



**Università degli Studi di Cagliari**  
**Dipartimento di Scienze della Terra**

**Dottorato di Ricerca in Scienze della Terra (XIX ciclo)**

*Studio integrato di aree minerarie della Sardegna  
tramite telerilevamento e analisi mineralogiche*

Tutor: Prof. Alberto Marini  
Prof. Pierfranco Lattanzi

Dottoranda: Teresa Balvis

Anno Accademico 2006/2007

*Se un giorno ti verrà rimproverato che il tuo lavoro non è stato fatto con professionalità,  
rispondi che l'Arca di Noè è stata costruita da dilettanti e il Titanic da professionisti.*

# INDICE

1. Introduzione.....	5
2. Stato dell'arte.....	8
2.1. Problematica delle aree minerarie.....	8
2.1.1. Alterazione dei solfuri.....	9
2.1.2. Formazione di minerali secondari.....	11
2.1.3. Meccanismi di neutralizzazione degli AMD.....	12
2.2. Il Telerilevamento nel monitoraggio ambientale.....	13
2.2.1. Premessa.....	13
2.2.2. La spettroradiometria.....	14
2.2.2.1. Cenni sui processi di assorbimento dell'energia.....	15
2.2.2.2. Transizioni elettroniche.....	15
2.2.2.3. Transizioni vibrazionali.....	16
2.2.2.4. Bande di assorbimento delle principali molecole nei singoli minerali.....	17
2.2.3. I principali sensori da telerilevamento per l'identificazione dei minerali.....	24
2.2.4. Il telerilevamento nello studio delle aree minerarie.....	27
3. Inquadramento dell'area.....	31
3.1. Inquadramento geografico.....	31
3.2. Inquadramento geologico.....	32
3.3. Inquadramento giacimentologico e mineralogia.....	35
3.4. Inquadramento geomorfologico.....	38
4. Materiali e metodi.....	41
4.1. Immagini satellitari.....	41
4.1.1. Il dato Aster.....	46
4.1.1.1. Dati Aster Level-1a.....	47
4.1.1.2. Dati Aster Level-1b.....	47
4.1.1.3. Formato Hdf-Eos.....	48
4.2. Acquisizione dei dati con lo spettroradiometro.....	49
4.2.1. Campagna acquisizione dati.....	50
4.3. Acquisizione dei campioni di substrato e analisi mineralogiche.....	56
4.4. Elaborazione dati spettrali.....	56
4.4.1. Spectral Angol Mapper (SMA).....	58
4.4.2. Spectral Feature Fitting (SFF).....	60
4.5. Elaborazioni delle immagini Aster.....	62

4.5.1. Pre-processing.....	62
4.5.1.1. La correzione radiometrica.....	62
4.5.1.2. La correzione atmosferica.....	62
4.5.1.3. La correzione geometrica.....	63
4.6. Metodi di classificazione .....	63
5. Risultati e discussione.....	67
6. Conclusioni.....	81
Ringraziamenti.....	83
Bibliografia.....	84
Appendice 1.....	93
Appendice 2.....	107

## 1. INTRODUZIONE

L'attività estrattiva in Sardegna si è protratta per un lungo periodo, e soprattutto negli ultimi 150 anni con l'avvento delle tecniche di produzione industriali, ha indotto sostanziali cambiamenti nel paesaggio. L'esaurimento delle riserve minerarie ed il sostanziale abbandono di questo tipo di attività industriale negli ultimi vent'anni ha causato la chiusura di quasi tutti i siti, compromettendo in maniera significativa la qualità dell'ambiente per la presenza di scavi, discariche ed abbancamenti di materiali fini di risulta della lavorazioni dei minerali, responsabili fra l'altro di contaminazioni da metalli pesanti nel suolo e nelle acque, con potenziale rischio per l'ecosistema.

In passato, infatti, la scarsa sensibilità ambientale e la mancanza di precise normative ha determinato consistenti fenomeni d'inquinamento varie aree della Sardegna (Caboi R. e al., 1999, Fanfani et al., 2001, e Frau & Ardaù, 2003). Attualmente, grazie a una maggiore consapevolezza della necessità di uno sviluppo compatibile con l'ambiente, si è arrivati ad avere, da una parte, vincoli legislativi più rigorosi e, dall'altra, una maggiore sensibilità da parte dell'industria mineraria nei confronti delle problematiche ambientali. In quest'ottica si colloca anche l'istituzione del Parco Geominerario Storico ed Ambientale della Sardegna e si inseriscono gli studi del Dipartimento di Scienze della Terra dell'Università di Cagliari, che da alcuni anni studia tali aree da vari punti di vista: geologico, mineralogico e geochimico, contribuendo in questo modo a una migliore conoscenza del territorio e dei problemi ambientali legati a queste aree.

L'avvento delle nuove tecniche di telerilevamento, in particolare lo studio delle immagini satellitari, offre un nuovo approccio allo studio dei problemi ambientali. I vantaggi derivanti dallo studio delle immagini satellitari sono molteplici, in particolare:

- la possibilità di esaminare grandi aree e osservare la distribuzione di un determinato fenomeno (ad esempio la dispersione delle sostanze inquinanti);
- la possibilità di osservare come il fenomeno si evolve nel tempo anche a breve termine;
- la possibilità di analizzare bande multispettrali che consentono di applicare tecniche di elaborazione per distinguere o esaltare determinate proprietà dei materiali;
- la possibilità di combinare i diversi dati telerilevati con altri tipi d'informazioni (dati geochimici, mineralogici, etc.).

