b>	<b>41.65</b>	<b>38.47</b>	<b>40.95</b>	<b>41.58</b>	<b>42.09</b>	<b>41.60</b>	<b>38.80</b>	<b>36.97</b>	<b>36.05</b>	<b>32.89</b>	<b>33.08</b>	<b>38.86</b>	<b>37.70</b>	<b>40.70</b>	<b>43.37</b>
<b>En</b>	<b>45.46</b>	<b>45.07</b>	<b>46.66</b>	<b>46.34</b>	<b>46.29</b>	<b>44.97</b>	<b>46.13</b>	<b>45.06</b>	<b>42.36</b>	<b>44.65</b>	<b>43.22</b>	<b>42.99</b>	<b>40.95</b>	<b>42.18</b>	<b>42.04</b>	<b>44.29</b>
<b>Fs</b>	<b>11.19</b>	<b>12.34</b>	<b>14.03</b>	<b>11.93</b>	<b>11.40</b>	<b>12.10</b>	<b>11.22</b>	<b>14.90</b>	<b>19.82</b>	<b>18.31</b>	<b>23.19</b>	<b>23.21</b>	<b>18.69</b>	<b>18.97</b>	<b>15.72</b>	<b>11.09</b>
<b>mg**</b>	<b>80.25</b>	<b>78.50</b>	<b>76.88</b>	<b>79.52</b>	<b>80.24</b>	<b>78.79</b>	<b>80.44</b>	<b>75.14</b>	<b>68.12</b>	<b>70.92</b>	<b>65.08</b>	<b>64.94</b>	<b>68.66</b>	<b>68.98</b>	<b>72.78</b>	<b>79.98</b>

FeO\* = FeO\*<sub>tot</sub>mg\*\* = (Mg/Mg+Fe<sup>2+</sup>)\*100

pdf = cristalli della pasta di fondo

Fx = fenocristalli

/ = cristalli della cumulite

Tabella F (continua)

	Is28b8	Is28b10	Is28b11	Is28b12	Is28b13	Is28b19	Is40a17	Is40a30	Is40a31	Is40a41	Is40a18
	Fx	Fx	Fx	Fx	pdf	pdf	Fx	Fx	Fx	Fx	Fx
<b>SiO<sub>2</sub></b>	51.27	51.92	52.52	52.29	50.84	48.19	53.08	52.89	52.97	53.11	53.14
<b>TiO<sub>2</sub></b>	0.94	0.88	0.74	0.84	1.12	2.36	0.38	0.39	0.33	0.39	0.40
<b>Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	3.82	3.06	2.92	3.02	3.41	3.31	2.49	2.81	2.90	2.74	2.03
<b>Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	0.32	0.18	0.10	0.12	0.04	0.00	0.00	0.39	0.27	0.32	0.07
<b>FeO*</b>	7.40	7.10	6.61	6.88	8.68	15.87	6.77	5.35	5.44	5.18	6.46
<b>Mno</b>	0.21	0.12	0.13	0.10	0.18	0.56	0.14	0.18	0.12	0.17	0.12
<b>MgO</b>	15.14	15.60	15.98	15.93	14.45	11.93	16.44	16.99	16.88	16.86	16.90
<b>CaO</b>	21.18	21.25	21.36	21.47	20.71	17.42	20.72	21.58	21.53	21.51	21.51
<b>Na<sub>2</sub>O</b>	0.27	0.30	0.34	0.29	0.54	0.44	0.13	0.23	0.23	0.23	0.20
<b>K<sub>2</sub>O</b>	0.01	0.00	0.00	0.01	0.03	0.03	0.00	0.00	0.00	0.05	0.00
<b>Totale</b>	100.58	100.41	100.70	100.95	100.00	100.11	100.15	100.83	100.67	100.57	100.82
<b>Cationi/6 ossigeni</b>											
<b>Si</b>	1.8830	1.9058	1.9170	1.9059	1.8837	1.8368	1.9449	1.9173	1.9232	1.9301	1.9321
<b>Ti</b>	0.0261	0.0242	0.0203	0.0230	0.0311	0.0677	0.0105	0.0107	0.0091	0.0108	0.0109
<b>Al</b>	0.1652	0.1322	0.1255	0.1297	0.1489	0.1485	0.1076	0.1203	0.1241	0.1173	0.0872
<b>Cr</b>	0.0093	0.0052	0.0028	0.0035	0.0013	0.0000	0.0000	0.0111	0.0077	0.0092	0.0020
<b>Fe<sup>3+</sup></b>	0.0274	0.0243	0.0211	0.0299	0.0602	0.0767	0.0000	0.0291	0.0194	0.0106	0.0391
<b>Fe<sup>2+</sup></b>	0.1998	0.1938	0.1808	0.1797	0.2086	0.4291	0.2074	0.1332	0.1458	0.1467	0.1572
<b>Mn</b>	0.0066	0.0038	0.0040	0.0031	0.0057	0.0180	0.0043	0.0055	0.0037	0.0054	0.0036
<b>Mg</b>	0.8291	0.8536	0.8694	0.8656	0.7983	0.6777	0.8980	0.9183	0.9136	0.9132	0.9158
<b>Ca</b>	0.8333	0.8356	0.8352	0.8386	0.8222	0.7114	0.8135	0.8381	0.8374	0.8376	0.8378
<b>Na</b>	0.0195	0.0216	0.0240	0.0204	0.0386	0.0327	0.0093	0.0165	0.0159	0.0165	0.0143
<b>K</b>	0.0007	0.0000	0.0000	0.0006	0.0014	0.0014	0.0000	0.0000	0.0000	0.0025	0.0000
<b>Wo</b>	43.65	43.32	43.27	43.36	42.65	36.90	42.19	43.31	43.34	43.52	42.65
<b>En</b>	43.43	44.26	45.04	44.75	41.41	35.16	46.57	47.45	47.29	47.45	46.63
<b>Fs</b>	11.90	11.30	10.46	10.84	13.94	26.24	10.75	8.39	8.55	8.18	9.99
<b>mg**</b>	78.49	79.66	81.16	80.51	74.81	57.26	81.24	84.98	84.68	85.30	82.35

FeO\* = FeO\*<sub>tot</sub>mg\*\* = (Mg/Mg+Fe<sup>2+</sup>)\*100

pdf = cristalli della pasta di fondo

Fx = fenocristalli

/ = cristalli della cumulite

Tabella G - Microanalisi del feldspato dell'Islanda

	A2a1	A2a2	A2a3	A2a4	A2a5	A2a6	A2a7	A2a11	A2a15	A2a19	A2a20	A2a21	A2a22	A2a28	A2a34	A2a36
	Fx	pdf	pdf	pdf	Fx	Fx	Fx	pdf	Fx	Fx						
<b>SiO<sub>2</sub></b>	47.36	47.34	47.92	47.43	47.04	46.97	46.62	51.40	55.84	51.60	48.04	47.29	48.20	49.41	47.48	47.27
<b>TiO<sub>2</sub></b>	0.00	0.00	0.02	0.00	0.02	0.02	0.04	0.07	0.16	0.05	0.01	0.00	0.00	0.08	0.01	0.00
<b>Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	33.49	33.00	33.01	33.22	32.93	33.22	33.44	29.04	27.09	29.79	32.61	33.63	32.86	31.74	33.17	32.99
<b>FeO</b>	0.45	0.57	0.52	0.56	0.55	0.45	0.59	1.04	1.08	0.84	0.49	0.45	0.61	0.91	0.54	0.57
<b>CaO</b>	17.73	17.45	17.35	18.07	17.65	17.91	18.14	13.75	10.80	14.08	17.51	17.74	17.22	15.84	17.62	17.77
<b>Na<sub>2</sub>O</b>	1.36	1.65	1.67	1.51	1.53	1.39	1.35	3.37	5.27	3.58	1.78	1.53	1.71	2.53	1.58	1.48
<b>K<sub>2</sub>O</b>	0.00	0.03	0.03	0.02	0.01	0.00	0.00	0.08	0.14	0.05	0.03	0.01	0.03	0.06	0.01	0.04
<b>Totale</b>	100.39	100.03	100.51	100.82	99.73	99.96	100.18	98.75	100.38	99.99	100.47	100.65	100.64	100.59	100.41	100.11
Cationi/8ossigeni																
<b>Si</b>	2.1655	2.1732	2.1872	2.1660	2.1683	2.1601	2.1445	2.3691	2.5125	2.3491	2.1961	2.1589	2.1974	2.2530	2.1729	2.1712
<b>Ti</b>	0.0001	0.0000	0.0008	0.0000	0.0007	0.0008	0.0014	0.0025	0.0053	0.0018	0.0004	0.0000	0.0001	0.0029	0.0002	0.0000
<b>Al</b>	1.8047	1.7855	1.7756	1.7883	1.7888	1.8006	1.8129	1.5773	1.4366	1.5986	1.7568	1.8096	1.7656	1.7057	1.7888	1.7859
<b>Fe<sup>2+</sup></b>	0.0172	0.0218	0.0197	0.0215	0.0213	0.0172	0.0227	0.0401	0.0405	0.0319	0.0189	0.0172	0.0232	0.0347	0.0205	0.0218
<b>Ca</b>	0.8686	0.8582	0.8487	0.8842	0.8717	0.8823	0.8939	0.6792	0.5208	0.6867	0.8577	0.8677	0.8411	0.7738	0.8641	0.8744
<b>Na</b>	0.1206	0.1473	0.1477	0.1341	0.1370	0.1236	0.1204	0.3014	0.4593	0.3156	0.1577	0.1351	0.1515	0.2241	0.1402	0.1319
<b>K</b>	0.0001	0.0016	0.0016	0.0010	0.0007	0.0000	0.0000	0.0044	0.0081	0.0030	0.0016	0.0006	0.0018	0.0036	0.0005	0.0021
<b>Ab %</b>	12.19	14.63	14.80	13.15	13.57	12.29	11.87	30.60	46.48	31.39	15.51	13.47	15.24	22.37	13.96	13.08
<b>An %</b>	87.80	85.22	85.04	86.75	86.35	87.71	88.13	68.95	52.70	68.31	84.33	86.48	84.59	77.27	86.00	86.71
<b>Or %</b>	0.01	0.16	0.16	0.10	0.07	0.00	0.00	0.45	0.82	0.30	0.16	0.06	0.18	0.36	0.05	0.21

pdf = cristalli della pasta di fondo

Fx = fenocristalli

/ = cristalli della cumulite

Tabella G (continua)

	A2a45	A2a46	A2a47	A2a52	B1a1	B1a2	B1a3	B1a8	B1b1	B1b2	B1b3	B1b4	B1b9	B2a1	B2a2	B2a3
	pdf	Fx	Fx	pdf	Fx	Fx	Fx									
<b>SiO<sub>2</sub></b>	49.44	46.81	46.92	49.19	51.22	50.20	48.62	54.09	49.05	48.49	50.19	49.56	52.27	50.17	49.57	49.24
<b>TiO<sub>2</sub></b>	0.04	0.05	0.02	0.07	0.10	0.00	0.06	0.05	0.05	0.04	0.09	0.04	0.16	0.08	0.09	0.08
<b>Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	31.89	33.95	33.05	32.13	31.02	31.03	32.26	28.97	31.60	31.57	30.47	31.70	29.35	31.42	31.62	32.16
<b>FeO</b>	0.57	0.45	0.40	0.70	0.74	0.76	0.89	0.90	0.61	0.72	0.62	0.70	1.05	0.79	0.80	0.71
<b>CaO</b>	16.15	18.00	17.94	16.31	14.67	15.70	16.58	12.95	16.25	16.37	15.14	15.63	13.70	15.48	15.76	16.29
<b>Na<sub>2</sub>O</b>	2.43	1.40	1.41	2.15	3.29	2.80	2.02	4.36	2.31	2.10	2.89	2.62	3.93	2.60	2.44	2.23
<b>K<sub>2</sub>O</b>	0.05	0.03	0.03	0.02	0.07	0.02	0.02	0.13	0.05	0.03	0.04	0.02	0.10	0.02	0.07	0.05
<b>Totale</b>	100.56	100.68	99.78	100.55	101.12	100.51	100.45	101.45	99.91	99.31	99.44	100.26	100.55	100.56	100.35	100.76
Cationi/8ossigeni																
<b>Si</b>	2.2487	2.1395	2.1630	2.2376	2.3115	2.2861	2.2219	2.4222	2.2483	2.2383	2.3050	2.2599	2.3706	2.2794	2.2618	2.2384
<b>Ti</b>	0.0014	0.0018	0.0008	0.0024	0.0034	0.0000	0.0019	0.0017	0.0016	0.0013	0.0031	0.0013	0.0055	0.0026	0.0029	0.0027
<b>Al</b>	1.7097	1.8291	1.7954	1.7224	1.6500	1.6656	1.7377	1.5292	1.7073	1.7179	1.6491	1.7038	1.5688	1.6825	1.7005	1.7232
<b>Fe<sup>2+</sup></b>	0.0215	0.0170	0.0154	0.0265	0.0280	0.0288	0.0339	0.0337	0.0233	0.0277	0.0239	0.0265	0.0398	0.0299	0.0304	0.0270
<b>Ca</b>	0.7872	0.8813	0.8862	0.7947	0.7092	0.7658	0.8117	0.6213	0.7980	0.8096	0.7451	0.7635	0.6656	0.7534	0.7706	0.7932
<b>Na</b>	0.2142	0.1239	0.1262	0.1893	0.2877	0.2476	0.1789	0.3784	0.2052	0.1880	0.2574	0.2316	0.3454	0.2290	0.2162	0.1969
<b>K</b>	0.0026	0.0017	0.0015	0.0009	0.0042	0.0013	0.0014	0.0073	0.0027	0.0018	0.0023	0.0013	0.0058	0.0012	0.0041	0.0031
<b>Ab %</b>	21.33	12.30	12.44	19.22	28.73	24.40	18.04	37.58	20.40	18.81	25.62	23.24	33.97	23.28	21.82	19.83
<b>An %</b>	78.40	87.53	87.41	80.69	70.85	75.47	81.83	61.70	79.33	81.02	74.15	76.63	65.46	76.59	77.77	79.86
<b>Or %</b>	0.26	0.17	0.15	0.09	0.42	0.13	0.14	0.72	0.27	0.18	0.23	0.13	0.57	0.13	0.42	0.31

pdf = cristalli della pasta di fondo

Fx = fenocristalli

/ = cristalli della cumulite

Tabella G (continua)

	B2a4	B2a6	B2a7	B2a8	B2a11	B2a12	B2a17	B2a22	B2a25	B2a27	G_a4	G_a5	G_a6	G_b8	G_c1	G_c4
	Fx	Fx	Fx	Fx	pdf	pdf	Fx	pdf								
<b>SiO<sub>2</sub></b>	50.83	48.59	48.72	49.26	54.27	56.39	49.27	53.18	53.06	55.82	53.79	52.74	53.72	63.47	49.52	51.69
<b>TiO<sub>2</sub></b>	0.04	0.08	0.05	0.03	0.09	0.10	0.03	0.09	0.11	0.12	0.17	0.09	0.08	1.54	0.06	0.10
<b>Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	30.91	31.95	32.08	32.09	28.30	26.89	31.73	29.26	29.20	27.20	29.52	28.58	28.90	14.55	31.84	30.34
<b>FeO</b>	0.76	0.72	0.72	0.71	0.83	0.91	0.76	0.92	0.90	1.02	0.70	0.53	0.54	6.16	0.62	0.58
<b>CaO</b>	14.89	16.74	16.14	16.19	12.59	10.52	16.04	13.08	13.14	10.96	12.44	12.35	12.63	1.68	15.25	14.22
<b>Na<sub>2</sub>O</b>	3.02	2.20	2.20	2.32	4.30	5.44	2.42	4.00	4.06	5.09	4.48	4.21	4.56	5.64	2.81	3.46
<b>K<sub>2</sub>O</b>	0.07	0.00	0.05	0.03	0.11	0.20	0.08	0.11	0.09	0.18	0.14	0.17	0.19	3.60	0.10	0.11
<b>Totale</b>	100.52	100.28	99.96	100.63	100.48	100.45	100.33	100.64	100.56	100.39	101.25	98.67	100.61	96.63	100.20	100.51
Cationi/8ossigeni																
<b>Si</b>	2.3086	2.2248	2.2339	2.2423	2.4469	2.5324	2.2493	2.4008	2.3969	2.5116	2.4099	2.4222	2.4225	2.9738	2.2600	2.3426
<b>Ti</b>	0.0015	0.0026	0.0017	0.0009	0.0032	0.0034	0.0012	0.0032	0.0039	0.0040	0.0057	0.0033	0.0027	0.0542	0.0021	0.0035
<b>Al</b>	1.6547	1.7242	1.7332	1.7217	1.5040	1.4230	1.7072	1.5570	1.5549	1.4422	1.5585	1.5470	1.5360	0.8036	1.7128	1.6209
<b>Fe<sup>2+</sup></b>	0.0288	0.0277	0.0277	0.0271	0.0313	0.0343	0.0290	0.0349	0.0338	0.0383	0.0262	0.0202	0.0204	0.2413	0.0236	0.0220
<b>Ca</b>	0.7248	0.8215	0.7928	0.7896	0.6080	0.5062	0.7845	0.6327	0.6358	0.5285	0.5972	0.6078	0.6103	0.0841	0.7459	0.6907
<b>Na</b>	0.2659	0.1954	0.1959	0.2048	0.3755	0.4734	0.2138	0.3500	0.3560	0.4443	0.3890	0.3748	0.3989	0.5121	0.2489	0.3042
<b>K</b>	0.0040	0.0000	0.0027	0.0018	0.0061	0.0113	0.0045	0.0061	0.0052	0.0105	0.0080	0.0098	0.0108	0.2150	0.0055	0.0063
<b>Ab %</b>	26.73	19.22	19.76	20.55	37.95	47.77	21.32	35.40	35.71	45.18	39.13	37.77	39.11	63.13	24.88	30.38
<b>An %</b>	72.86	80.78	79.97	79.27	61.43	51.09	78.23	63.99	63.77	53.74	60.06	61.24	59.83	10.37	74.56	68.99
<b>Or %</b>	0.40	0.00	0.27	0.18	0.62	1.14	0.45	0.62	0.52	1.07	0.81	0.99	1.06	26.50	0.55	0.63

pdf = cristalli della pasta di fondo

Fx = fenocristalli

/ = cristalli della cumulite

Tabella G (continua)

	Is1a1	Is1a2	Is1a3	Is1a4	Is1a7	Is1a14	Is1a22	Is1a23	Is1a35	Is1a38	Is11a9	Is11a14	Is11a17	Is11a23	Is11a27	Is11a28
	Fx	Fx	Fx	pdf	pdf	pdf	Fx	Fx	pdf	pdf	Fx	Fx	Fx	pdf	Fx	Fx
<b>SiO<sub>2</sub></b>	47.73	48.17	47.73	49.66	50.06	50.10	48.41	48.58	52.77	50.25	46.10	47.45	47.56	52.60	47.71	47.88
<b>TiO<sub>2</sub></b>	0.05	0.03	0.02	0.08	0.04	0.08	0.02	0.05	0.10	0.11	0.03	0.03	0.00	0.12	0.03	0.01
<b>Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	32.63	32.46	32.79	31.13	31.49	31.29	32.56	32.22	29.26	31.10	33.73	33.34	33.07	30.03	32.77	33.00
<b>FeO</b>	0.58	0.71	0.51	0.51	0.61	0.54	0.49	0.60	0.70	0.79	0.52	0.52	0.52	0.87	0.58	0.56
<b>CaO</b>	17.19	17.04	16.95	15.69	15.73	15.68	17.07	16.48	13.37	15.58	18.21	17.64	17.48	13.27	17.54	17.55
<b>Na<sub>2</sub>O</b>	1.77	1.92	1.88	2.71	2.71	2.62	1.78	2.18	3.94	2.65	1.22	1.62	1.73	3.85	1.73	1.71
<b>K<sub>2</sub>O</b>	0.04	0.04	0.03	0.04	0.03	0.03	0.03	0.01	0.09	0.04	0.00	0.03	0.05	0.19	0.03	0.02
<b>Totale</b>	99.99	100.36	99.92	99.82	100.67	100.34	100.36	100.12	100.23	100.52	99.80	100.62	100.40	100.93	100.38	100.73
Cationi/8ossigeni																
<b>Si</b>	2.1911	2.2051	2.1914	2.2732	2.2718	2.2777	2.2100	2.2235	2.3895	2.2823	2.1288	2.1673	2.1774	2.3725	2.1852	2.1844
<b>Ti</b>	0.0016	0.0009	0.0008	0.0028	0.0012	0.0027	0.0008	0.0017	0.0034	0.0038	0.0010	0.0010	0.0000	0.0042	0.0009	0.0004
<b>Al</b>	1.7652	1.7514	1.7742	1.6796	1.6845	1.6766	1.7522	1.7381	1.5611	1.6651	1.8359	1.7948	1.7843	1.5962	1.7692	1.7744
<b>Fe<sup>2+</sup></b>	0.0221	0.0271	0.0197	0.0195	0.0232	0.0206	0.0188	0.0230	0.0264	0.0301	0.0200	0.0197	0.0198	0.0327	0.0221	0.0212
<b>Ca</b>	0.8456	0.8360	0.8339	0.7697	0.7650	0.7640	0.8349	0.8082	0.6484	0.7580	0.9008	0.8634	0.8572	0.6414	0.8606	0.8578
<b>Na</b>	0.1578	0.1704	0.1670	0.2408	0.2385	0.2311	0.1573	0.1937	0.3462	0.2335	0.1091	0.1436	0.1532	0.3364	0.1537	0.1511
<b>K</b>	0.0024	0.0020	0.0018	0.0021	0.0017	0.0018	0.0016	0.0005	0.0052	0.0023	0.0000	0.0015	0.0030	0.0107	0.0018	0.0013
<b>Ab %</b>	15.69	16.90	16.65	23.78	23.73	23.18	15.82	19.33	34.63	23.49	10.80	14.24	15.12	34.03	15.13	14.96
<b>An %</b>	84.07	82.90	83.17	76.01	76.10	76.63	84.01	80.62	64.86	76.27	89.20	85.61	84.58	64.89	84.69	84.91
<b>Or %</b>	0.24	0.20	0.18	0.20	0.17	0.18	0.17	0.05	0.52	0.23	0.00	0.15	0.30	1.08	0.18	0.13

pdf = cristalli della pasta di fondo

Fx = fenocristalli

/ = cristalli della cumulite

Tabella G (continua)

	Is11a29	Is11a35	Is16a4	Is16a5	Is16a6	Is16a7	Is16a10	Is16a16	Is16a17	Is16a18	Is16a19	Is16a29	Is16a32	Is22a1	Is22a3	Is22a7
	Fx	Fx	Fx	Fx	Fx	Fx	pdf	Fx	Fx	Fx	Fx	pdf	pdf	/	/	/
<b>SiO<sub>2</sub></b>	47.53	46.00	48.36	48.43	48.72	47.95	56.53	47.04	47.91	47.43	48.03	52.31	52.17	54.05	52.82	54.03
<b>TiO<sub>2</sub></b>	0.05	0.02	0.00	0.06	0.01	0.07	0.09	0.07	0.01	0.01	0.00	0.10	0.10	0.08	0.05	0.10
<b>Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	33.35	33.81	32.64	32.61	32.32	32.86	27.09	33.34	32.92	33.46	32.79	29.87	30.02	28.88	29.80	29.19
<b>FeO</b>	0.62	0.49	0.62	0.58	0.52	0.69	0.98	0.56	0.46	0.59	0.56	1.10	1.15	0.60	0.46	0.37
<b>CaO</b>	17.32	18.49	16.92	17.14	16.80	17.02	10.03	17.41	17.60	17.67	17.02	13.37	13.29	12.22	13.35	12.17
<b>Na<sub>2</sub>O</b>	1.69	1.02	1.95	1.90	2.18	1.91	5.58	1.65	1.77	1.57	1.77	3.63	3.78	4.42	4.03	4.56
<b>K<sub>2</sub>O</b>	0.02	0.04	0.02	0.00	0.03	0.04	0.38	0.01	0.03	0.01	0.06	0.21	0.21	0.23	0.25	0.25
<b>Totale</b>	100.59	99.86	100.51	100.72	100.59	100.55	100.68	100.09	100.70	100.74	100.23	100.58	100.71	100.48	100.76	100.69
Cationi/8ossigeni																
<b>Si</b>	2.1715	2.1249	2.2063	2.2061	2.2201	2.1897	2.5340	2.1608	2.1873	2.1657	2.1988	2.3687	2.3610	2.4364	2.3837	2.4293
<b>Ti</b>	0.0017	0.0007	0.0000	0.0019	0.0004	0.0025	0.0031	0.0025	0.0003	0.0003	0.0000	0.0033	0.0033	0.0027	0.0016	0.0034
<b>Al</b>	1.7959	1.8404	1.7550	1.7504	1.7361	1.7687	1.4310	1.8048	1.7713	1.8004	1.7692	1.5939	1.6011	1.5347	1.5852	1.5467
<b>Fe<sup>2+</sup></b>	0.0238	0.0187	0.0236	0.0222	0.0200	0.0262	0.0367	0.0217	0.0176	0.0224	0.0213	0.0415	0.0434	0.0227	0.0174	0.0140
<b>Ca</b>	0.8481	0.9152	0.8273	0.8364	0.8204	0.8329	0.4817	0.8568	0.8607	0.8642	0.8350	0.6488	0.6445	0.5903	0.6457	0.5864
<b>Na</b>	0.1499	0.0912	0.1726	0.1678	0.1928	0.1695	0.4851	0.1468	0.1569	0.1393	0.1575	0.3190	0.3316	0.3862	0.3528	0.3974
<b>K</b>	0.0010	0.0021	0.0013	0.0001	0.0015	0.0025	0.0217	0.0008	0.0019	0.0007	0.0033	0.0121	0.0123	0.0133	0.0146	0.0145
<b>Ab %</b>	15.01	9.04	17.24	16.71	19.00	16.87	49.07	14.61	15.39	13.87	15.81	32.55	33.55	39.01	34.83	39.81
<b>An %</b>	84.89	90.75	82.63	83.28	80.85	82.88	48.73	85.31	84.43	86.06	83.85	66.21	65.20	59.64	63.73	58.74
<b>Or %</b>	0.10	0.21	0.13	0.01	0.14	0.25	2.20	0.08	0.18	0.07	0.34	1.24	1.25	1.35	1.44	1.45

pdf = cristalli della pasta di fondo

Fx = fenocristalli

/ = cristalli della cumulite

Tabella G (continua)