Infatti nel telerilevamento viene fatto uso di strumenti o sensori in grado di "catturare" le relazioni spaziali e spettrali di oggetti ed elementi osservabili a distanza, tipicamente dall'alto.

I sensori, montati su piattaforme mobili (satellite o aerei), sono in grado di raccogliere e registrare l'energia riflessa o emessa dalla superficie; ciò consente di determinare la natura del materiale presente in essa. Infatti i dati multispettrali registrano la riflettanza solare e l'emissione termica in parti specifiche dello spettro elettromagnetico. Gli spettri raccolti incrociati con le lunghezze d'onda forniscono la "firma spettrale" che è (in linea di principio) caratteristica per i diversi materiali della superficie, e questo consente varie applicazioni (Agar, 1996). In particolare è possibile riconoscere diversi gruppi di minerali, soprattutto nell'intervallo di 2.0 – 2.5  $\mu\text{m}$  dello spettro elettromagnetico: si possono riconoscere idrossidi, solfati, carbonati e alcuni minerali di alterazione idrotermale (Kruse, 2003; Bedell, 2004). L'informazione può essere integrata con quella di sensori a terra, che possono essere usati per meglio caratterizzare il target visualizzato con i sensori in volo, rendendo possibile una migliore comprensione delle informazioni nelle immagini. In particolare, studi recenti evidenziano come dall'analisi dei dati telerilevati sia possibile ottenere informazioni utili ad integrare dati mineralogici e geochimici per la caratterizzazione delle aree minerarie con la realizzazione di mappe di distribuzione dei vari minerali presenti.

Scopo del presente lavoro di tesi è di contribuire allo sviluppo di metodologie per l'indagine dei fenomeni di inquinamento nelle aree minerarie con un approccio che integra le conoscenze mineralogiche con dati telerilevati. Tale finalità è stata perseguita attraverso lo studio di alcune aree minerarie del distretto minerario piombo-zincifero di Montevecchio - Ingurtosu - Gennamari, in cui problemi ambientali sono noti e studiati da tempo (Fanfani, 1996; Da Pelo, 1998; Caboi e al., 1999, Biddau e al., 2001). In particolare, si è preso in considerazione: l'area del bacino di sterili di Piccalinna, in cui si ritrovano abbancati gli sterili di trattamento e coltivazione stimati approssimativamente in 5 milioni di metri cubi (Da Pelo, 1998), e il bacino idrografico del Rio Naracauli, all'interno del quale si rinvencono notevoli quantità di materiali di scarto accumulati nei piazzali e nei bacini di decantazione.

Dopo un attenta ricerca bibliografica e un esame dei vari tipi di immagini satellitari disponibili sul mercato si è deciso di utilizzare le immagini del sensore Aster (Advanced Spaceborne Thermal Emission and Reflection Radiometer), che ben si prestano agli studi di carattere ambientale e per il monitoraggio dell'ambiente, in particolare negli intervalli VNIR (visibile-infrarosso vicino, 0,52 – 0,86  $\mu\text{m}$ ) e SWIR (infrarosso a corta lunghezza d'onda, 1,60 – 2,43  $\mu\text{m}$ ). Più esattamente, nell'intervallo VNIR è possibile l'identificazione di minerali in cui sono presenti metalli di transizione come il ferro, mentre nell'intervallo SWIR ricadono le bande di riflettanza caratteristiche di minerali come carbonati, solfati, ossidi e idrossidi. Per tarare e validare opportunamente gli spettri da satellite, sono stati acquisiti con

lo spettroradiometro da campo modello Macam SR-9050, in dotazione nel Dipartimento di Scienze della Terra dell'Università di Cagliari presso il laboratorio Telegis, in grado di acquisire sia valori di riflettanza e/o d'irradianza in un intervallo di 400-2500 nm. In ogni punto in cui sono state fatte le acquisizioni con lo spettroradiometro, sono stati prelevati dei campioni di suolo al fine di determinare i minerali presenti mediante analisi per diffrazione dei raggi X. Il confronto tra tutti questi dati ha permesso di trarre delle conclusioni sulle possibili applicazioni dell'interpretazione delle immagini da satellite per il telerilevamento ambientale in aree minerarie.