	Is22a11	Is22a17	Is22a20	Is22a25	Is22a26	Is22a30	Is22a34	Is22a39	Is24a1	Is24a2	Is24a7	Is24a8	Is24a9	Is24a10	Is24b1	Is24b2
	/	/	/	/	/	/	/	/	pdf	Fx	pdf	pdf	pdf	Fx	Fx	Fx
<b>SiO<sub>2</sub></b>	53.81	50.37	54.44	54.67	54.30	54.07	54.57	53.56	56.00	52.46	56.14	54.62	52.77	48.60	51.29	48.41
<b>TiO<sub>2</sub></b>	0.11	0.10	0.14	0.15	0.10	0.10	0.07	0.06	0.14	0.09	0.09	0.11	0.09	0.06	0.06	0.00
<b>Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	29.05	30.95	29.08	28.46	28.50	28.77	28.61	29.51	27.03	29.31	26.65	26.95	28.99	31.69	30.07	32.50
<b>FeO</b>	0.53	0.43	0.49	0.59	0.64	0.56	0.46	0.59	0.75	0.67	0.72	0.87	0.50	0.60	0.45	0.58
<b>CaO</b>	12.21	15.10	11.74	11.48	12.02	12.21	11.55	12.54	10.59	13.19	10.56	11.08	12.99	15.97	14.16	16.78
<b>Na<sub>2</sub>O</b>	4.53	3.05	4.53	4.91	4.71	4.58	4.93	4.31	5.41	4.00	5.72	5.45	4.09	2.38	3.42	2.17
<b>K<sub>2</sub>O</b>	0.27	0.17	0.32	0.31	0.28	0.25	0.37	0.26	0.17	0.11	0.19	0.14	0.13	0.05	0.08	0.04
<b>Totale</b>	100.50	100.18	100.73	100.56	100.54	100.54	100.56	100.82	100.09	99.82	100.07	99.21	99.57	99.35	99.53	100.48
Cationi/8ossigeni																
<b>Si</b>	2.4265	2.2989	2.4437	2.4612	2.4492	2.4383	2.4566	2.4105	2.5234	2.3871	2.5304	2.4930	2.4034	2.2393	2.3438	2.2103
<b>Ti</b>	0.0037	0.0036	0.0046	0.0049	0.0035	0.0035	0.0024	0.0021	0.0048	0.0031	0.0029	0.0036	0.0031	0.0019	0.0022	0.0001
<b>Al</b>	1.5437	1.6648	1.5382	1.5101	1.5150	1.5289	1.5179	1.5655	1.4357	1.5721	1.4159	1.4500	1.5563	1.7206	1.6194	1.7489
<b>Fe<sup>2+</sup></b>	0.0199	0.0165	0.0185	0.0223	0.0240	0.0213	0.0173	0.0221	0.0283	0.0254	0.0270	0.0330	0.0192	0.0232	0.0173	0.0220
<b>Ca</b>	0.5900	0.7382	0.5647	0.5539	0.5810	0.5898	0.5572	0.6047	0.5114	0.6430	0.5099	0.5418	0.6338	0.7884	0.6931	0.8209
<b>Na</b>	0.3959	0.2697	0.3939	0.4283	0.4117	0.4000	0.4303	0.3760	0.4724	0.3529	0.5001	0.4822	0.3615	0.2124	0.3027	0.1918
<b>K</b>	0.0155	0.0096	0.0185	0.0176	0.0159	0.0146	0.0210	0.0147	0.0099	0.0063	0.0109	0.0080	0.0076	0.0031	0.0048	0.0026
<b>Ab %</b>	39.53	26.50	40.32	42.84	40.82	39.83	42.67	37.78	47.54	35.22	48.99	46.73	36.04	21.16	30.25	18.89
<b>An %</b>	58.92	72.55	57.79	55.40	57.61	58.72	55.25	60.75	51.46	64.16	49.95	52.50	63.20	78.54	69.27	80.86
<b>Or %</b>	1.55	0.95	1.89	1.76	1.57	1.46	2.08	1.48	1.00	0.63	1.07	0.78	0.76	0.31	0.48	0.25

pdf = cristalli della pasta di fondo

Fx = fenocristalli

/ = cristalli della cumulite

Tabella G (continua)

	Is24c5	Is24c6	Is24c9	Is24c10	Is27a1	Is27a5	Is27a7	Is27a11	Is27a13	Is27a17	Is27a22	Is27a23	Is27a28	Is28a1	Is28a2	Is28a3
	Fx	pdf	Fx	Fx	Fx	pdf	pdf	pdf	Fx	pdf	pdf	pdf	pdf	Fx	Fx	Fx
<b>SiO<sub>2</sub></b>	49.87	56.92	48.52	51.53	54.16	55.06	54.49	55.95	53.92	56.38	57.58	55.25	55.33	48.28	48.02	48.97
<b>TiO<sub>2</sub></b>	0.03	0.12	0.02	0.07	0.12	0.14	0.07	0.14	0.12	0.11	0.12	0.14	0.12	0.08	0.03	0.02
<b>Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	30.82	26.51	32.31	29.95	28.41	26.95	28.09	26.81	28.67	27.10	26.45	27.40	28.12	32.24	32.17	31.64
<b>FeO</b>	0.55	0.68	0.57	0.75	0.88	1.25	1.27	1.03	0.90	1.27	0.82	1.11	0.82	0.63	0.64	0.76
<b>CaO</b>	15.53	10.14	16.77	14.36	12.31	11.32	11.89	10.41	12.62	10.37	9.44	11.16	11.15	16.67	16.48	16.11
<b>Na<sub>2</sub>O</b>	2.85	5.82	2.19	3.40	4.43	4.93	4.71	5.60	4.28	5.35	5.90	5.16	4.95	2.32	2.10	2.25
<b>K<sub>2</sub>O</b>	0.03	0.17	0.03	0.09	0.13	0.20	0.18	0.26	0.16	0.20	0.38	0.21	0.23	0.05	0.04	0.11
<b>Totale</b>	99.69	100.36	100.41	100.16	100.44	99.84	100.69	100.20	100.67	100.77	100.68	100.44	100.73	100.28	99.48	99.84
Cationi/8ossigeni																
<b>Si</b>	2.2860	2.5545	2.2168	2.3447	2.4436	2.4954	2.4557	2.5250	2.4314	2.5267	2.5736	2.4910	2.4822	2.2127	2.2155	2.2484
<b>Ti</b>	0.0012	0.0042	0.0008	0.0025	0.0040	0.0047	0.0025	0.0047	0.0041	0.0036	0.0040	0.0048	0.0039	0.0029	0.0009	0.0005
<b>Al</b>	1.6651	1.4024	1.7398	1.6064	1.5106	1.4397	1.4918	1.4261	1.5237	1.4313	1.3934	1.4560	1.4869	1.7416	1.7493	1.7120
<b>Fe<sup>2+</sup></b>	0.0212	0.0255	0.0216	0.0286	0.0333	0.0473	0.0477	0.0387	0.0340	0.0475	0.0306	0.0417	0.0308	0.0243	0.0247	0.0291
<b>Ca</b>	0.7628	0.4874	0.8208	0.7000	0.5950	0.5497	0.5741	0.5031	0.6095	0.4977	0.4521	0.5391	0.5361	0.8184	0.8148	0.7927
<b>Na</b>	0.2532	0.5062	0.1936	0.2999	0.3876	0.4332	0.4113	0.4900	0.3739	0.4646	0.5112	0.4514	0.4304	0.2057	0.1880	0.2000
<b>K</b>	0.0019	0.0096	0.0018	0.0053	0.0074	0.0113	0.0102	0.0151	0.0093	0.0114	0.0216	0.0121	0.0131	0.0030	0.0023	0.0063
<b>Ab %</b>	24.88	50.46	19.05	29.83	39.15	43.57	41.31	48.60	37.67	47.71	51.91	45.02	43.93	20.03	18.71	20.02
<b>An %</b>	74.93	48.58	80.77	69.64	60.10	55.29	57.66	49.90	61.40	51.12	45.90	53.77	54.73	79.68	81.06	79.34
<b>Or %</b>	0.19	0.96	0.18	0.53	0.75	1.14	1.03	1.50	0.94	1.17	2.19	1.21	1.34	0.29	0.23	0.64

pdf = cristalli della pasta di fondo

Fx = fenocristalli

/ = cristalli della cumulite

Tabella G (continua)

	Is28a5	Is28b1	Is28b2	Is28b3	Is28b4	Is28b5	Is28b14	Is28b16	Is28b17	Is28b20	Is40a6	Is40a10	Is40a11	Is40a15	Is40a28	Is40a33
	pdf	Fx	Fx	Fx	Fx	Fx	Fx	pdf	pdf	pdf	Fx	pdf	pdf	Fx	Fx	Fx
<b>SiO<sub>2</sub></b>	53.39	49.71	46.78	47.30	46.92	50.20	48.62	53.03	60.97	57.61	47.41	52.51	56.02	46.62	47.39	47.27
<b>TiO<sub>2</sub></b>	0.08	0.06	0.02	0.04	0.05	0.03	0.05	0.11	0.21	0.16	0.02	0.06	0.09	0.00	0.08	0.00
<b>Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	28.27	31.14	33.06	33.69	32.56	30.77	32.42	29.13	23.86	25.30	33.09	29.31	27.19	33.55	33.04	33.46
<b>FeO</b>	0.88	0.78	0.39	0.53	0.55	0.60	0.61	0.82	1.14	1.42	0.54	1.30	1.00	0.46	0.67	0.58
<b>CaO</b>	12.21	15.35	17.62	17.57	17.38	15.45	16.97	13.10	6.73	9.34	17.87	13.44	10.95	17.89	17.59	18.02
<b>Na<sub>2</sub>O</b>	4.45	2.61	1.37	1.55	1.76	2.95	2.08	4.21	7.31	6.32	1.47	3.93	5.42	1.38	1.54	1.36
<b>K<sub>2</sub>O</b>	0.20	0.08	0.03	0.03	0.04	0.05	0.08	0.12	0.63	0.37	0.01	0.07	0.09	0.05	0.01	0.03
<b>Totale</b>	99.47	99.74	99.27	100.71	99.25	100.05	100.83	100.51	100.84	100.50	100.40	100.62	100.75	99.94	100.31	100.73
Cationi/8ossigeni																
<b>Si</b>	2.4357	2.2783	2.1653	2.1602	2.1771	2.2940	2.2146	2.3998	2.7053	2.5846	2.1726	2.3797	2.5125	2.1447	2.1707	2.1609
<b>Ti</b>	0.0027	0.0022	0.0006	0.0015	0.0016	0.0011	0.0017	0.0038	0.0070	0.0053	0.0006	0.0019	0.0029	0.0000	0.0027	0.0000
<b>Al</b>	1.5202	1.6818	1.8033	1.8131	1.7806	1.6572	1.7406	1.5537	1.2479	1.3378	1.7872	1.5656	1.4371	1.8193	1.7837	1.8027
<b>Fe<sup>2+</sup></b>	0.0336	0.0301	0.0153	0.0201	0.0215	0.0231	0.0232	0.0309	0.0422	0.0532	0.0206	0.0493	0.0375	0.0175	0.0258	0.0221
<b>Ca</b>	0.5967	0.7537	0.8739	0.8599	0.8639	0.7565	0.8282	0.6350	0.3197	0.4488	0.8773	0.6526	0.5260	0.8817	0.8633	0.8826
<b>Na</b>	0.3936	0.2320	0.1231	0.1371	0.1586	0.2618	0.1834	0.3696	0.6288	0.5493	0.1309	0.3450	0.4710	0.1235	0.1365	0.1205
<b>K</b>	0.0116	0.0049	0.0018	0.0016	0.0022	0.0026	0.0045	0.0068	0.0356	0.0209	0.0007	0.0041	0.0053	0.0028	0.0006	0.0017
<b>Ab %</b>	39.28	23.42	12.33	13.73	15.48	25.64	18.05	36.55	63.89	53.90	12.98	34.44	46.99	12.25	13.65	11.99
<b>An %</b>	59.56	76.09	87.49	86.11	84.31	74.10	81.51	62.78	32.49	44.04	86.95	65.15	52.48	87.47	86.29	87.84
<b>Or %</b>	1.16	0.49	0.18	0.16	0.22	0.26	0.44	0.67	3.62	2.06	0.07	0.41	0.52	0.27	0.06	0.17

pdf = cristalli della pasta di fondo

Fx = fenocristalli

/ = cristalli della cumulite

Tabella G (continua)

	Is40a35	Is40a36	Is40a38
	Fx	pdf	pdf
<b>SiO<sub>2</sub></b>	47.12	51.73	52.48
<b>TiO<sub>2</sub></b>	0.02	0.06	0.07
<b>Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	33.40	29.55	29.11
<b>FeO</b>	0.57	1.03	1.22
<b>CaO</b>	17.68	13.71	12.89
<b>Na<sub>2</sub>O</b>	1.50	3.53	3.77
<b>K<sub>2</sub>O</b>	0.03	0.08	0.07
<b>Totale</b>	100.31	99.70	99.61

Cationi/8ossigeni

<b>Si</b>	2.1605	2.3639	2.3950
<b>Ti</b>	0.0007	0.0022	0.0024
<b>Al</b>	1.8046	1.5916	1.5658
<b>Fe<sup>2+</sup></b>	0.0220	0.0394	0.0466
<b>Ca</b>	0.8685	0.6715	0.6302
<b>Na</b>	0.1329	0.3130	0.3335
<b>K</b>	0.0015	0.0047	0.0040
<b>Ab %</b>	13.25	31.64	34.46
<b>An %</b>	86.60	67.88	65.13
<b>Or %</b>	0.15	0.48	0.41

pdf = cristalli della pasta di fondo

Fx = fenocristalli

/ = cristalli della cumulite

Tabella H - Microanalisi dell'olivina dell'Islanda

	A2a9	A2a13	A2a14	A2a25	A2a29	A2a39	A2a41	A2a48	A2a49	A2a51	Is1a6	Is1a8	Is1a9	Is1a10	Is1a11	Is1a12
	pdf	Fx	Fx	Fx	Fx											
SiO <sub>2</sub>	40.23	40.68	40.80	39.66	39.11	37.17	39.71	42.64	40.79	40.54	40.40	40.93	40.97	41.10	40.70	41.03
TiO <sub>2</sub>	0.06	0.00	0.04	0.04	0.02	0.03	0.00	0.03	0.00	0.01	0.02	0.02	0.00	0.00	0.02	0.04
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.08	0.08	0.06	0.06	0.10	0.07	0.04	0.09	0.07	0.08	0.10	0.05	0.04	0.03	0.03	0.05
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.01	0.02	0.00	0.00	0.07	0.04	0.00	0.00	0.06	0.00	0.15	0.00	0.04	0.08	0.00	0.14
FeO	18.05	17.52	17.31	21.75	22.92	33.30	20.69	16.14	15.70	16.81	16.66	14.59	14.72	14.87	14.10	14.24
Mno	0.25	0.26	0.23	0.45	0.42	0.56	0.28	0.28	0.28	0.27	0.27	0.27	0.17	0.19	0.23	0.26
MgO	42.62	42.41	42.97	38.99	38.33	29.25	40.20	41.46	43.26	43.20	43.32	45.56	45.18	45.09	45.23	45.30
CaO	0.33	0.37	0.32	0.30	0.41	0.48	0.36	0.35	0.35	0.30	0.32	0.34	0.27	0.32	0.27	0.32
Na <sub>2</sub> O	0.01	0.09	0.01	0.00	0.00	0.02	0.04	0.05	0.00	0.02	0.00	0.03	0.03	0.05	0.00	0.04
<b>Totale</b>	<b>101.62</b>	<b>101.32</b>	<b>101.74</b>	<b>101.24</b>	<b>101.30</b>	<b>100.86</b>	<b>101.29</b>	<b>100.99</b>	<b>100.44</b>	<b>101.20</b>	<b>101.10</b>	<b>101.75</b>	<b>101.35</b>	<b>101.61</b>	<b>100.57</b>	<b>101.24</b>

Cationi/4 ossigeni

Si	1.0063	1.0164	1.0146	1.0137	1.0054	1.0113	1.0092	1.0565	1.0197	1.0119	1.0082	1.0061	1.0106	1.0113	1.0101	1.0105
Ti	0.0012	0.0001	0.0008	0.0007	0.0004	0.0007	0.0000	0.0006	0.0000	0.0002	0.0004	0.0004	0.0000	0.0000	0.0003	0.0008
Al	0.0024	0.0022	0.0017	0.0018	0.0029	0.0021	0.0013	0.0026	0.0020	0.0022	0.0030	0.0015	0.0010	0.0010	0.0007	0.0014
Cr	0.0002	0.0004	0.0000	0.0000	0.0013	0.0009	0.0000	0.0000	0.0012	0.0000	0.0029	0.0000	0.0007	0.0016	0.0000	0.0028
Fe <sup>2+</sup>	0.3775	0.3660	0.3600	0.4649	0.4927	0.7578	0.4398	0.3345	0.3283	0.3508	0.3478	0.3000	0.3037	0.3060	0.2926	0.2932
Mn	0.0053	0.0054	0.0048	0.0097	0.0090	0.0128	0.0060	0.0059	0.0058	0.0056	0.0058	0.0055	0.0036	0.0041	0.0049	0.0055
Mg	1.5895	1.5797	1.5930	1.4857	1.4691	1.1863	1.5231	1.5312	1.6123	1.6075	1.6118	1.6697	1.6610	1.6541	1.6735	1.6632
Ca	0.0089	0.0099	0.0086	0.0083	0.0112	0.0141	0.0097	0.0092	0.0093	0.0081	0.0086	0.0090	0.0071	0.0084	0.0072	0.0084
Na	0.0003	0.0042	0.0004	0.0000	0.0000	0.0012	0.0018	0.0022	0.0001	0.0009	0.0000	0.0013	0.0016	0.0022	0.0000	0.0021
<b>Fo</b>	<b>80.59</b>	<b>80.96</b>	<b>81.37</b>	<b>75.79</b>	<b>74.54</b>	<b>60.62</b>	<b>77.36</b>	<b>81.82</b>	<b>82.83</b>	<b>81.85</b>	<b>82.01</b>	<b>84.53</b>	<b>84.39</b>	<b>84.22</b>	<b>84.91</b>	<b>84.78</b>
<b>Fa</b>	<b>19.14</b>	<b>18.76</b>	<b>18.39</b>	<b>23.71</b>	<b>25.00</b>	<b>38.72</b>	<b>22.34</b>	<b>17.87</b>	<b>16.87</b>	<b>17.86</b>	<b>17.70</b>	<b>15.19</b>	<b>15.43</b>	<b>15.58</b>	<b>14.84</b>	<b>14.94</b>
<b>mg**</b>	<b>80.81</b>	<b>81.19</b>	<b>81.57</b>	<b>76.17</b>	<b>74.89</b>	<b>61.02</b>	<b>77.59</b>	<b>82.07</b>	<b>83.08</b>	<b>82.08</b>	<b>82.25</b>	<b>84.77</b>	<b>84.54</b>	<b>84.39</b>	<b>85.12</b>	<b>85.01</b>

mg\*\* = (Mg/Mg+Fe<sup>2+</sup>)\*100

pdf = cristalli della pasta di fondo

Fx = fenocristalli

/ = cristalli della cumulite

Tabella H (continua)

	Is1a13	Is1a19	Is1a24	Is1a26	Is1a29	Is1a30	Is1a31	Is1a34	Is40a16	Is40a19	Is40a22	Is40a40
	Fx	Fx	pdf	pdf	Fx	Fx	Fx	pdf	pdf	pdf	pdf	pdf
<b>SiO<sub>2</sub></b>	40.56	40.80	40.78	40.31	40.60	40.78	40.81	39.35	37.96	39.19	40.02	38.37
<b>TiO<sub>2</sub></b>	0.02	0.07	0.01	0.02	0.00	0.00	0.00	0.04	0.04	0.00	0.02	0.03
<b>Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	0.09	0.04	0.07	0.10	0.08	0.25	0.05	0.17	2.18	0.06	0.08	0.24
<b>Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	0.04	0.02	0.00	0.06	0.06	0.01	0.09	0.06	0.00	0.00	0.00	0.09
<b>FeO</b>	13.56	15.26	15.12	15.84	14.63	14.54	14.35	19.43	20.86	21.91	17.27	27.50
<b>Mno</b>	0.22	0.20	0.19	0.23	0.30	0.25	0.20	0.23	0.35	0.40	0.37	0.50
<b>MgO</b>	45.50	44.32	44.51	43.60	45.20	45.05	44.83	40.62	38.89	39.75	43.18	33.79
<b>CaO</b>	0.26	0.31	0.39	0.34	0.30	0.28	0.29	0.43	0.40	0.35	0.37	0.91
<b>Na<sub>2</sub>O</b>	0.03	0.04	0.00	0.04	0.05	0.02	0.06	0.00	0.08	0.04	0.02	0.03
<b>Totale</b>	100.21	101.01	101.06	100.44	101.12	101.16	100.54	100.26	100.68	101.66	101.31	101.33

Cationi/4 ossigeni

<b>Si</b>	1.0077	1.0126	1.0114	1.0095	1.0045	1.0078	1.0127	1.0051	0.9729	0.9997	1.0020	1.0091
<b>Ti</b>	0.0004	0.0013	0.0002	0.0003	0.0000	0.0000	0.0000	0.0008	0.0008	0.0000	0.0003	0.0005
<b>Al</b>	0.0026	0.0012	0.0019	0.0030	0.0024	0.0072	0.0016	0.0050	0.0659	0.0018	0.0023	0.0074
<b>Cr</b>	0.0007	0.0004	0.0000	0.0011	0.0012	0.0001	0.0018	0.0012	0.0000	0.0000	0.0000	0.0018
<b>Fe<sup>2+</sup></b>	0.2817	0.3166	0.3136	0.3317	0.3027	0.3004	0.2978	0.4150	0.4470	0.4674	0.3617	0.6047
<b>Mn</b>	0.0046	0.0043	0.0040	0.0049	0.0063	0.0053	0.0042	0.0050	0.0076	0.0087	0.0077	0.0111
<b>Mg</b>	1.6850	1.6396	1.6460	1.6277	1.6672	1.6596	1.6583	1.5469	1.4859	1.5113	1.6119	1.3246
<b>Ca</b>	0.0068	0.0083	0.0103	0.0091	0.0081	0.0075	0.0078	0.0117	0.0111	0.0096	0.0100	0.0256
<b>Na</b>	0.0014	0.0021	0.0000	0.0017	0.0025	0.0011	0.0028	0.0001	0.0041	0.0021	0.0011	0.0017
<b>Fo</b>	85.48	83.63	83.82	82.87	84.36	84.44	84.59	78.64	76.57	76.04	81.35	68.26
<b>Fa</b>	14.29	16.15	15.97	16.89	15.32	15.28	15.19	21.10	23.04	23.52	18.26	31.16
<b>mg**</b>	85.68	83.81	84.00	83.07	84.63	84.67	84.77	78.85	76.87	76.38	81.67	68.66

mg\*\* = (Mg/Mg+Fe<sup>2+</sup>)\*100

pdf = cristalli della pasta di fondo

Fx = fenocristalli

/ = cristalli della cumulite

Tabella I - Microanalisi dei minerali opachi dell'Islanda

	B2a24	Is11a36	Is16a31	Is22a8	Is22a14	Is22a18	Is22a19	Is22a33	Is22a36	Is40a13	Is40a25	Is40a37
	pdf	pdf	pdf	/	/	/	/	/	/	pdf	pdf	pdf
SiO <sub>2</sub>	0.82	0.22	0.15	0.56	0.12	0.02	0.14	0.10	0.09	0.20	0.73	0.22
TiO <sub>2</sub>	18.52	13.35	25.09	2.84	2.50	45.33	44.70	46.56	48.45	20.73	25.03	21.66
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1.74	1.99	1.44	1.17	2.48	0.20	0.14	0.08	0.06	1.77	1.72	2.04
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.00	0.07	0.09	1.10	0.01	0.04	0.00	0.10	0.12	0.04	0.03	0.02
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	28.15	40.90	16.83	58.50	60.36	0.00	0.00	0.00	0.00	25.31	16.00	22.93
FeO	47.41	40.32	51.81	33.51	33.28	51.51	51.99	49.43	49.53	48.83	53.54	49.97
MnO	0.45	0.33	2.23	0.09	0.13	1.22	0.98	1.13	1.04	0.55	0.54	0.47
MgO	0.52	2.03	0.00	0.00	0.14	0.19	0.16	0.15	0.21	0.50	0.45	0.36
CaO	0.29	0.07	0.04	0.40	0.02	0.04	0.03	0.00	0.00	0.10	0.23	0.14
<b>Totale</b>	<b>97.91</b>	<b>99.27</b>	<b>97.68</b>	<b>98.15</b>	<b>99.04</b>	<b>98.56</b>	<b>98.15</b>	<b>97.54</b>	<b>99.52</b>	<b>98.03</b>	<b>98.28</b>	<b>97.80</b>

Cationi/4 ossigeni

Si	0.0312	0.0080	0.0058	0.0218	0.0045	0.0007	0.0049	0.0036	0.0032	0.0075	0.0274	0.0085
Ti	0.5282	0.3741	0.7194	0.0826	0.0718	1.2062	1.1970	1.2394	1.2571	0.5913	0.7077	0.6182
Al	0.0778	0.0872	0.0645	0.0532	0.1118	0.0083	0.0060	0.0033	0.0026	0.0790	0.0762	0.0912
Cr	0.0000	0.0020	0.0027	0.0336	0.0003	0.0013	0.0000	0.0027	0.0033	0.0011	0.0009	0.0005
Fe <sup>3+</sup>	0.8034	1.1465	0.4826	1.7044	1.7352	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.7222	0.4526	0.6548
Fe <sup>2+</sup>	1.5034	1.2562	1.6515	1.0850	1.0631	1.5237	1.5479	1.4631	1.4287	1.5486	1.6832	1.5857
Mn	0.0144	0.0105	0.0719	0.0028	0.0042	0.0365	0.0297	0.0340	0.0305	0.0176	0.0172	0.0150
Mg	0.0297	0.1127	0.0000	0.0000	0.0082	0.0100	0.0086	0.0078	0.0109	0.0285	0.0255	0.0206
Ca	0.0119	0.0028	0.0018	0.0166	0.0008	0.0016	0.0010	0.0000	0.0002	0.0041	0.0092	0.0055

pdf = cristalli della pasta di fondo

/ = cristalli della cumulite

Tabella L - Microanalisi del clinopirosseno della Pampas Onduladas Flow

	PY2AR_4	PY2AR_30	PY2AR_38	PY2AR_46	PY2AR_47	PY4AR_2	PY4AR_6	PY4AR_12	PY4AR_21	PY4AR_27
	pdf	pdf	pdf	pdf	pdf	pdf	pdf	pdf	pdf	pdf
SiO <sub>2</sub>	46.96	45.30	46.30	45.56	43.82	47.02	45.03	47.65	51.22	49.08
TiO <sub>2</sub>	3.32	3.96	3.31	3.45	4.13	3.06	3.74	2.62	1.24	2.04
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	4.84	6.05	5.53	5.41	6.62	5.25	6.91	4.96	2.59	4.86
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.04	0.00	0.00	0.06	0.08	0.07	0.06	0.31	0.19	0.24
FeO*	13.20	11.60	10.14	10.36	11.50	10.68	11.27	9.31	8.30	8.41
MnO	0.27	0.13	0.24	0.20	0.21	0.13	0.04	0.12	0.09	0.08
MgO	10.73	10.52	11.52	11.50	10.65	11.95	11.41	13.13	14.92	13.65
CaO	21.16	21.32	21.96	22.31	21.67	21.50	21.17	21.26	21.40	21.88
Na <sub>2</sub> O	0.61	0.65	0.46	0.51	0.68	0.56	0.57	0.51	0.32	0.43
K <sub>2</sub> O	0.00	0.00	0.00	0.00	0.03	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
<b>Totale</b>	101.13	99.87	99.46	99.36	99.40	100.59	100.67	100.22	100.43	100.93

Cationi/6 ossigeni

Si	1.7669	1.7256	1.7539	1.7282	1.6686	1.7653	1.6948	1.7823	1.8943	1.8134
Ti	0.0939	0.1134	0.0944	0.0985	0.1184	0.0864	0.1058	0.0737	0.0344	0.0567
Al	0.2146	0.2716	0.2467	0.2419	0.2971	0.2323	0.3065	0.2187	0.1131	0.2116
Cr	0.0012	0.0000	0.0000	0.0018	0.0024	0.0021	0.0018	0.0091	0.0055	0.0070
Fe <sup>3+</sup>	0.1070	0.0983	0.0908	0.1402	0.1782	0.1030	0.1318	0.0975	0.0467	0.0719
Fe <sup>2+</sup>	0.3084	0.2713	0.2305	0.1883	0.1882	0.2324	0.2230	0.1938	0.2100	0.1880
Mn	0.0086	0.0042	0.0078	0.0065	0.0069	0.0041	0.0013	0.0038	0.0028	0.0025
Mg	0.6019	0.5974	0.6504	0.6505	0.6046	0.6688	0.6403	0.7319	0.8227	0.7519
Ca	0.8530	0.8702	0.8914	0.9066	0.8840	0.8648	0.8535	0.8520	0.8479	0.8662
Na	0.0445	0.0480	0.0341	0.0373	0.0502	0.0408	0.0412	0.0373	0.0227	0.0308
K	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0015	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000
<b>Wo</b>	32.03	32.45	34.28	33.83	31.74	35.71	34.61	38.95	42.63	39.98
<b>En</b>	22.56	20.30	16.94	17.08	19.23	18.12	19.25	15.70	13.44	13.95
<b>Fs</b>	45.40	47.26	46.98	47.15	46.40	46.17	46.14	45.35	43.93	46.06
<b>mg**</b>	58.67	61.52	64.40	64.61	65.10	66.33	64.26	71.27	76.03	74.13

FeO\* = FeOtot

mg\*\* = (Mg/Mg+Fe<sup>2+</sup>)\*100

pdf = cristalli della pasta di fondo

microanalisi gentilmente fornite dalla prof. L.Francalanci

Tabella M - Microanalisi del feldspato della Pampas Onduladas Flow

	PY2AR_3	PY2AR_10	PY2AR_13	PY2AR_16	PY2AR_17	PY2AR_28	PY2AR_35	PY4AR_1	PY4AR_5	PY4AR_7	PY4AR_11
	pdf	pdf	pdf	Fx	pdf	pdf	pdf	Fx	pdf	pdf	pdf
SiO <sub>2</sub>	52.90	52.97	52.58	52.92	53.12	51.99	51.98	52.81	52.53	51.62	52.39
TiO <sub>2</sub>	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.07	0.15	0.09	0.00	0.00	0.00
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	30.02	30.03	30.52	30.58	29.95	30.98	29.62	29.61	29.54	29.57	29.48
FeO	0.93	0.37	0.48	0.48	0.70	0.34	0.78	0.52	0.52	0.46	0.86
MgO	0.11	0.09	0.13	0.18	0.16	0.13	0.14	0.11	0.11	0.13	0.14
CaO	12.12	12.20	12.71	13.09	12.42	13.18	12.45	12.67	13.00	12.94	13.28
Na <sub>2</sub> O	4.08	4.03	4.07	3.98	4.24	3.22	3.54	3.69	3.64	3.64	3.74
K <sub>2</sub> O	0.36	0.27	0.28	0.28	0.34	0.25	0.29	0.32	0.24	0.28	0.32
SrO	0.23	0.00	0.16	0.39	0.00	0.24	0.28	0.00	0.18	0.12	0.37
BaO	0.04	0.00	0.02	0.03	0.04	0.07	0.04	0.00	0.00	0.04	0.05
<b>Totale</b>	<b>100.79</b>	<b>99.96</b>	<b>100.95</b>	<b>101.93</b>	<b>100.97</b>	<b>100.47</b>	<b>99.27</b>	<b>99.82</b>	<b>99.76</b>	<b>98.80</b>	<b>100.63</b>

Cationi/8ossigeni

Si	2.3855	2.3978	2.3673	2.3650	2.3892	2.3498	2.3793	2.3976	2.3911	2.3750	2.3765
Ti	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0024	0.0052	0.0031	0.0000	0.0000	0.0000
Al	1.5955	1.6021	1.6195	1.6107	1.5876	1.6502	1.5980	1.5844	1.5848	1.6034	1.5760
Fe <sup>2+</sup>	0.0317	0.0125	0.0162	0.0161	0.0237	0.0117	0.0268	0.0178	0.0179	0.0158	0.0292
Mg	0.0074	0.0061	0.0087	0.0120	0.0107	0.0088	0.0096	0.0074	0.0075	0.0089	0.0095
Ca	0.5856	0.5917	0.6131	0.6268	0.5985	0.6382	0.6106	0.6163	0.6340	0.6379	0.6454
Na	0.3567	0.3537	0.3553	0.3449	0.3697	0.2822	0.3142	0.3248	0.3212	0.3247	0.3289
K	0.0207	0.0156	0.0161	0.0160	0.0195	0.0144	0.0169	0.0185	0.0139	0.0164	0.0185
Sr	0.0060	0.0000	0.0042	0.0101	0.0000	0.0063	0.0074	0.0000	0.0048	0.0032	0.0097
Ba	0.0007	0.0000	0.0004	0.0005	0.0007	0.0012	0.0007	0.0000	0.0000	0.0007	0.0009
<b>Ab %</b>	<b>37.01</b>	<b>36.81</b>	<b>36.08</b>	<b>34.90</b>	<b>37.41</b>	<b>30.14</b>	<b>33.34</b>	<b>33.85</b>	<b>33.15</b>	<b>33.14</b>	<b>33.10</b>
<b>An %</b>	<b>60.76</b>	<b>61.57</b>	<b>62.26</b>	<b>63.43</b>	<b>60.55</b>	<b>68.18</b>	<b>64.79</b>	<b>64.22</b>	<b>65.42</b>	<b>65.11</b>	<b>64.95</b>
<b>Or %</b>	<b>2.15</b>	<b>1.62</b>	<b>1.63</b>	<b>1.62</b>	<b>1.97</b>	<b>1.54</b>	<b>1.80</b>	<b>1.93</b>	<b>1.44</b>	<b>1.68</b>	<b>1.86</b>

pdf = cristalli della pasta di fondo

Fx = fenocristalli

microanalisi gentilmente fornite dalla prof. L.Francalanci

Tabella N - Microanalisi dell'olivina della Pampas Onduladas Flow

	PY2AR_18	PY2AR_19	PY2AR_21	PY2AR_22	PY2AR_24	PY2AR_27	PY2AR_29	PY2AR_31	PY2AR_32	PY2AR_33	PY2AR_34	PY2AR_36	PY2AR_37	PY2AR_40	PY2AR_41	PY2AR_44	PY4AR_3
	Fx	Fx	pdf	pdf	pdf	MFx	MFx	pdf	pdf	MFx	MFx	Fx	Fx	pdf	pdf	Fx	MFx
<b>SiO<sub>2</sub></b>	38.41	37.32	36.90	34.99	37.52	39.75	36.56	37.81	32.79	38.42	36.33	38.56	37.61	37.83	33.96	39.08	39.48
<b>TiO<sub>2</sub></b>	0.00	0.00	0.00	0.06	0.00	0.03	0.06	0.17	0.28	0.00	0.06	0.00	0.04	0.05	0.11	0.01	0.01
<b>Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	0.09	0.00	0.05	0.05	0.04	0.00	0.08	0.00	0.04	0.08	0.02	0.07	0.09	0.10	0.11	0.08	0.09
<b>FeO*</b>	14.56	21.19	23.73	33.95	18.91	18.66	36.63	27.98	50.43	22.37	35.69	21.89	24.44	24.50	40.85	15.68	17.41
<b>Mno</b>	0.18	0.26	0.33	0.43	0.22	0.20	0.53	0.37	1.06	0.39	0.48	0.29	0.27	0.29	0.62	0.23	0.08
<b>MgO</b>	0.16	0.12	0.10	0.05	0.11	0.15	0.00	0.02	0.00	0.05	0.07	0.04	0.08	0.01	0.08		0.16
<b>CaO</b>	45.55	39.42	37.19	28.62	42.00	42.38	27.13	34.28	14.17	38.98	27.93	39.83	37.81	37.46	22.42	44.54	44.43
<b>Ni<sub>2</sub>O</b>	0.23	0.33	0.44	0.54	0.23	0.20	0.43	0.42	0.66	0.36	0.50	0.17	0.34	0.41	0.57	0.20	0.22
<b>Totale</b>	99.24	98.66	98.75	98.69	99.03	101.41	101.44	101.08	99.46	100.65	101.09	100.88	100.72	100.68	98.72	99.86	101.88
Cationi/4 ossigeni																	
<b>Si</b>	0.9745	0.9833	0.9838	0.9843	0.9742	1.0007	1.0060	1.0003	1.0011	0.9943	1.0003	0.9924	0.9836	0.9892	0.9911	0.9876	0.9848
<b>Ti</b>	0.0000	0.0000	0.0000	0.0013	0.0000	0.0006	0.0012	0.0034	0.0064	0.0000	0.0012	0.0000	0.0008	0.0010	0.0024	0.0002	0.0002
<b>Al</b>	0.0027	0.0000	0.0016	0.0017	0.0012	0.0000	0.0026	0.0000	0.0014	0.0024	0.0006	0.0021	0.0028	0.0031	0.0038	0.0024	0.0026
<b>Fe<sup>2+</sup></b>	0.3089	0.4669	0.5291	0.7987	0.4106	0.3929	0.8429	0.6191	1.2877	0.4842	0.8218	0.4711	0.5345	0.5358	0.9970	0.3314	0.3632
<b>Mn</b>	0.0039	0.0058	0.0075	0.0102	0.0048	0.0043	0.0124	0.0083	0.0274	0.0085	0.0112	0.0063	0.0060	0.0064	0.0153	0.0049	0.0017
<b>Mg</b>	1.7228	1.5483	1.4781	1.2002	1.6257	1.5906	1.1129	1.3520	0.6450	1.5039	1.1464	1.5281	1.4741	1.4602	0.9754	1.6780	1.6521
<b>Ca</b>	0.0063	0.0093	0.0126	0.0163	0.0064	0.0054	0.0127	0.0119	0.0216	0.0100	0.0147	0.0047	0.0095	0.0115	0.0178	0.0054	0.0059
<b>Ni</b>	0.0033	0.0025	0.0021	0.0011	0.0023	0.0030	0.0000	0.0004	0.0000	0.0010	0.0016	0.0008	0.0017	0.0002	0.0019	0.0000	0.0032
<b>Fo</b>	84.37	76.26	72.91	59.26	79.40	79.80	56.18	67.90	32.55	74.95	57.49	76.02	72.83	72.51	48.64	83.08	81.67
<b>Fa</b>	15.13	23.00	26.10	39.43	20.05	19.71	42.55	31.09	64.98	24.13	41.21	23.44	26.41	26.60	49.71	16.41	17.95

pdf = cristalli della pasta di fondo

MFx = microfenocristalli

Fx = fenocristalli

microanalisi gentilmente fornite dalla prof. L.Francalanci

Tabella N (continua)

	PY4AR_4	PY4AR_8	PY4AR_9	PY4AR_14	PY4AR_16	PY4AR_18	PY4AR_22	PY4AR_23	PY4AR_25	PY4AR_28
	MFx	Fx	Fx	pdf	MFx	Fx	Fx	Fx	Fx	pdf
<b>SiO<sub>2</sub></b>	33.16	39.42	39.72	37.33	37.62	38.45	38.09	37.90	38.80	37.67
<b>TiO<sub>2</sub></b>	0.15	0.02	0.06	0.11	0.05	0.06	0.03	0.00	0.02	0.00
<b>Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub></b>	0.08	0.08	0.56	0.02	0.06	0.02	0.05	0.05	0.13	0.08
<b>FeO*</b>	49.36	16.00	22.85	26.74	25.19	20.42	22.30	22.67	17.68	23.10
<b>Mno</b>	0.32	0.06	0.22	0.15	0.18	0.16	0.16	0.20	0.17	0.16
<b>MgO</b>	0.00	0.28	0.09	0.05	0.00	0.16	0.17	0.09	0.15	0.02
<b>CaO</b>	16.98	44.93	35.98	36.18	37.99	41.42	39.87	38.93	43.93	38.59
<b>Ni<sub>2</sub>O</b>	1.07	0.19	0.41	0.45	0.38	0.25	0.27	0.27	0.25	0.37
<b>Totale</b>	101.12	101.00	99.92	101.10	101.50	101.15	100.95	100.11	101.22	99.98

Cationi/4 ossigeni

<b>Si</b>	0.9847	0.9862	1.0317	0.9831	0.9789	0.9818	0.9831	0.9881	0.9775	0.9857
<b>Ti</b>	0.0033	0.0004	0.0012	0.0021	0.0009	0.0011	0.0006	0.0000	0.0004	0.0000
<b>Al</b>	0.0028	0.0023	0.0171	0.0006	0.0018	0.0006	0.0015	0.0015	0.0037	0.0024
<b>Fe<sup>2+</sup></b>	1.2258	0.3347	0.4963	0.5890	0.5482	0.4361	0.4814	0.4942	0.3724	0.5055
<b>Mn</b>	0.0080	0.0012	0.0048	0.0033	0.0041	0.0036	0.0034	0.0045	0.0035	0.0035
<b>Mg</b>	0.7517	1.6759	1.3932	1.4203	1.4736	1.5770	1.5341	1.5133	1.6498	1.5052
<b>Ca</b>	0.0340	0.0050	0.0114	0.0126	0.0106	0.0069	0.0075	0.0076	0.0068	0.0104
<b>Ni</b>	0.0000	0.0057	0.0019	0.0010	0.0000	0.0034	0.0034	0.0018	0.0030	0.0004
<b>Fo</b>	37.22	83.09	73.10	70.13	72.36	77.93	75.71	74.93	81.17	74.35
<b>Fa</b>	60.70	16.60	26.04	29.08	26.92	21.55	23.76	24.47	18.32	24.97

pdf = cristalli della pasta di fondo

MFx = microfenocristalli

Fx = fenocristalli

microanalisi gentilmente fornite dalla prof. L.Francalanci

Tabella O - Microanalisi dei minerali opachi della Pampas Onduladas Flow

	PY2AR_39	PY4AR_13
	pdf	pdf
SiO <sub>2</sub>	0.04	0.15
TiO <sub>2</sub>	26.97	25.32
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.78	0.66
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.00	0.04
FeO	53.93	53.51
MnO	0.62	0.23
MgO	0.07	0.52
CaO	0.18	0.07
NiO	0.81	0.00
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14.56	18.58
<b>Totale</b>	<b>97.98</b>	<b>99.08</b>

Cationi/4 ossigeni

Si	0.0015	0.0057
Ti	0.7724	0.7162
Al	0.0349	0.0291
Cr	0.0000	0.0012
Fe <sup>3+</sup>	0.4172	0.5259
Fe <sup>2+</sup>	1.7173	1.6828
Mn	0.0199	0.0074
Mg	0.0040	0.0289
Ca	0.0074	0.0028
Ni	0.0248	0.0000

pdf = cristalli della pasta di fondo  
microanalisi gentilmente fornite dalla prof. L.Francalanci

Tabella P - Composizione chimica degli elementi maggiori

	A2	A3	B1	B2	Is11	PY2ar	PY3ar	PY6ar	PY16	PY20	PY23	PY24	PY25	PY34a
	Islanda	Islanda	Islanda	Islanda	Islanda	POF								
SiO <sub>2</sub>	47.94	45.69	45.89	46.44	47.11	48.66	48.41	48.41	47.82	47.73	47.56	47.25	47.86	48.75
TiO <sub>2</sub>	1.49	2.54	2.84	2.72	1.79	1.75	1.93	1.75	1.63	1.65	1.90	1.83	1.77	1.73
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	16.69	14.77	13.58	15.18	16.58	16.93	16.48	16.75	17.88	18.28	17.53	17.20	17.56	17.49
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	12.29	16.61	17.73	16.59	12.58	11.30	11.43	11.26	1.58	0.76	1.52	0.43	1.91	0.86
FeO	-	-	-	-	-	-	-	-	9.28	9.27	9.22	10.22	9.24	9.79
MnO	0.18	0.22	0.22	0.22	0.17	0.16	0.17	0.16	0.14	0.16	0.16	0.16	0.16	0.16
MgO	5.75	5.45	5.76	4.19	5.81	7.53	7.05	7.45	7.91	7.61	6.87	7.35	7.30	7.62
CaO	12.95	11.65	10.74	10.79	12.82	9.05	9.37	9.28	8.36	9.53	9.50	9.39	8.96	8.75
Na <sub>2</sub> O	2.45	2.60	2.66	3.27	2.71	3.39	3.47	3.44	3.82	3.27	3.47	3.50	3.46	3.50
K <sub>2</sub> O	0.14	0.30	0.38	0.39	0.23	1.22	1.25	1.21	1.04	0.84	1.01	0.91	0.93	0.86
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.11	0.18	0.19	0.20	0.20	0.45	0.50	0.46	0.39	0.32	0.37	0.35	0.35	0.29
LOI	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.22	0.06	0.15	0.58	0.91	1.42	0.51	0.20
<b>Total</b>	<b>100.00</b>	<b>100.00</b>	<b>100.00</b>	<b>100.00</b>	<b>100.00</b>	<b>100.45</b>	<b>100.28</b>	<b>100.23</b>	<b>100.00</b>	<b>100.00</b>	<b>100.00</b>	<b>100.00</b>	<b>100.00</b>	<b>100.00</b>

	PY34b	SAL1	SAL4	PY39	PY40	PY42	PY43	PY44
	POF	POF	POF	POF-N	POF-N	POF-N	POF-N	POF-N
SiO <sub>2</sub>	47.25	48.86	47.86	48.75	48.37	47.76	47.74	46.65
TiO <sub>2</sub>	1.49	1.85	1.78	1.57	1.70	1.63	1.46	1.50
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	16.83	16.48	16.20	17.80	17.73	17.68	17.33	17.41
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1.71	11.21	11.10	1.68	0.99	0.47	3.65	1.02
FeO	9.10	-	-	8.29	9.13	9.70	6.54	9.01
MnO	0.18	0.17	0.16	0.16	0.16	0.16	0.17	0.16
MgO	9.14	6.96	7.05	7.13	7.14	7.24	8.17	8.39
CaO	9.32	9.78	10.17	9.28	8.96	9.43	9.50	9.78
Na <sub>2</sub> O	3.43	3.74	3.61	3.62	3.74	3.63	3.58	3.25
K <sub>2</sub> O	0.82	1.28	1.22	0.94	0.78	0.77	0.85	0.85
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.26	0.44	0.44	0.28	0.28	0.26	0.30	0.30
LOI	0.47	0.01	0.67	0.51	1.02	1.27	0.70	1.70
<b>Total</b>	<b>100.00</b>	<b>100.60</b>	<b>100.30</b>	<b>100.00</b>	<b>100.00</b>	<b>100.00</b>	<b>100.00</b>	<b>100.00</b>

Misure sulla POF e POF-N da Pasquarè et al. (2008)

# **Appendice C**

## **Misure di Spettroscopia**

In questa appendice sono riportate tutte le misure spettrali ottenute sulle *slab* e sulle polveri di roccia, alle diverse granulometrie.

Sono riportate in ordine gli spettri di riflettanza acquisiti:

- sulle *slab* dello *Stillwater Complex*, suddivise tra i campioni della *Banded Series* (scheda A-B), e quelli della *Ultramafic Series* (scheda C-D);
- sulle polveri dei campioni dello *Stillwater Complex* per ciascuno degli otto campioni alle due diverse granulometrie ( $\Phi < 125 \mu\text{m}$ ;  $\Phi < 250 \mu\text{m}$ ; scheda E-F);
- sulle *slab* della *Pampas Onduladas Flow* (scheda G-H-I);
- sulle polveri della *Pampas Onduladas Flow* per ciascuno dei quattro campioni alle due diverse granulometrie ( $\Phi < 250 \mu\text{m}$ ;  $\Phi < 2.00 \text{ mm}$ ; scheda I);
- sulle *slab* dell'Islanda (scheda J-K-L);
- sulle polveri dell'Islanda per ciascuno dei sei campioni alle tre diverse granulometrie ( $\Phi < 60 \mu\text{m}$ ;  $\Phi < 250 \mu\text{m}$ ;  $\Phi < 2.00 \text{ mm}$ ; scheda M).