## 2. STATO DELL'ARTE

### 2.1. *Problematiche delle aree minerarie*

L'attività mineraria è una tra le attività industriali che maggiormente possono danneggiare, inquinare e modificare il territorio in quanto comporta la creazione di morfologie instabili soggette a frane e crolli (Di Gregorio et al., 1992), ma soprattutto l'esposizione all'ambiente esogeno di vaste aree di rocce mineralizzate e di sottoprodotti di trattamento, che producono importanti variazioni nella chimica dell'ambiente. L'impatto più rilevante è la dispersione nell'ambiente di elementi tossici, principalmente "metalli pesanti", intendendo con questo termine descrittivo elementi come Cu, Pb, Zn, Cd, As, Cr e Ni. La dispersione di questi elementi può essere veicolata per via meccanica (scivolamenti gravitativi, ruscellamento, trasporto eolico) o per via chimica (trasporto in soluzione). Quest'ultima può rappresentare il rischio meno evidente, ma nel lungo tempo si configura come quello più pericoloso e limitante per le attività umane nonché quello più difficilmente eliminabile (es., Plumlee & Logsdon, 1999 e Blowes et al., 2003). Le fonti d'inquinamento sono rappresentate oltre che dalle mineralizzazioni rimaste esposte in sotterraneo, dai materiali di scarto accumulati all'esterno o costituenti la ripiena stessa delle miniere. Un ruolo preponderante è svolto dai fanghi di flottazione, originariamente depositi in bacini: in essi si ritrovano alte concentrazioni di metalli pesanti e la loro lisciviazione da parte degli agenti atmosferici determina un notevole inquinamento nelle aree minerarie. In ogni caso, il circuito delle acque superficiali rappresenta la via preferenziale di dispersione di questi elementi tossici anche a distanza notevoli dalla sorgente. Come accennato in precedenza, la dispersione dei contaminanti provenienti dalle potenziali fonti d'inquinamento può avvenire sia per via meccanica sia per via chimica; ma il secondo caso è quello che riveste particolare importanza nei processi di alterazione dei minerali presenti nelle sorgenti contaminanti. Il fattore di rischio ambientale dipende in maniera determinante non solo dalla concentrazione assoluta degli elementi tossici presenti nella sorgente ma anche dalle proprietà chimiche e fisiche delle fasi in cui i metalli si trovano. Da queste proprietà dipendono, infatti, le modalità di alterazione dei minerali primari e di conseguenza il rilascio degli elementi, il loro trasporto e la loro potenziale assunzione da parte degli organismi viventi. Elementi concentrati ma scarsamente mobili vengono dispersi una volta che la roccia che li contiene viene frantumata, polverizzata ed esposta agli agenti atmosferici; nel caso dei solfuri questo processo di alterazione implica reazioni di ossidazione e di acidificazione (neutralizzate efficacemente solo in ambiente carbonatico) che portano in soluzione i metalli pesanti.



Il distretto minerario di Montevecchio – Ingurtosu – Gennamari è un chiaro esempio di queste situazioni sopra descritte, infatti rappresenta una continua fonte di Pb, Zn ed altri metalli. La coltivazione risale all'antichità, ma il periodo di maggior sviluppo si è avuto tra il 1848 e il 1968; ogni attività estrattiva è cessata nel 1991 ma non è stata accompagnata da adeguati interventi di bonifica e mitigazione degli impatti. Diversi studi (Fanfani,1996; Da Pelo, 1998; Caboi e al., 1999, Biddau e al., 2001) hanno evidenziato le modalità di alterazione dei minerali primari in queste discariche e le modalità con cui gli elementi pesanti e tossici, presenti in concentrazioni significative, sono ceduti all'ambiente.



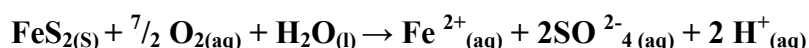
Figura 1. – Bacino di sterili di Piccalinna.

Per poter meglio comprendere la situazione presente nell'area mineraria di Montevecchio – Ingurtosu – Gennamari, si sono analizzati questi fenomeni di alterazione, in particolare verranno esaminati i processi di alterazione dei solfuri, la formazione di minerali secondari e i principali processi che portano alla neutralizzazione dei drenaggi acidi.

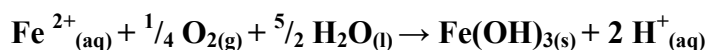
### *2.1.1. Alterazione dei solfuri*

Nella maggior parte dei giacimenti, gli elementi potenzialmente tossici sono contenuti principalmente nei solfuri come galena, sfalerite, calcopirite e arsenopirite, che spesso sono accompagnati da solfuri di ferro come la pirite, marcasite o la pirrotina. Tutti questi solfuri si sono formati in ambienti riducenti ed a temperature e pressioni elevate rispetto a quelle esistenti sulla superficie terrestre. Quando questi minerali si vengono a trovare in condizioni di tipo esogeno, diventano termodinamicamente instabili e dunque tendono ad un riequilibrio con le nuove condizioni ambientali. Tuttavia, le reazioni che dovrebbero portare ad equilibri

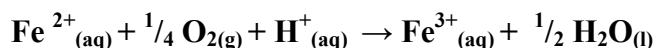
termodinamicamente più stabili e quindi ad associazioni mineralogiche diverse da quelle che si sono formate in ambiente endogeno, sono spesso ostacolate da vari fattori chimici, fisici e biologici. Le associazioni mineralogiche che si osservano nell'ambiente naturale supergenico raramente corrispondono a quelle previste dai diagrammi pH-Eh calcolati su base termodinamica, proprio a causa della tendenza degli stessi solfuri di persistere metastabilmente oltre le condizioni previste dai loro campi di stabilità. La resistenza all'alterazione di un minerale dipende da diversi fattori, tra cui: la compattezza della struttura cristallina ed il tipo di legami che sono presenti in essa e il differente grado di stabilizzazione degli ioni nel campo elettrico dei poliedri cristallini. Tuttavia, la maggior parte dei solfuri si ossida e scompare nelle zone della superficie terrestre in cui vi sia grande disponibilità d'acqua e di ossigeno libero (Plumlee, 1999). Bisogna inoltre tener presente che la stabilità dei solfuri varia considerevolmente in funzione della composizione del solfuro stesso, dell'associazione mineralogica in cui si trova e delle condizioni in cui si svolgono i processi di alterazione (Blowes et al., 2003). Il principale processo geochimico responsabile della dispersione dei metalli pesanti è l'ossidazione (e idrolisi) dei solfuri che porta alla solubilizzazione degli elementi potenzialmente tossici. I solfuri monometallici di Fe giocano un ruolo importante nelle solubilizzazioni, infatti la loro alterazione produce un ambiente tipicamente acido, con formazione, a seconda delle condizioni di pH ed Eh, una vasta gamma di ossi-idrossidi e/o solfati di Fe. Il meccanismo di ossidazione della pirite è stato ampiamente studiato, e secondo uno schema largamente accettato (Blowes et al., 2003), i primi prodotti della reazione sarebbero costituiti da ferro ferroso e solfato in soluzione con rilascio di H<sup>+</sup>:



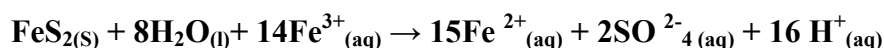
Il Fe<sup>2+</sup><sub>(aq)</sub> rilasciato dall'ossidazione del solfuro può essere ulteriormente ossidato ed idrolizzato, precipitando come ossi-idrossido di Fe amorfo o cristallino secondo una reazione del tipo:



In alternativa può precipitare una fase idrossisolfatica di ferro cui corrisponde una differente quantità di H<sup>+</sup><sub>(aq)</sub> rilasciati. A pH < 3, tuttavia il Fe<sup>3+</sup> può rimanere in soluzione, per cui la reazione di ossidazione del Fe<sup>2+</sup> è la seguente:



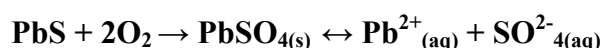
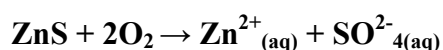
In queste condizioni il Fe<sup>3+</sup> diventa un importante agente ossidante:



Quest'ultima reazione, molto veloce, gioca un ruolo importante nei processi ossidativi dei solfuri metallici ed inoltre il Fe<sup>3+</sup> è il principale ossidante della pirite anche a pH prossimi alla

neutralità, ma la reazione non può avvenire in assenza di ossigeno disciolto. Il ferro svolge un'azione ossidante non solo nei confronti della pirite, ma della maggior parte dei solfuri.

Qualunque sia il meccanismo di dissoluzione, l'ossidazione della pirite produce sempre una grande quantità di  $H^+_{(aq)}$ , acidificando le acque di dilavamento (AMD = Acid Mine Drainage), che, quando non interviene alcun meccanismo di neutralizzazione, hanno la capacità di mantenere in soluzione alte concentrazioni di elementi potenzialmente tossici. Lo stesso fenomeno avviene durante l'ossidazione della maggior parte dei solfuri: ad esempio, la pirrotina si altera più o meno secondo modalità già discusse per la pirite. La sfalerite e la galena sono tra i più diffusi ed importanti minerali per l'estrazione di metalli pesanti. Per quanto riguarda la sfalerite, essa contiene spesso quantità di Cd potenzialmente dannose per l'ambiente, mentre lo Zn risulta essere un elemento tossico solo ad alte concentrazioni. La galena rappresenta invece la principale sorgente di contaminazione da Pb nelle aree minerarie. L'ossidazione della sfalerite in ambiente acquoso determina la formazione di una soluzione ricca di Zn, Cd e ione solfato disciolti; mentre per la galena si ha generalmente la formazione di un prodotto secondario (anglesite –  $PbSO_4$ ) in equilibrio con  $Pb^{2+}$  ed  $SO^{2-}_4$  in soluzione:



Nonostante le reazioni sopra descritte non comportino, in presenza di ossigeno, la formazione di  $H^+$ , se l'ossidazione avviene ad opera del ferro ferrico anche questi solfuri possono generare acidità.

### 2.1.2. Formazione di minerali secondari

Come già detto in precedenza, una parte degli elementi che vengono rilasciati durante l'alterazione dei minerali primari può riprecipitare in una grandissima varietà di minerali secondari, tra cui i più diffusi e importanti sono in genere solfati, ossidi e idrossidi. Lo ione solfato è il prodotto finale stabile dell'alterazione dei solfuri, di conseguenza spesso presente in grande quantità nelle acque sotterranee e superficiali che hanno interagito con la mineralizzazione e con i materiali presenti nelle discariche. La cristallizzazione dei solfati secondari (ad es. epsomite) è frequente e si realizza facilmente: infatti basta l'evaporazione delle acque di lisciviazione affinché i vari solfati raggiungano il loro prodotto di solubilità e precipitino sotto diverse forme. Poiché sia gli anioni che i cationi sono distribuiti in maniera complessa nelle acque naturali, nelle zone di alterazione supergenica delle aree minerarie, si formano non solo solfati semplici ma anche sali doppi o multipli che contengono numerosi gruppi cationici e anionici, a volte anche rari. La formazione di questi solfati o comunque di

altri minerali secondari insolubili e stabili in ambiente supergenico, comporta una sottrazione di metalli al sistema e quindi un'attenuazione della loro disponibilità nell'ambiente. D'altra parte, i solfati solubili, che si formano in condizioni semi-aride, possono attenuare l'acidità e trattenere i metalli durante i periodi secchi, ma tuttavia diventano loro stessi fonte di acidità nei periodi piovosi. Questo comporta una drastica variazione stagionale della concentrazione dei metalli con varie conseguenze sull'ambiente e ciò va tenuto in considerazione nel monitoraggio di queste aree. Fra i solfati solubili, quelli più diffusi sono i solfati di ferro. La geochimica del ferro in ambiente supergenico è complicata dal fatto che il ferro si trova in due stati di ossidazione:  $Fe^{2+}$  e  $Fe^{3+}$ , e quindi a seconda delle condizioni ambientali avremo solfati di  $Fe^{2+}$  e/o  $Fe^{3+}$ . Meritano una certa attenzione anche i processi legati alla formazione di ossi-idrossidi di Fe e di Al; diversi studi hanno dimostrato il ruolo delle ocre nell'attenuazione della dispersione di Fe e di altri metalli nelle acque provenienti da siti minerari in seguito a reazioni di coprecipitazione e/o adsorbimento (Blowes et al., 2003).