In ogni diagramma sono riportate le bande elettroniche e vibrazionali riconoscibili, già discusse nel Capitolo 7 (in grassetto sono riportate le bande dovute alle fasi mineralogiche principali nei campioni studiati in questa tesi, pirosseni, olivine e plagioclasio, con vetro si indica l'influenza del vetro sulla firma spettrale dei campioni con tessitura della pasta di fondo ialopilitica), qui di seguito riportiamo un breve elenco delle bande:

elettroniche:

**Banda I:** a circa  $1.00 \mu\text{m}$ , presenza dello ione  $\text{Fe}^{2+}$  nei siti M2 ed M1 dei pirosseni o dell'olivina;

**Banda II:** tra  $1.80$  e  $2.20 \mu\text{m}$ , presenza dello ione  $\text{Fe}^{2+}$  nel sito M2 dei pirosseni;

**Banda III:** a circa  $0.50 \mu\text{m}$ , presenza dello ione  $\text{Fe}^{3+}$  in alcuni minerali di alterazione, o di altri cationi;

**Banda IV:** a circa  $0.70 \mu\text{m}$ , presenza di alcune fasi di alterazione, o di altri cationi;

**Banda V:** a circa  $1.25 \mu\text{m}$ , presenza di  $\text{Fe}^{2+}$  nei plagioclasii ricchi in calcio;

vibrazionali:

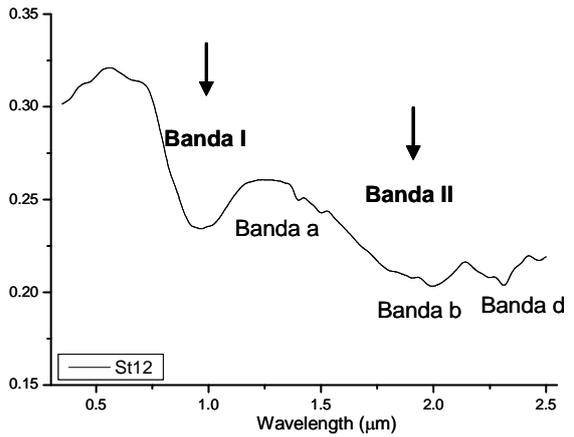
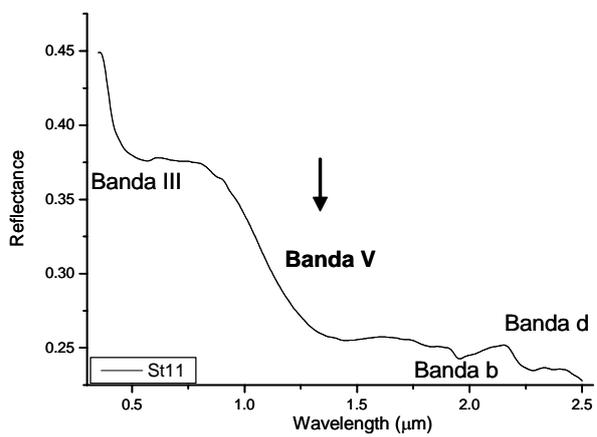
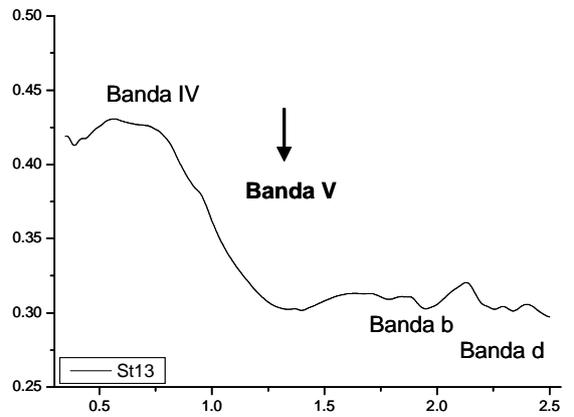
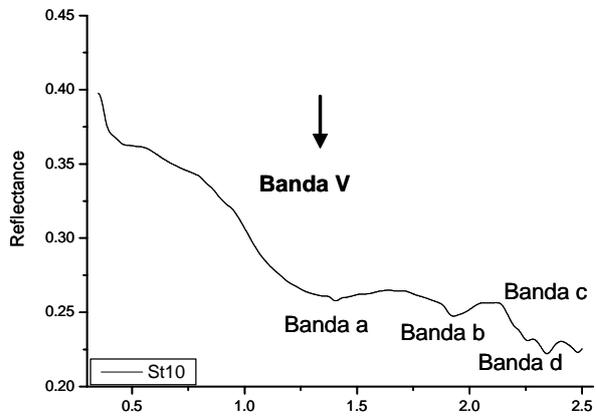
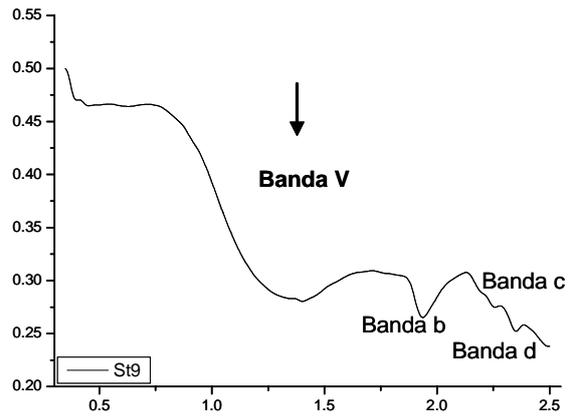
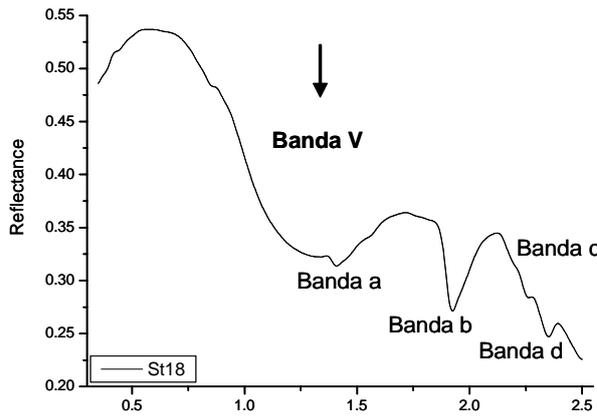
Banda a: a circa  $1.40 \mu\text{m}$ , presenza di anioni  $\text{OH}^-$ ;

Banda b: a circa  $1.80 \mu\text{m}$ , presenza di  $\text{H}_2\text{O}$ ;

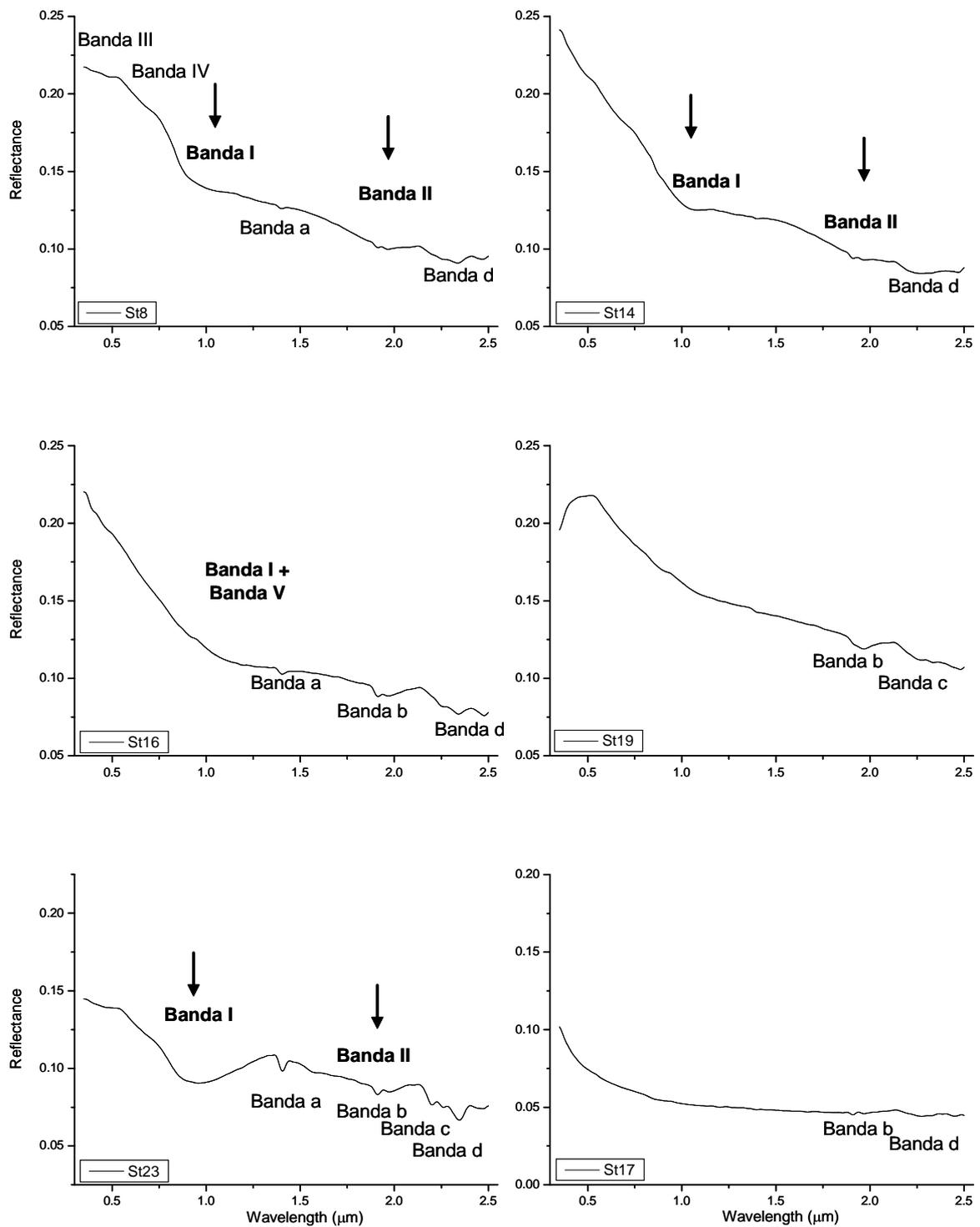
Banda c: a circa  $2.20 \mu\text{m}$ , presenza di legami M-OH;

Banda d: a circa  $2.35 \mu\text{m}$  presenza di legami M-OH.

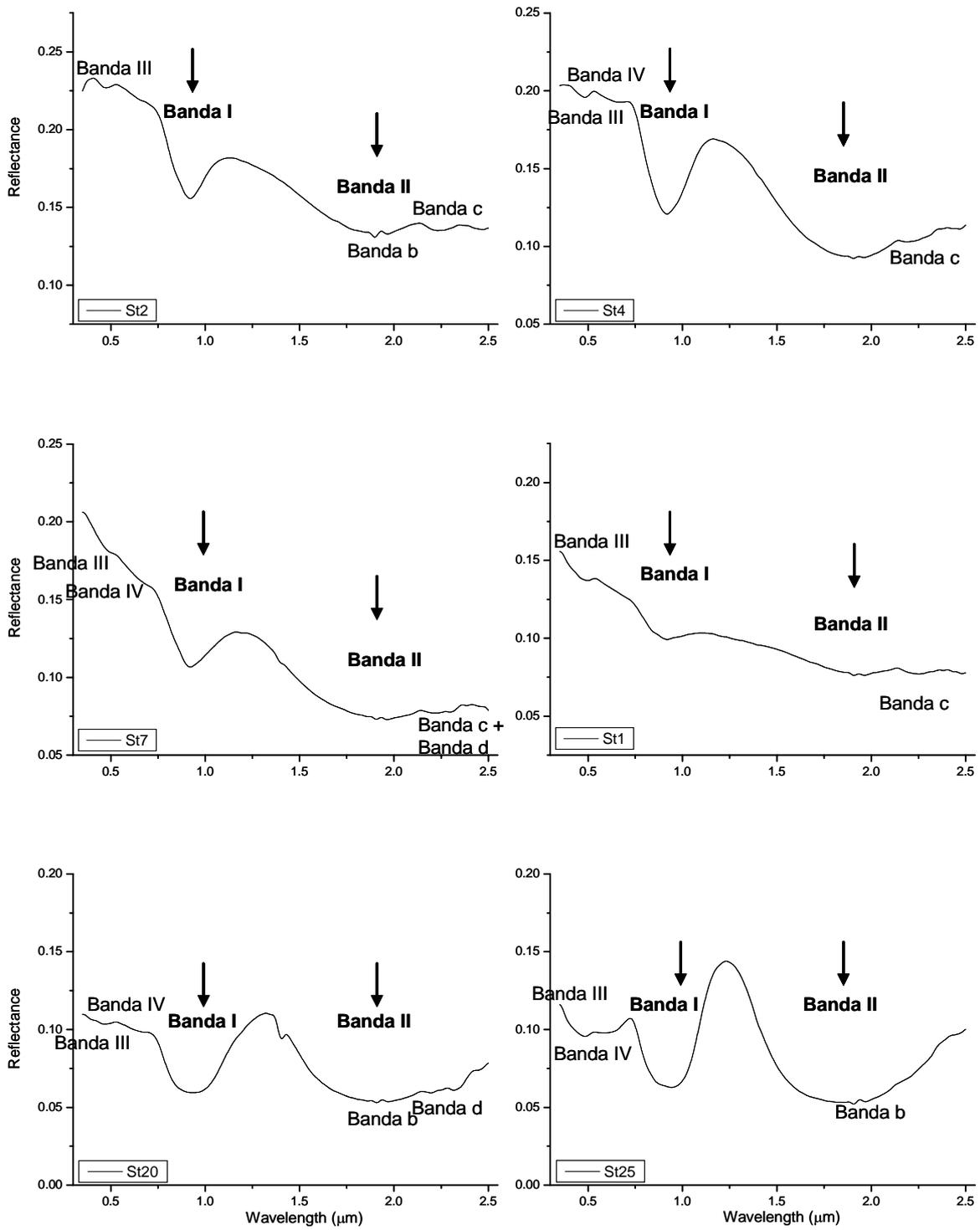
Per gli spettri delle *slab* dello *Stillwater Complex* sono inoltre stati indicati con delle frecce gli assorbimenti che sono stati utilizzati per effettuare delle distinzioni litologiche (vedi Capitolo 7).



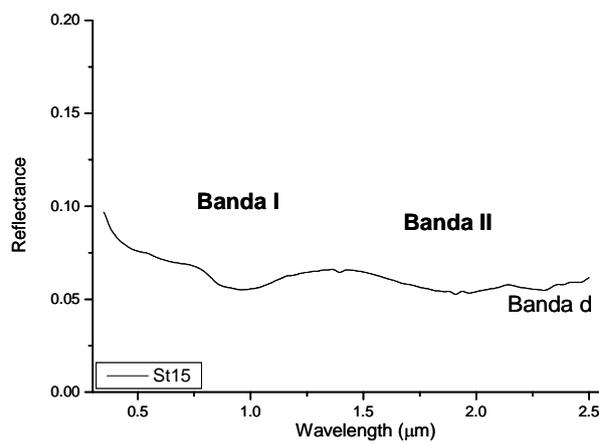
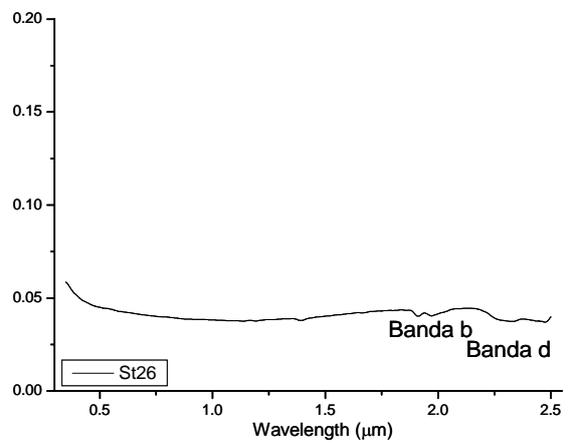
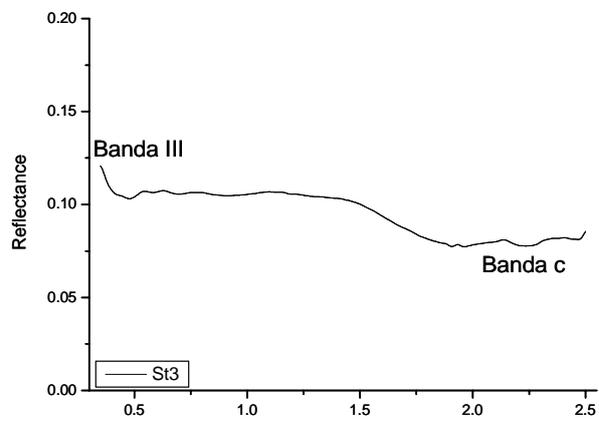
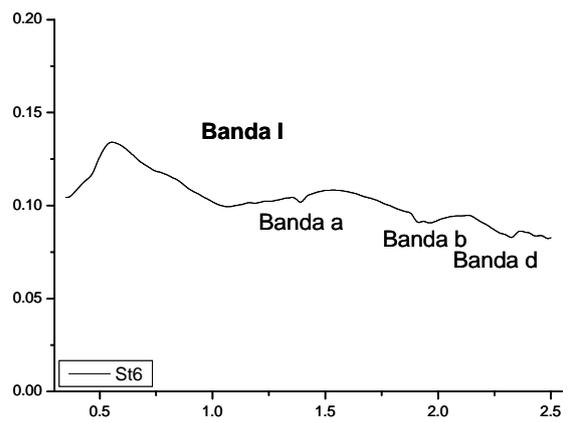
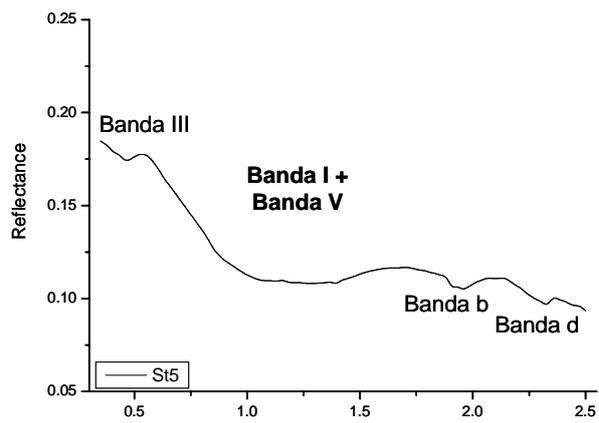
Stillwater Complex. Banded Series. Spettri di: Anortositi, St18, St9, St10; Leucogabbri, St13, St11; Gabbronorite, St12.



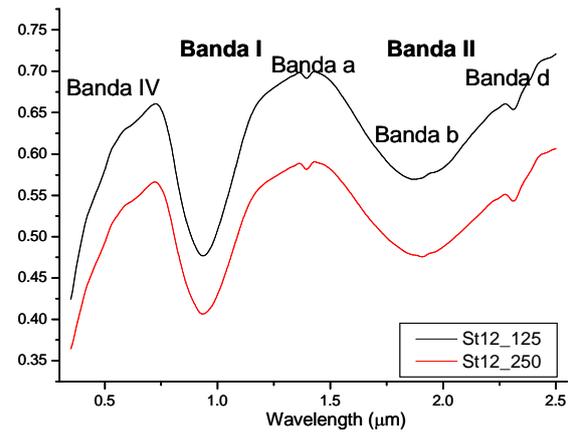
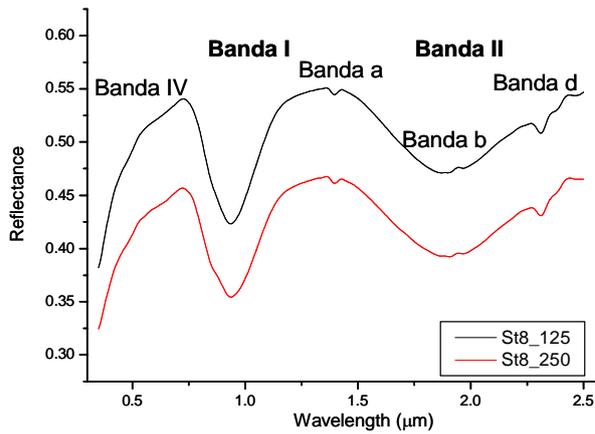
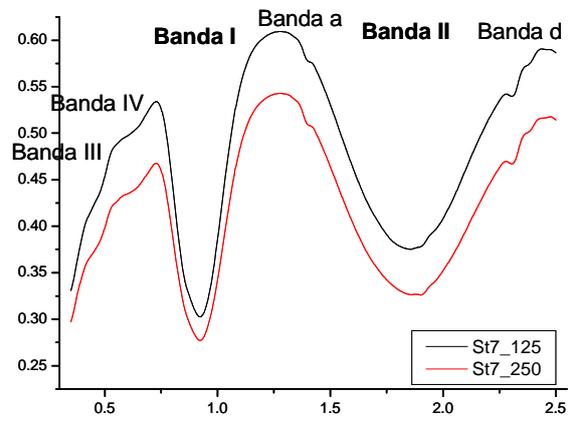
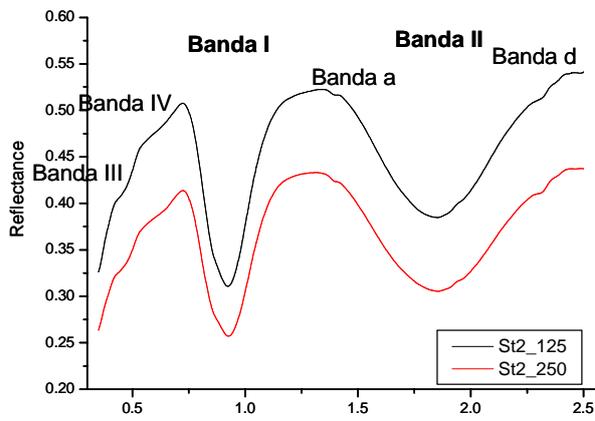
Stillwater Complex. Banded Series. Spettri di: Gabbronoriti, St8, St14; Ol-Gabbro, St16, St19; Norite, St23; Ol-gabbronorite, con olivina totalmente serpentinizzata, St17.



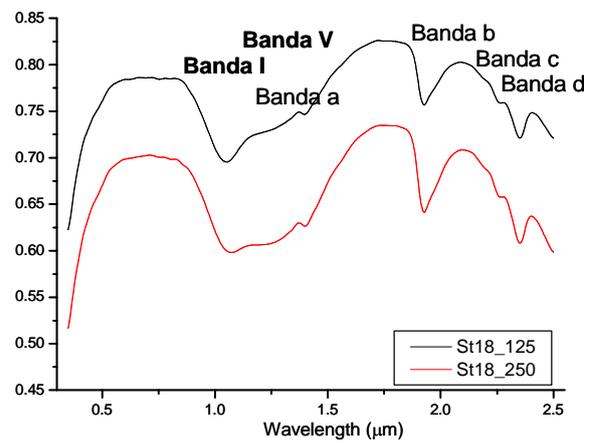
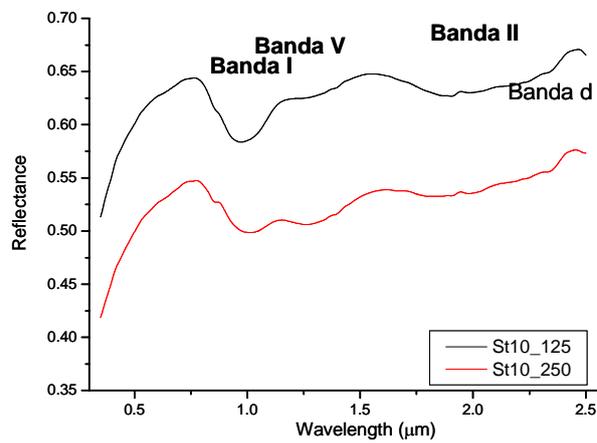
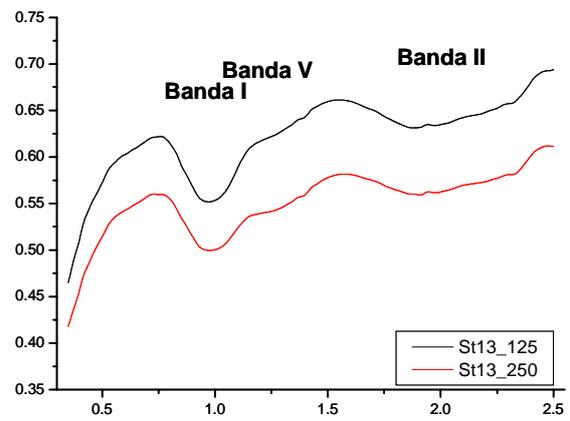
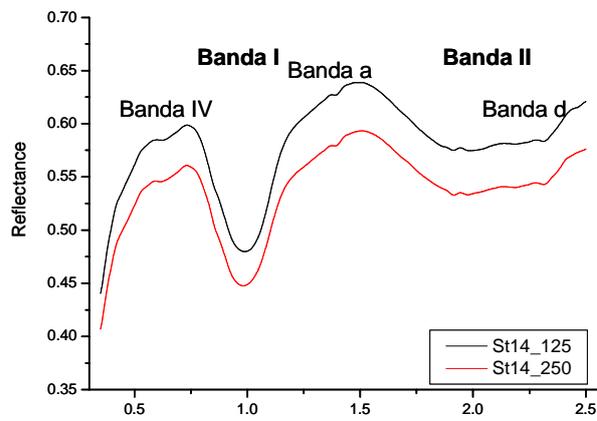
Stillwater Complex. Ultramafic Series. Spettri di: Noriti, St2, St4, St7; Ultramafica, St1; Noriti, con ortopirosseno più ricco in ferro rispetto alle precedenti, St20, St25.



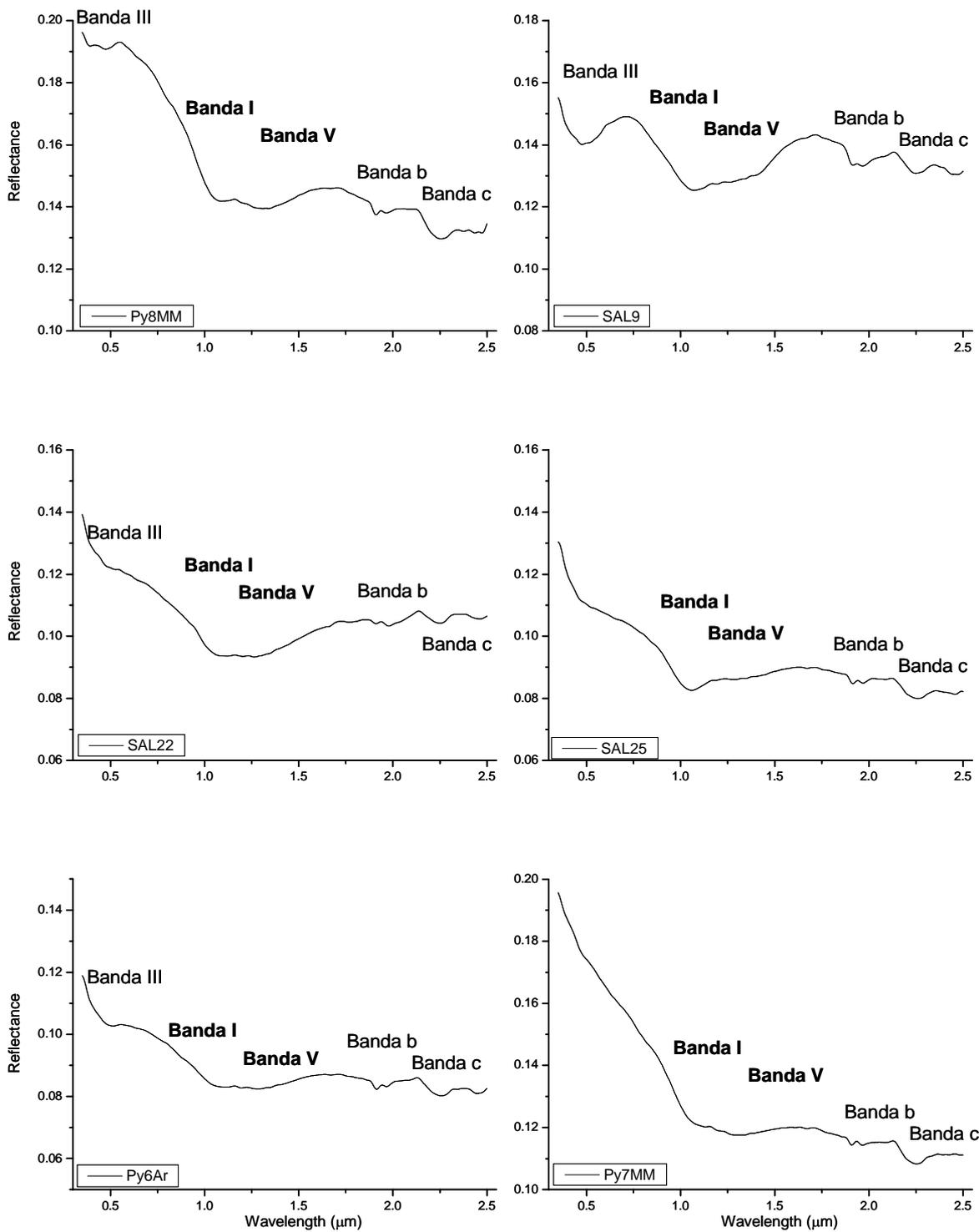
Stillwater Complex. Ultramafic Series. Spettri di: Ultramafica, St5; Dunite, ricca in opachi, St6; Cromitite St3; campione totalmente serpentinizzato, St26; campione di roccia subvulcanica, St15.



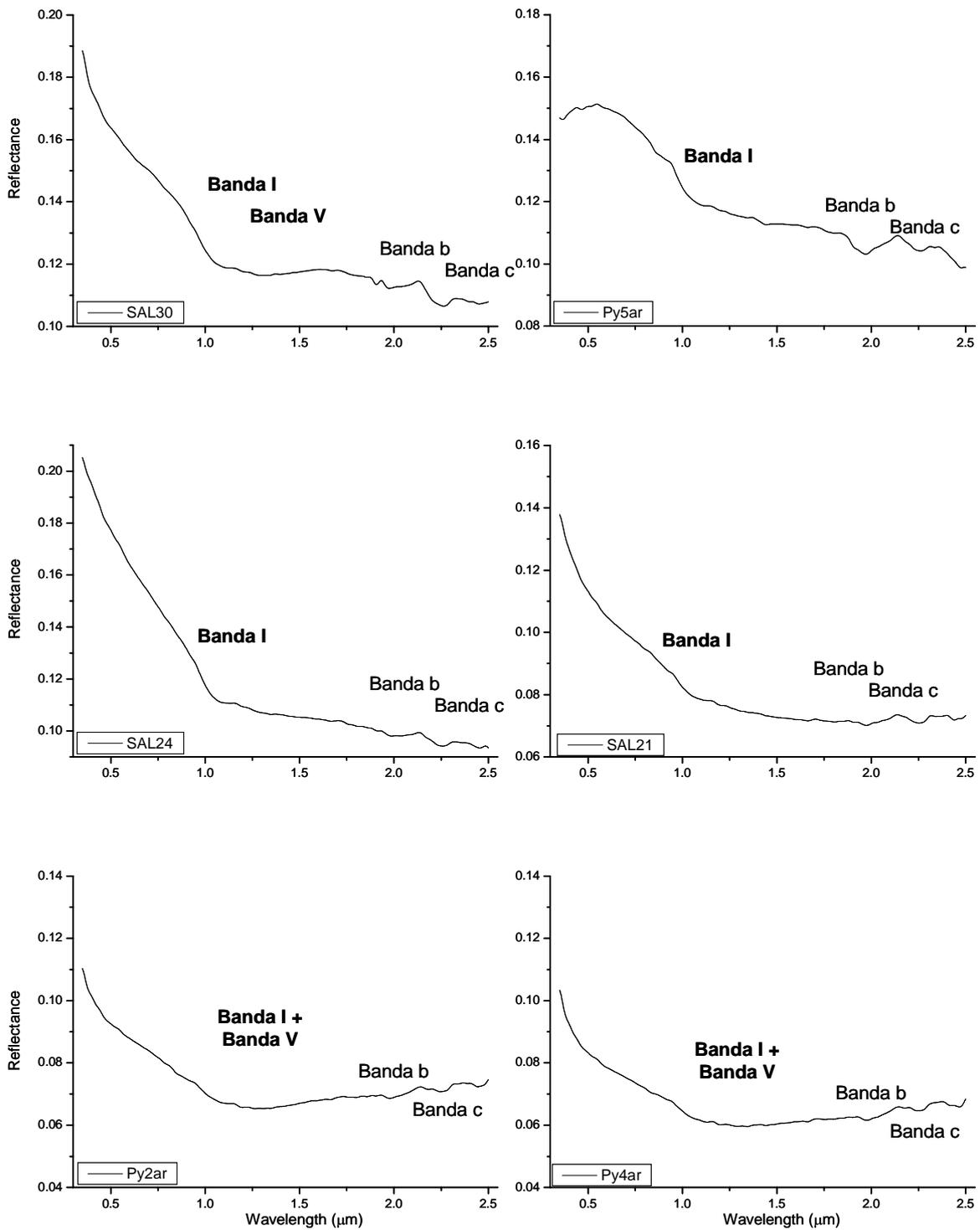
Stillwater Complex. Spettri sulle polveri di: Noriti, St2, St7; Gabbronoriti, St8, St12. 125 indica polveri con  $\Phi < 125 \mu\text{m}$ , 250 indica polveri con  $\Phi < 250 \mu\text{m}$ .



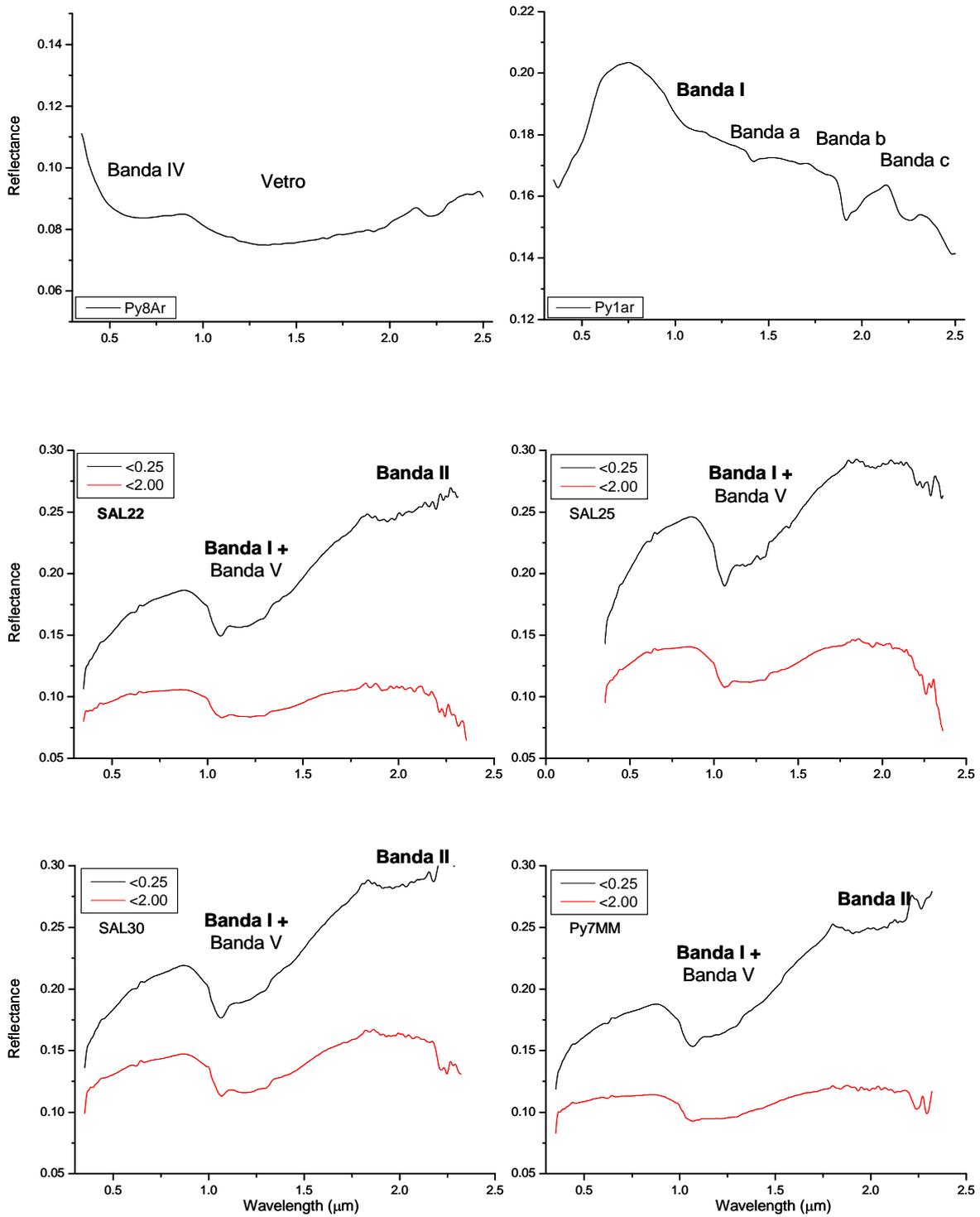
Stillwater Complex. Spettri sulle polveri di: Gabbronorite, St14; Leucogabbro St13; Anortositi St10, St18. 125 indica polveri con  $\Phi < 125 \mu\text{m}$ , 250 indica polveri con  $\Phi < 250 \mu\text{m}$ .



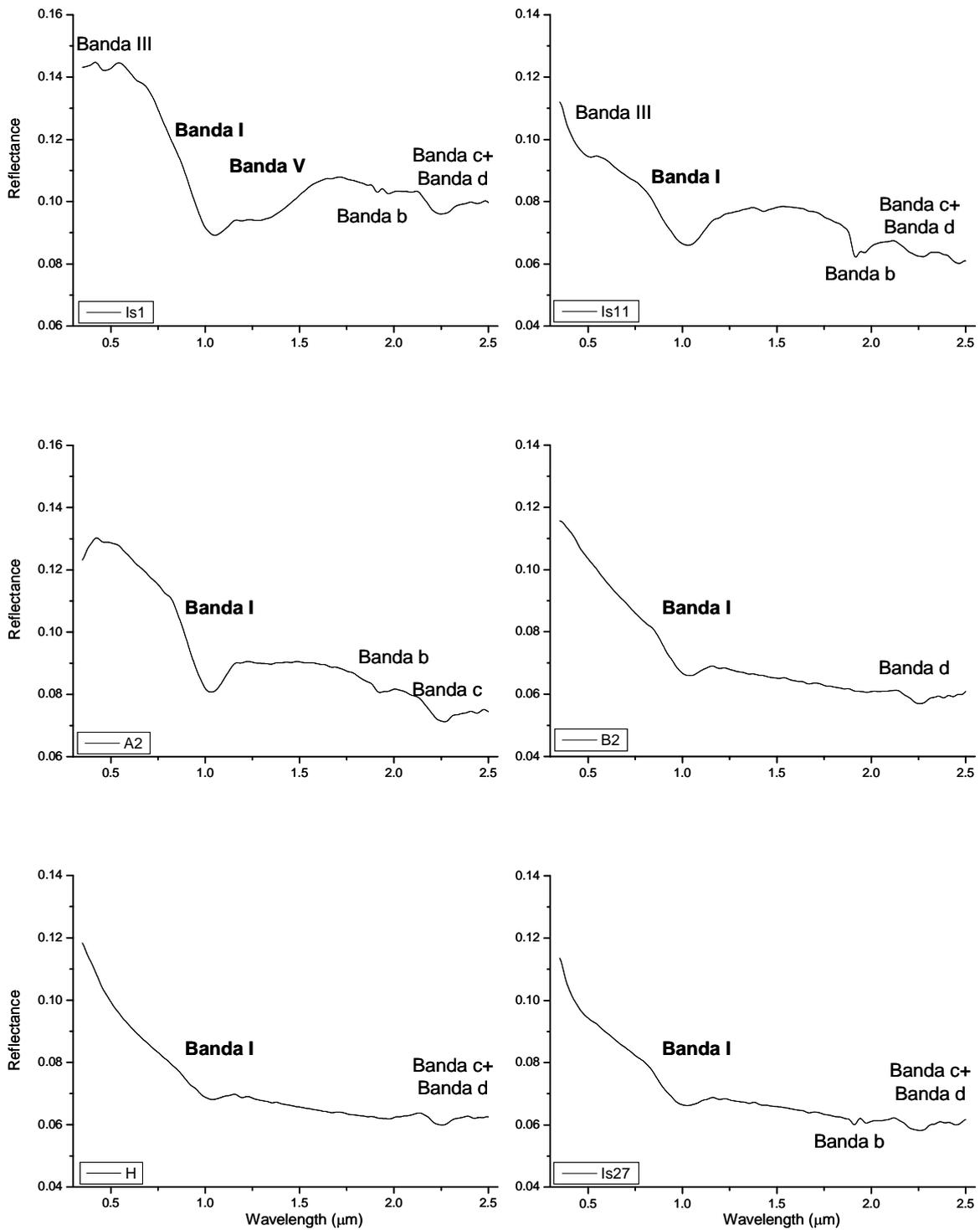
Pampas Onduladas Flow. Spettri su campioni con tessitura intergranulare, con associazione mineralogica a plagioclasio, olivina, clinopirosseno, rari i minerali opachi.



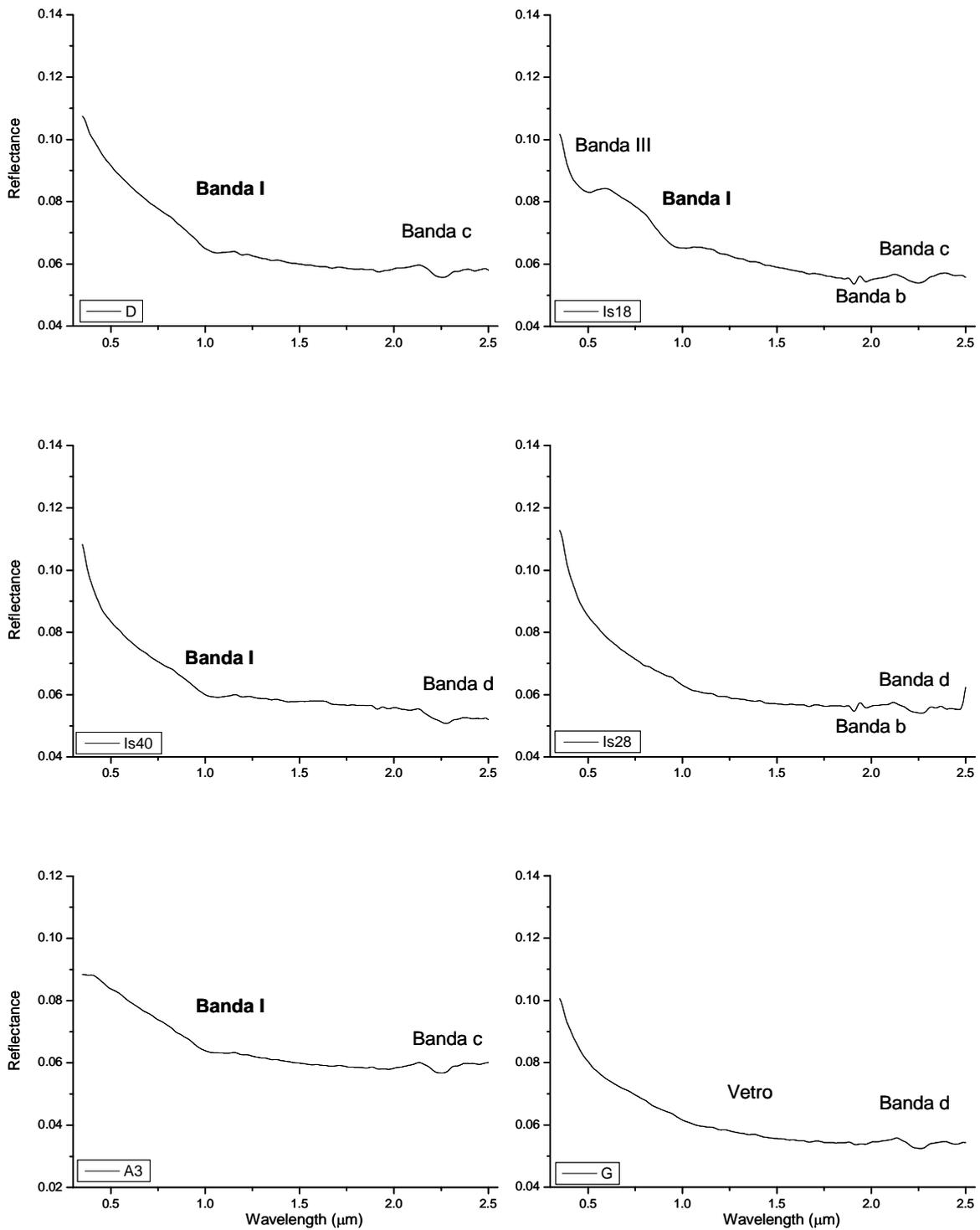
Pampas Onduladas Flow. Spettri su campioni con tessitura intergranulare, con associazione mineralogica a plagioclasio, olivina, clinopirosseno, rari i minerali opachi. La riflettanza generale nell'infrarosso vicino negli ultimi quattro spettri (Sal24, Sal21, Py2Ar, Py4Ar) è minore che negli altri, e la presenza delle bande è meno evidente.



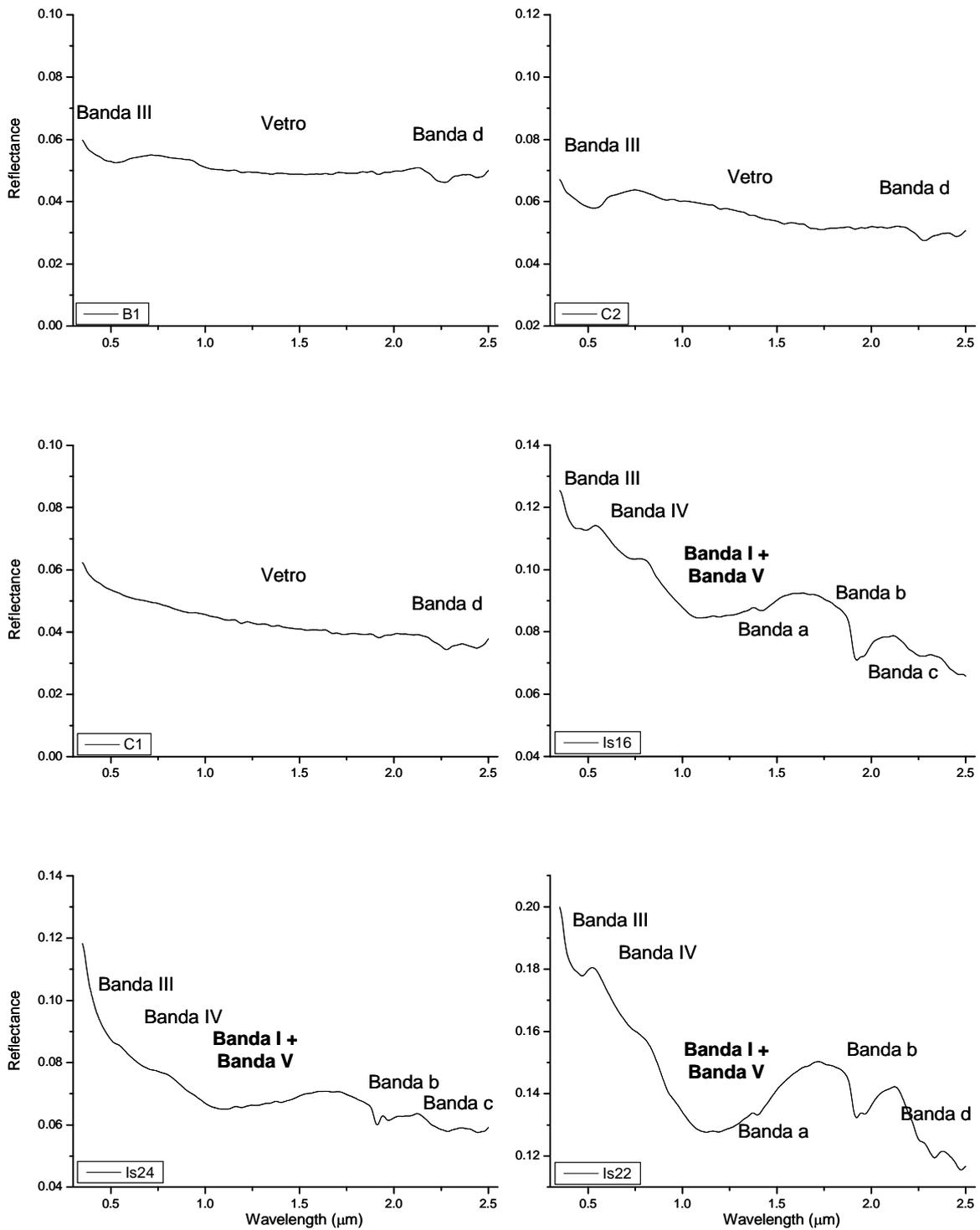
Pampas Onduladas Flow. Spettri su campione con tessitura ialopilitica (Py8Ar) con vetro ossidato e su di un campione con tessitura intergranulare, con associazione mineralogica a plagioclasio, olivina, clinopirosseno, rari i minerali opachi, e materiale di alterazione chiaro nelle vescicole. Spettri sulle polveri di quattro campioni della Pampas Onduladas Flow (SAL22, SAL25, SAL30, Py7MM).  $\Phi < 0.25$  indica polveri con  $\Phi < 250 \mu\text{m}$ ,  $\Phi < 2.00$  indica polveri con  $\Phi < 2.00 \text{ mm}$ .



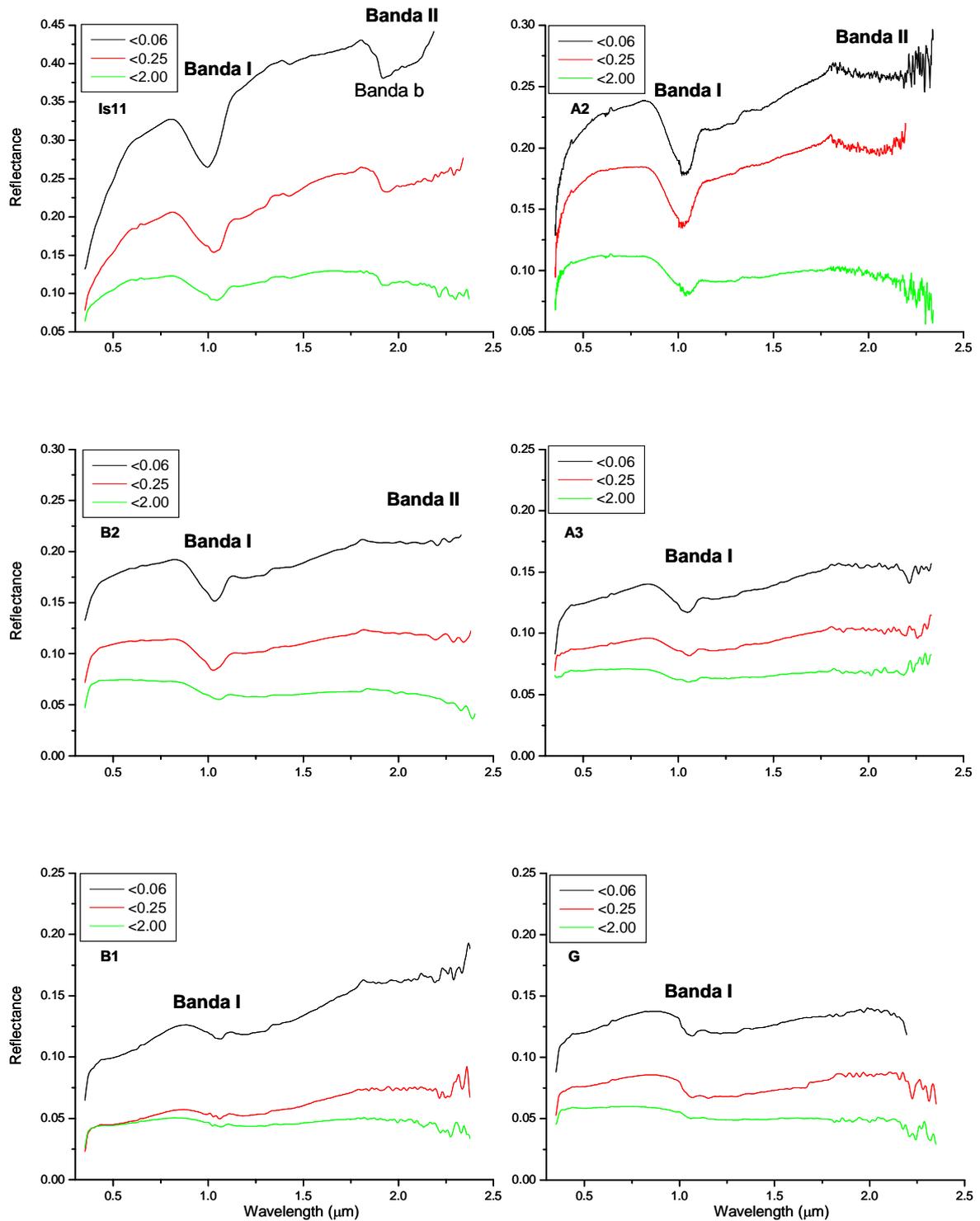
Islanda. Spettri su campioni con tessitura intergranulare o intersertale (Is11, vetro, ossidato, è raro e negli interstizi), con associazione mineralogica a plagioclasio, clinopirosseno, minerali opachi, olivina rara o assente.