### *2.1.3. Meccanismi di neutralizzazione degli AMD*

Le acque che provengono dalle aree minerarie non sempre producono drenaggi acidi (AMD), in quanto possono intervenire meccanismi di neutralizzazione anche vicino alla sorgente, quindi in questi casi la contaminazione chimica può essere attenuata anche se raramente annullata. Infatti, anche in situazioni tamponate, contenuti elevati di metalli tossici e di solfati possono rimanere in soluzione (Plumlee, 1999), nonostante vengano inibiti i processi di dissoluzione dei minerali primari e secondari e vengano favoriti i processi di coprecipitazione e/o adsorbimento. I principali processi geochimici di neutralizzazione sono legati (Blowes et al., 2003): alla dissoluzione dei carbonati, che spesso costituiscono i minerali di ganga dei giacimenti a solfuri; alla dissoluzione degli idrossidi di Fe e Al e alla dissoluzione dei minerali alluminosilicatici. La dissoluzione dei carbonati è quella che consente di mantenere condizioni di pH vicine alla neutralità: in particolare la dissoluzione della calcite tampona il pH a valori compresi tra 6.5 e 7.5, mentre la siderite tampona il pH a valori tra 4.8 e 6.3. Nella sequenza di dissoluzione la calcite è quella che viene dissolta più facilmente seguita dalla dolomite, ankerite e dolomite. Le reazioni tampone degli idrossidi di Al e di Fe avvengono per intervalli di pH rispettivamente fra 4 e 4.3 per gli idrossidi di Al e circa 3.5 per quelli di Fe. Per pH molto bassi, la dissoluzione degli alluminosilicati (clorite, muscovite, plagioclasti) diventa il principale meccanismo di neutralizzazione.

## 2.2. *Il Telerilevamento nel monitoraggio ambientale*

### 2.2.1. *Premessa*

Il Telerilevamento comprende le tecniche che permettono di trarre informazioni su una realtà posta ad una nota distanza dal sensore, tale tecnica permette la conoscenza delle diverse caratteristiche degli oggetti investigati, mediante l'osservazione di campi di forza, di radiazione elettromagnetica o di energia acustica, per mezzo di macchine fotografiche, sistemi laser e radar, ricevitori a radio frequenza, sonar, dispositivi termici, magnetometri ed altri strumenti. In questo studio il campo di applicazione del Telerilevamento è limitato all'analisi delle informazioni derivanti dallo spettro delle onde elettromagnetiche: il principio di base consiste nella capacità di ogni corpo di riflettere, assorbire e trasmettere una radiazione incidente in percentuali differenti, a seconda delle proprie qualità strutturali, chimiche, fisiche. Ogni corpo, avente una temperatura superiore allo zero assoluto, è in grado, inoltre, di emettere radiazioni di ampiezza e lunghezza d'onda dipendenti dalle proprietà termiche dell'oggetto stesso. Nell'uso attuale, il termine Telerilevamento indica non solo l'acquisizione a distanza di informazioni qualitative e quantitative riguardanti il territorio e l'ambiente ma anche l'insieme dei metodi e delle tecniche per la successiva elaborazione e interpretazione. Se l'acquisizione avviene a distanza si parla di *remote sensing*, se avviene a distanza ravvicinata si parla di *proximal sensing*.

L'insieme dei parametri misurabile da satellite e da aereo è assai ampio e le applicazioni dei dati del Telerilevamento sono così diversificate da risultare utili in varie discipline che vanno dalla biologia, alla geochimica, alla geologia, all'esplorazione mineraria, al rilevamento delle caratteristiche geomorfologiche, all'idrologia, all'oceanografia, alla geobotanica, alla classificazione delle risorse agricole e forestali, alla catalogazione e l'individuazione degli stress ambientali, agli studi di inquinamento ambientale e al controllo continuo del territorio. Le informazioni elettromagnetiche vanno convertite, attraverso la creazione di opportuni modelli multidisciplinari, nella stima delle variabili chimiche, fisiche o biologiche investigate. Il successo o il fallimento dell'utilizzo dei dati telerilevati nel valutare le alterazioni ambientali, dipendono quindi da modelli e algoritmi sviluppati e utilizzati per estrarre i parametri ambientali dal *continuum* di dati ottico-spettrali raccolti dai sensori e dal confronto con elementi di verità a terra (Gommarasca, 2004). La raccolta e la distribuzione delle informazioni è resa possibile dallo sviluppo delle tecniche relative ai sensori, alla trasmissione a distanza dei dati e alla loro elaborazione. I sensori consentono la misura a distanza, basata essenzialmente sul comportamento delle superfici dei corpi relativamente alle onde elettromagnetiche nel visibile, nell'infrarosso e nelle microonde; tali misure sono

indirizzate al riconoscimento indiretto della struttura degli elementi territoriali o al rilevamento di alcune caratteristiche fisiche. Benché esistano varie limitazioni nell'utilizzo dei dati telerilevati, tale tecnica ha avuto, a partire dagli anni '70, un notevole incremento con la messa in orbita di satelliti via via con risoluzioni spaziali, temporali, radiometriche e spettrali sempre più elevati. Ciò ha consentito al telerilevamento, di accrescere il suo ruolo nella pianificazione territoriale e nella gestione delle risorse terrestri per lo studio e la comprensione di fenomeni non investigabili in altro modo e per il controllo delle dinamiche naturali.