Islanda. Spettri su campioni con tessitura intergranulare, D, Is18; intersertale, Is40; ialopilitica, Is28, A3, G, in questo ultimo campione non è più possibile identificare l'assorbimento a 1.00 μm, ancora riconoscibile in A3. Associazione mineralogica a plagioclasio, clinopirosseno, minerali opachi.



Islanda. Spettri su campioni con tessitura ialopilitica, B1, C2, C1, con vetro ossidato, e Is16, con non ossidato. Is16 è caratterizzata da un IP = 35%, con fenocristalli di plagioclasio e clinopirosseno, e con microliti di plagioclasio, clinopirosseno e pochi olivina e min. opachi immersi nel vetro. Is24 è un campione con IP = 85% con fenocristalli di plagioclasio, clinopirosseno e olivina, e pasta di fondo ialopilitica con vetro palagonitizzato. Is22 è un campione di cumulo (riflettanza generale più alta delle rocce effusive).



Islanda. Spettri su polveri di campioni con tessitura intergranulare (A2, B2), intersertale (Is11), e ialopilitica (A3, B1, G).  $<0.06$  indica polveri con  $\Phi < 60\ \mu\text{m}$ ,  $<0.25$  indica polveri con  $\Phi < 250\ \mu\text{m}$ ,  $<2.00$  indica campioni con  $\Phi < 2.00\ \text{mm}$ . Si nota che la Banda II alle granulometrie grossolane non è mai risolvibile anche la dove è evidente nelle polveri più fini, inoltre si vede come l'influenza del vetro mascheri l'assorbimento dei minerali femici presenti, che sono chiaramente risolvibili solo alle granulometrie  $<60\ \mu\text{m}$  (banda I).



# **Appendice D**

**Fit e parametri statistici**

In questa appendice sono riportati tutti i fit effettuati con EGO e discussi nel Capitolo 8. A seguire sono riportati i parametri del continuo e delle singole gaussiane modificate discusse in questa tesi, che descrivono l'assorbimento ad  $1.00 \mu\text{m}$ , per la presenza dello ione  $\text{Fe}^{2+}$  nei siti M2 dei pirosseni ed M1 e M2 dell'olivina.

Qui di seguito riportiamo una legenda colorata dove sono riportati i colori delle diverse curve:

	Spettro
	Continuo
	Opx
	Cpx
	Ol_II
	Ol_III
	Fit
	Cpx+Opx
	CpxM1+Magnetite
	Gaussiane di aggiustamento

Ogni figura riporta dall'alto verso il basso, il residuo calcolato per sottrazione tra lo spettro e il fit ottenuto, il continuo, le gaussiane modificate (EGO), la curva del fit sovrapposta allo spettro (in questo caso privo di smoothing).

La curva del fit, la dove è stata usata una sola gaussiana modificata (alcuni campioni di noriti) si sovrappone alla gaussiana modificata, e quindi graficamente si vede una sola curva, del colore del minerale che rappresenta la gaussiana modificata (verde anziché arancione).

Con Opx e Cpx si intende le gaussiane che descrivono il processo di assorbimento dovuto alla presenza dello ione  $\text{Fe}^{2+}$  nel sito M2 rispettivamente per l'ortopirosseno e il clinopirosseno (Sunshine&Pieters, 1990; 1993). Con Ol II e Ol III si intende le gaussiane modificate che rappresenta la seconda e la terza curva utilizzata per decomporre l'olivina in letteratura (Sunshine&Pieters, 1991; 1998).

Con Cpx+Opx si rappresenta la banda composita con una sola gaussiana modificata (campioni con sigla che finisce in \_g1).

Con CpxM1+Magnetite si considera la gaussiana modificata intorno a  $0.98 \mu\text{m}$  presente nei campioni dell'Islanda (vedi anche capitolo 8).

In grigio chiaro (gaussiane di aggiustamento) sono riportate le gaussiane modificate, utilizzate per completare il fit dello spettro nell'intervallo spettrale considerato, ma che non rappresentano processi di assorbimento elettronico dovuti alle fasi femiche studiate (ortopirosseno, clinopirosseno ed olivina) intorno ad  $1.00 \mu\text{m}$ .

In breve riassumiamo i fit contenuti in ogni scheda:

Scheda A: St2, St7, St8, St10, St12, St13 <  $125 \mu\text{m}$

Scheda B: St14, St18 <  $125 \mu\text{m}$ ; St2, St7, St8, St10 <  $250 \mu\text{m}$

Scheda C: St12, St13, St14, St18 <  $250 \mu\text{m}$ ; St8\_g1, St10\_g1 <  $125 \mu\text{m}$

Scheda D: St12\_g1, St13\_g1, St14\_g1 <  $125 \mu\text{m}$ ; St8\_g1, St10\_g1, St12\_g1 <  $250 \mu\text{m}$

Scheda E: St13\_g1, St14\_g1 <  $250 \mu\text{m}$ ; St2, St4, St7, St8 slab

Scheda F: St9, St10, St11, St12, St13, St14 slab

Scheda G: St18, St20, St23, St25, St8\_g1, St12\_g1 slab

Scheda H: St14\_g1 slab; SAL22, SAL25, SAL30, Py7MM < 250 µm; SAL22 < 2.00 mm

Scheda I: SAL25, SAL30, Py7MM < 2.00 mm; A2, A3, B1 < 60 µm

Scheda J: B2, G, Is11 < 60 µm; A2, A3, B1 < 250 µm

Scheda K: B2, G, Is11 < 250 µm; A2, A3, B1 < 2.00 mm

Scheda L: B2, G, Is11 < 2.00 mm

Nella tabella alla fine di questa appendice si riportano i parametri delle gaussiane modificate che caratterizzano gli assorbimenti dell' ortopirosseno, del clinopirosseno e dell'olivina a circa 1.00 µm.

In ordine sono riportati il numero totale di gaussiane modificate usate per fittare tutto l'intervallo di lunghezza d'onda considerato; i parametri del continuo: c0, intercetta in logaritmo della riflettanza, e c1, coefficiente angolare del continuo, in numero d'onda; i parametri delle gaussiane: b, profondità di banda, xc, posizione del centro banda, w, larghezza della banda, t, appiattimento, k, asimmetria.

Per i campioni dello *Stillwater Complex*: con 1 si riportano i dati della gaussiana modificata che descrive l'assorbimento legato alla presenza dell'ortopirosseno, con 2 del clinopirosseno.

Per i campioni dei basalti: con 1 si riportano i dati della gaussiana modificata che descrive l'assorbimento legato alla presenza del clinopirosseno, con 2 e 3 dell'olivina (vedi capitolo 8 per ulteriori chiarimenti).

Sono riportati anche due parametri statistici che sono stati utilizzati per valutare la bontà del fit: R<sup>2</sup>aggiustato (R<sup>2</sup>adj) e RMS.

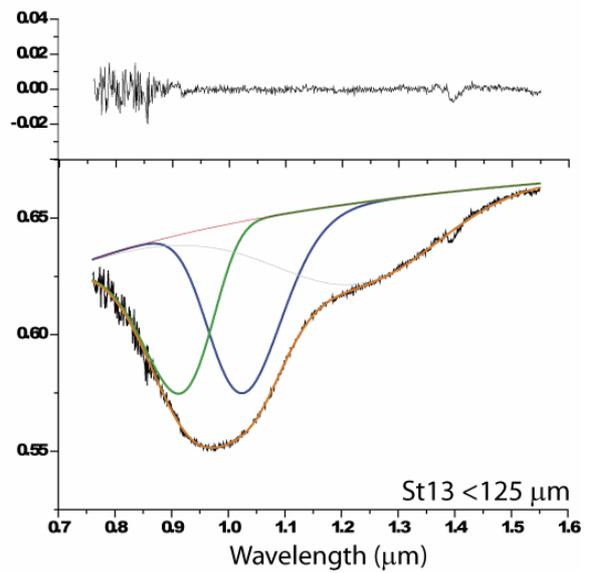
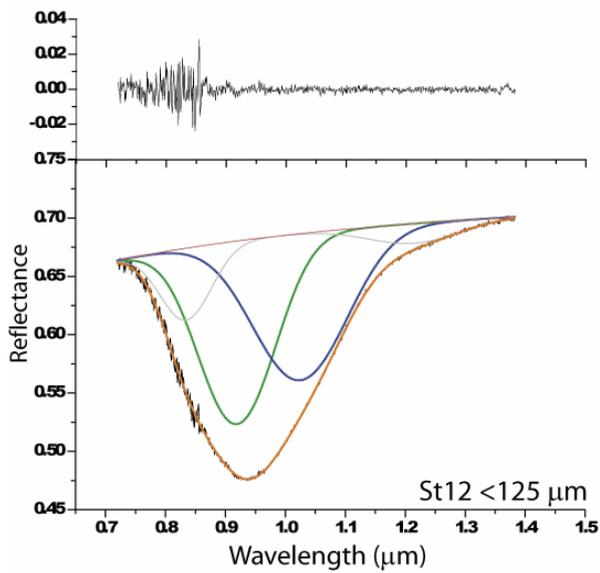
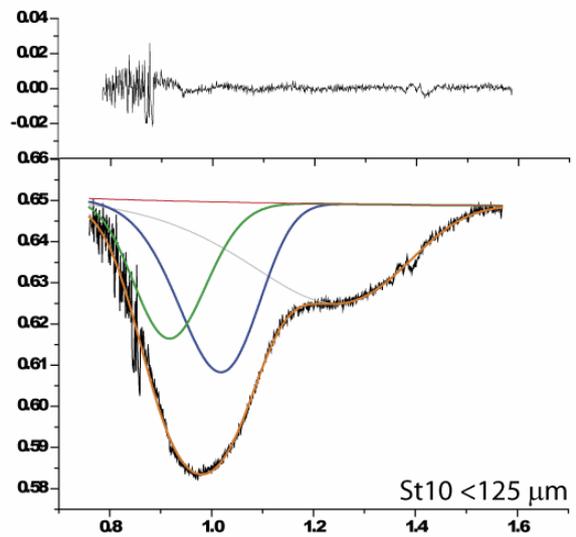
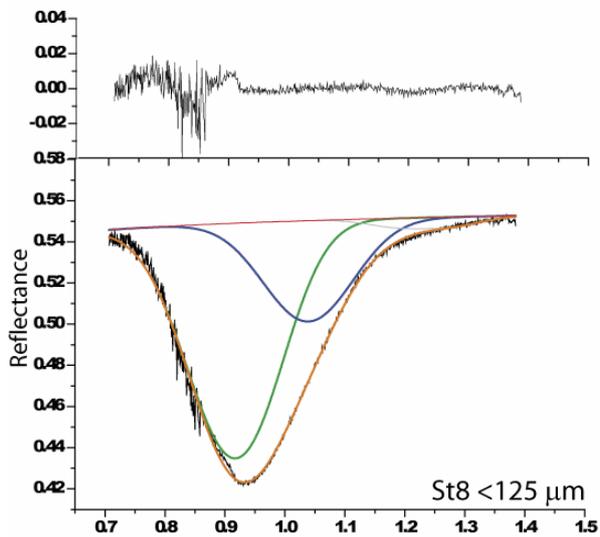
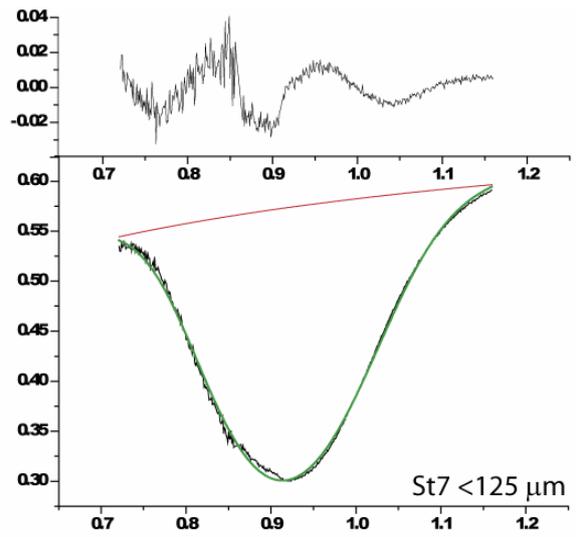
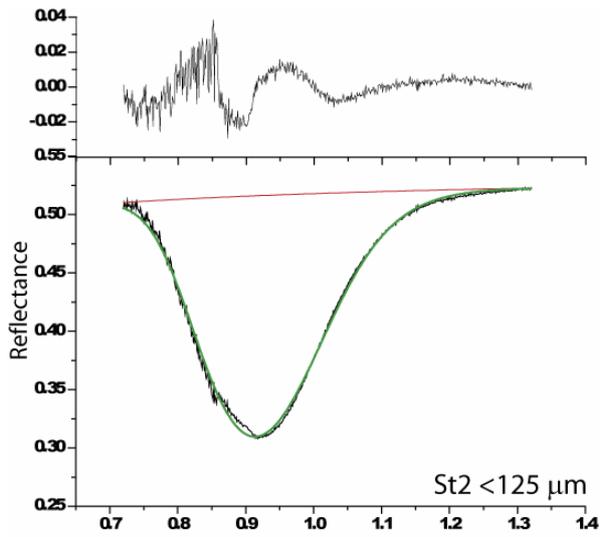
Il primo deriva direttamente da R<sup>2</sup>, ma a differenza di questo, che aumenta sempre all'aumentare delle variabili, R<sup>2</sup>adj raggiunge un compromesso tra l'aumento di nuove variabili e la perdita dei gradi di libertà:

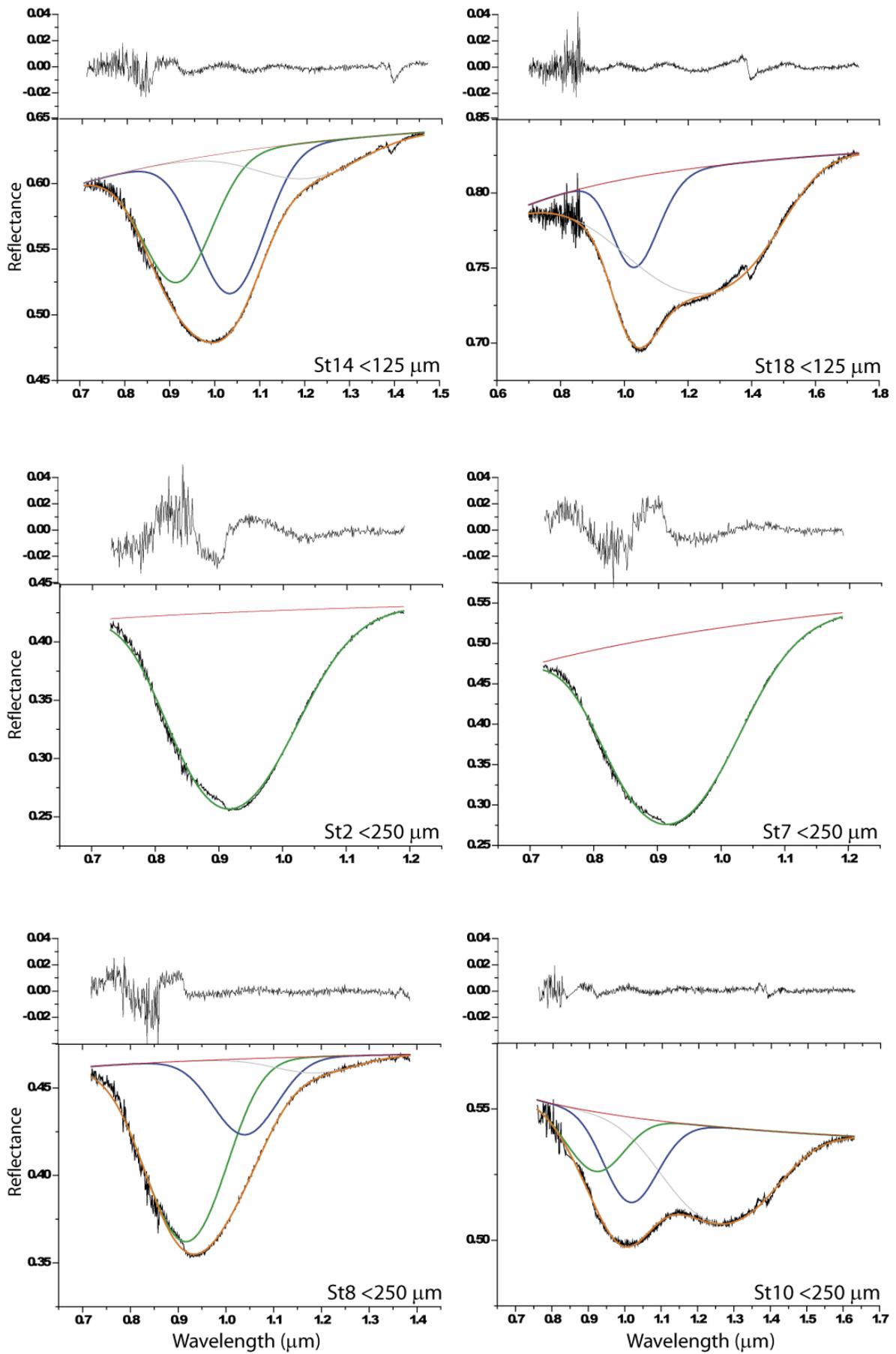
$$R_{adj}^2 = 1 - \frac{(1 - R^2) \cdot (n - 1)}{(n - p)}$$

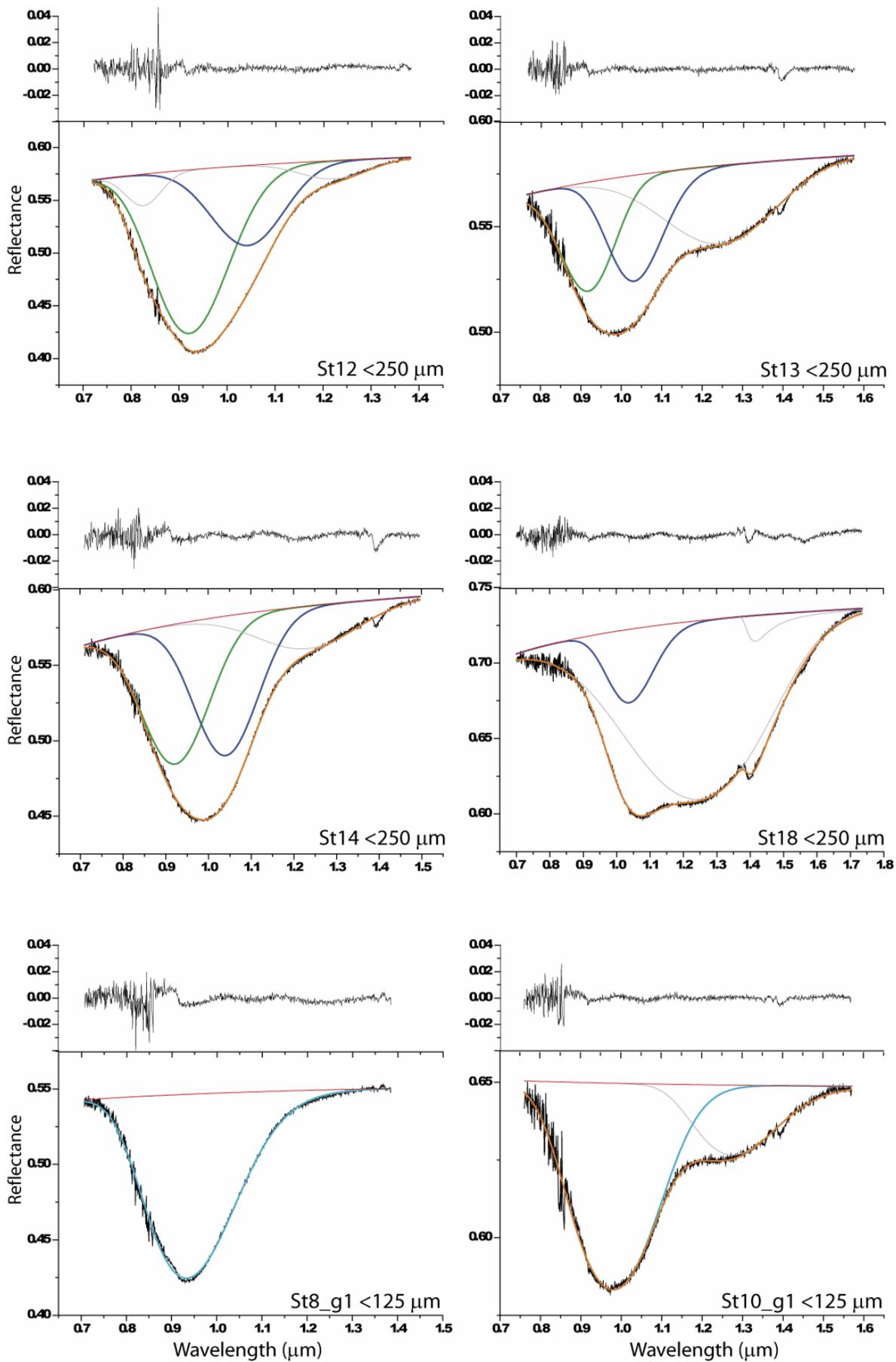
Il modello con il valore di R<sup>2</sup>adj più alto avrà il valore minore di errore (vedi Pompilio et al., 2009, in stampa).

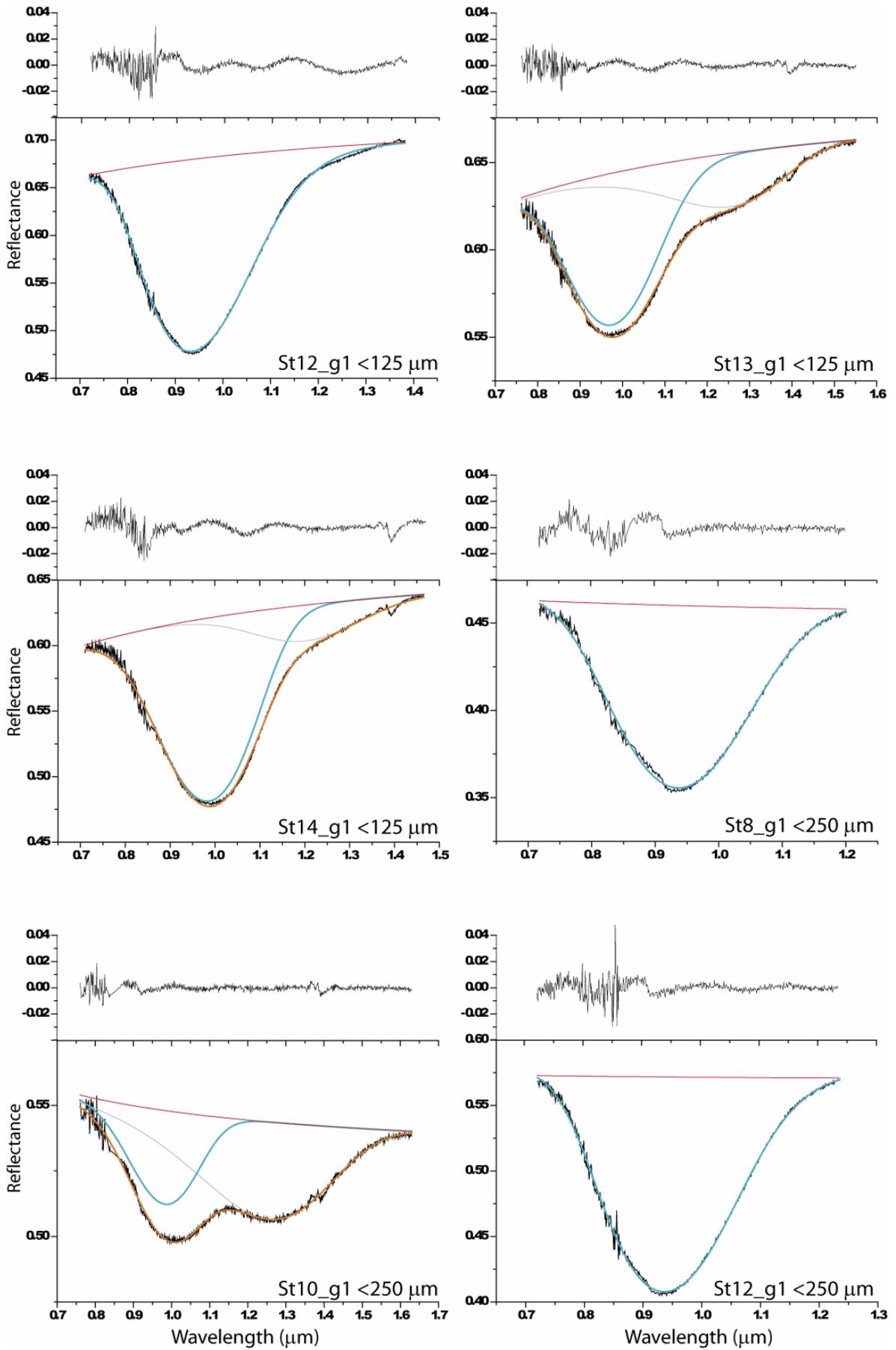
RMS, l'errore residuo del fit, è calcolato come lo scarto quadratico medio (*root mean square*), valore che definisce l'attitudine di certi dati numerici a disporsi intorno ad un valore medio. Esso è calcolato come la differenza tra il modello e il dato reale dello spettro (vedi Sunshine et al., 1990).