### *2.2.2. La Spettroradiometria*

La spettroradiometria è la disciplina scientifica che permette di analizzare quantitativamente la relazione tra la radiazione incidente e le caratteristiche dei materiali, mediante la misura della proprietà di riflessione del materiale cioè la riflettanza (Casacchia et al., 2006). I valori di riflettanza sono funzione della lunghezza d'onda ( $\lambda$ ) ed il loro andamento, in un determinato intervallo di lunghezza d'onda, definisce la firma spettrale di uno specifico materiale. La variabilità dei valori di riflettanza in funzione della lunghezza d'onda è alla base dell'utilizzo del telerilevamento ottico passivo in moltissime applicazioni ambientali, tra cui il monitoraggio delle aree minerarie (Thompson et al., 1999; Vandenberg, 2003; Kruse et al., 2006; Van der Meer, 2006). Tuttavia poiché i valori misurati da remoto risentono degli effetti atmosferici e di specifiche condizioni ambientali, le immagini satellitari devono spesso essere calibrate ed interpretate con il supporto di misure spettroradiometriche in campo (Montero et al., 2005). Gli spettroradiometri misurano la riflettanza bidirezionale, definita come il rapporto tra energia riflessa, osservata da una certa direzione, ed energia incidente da un'altra direzione, in funzione delle condizioni di copertura nuvolosa; tali strumenti possono essere utilizzati anche per effettuare misure in laboratorio (Leone, 2000; Leone et al. 2002). I significativi progressi registrati negli ultimi decenni, in merito alle prestazioni di questi strumenti hanno portato i ricercatori verso l'uso della spettroradiometria della riflettanza – bidirezionale di campo e di laboratorio come supporto all'elaborazione dei dati satellitari.

Come detto all'inizio la riflettanza è funzione della lunghezza d'onda ed è unica e diversa per oggetti diversi, quindi l'informazione sulla natura di diversi materiali è ottenuta dalla misura e dall'analisi della riflettanza spettrale. Il riconoscimento dei vari materiali con le tecniche di telerilevamento è possibile attraverso l'analisi dell'andamento dello spettro di riflettanza, che evidenzia le lunghezze d'onda dove l'energia elettromagnetica viene assorbita.

Gli assorbimenti dell'energia elettromagnetica in corrispondenza di particolari intervalli lunghezze d'onda nello spettro di un dato materiale, rappresentano la firma spettrale per la discriminazione del materiale stesso. La firma spettrale è rappresentata graficamente da una curva che può essere definita come l'insieme dei valori di riflettività in funzione della lunghezza d'onda (Alessandro, 1995), ogni porzione di tale curva è connessa al tipo di interazione tra materia ed energia elettromagnetica. La radiazione solare può essere trasmessa riflessa o assorbita da una generica superficie (Clark, 1995, 1999), in particolare, l'assorbimento di energia causa, nella curva di riflettività una diminuzione di questo parametro che dà luogo a una "banda di assorbimento" in corrispondenza della lunghezza d'onda in cui avviene il processo. La posizione di queste bande nello spettro elettromagnetico e la loro morfologia, intesa come profondità ed ampiezza dell'assorbimento, sono dovute ai differenti processi che si generano durante l'assorbimento stesso (Alessandro, 1995; Van der Meer, 2004).

#### ***2.2.2.1. Cenni sui processi di assorbimento dell'energia***

In condizioni indisturbate gli atomi di tutte le sostanze si trovano in uno stato di equilibrio, che permane sino a quando non interviene una causa esterna, come appunto l'interazione della luce, che comporta il passaggio da uno stato di equilibrio a bassa energia ad uno di non equilibrio a più alta energia (Clark, 1995, 1999). L'assorbimento di radiazione elettromagnetica è dovuto principalmente a due processi: transizioni elettroniche e transizioni vibrazionali.

#### ***2.2.2.2. Transizioni elettroniche***

Le transizioni elettroniche possono essere causate da cambiamenti del livello energetico nello strato elettronico "d", all'interno del campo cristallino (*crystal field effect*) (Vane e Goetz, 1988). In una molecola, gli elettroni di valenza di atomi adiacenti formano coppie che costituiscono i legami chimici che tengono uniti gli atomi stessi. Nel caso degli elementi metallici di transizione, quali ferro (Fe), manganese (Mn), cromo (Cr), gli strati interni degli atomi rimangono solo parzialmente occupati. Questi strati contengono elettroni liberi, eccitabili dai campi elettrostatici che circondano l'atomo, determinati dalla circostante struttura cristallina (Elachi, 1987). Un altro tipo di transizione elettronica, chiamata trasferimento di carica (*charge-transfer*), risulta dalla presenza di ioni metallici, che hanno energia tale da non essere fortemente attaccati ad alcun particolare ione e, pertanto, possono trasferirsi da uno ione ad un altro. Le energie di queste transizioni sono da 100 a 1000 volte

più forti delle transizioni dovute ai campi cristallini. Il più comune trasferimento di carica coinvolge la migrazione di elettroni dal ferro all'ossigeno. Le bande prodotte dai processi di transizione elettronica sono facilmente distinguibili da quelle prodotte dai processi vibrazionali, in base alla loro ampiezza e alla loro posizione generale nello spettro elettromagnetico. Le transizioni elettroniche richiedono, infatti, livelli elevati di energia di eccitazione, rispetto alle transizioni vibrazionali, pertanto, producono bande molto larghe che si verificano principalmente nell'ultravioletto, estendendosi sino al visibile e più raramente nell'infrarosso. Il limite usuale corrisponde ad una banda del Fe vicino a 1  $\mu\text{m}$ . In alcuni minerali ci sono due livelli di energia in cui si trovano più elettroni: un livello superiore che si chiama "conduzione di banda" in cui gli elettroni si muovono liberamente in tutto il reticolo, e un livello inferiore che si chiama "valenza di banda" in cui gli elettroni si attaccano ai singoli atomi. Questa differenza di energia tra i livelli si chiama "salto di banda", che nei metalli è piccolo o inesistente, mentre esiste ed è molto grande nei dielettrici (isolanti) ed è un po' grande nei semiconduttori dove questa discontinuità può essere facilmente superata dagli elettroni. In generale, nei semiconduttori, l'energia assorbita degli elettroni che riescono a superare il salto di banda corrisponde alla regione del visibile e dell'infrarosso vicino. In particolare, nei minerali come lo zolfo (S), cinabro ed il rutilo, questo assorbimento si verifica alle lunghezze d'onda più piccole del visibile ed è responsabile del colore giallo del primo e del rosso degli altri due (Clark, 1995, 1999).

### ***2.2.2.3. Transizioni vibrazionali***

Le transizioni vibrazionali richiedono energie più basse rispetto alle transizioni elettroniche, e determinano delle bande di assorbimento nelle lunghezze d'onda più lunghe. Tali transizioni causano oscillazioni nella disposizione relativa degli atomi componenti le molecole. Queste oscillazioni allungano i legami molecolari o curvano gli angoli fra i legami. Le transizioni vibrazionali sono associate all'emissione o all'assorbimento di radiazioni nella regione dell'infrarosso dello spettro elettromagnetico. Le transizioni più importanti riguardano gli ioni ossidrilici ( $\text{OH}^-$ ) e le molecole di acqua inglobate nella struttura dei minerali del suolo o presenti nel suolo come inclusioni fluide; e gli ioni carbonato ( $\text{CO}_3^{2-}$ ) dei carbonati (Clark, 1995, 1999). Le molecole polari dell'acqua hanno tre transizioni vibrazionali risultanti dall'allungamento simmetrico del legame O-H, della curvatura dell'angolo fra i legami O-H-O e dall'allungamento asimmetrico del legame O-H. Nel caso dello stato liquido delle molecole dell'acqua, queste vibrazioni fondamentali producono bande di assorbimento a 2,903  $\mu\text{m}$ , 3,106  $\mu\text{m}$  e a 6,08  $\mu\text{m}$ . In generale nei minerali e nelle rocce la



presenza delle molecole di acqua è testimoniata dalle tipiche bande di assorbimento a 1,400 e 1,900  $\mu\text{m}$ , dovute a transizioni armoniche e di combinazione. La presenza contemporanea delle due bande di assorbimento è dovuta alle molecole d'acqua presenti all'interno del reticolo cristallino, come acqua di cristallizzazione o di idratazione. La presenza della sola banda di assorbimento a 1,400  $\mu\text{m}$ , indica invece la presenza del gruppo ossidrilico  $\text{OH}^-$  nei minerali (silicati e minerali di alterazione). Le transizioni fondamentali dovute all'allungamento del legame O-H possono determinare bande di assorbimento in combinazione con altre transizioni, le più importanti delle quali coinvolgono la curvatura/piegamento dei legami metalli – ossidrilici Mg - OH e Al – OH, producendo delle bande vicino a 2,200 e 2,300  $\mu\text{m}$  (Clarck, 1995, 1999). Le variazioni di energia dovute alle transizioni fondamentali sono evidenziate da bande di assorbimento nella regione del medio infrarosso ( $>3 \mu\text{m}$ ), mentre le transizioni armoniche e di combinazione, richiedono una maggiore quantità di energia, possono dar luogo a bande di assorbimento nell'infrarosso vicino e medio 1 e 5  $\mu\text{m}$ .

#### ***2.2.2.4. Bande di assorbimento delle principali molecole nei singoli minerali***

Tra le diverse molecole e ioni presenti nei minerali in particolare abbiamo esaminato le bande di assorbimento, nell'intervallo del visibile e vicino infrarosso, degli ioni di ferro, della molecola dell'acqua, dello ione ossidrilico e dello ione carbonato. La presenza di queste molecole o ioni in specifici minerali ne facilitano il riconoscimento spettrale in quanto determinano, nelle firme spettrali dei minerali stessi, alcune caratteristiche bande di assorbimento. Tra i metalli di transizione il ferro è uno dei più importanti poiché la sua presenza, sia come ione ferroso ( $\text{Fe}^{2+}$ ) che come ione ferrico ( $\text{Fe}^{3+}$ ) permette una buona caratterizzazione spettrale dei minerali ferrosi. Per il ferro le transizioni elettroniche sono dovute principalmente a trasferimento sia di carica sia di campo cristallino ed è con quest'ultima che si spiega la creazione di nuovi livelli energetici tra i quali sono permessi diversi tipi di transizioni evidenziati da bande di assorbimento a determinate lunghezze d'onda con intensità diversa a seconda delle modalità del processo. La presenza del ferro nei minerali e nelle rocce è evidenziata nelle rispettive firme spettrali da diverse bande di assorbimento ciascuna legata a uno specifico tipo di transizione. Per lo ione ferroso ( $\text{Fe}^{2+}$ ) legato a ioni ossigeno la banda di assorbimento più intensa si trova a 1,1  $\mu\text{m}$ , mentre bande ampie e meno intense si trovano nella regione dell'infrarosso a 0,43, 0,45, 0,51, 0,55  $\mu\text{m}$  e nella regione dell'infrarosso vicino a 1,8 e 1,9  $\mu\text{m}$ . Queste bande di assorbimento sono dovute a transizioni elettroniche tra i due gruppi di livelli elettronici in cui gli orbitali d si separano

nel campo di coordinazione ottaedrica. Mentre lo ione ferrico ( $\text{Fe}^{3+}$ ) presenta bande di assorbimento poco intense in corrispondenza di 0,40, 0,45, 0,49, 0,70 e 0,87  $\mu\text{m}$ . I minerali che contengono il ferro si possono distinguere proprio per queste bande di assorbimento. Ad esempio nell'anfibolo (actinolite) (Figura 2), la banda di assorbimento vicina a 1  $\mu\text{m}$  è indicativa del contenuto di ioni ferrosi ( $\text{Fe}^{2+}$ ) mentre quella vicina a 0,7  $\mu\text{m}$  è legata alla presenza di ioni ferrici ( $\text{Fe}^{3+}$ ).