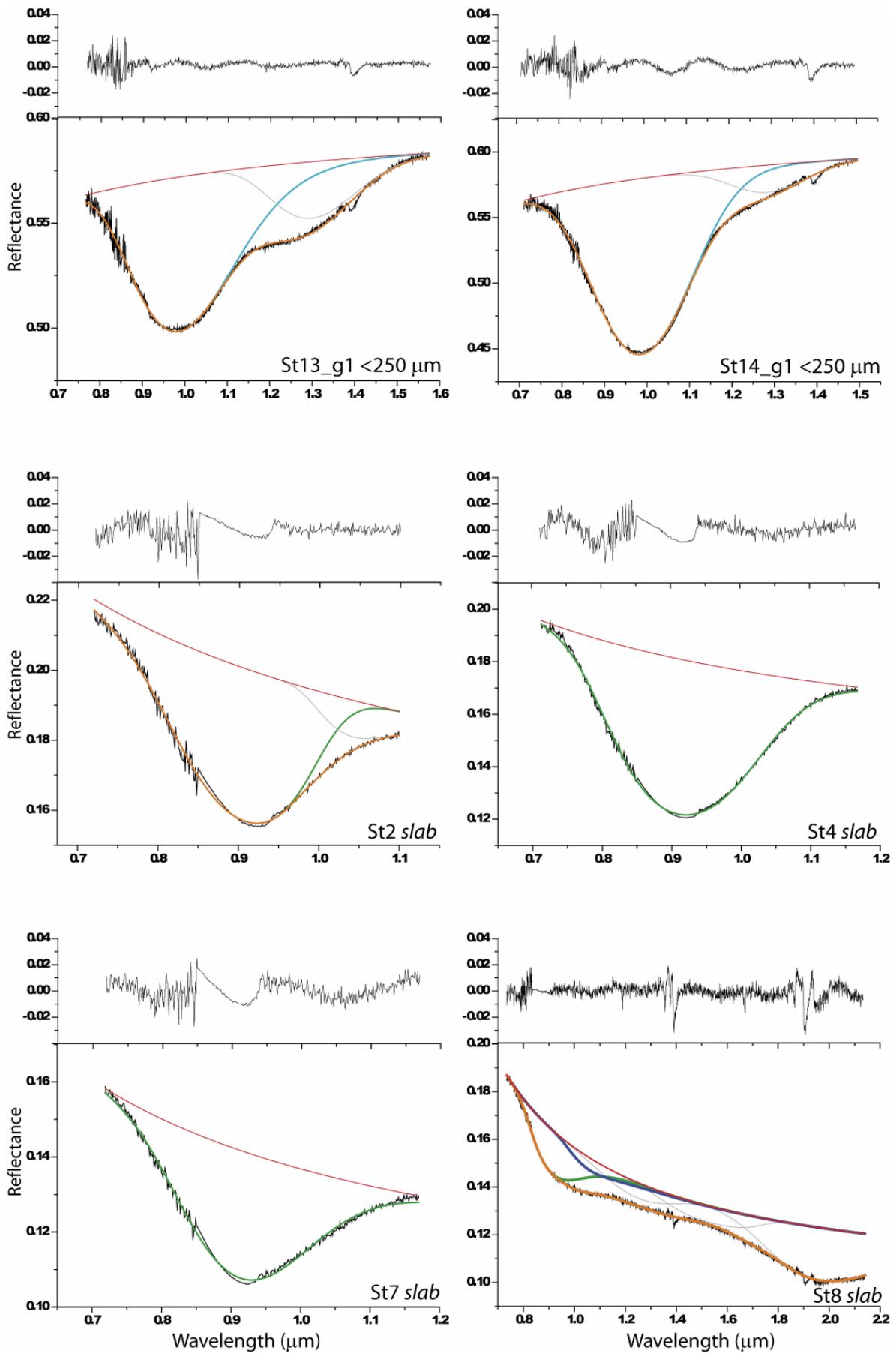
Il modello con il valore di RMS più basso avrà il valore minore di errore, e definisce il fit migliore.

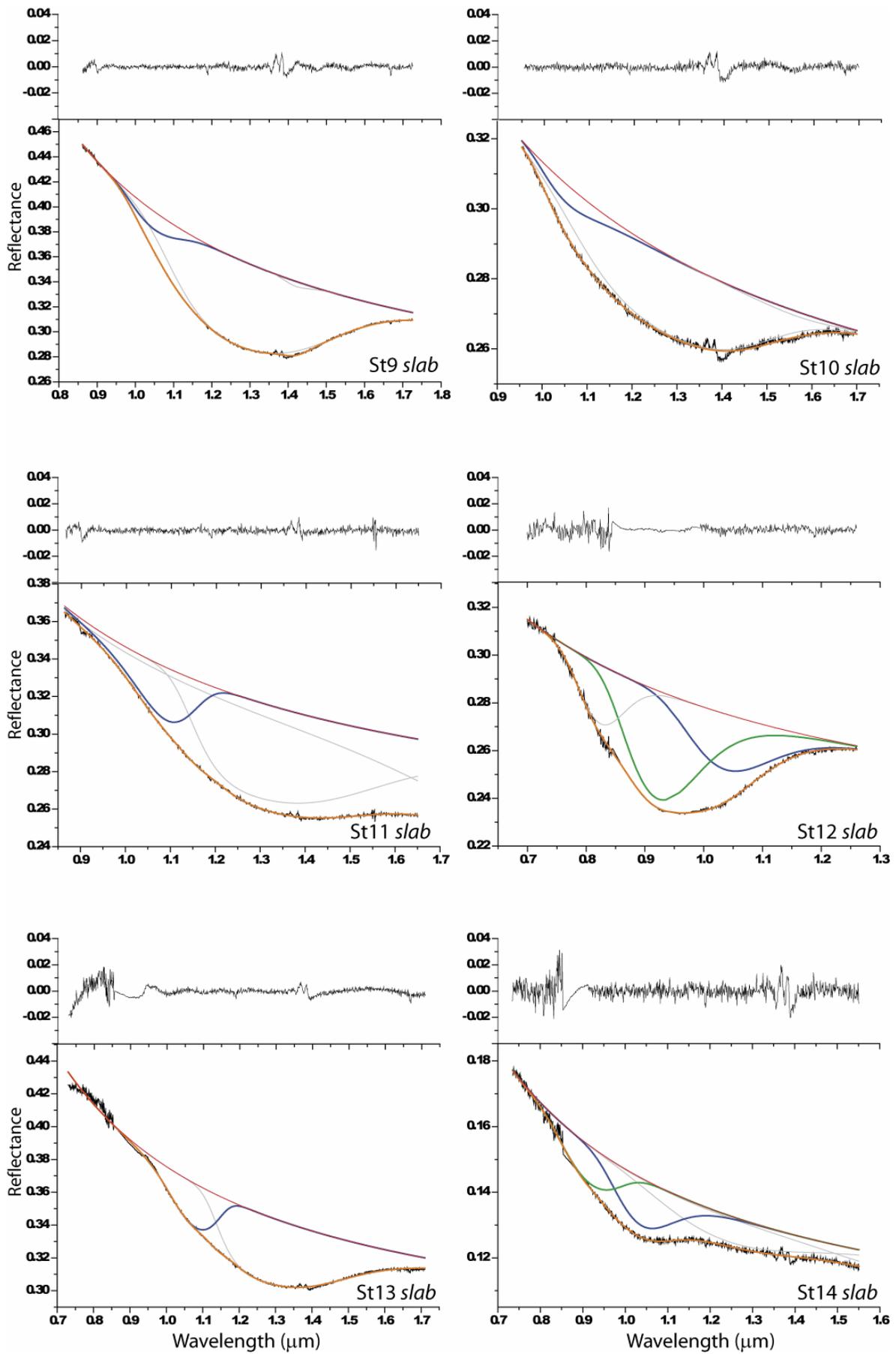


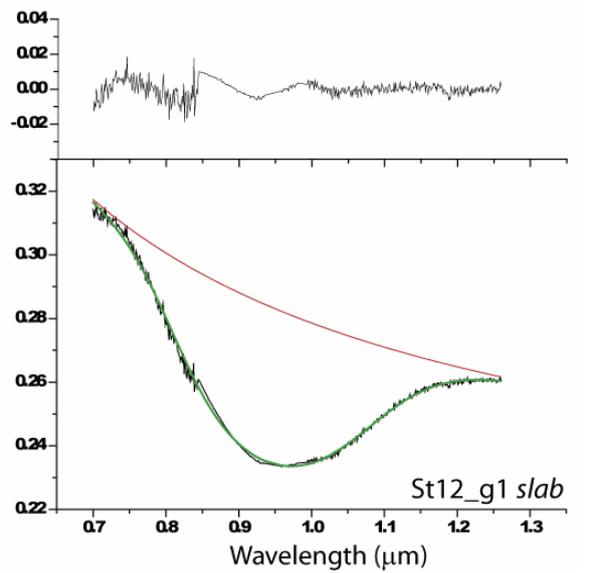
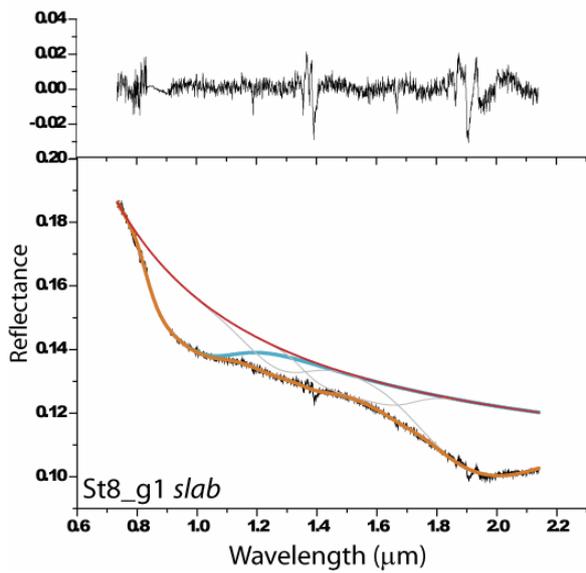
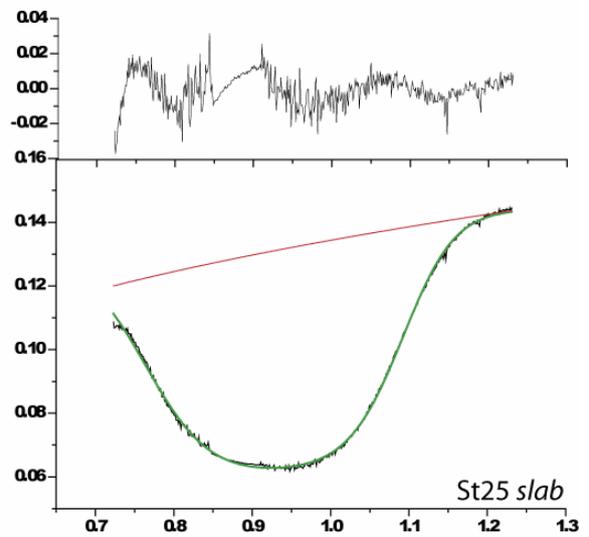
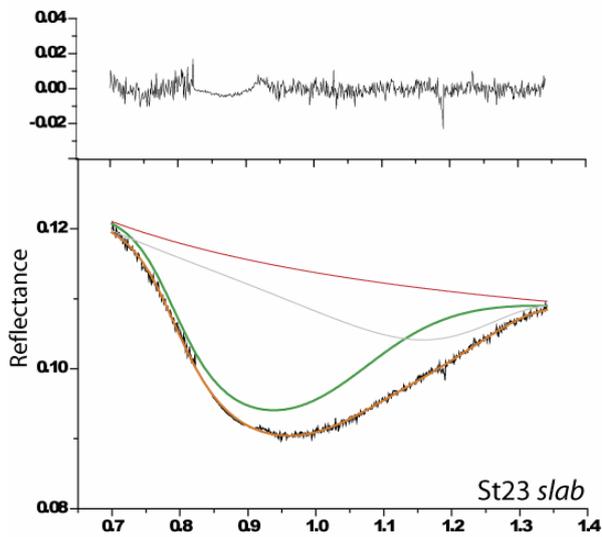
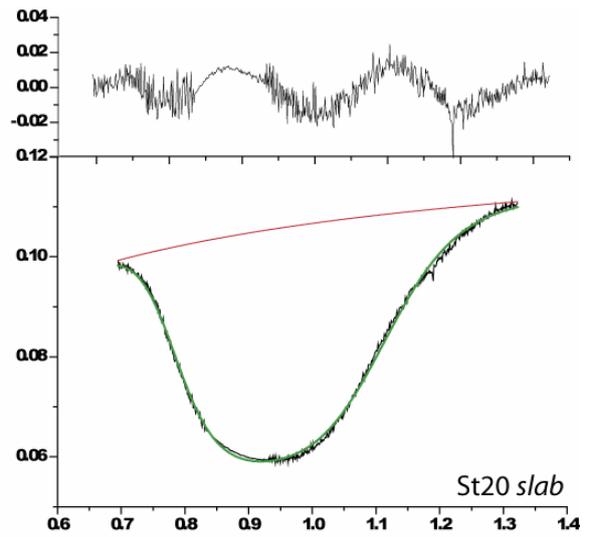
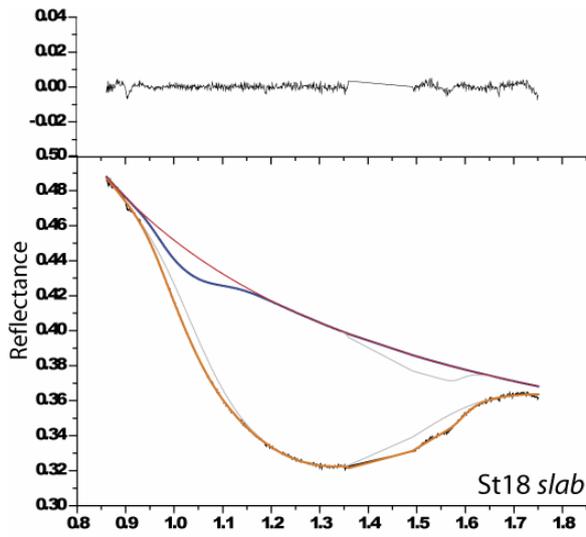


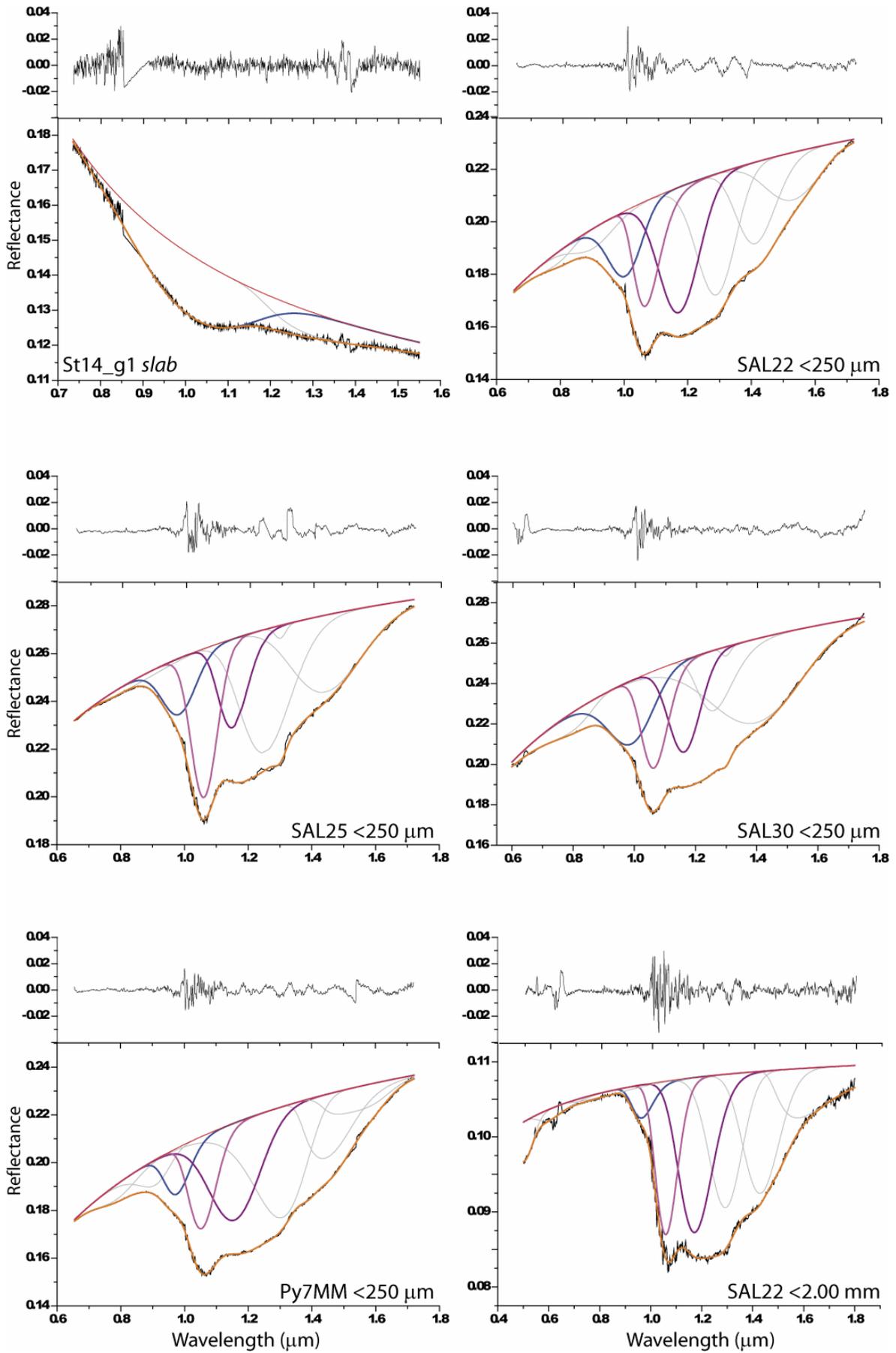


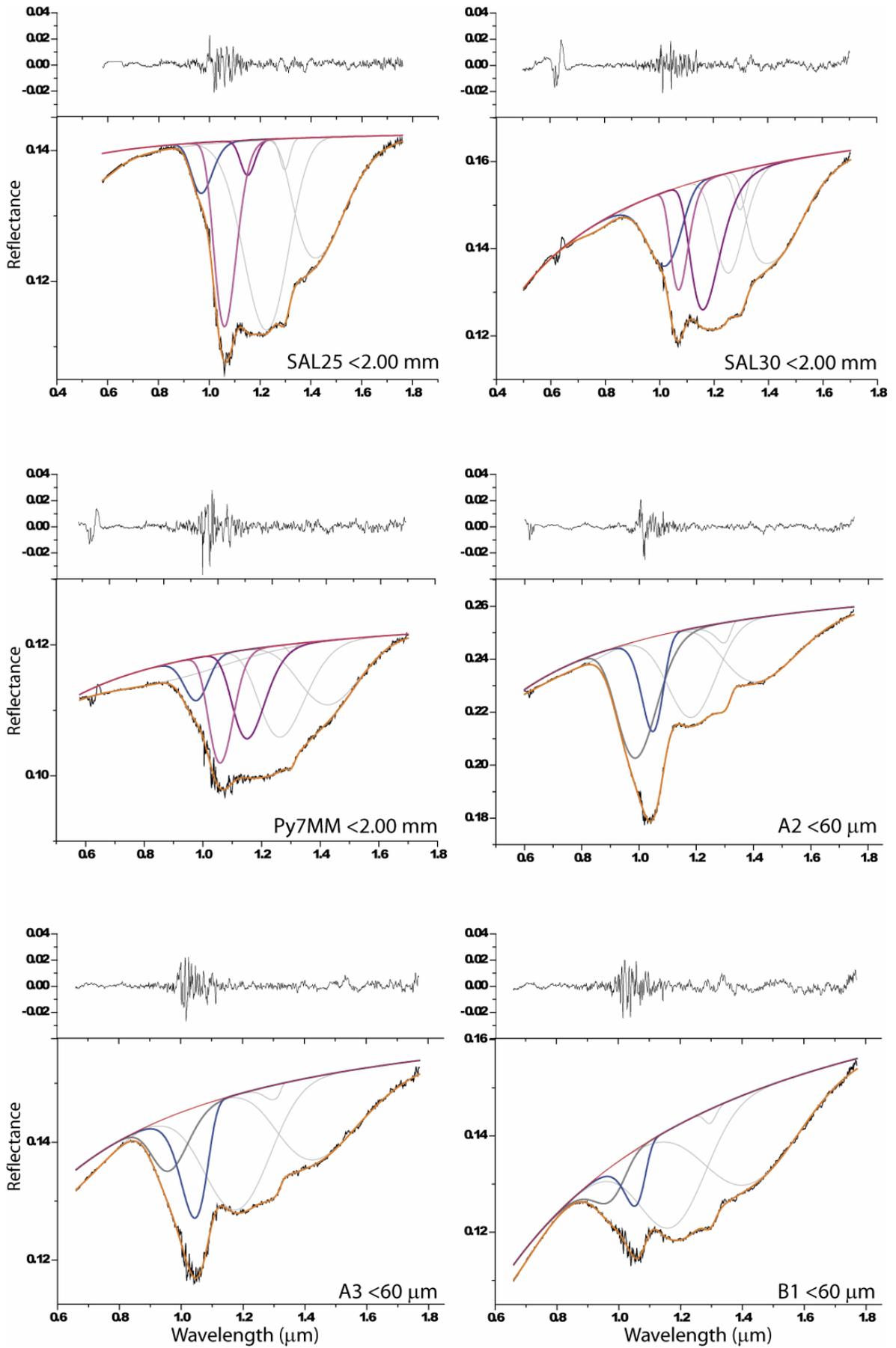


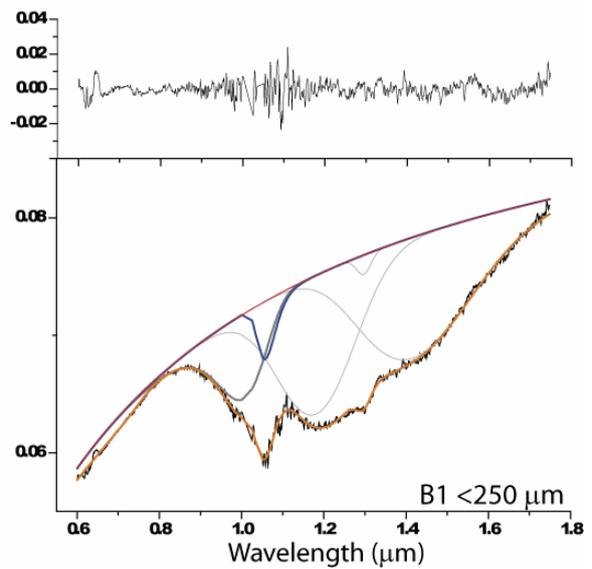
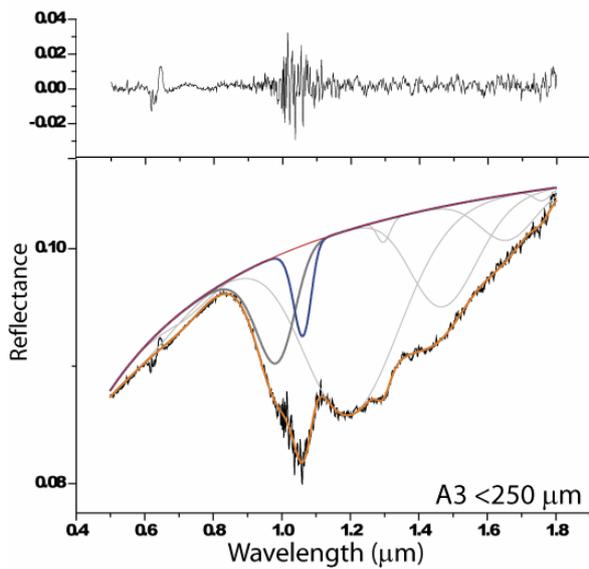
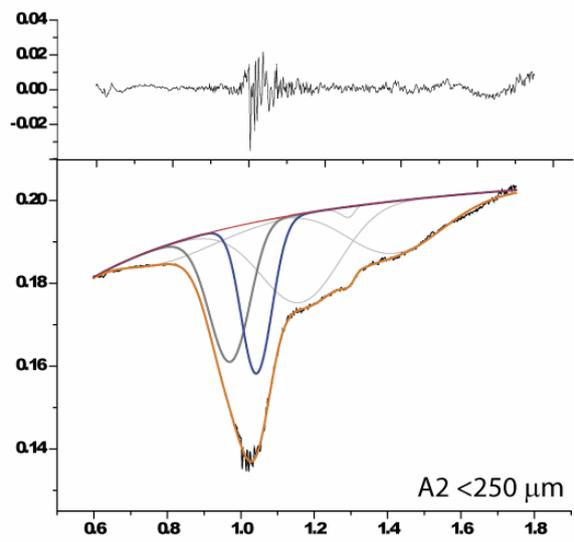
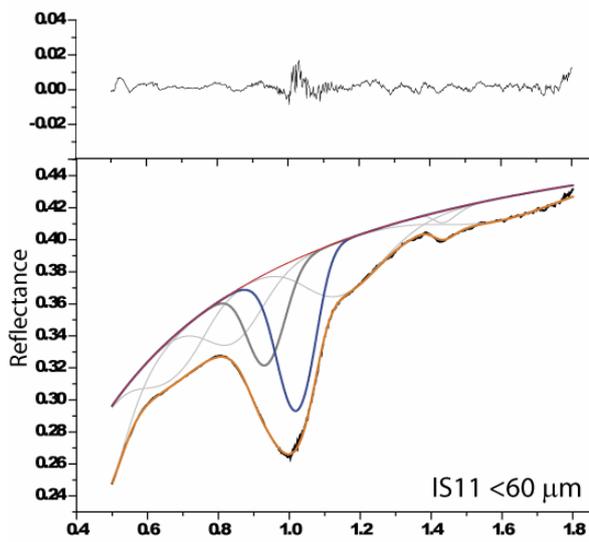
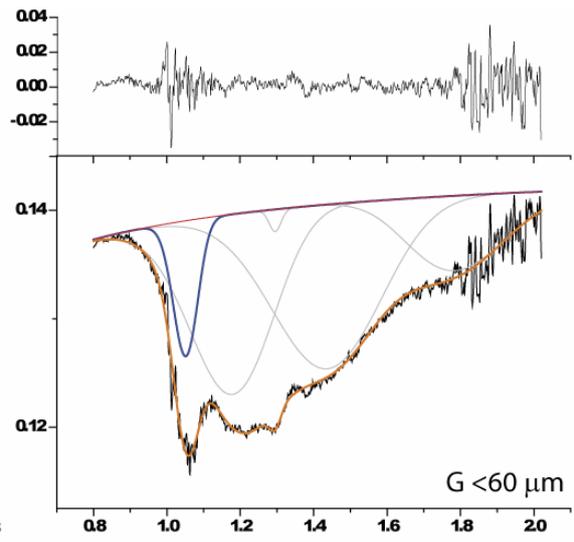
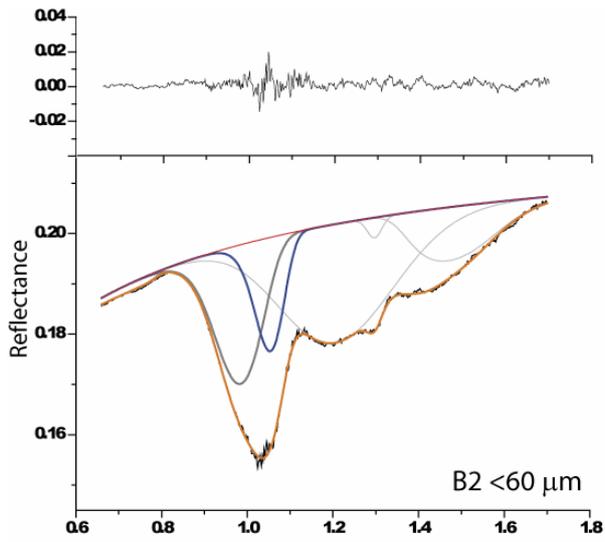


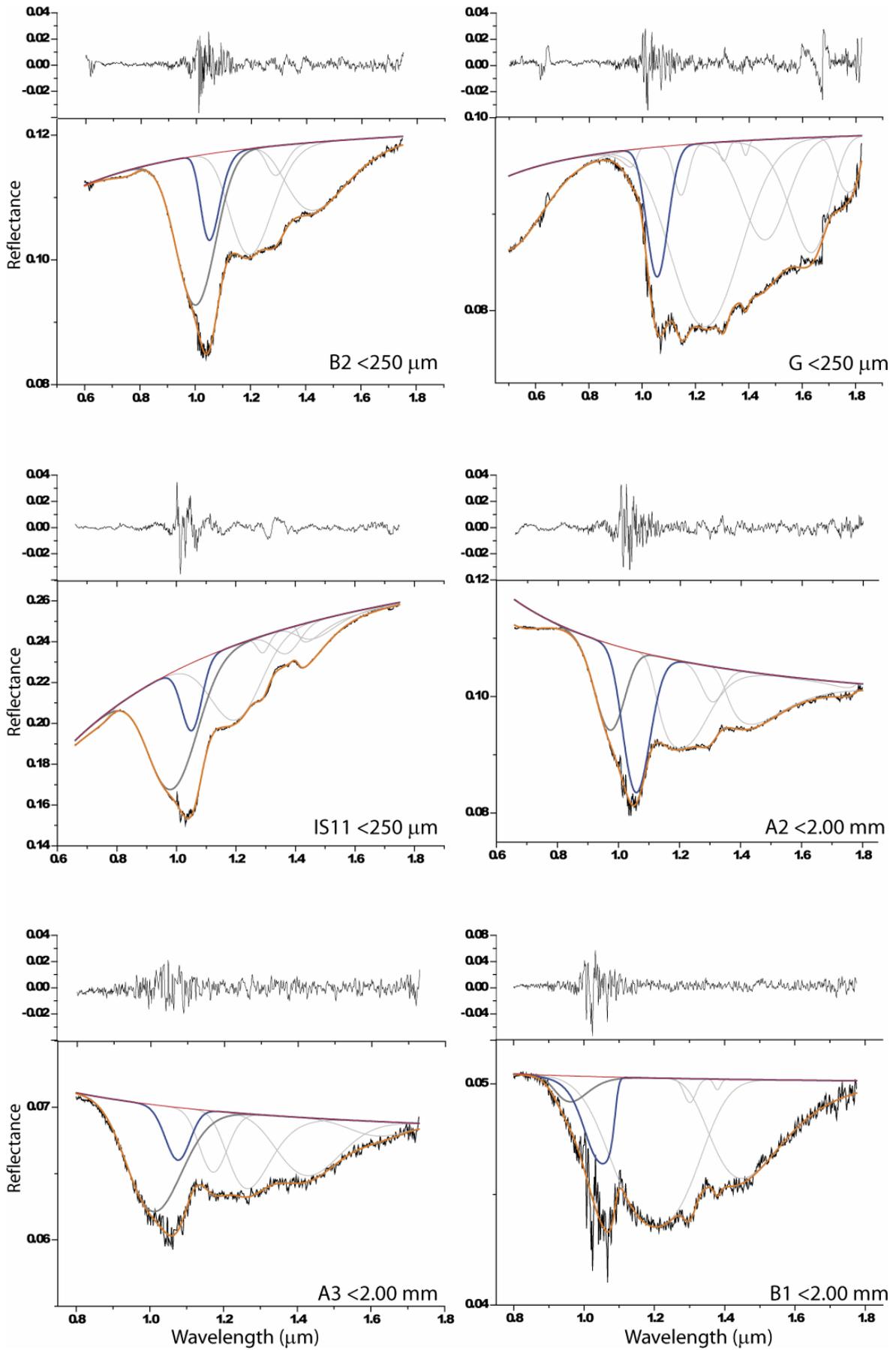


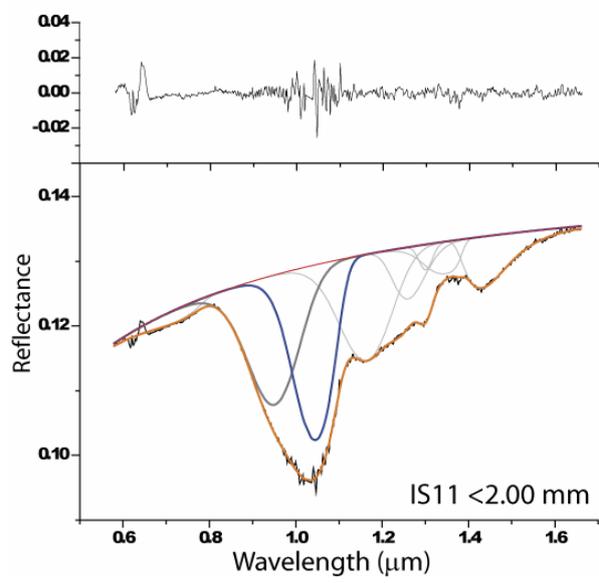
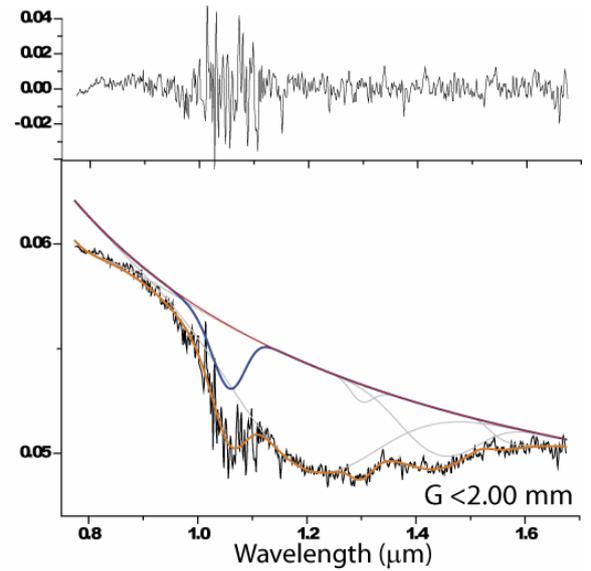
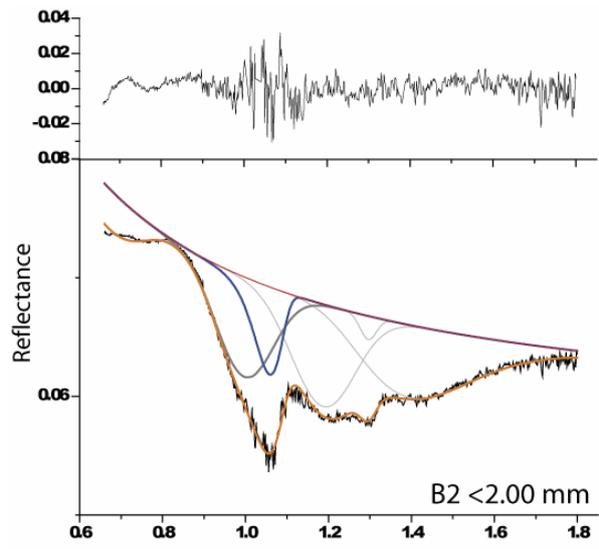












$\phi=125\ \mu\text{m}$ n.gaussiane	St2 1	St7 1	St8 3	St10 3	St12 4	St13 3	St14 3	St18 2	St8_g1 1	St10_g1 2	St12_g1 1	St13_g1 2	St14_g1 2
c0	-0.620	-0.373	-0.580	-0.435	-0.296	-0.360	-0.389	-0.162	-0.583	-0.435	-0.305	-0.361	-0.389
c1	-0.038	-0.171	-0.018	0.004	-0.082	-0.075	-0.086	-0.050	-0.020	0.004	-0.076	-0.077	-0.086
b1	0.511	0.634	0.233	0.053	0.262	0.112	0.162		0.253	0.108	0.352	0.145	0.255
xc1	0.914	0.916	0.917	0.917	0.919	0.915	0.917		0.934	0.979	0.935	0.975	0.986
w1	0.083	0.077	0.076	0.070	0.061	0.061	0.074		0.088	0.091	0.091	0.092	0.090
t1	0.001	0.701	0.001	0.001	0.001	0.001	0.001		0.780	1.809	1.372	1.200	1.388
k1	0.070	0.034	-0.015	0.021	0.000	-0.099	0.000		0.073	0.031	0.088	0.015	-0.029
b2			0.093	0.066	0.202	0.121	0.189	0.077					
xc2			1.039	1.018	1.024	1.026	1.036	1.033					
w2			0.073	0.077	0.075	0.062	0.072	0.070					
t2			0.001	0.001	0.001	0.001	0.001	0.001					
k2			0.000	-0.056	0.000	0.057	0.000	0.042					
R <sup>2</sup> adj	0.9973	0.9975	0.9961	0.9878	0.9990	0.9970	0.9981	0.9925	0.9967	0.9875	0.9983	0.9965	0.9973
RMS	0.0095	0.0112	0.0056	0.0036	0.0040	0.0032	0.0041	0.0043	0.0052	0.0037	0.0055	0.0035	0.0049
$\phi=250\ \mu\text{m}$ n.gaussiane	St2 1	St7 1	St8 3	St10 3	St12 4	St13 3	St14 3	St18 3	St8_g1 1	St10_g1 2	St12_g1 1	St13_g1 2	St14_g1 2
c0	-0.805	-0.435	-0.741	-0.639	-0.486	-0.508	-0.468	-0.278	-0.787	-0.638	-0.556	-0.506	-0.470
c1	-0.046	-0.220	-0.022	0.036	-0.056	-0.048	-0.075	-0.049	0.018	0.036	0.005	-0.052	-0.074
b1	0.505	0.612	0.251	0.042	0.312	0.095	0.175		0.266	0.067	0.347	0.138	0.263
xc1	0.917	0.918	0.917	0.919	0.921	0.918	0.922		0.936	0.983	0.936	0.984	0.986
w1	0.082	0.081	0.078	0.079	0.074	0.065	0.076		0.092	0.082	0.091	0.107	0.101
t1	0.773	1.001	0.301	0.000	0.001	0.136	0.001		1.118	0.720	1.494	0.900	0.788
k1	0.044	0.040	-0.015	-0.020	0.033	-0.014	0.006		0.034	-0.033	0.058	0.101	0.026
b2			0.098	0.064	0.139	0.091	0.173	0.070					
xc2			1.040	1.017	1.043	1.032	1.040	1.038					
w2			0.065	0.073	0.073	0.067	0.073	0.068					
t2			0.101	0.001	0.001	0.115	0.001	0.004					
k2			0.000	0.021	-0.005	0.030	0.008	0.042					
R <sup>2</sup> adj	0.9961	0.9980	0.9950	0.9910	0.9987	0.9942	0.9981	0.9980	0.9967	0.9915	0.9978	0.9939	0.9977
RMS	0.0110	0.0096	0.0068	0.0026	0.0045	0.0036	0.0040	0.0030	0.0052	0.0025	0.0055	0.0037	0.0044

slab n.gaussiane	St2 2	St4 1	St7 1	St8 5	St9 3	St10 3	St11 4	St12 3	St13 2	St14 4	St18 3	St20 1	St23 2
c0	-1.968	-1.988	-2.361	-2.346	-1.508	-1.566	-1.557	-1.569	-1.365	-2.433	-1.272	-2.074	-2.319
c1	0.328	0.254	0.372	0.491	0.611	0.406	0.479	0.290	0.386	0.516	0.477	-0.164	0.145
b1	0.246	0.396	0.274	0.120				0.173		0.078		0.578	0.201
xc1	0.911	0.913	0.917	0.919				0.924		0.922		0.930	0.920
w1	0.062	0.076	0.087	0.076				0.059		0.052		0.093	0.095
t1	2.566	2.174	0.048	1.763				0.162		1.901		4.528	2.958
k1	-0.060	0.045	0.065	0.152				0.132		0.000		0.078	0.118
b2				0.035	0.037	0.018	0.069	0.089	0.076	0.106	0.029		
xc2				1.066	1.054	1.060	1.095	1.039	1.084	1.042	1.032		
w2				0.086	0.051	0.058	0.060	0.068	0.051	0.065	0.048		
t2				0.393	1.738	0.074	0.307	0.001	1.870	0.276	1.850		
k2				0.219	0.056	0.173	-0.063	0.113	-0.088	0.095	0.073		
R <sup>2</sup> adj	0.9947	0.9978	0.9976	0.9985	0.9998	0.9975	0.9996	0.9985	0.9987	0.9975	0.9998	0.9982	0.9978
RMS	0.0069	0.0066	0.0051	0.0060	0.0020	0.0027	0.0023	0.0033	0.0041	0.0057	0.0016	0.0094	0.0037
slab n.gaussiane	St25 1	St8_g1 4	St12_g1 1	St14_g1 2		$\phi=60\ \mu\text{m}$ n.gaussiane	A2 6	A3 6	B1 6	B2 6	G 5	Is11 9	
c0	-1.812	-2.347	-1.582	-2.467		c0	-1.281	-1.795	-1.667	-1.509	-1.933	-0.688	
c1	-0.158	0.4893	0.304	0.5484		c1	-0.1171	-0.1353	-0.3373	-0.11	-0.042	-0.264	
b1	0.786	0.1186	0.19	0.1294		b1	0.157	0.138	0.087	0.122	0.094	0.280	
xc1	0.934	0.947	0.941	1.028		xc1	1.049	1.045	1.054	1.053	1.051	1.020	
w1	0.089	0.0848	0.09136	0.1044		w1	0.036	0.040	0.032	0.034	0.033	0.049	
t1	5.228	4.813	2.682	1.85		t1	0.001	0.375	0.000	0.001	0.050	0.524	
k1	-0.026	0.1554	0.05787	-0.006188		k1	-0.055	-0.103	-0.125	-0.078	-0.018	-0.030	
R <sup>2</sup> adj	0.9990	0.9986	0.9971	0.9972		R <sup>2</sup> adj	0.9989	0.9965	0.9978	0.9986	0.9840	0.9987	
RMS	0.0089	0.0057	0.0045	0.0061		RMS	0.0029	0.0036	0.0040	0.0025	0.0067	0.0055	

$\phi=250\ \mu\text{m}$ n.gaussiane	A2 6	A3 9	B1 6	B2 6	G 10	Is11 9	SAL22 8	SAL25 7	SAL30 7	Py7MM 8
c0	-1.540	-2.183	-2.334	-2.087	-2.305	-1.167	-1.288	-1.142	-1.140	-1.260
c1	-0.100	-0.124	-0.301	-0.062	-0.030	-0.320	-0.302	-0.209	-0.278	-0.312
b1	0.207	0.080	0.070	0.206	0.150	0.156	0.131	0.096	0.139	0.098
xc1	1.043	1.061	1.057	1.056	1.056	1.051	1.004	0.983	0.988	0.975
w1	0.040	0.025	0.022	0.037	0.039	0.032	0.050	0.052	0.072	0.039
t1	0.001	0.001	0.000	0.001	0.001	0.001	0.296	0.001	0.000	0.001
k1	0.006	-0.045	0.132	0.080	0.013	-0.009	-0.025	0.000	-0.030	0.050
b2							0.212	0.270	0.217	0.202
xc2							1.067	1.061	1.063	1.053
w2							0.039	0.039	0.041	0.040
t2							0.001	0.001	0.001	0.264
k2							0.107	0.017	0.051	0.053
b3							0.254	0.151	0.200	0.208
xc3							1.171	1.149	1.162	1.156
w3							0.060	0.045	0.050	0.075
t3							0.001	0.001	0.000	0.110
k3							0.004	0.051	0.014	0.000
R <sup>2</sup> adj	0.9985	0.9937	0.9971	0.9973	0.9937	0.9986	0.9990	0.9982	0.9990	0.9992
RMS	0.0036	0.0044	0.0044	0.0043	0.0057	0.0043	0.0035	0.0041	0.0036	0.0031

$\phi=2.00$ mm n.gaussiane	A2 7	A3 7	B1 6	B2 6	G 6	Is11 8	SAL22 9	SAL25 7	SAL30 7	Py7MM 8
c0	-2.358	-2.705	-2.998	-2.867	-3.157	-1.922	-2.185	-1.940	-1.727	-2.066
c1	0.138	0.049	0.009	0.208	0.292	-0.128	-0.049	-0.017	-0.153	-0.069
b1	0.255	0.059	0.081	0.113	0.055	0.237	0.042	0.056	0.118	0.080
xc1	1.058	1.076	1.053	1.058	1.057	1.046	0.964	0.969	1.020	0.991
w1	0.042	0.032	0.026	0.032	0.029	0.039	0.040	0.041	0.057	0.040
t1	0.000	0.004	-4.440	0.001	0.001	1.685	0.001	0.001	0.609	0.001
k1	0.027	-0.014	-0.177	-0.134	-0.044	-0.081	0.084	0.060	-0.061	-0.013
b2							0.212	0.224	0.170	0.136
xc2							1.059	1.060	1.071	1.057
w2							0.041	0.042	0.032	0.034
t2							0.001	0.001	0.001	0.478
k2							0.053	0.064	0.082	0.048
b3							0.213	0.039	0.202	0.132
xc3							1.172	1.151	1.157	1.136
w3							0.064	0.028	0.046	0.054
t3							0.001	0.001	0.001	0.017
k3							0.056	0.019	0.125	0.088
R <sup>2</sup> adj	0.9964	0.9923	0.9936	0.9965	0.9930	0.9983	0.9966	0.9986	0.9978	0.9954
RMS	0.0049	0.0041	0.0044	0.0036	0.0057	0.0035	0.0050	0.0034	0.0037	0.0042



## Ringraziamenti

Ringrazio sentitamente la Prof.ssa Maria Sgavetti che mi ha permesso di svolgere questo lavoro di dottorato, supportandomi e sostenendomi, sia con le sue competenze scientifiche, che ha messo a mia completa disposizione, sia con le sue capacità umane.

Ringrazio la Prof.ssa Teresa Trua per l'aiuto fornitomi per la parte petrografica della tesi, la pazienza e il supporto morale messo a mia disposizione.

Ringrazio la dott.ssa Loredana Pompilio per l'aiuto fornitomi per la parte di spettroscopia della tesi, per le campagne e i convegni a cui abbiamo partecipato assieme, e dove mi ha sempre dato spunti per imparare cose nuove e migliorarmi.

Ringrazio poi i professori Renzo Valloni e Mario Tribaudino che si sono succeduti nell'incarico di coordinatori del Dottorato, la Prof.ssa Iaccarino, direttrice del dipartimento per avermi permesso di utilizzare i laboratori del dipartimento.

Ringrazio inoltre la Prof.ssa Ottavia Zeda, il dott. Matteo Massironi, del Dipartimento di Geoscienze dell'Università di Padova, e la Prof.ssa Lorella Francalanci, del Dipartimento di Scienze della Terra dell'Università di Firenze, per avermi fornito i campioni, e quest'ultima per avermi fornito anche le misure di microanalisi dei campioni della POF.

Ringrazio il dott. Renzo Tassinari del Dipartimento di Scienze della Terra dell'Università di Ferrara, per le misure di fluorescenza.

Ringrazio inoltre i tecnici Luca Barchi e Andrea Comelli per la preparazione delle sezioni sottili, il dott. Bruno Radicati e il dott. Marcello Picollo, dell'istituto IFAC del CNR di Firenze, e la dott.ssa Eleonora Ammannito dell'istituto INAF-IASF di Roma, per il supporto nell'acquisizione dei dati spettroscopici, il sig Raul Carampin del CNR di Padova, per il supporto nell'acquisizione dei dati microanalitici.

Devo un GRAZIE di tutto cuore ai miei genitori, Franco e Anna, e a mio fratello Simone, che mi hanno sempre supportato e sostenuto durante questi tre anni, sia nei momenti più facili che in quelli più difficili, permettendomi di portare avanti questo lavoro.

Grazie alla mia nonna Marcellina, e a tutti i miei cugini e zii, per essersi sempre preoccupati di come stava il loro cugino o nipote lontano da Verona.

Vorrei poi ringraziare tutte i vecchi amici dell'università di Padova (in modo particolare, Betta, Alessandro, Matteo B., Sergio, Luca, Matteo P., Simone&Rebecca, Francesco, Filippo A., Fabio, Michele, Filippo C.) che non hanno mancato le occasioni di far sentire sempre vivo l'importante sentimento di amicizia che ci aveva legato, nonostante la lontananza, e le poche occasioni per rivedersi; i nuovi amici di Parma (in modo particolare Isabella, con Alessio&Giulio, Simone, Rosaria, Claudia, Laura, Matteo, Antonella&Giovanni, Luciana, Luni, Enrico B., Rocco, Davide, Enrico S., Salomon) e i miei compagni di ciclo di dottorato, Pierre e Stefania, che ho conosciuto in questi anni e che mi hanno permesso di ambientarmi all'Università e non solo.

Infine, ma di grande importanza, voglio ringraziare Lorenza, una stellina che ho avuto la fortuna di conoscere in questo ultimo anno, e che mi ha supportato e sostenuto in alcuni momenti critici negli ultimi mesi di dottorato, aiutandomi ad arrivare fino alla fine del lavoro, dandomi fiducia ed entusiasmo.