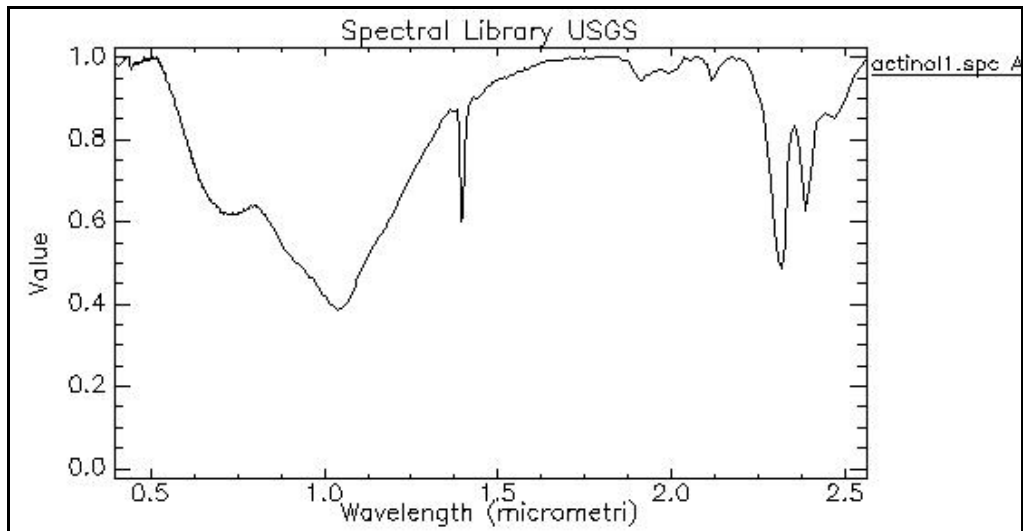


Figura 2. – Firma spettrale dell' actinolite, estratta dalla libreria spettrale USGS Mineral Spectral Library (splib04).

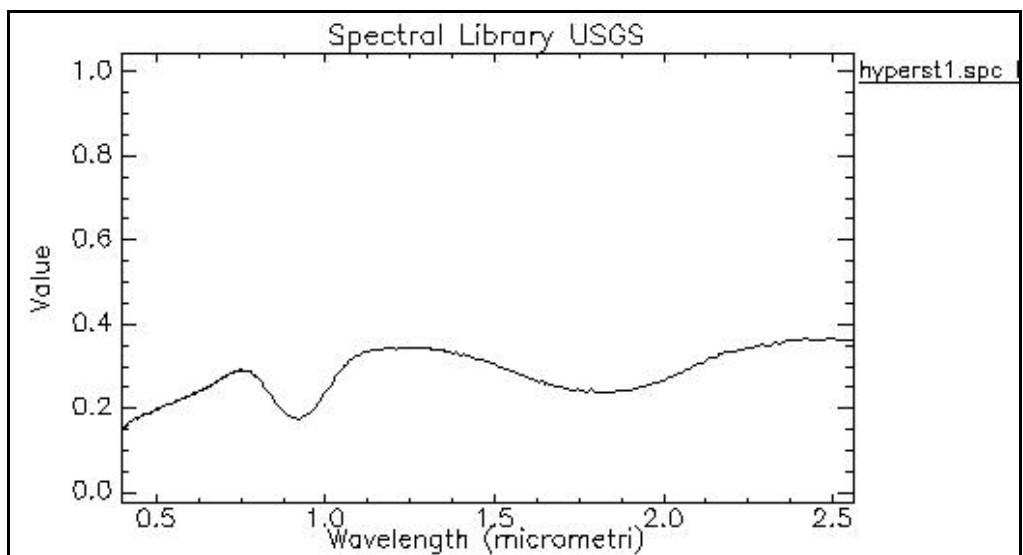


Figura 3. – Firma spettrale del iperstene, estratta dalla libreria spettrale USGS Mineral Spectral Library (splib04).

Nella firma spettrale del pirosseno (iperstene) (Figura 3.), lo ione ferroso ( $\text{Fe}^{2+}$ ) determina un forte assorbimento vicino a 0,9  $\mu\text{m}$  e una più blanda a 1,8  $\mu\text{m}$ . La transizione

elettronica legata al trasferimento di carica negativa da un elemento ad un altro è molto comune nel legame  $\text{Fe}^{3+}\text{-O}$  dove il salto di elettroni dal ferro all'ossigeno è testimoniato da un assorbimento nell'intervallo delle lunghezze d'onda compreso fra 0,5 e 0,6  $\mu\text{m}$ . Questa transizione responsabile della bassa riflettività nel blu, con la conseguente apparente maggiore riflettività nel rosso di alcuni ossidi e idrossidi di Fe come l'ematite, la goetite e la limonite, (Figura 4.): in tali firme si riconoscono le bande di assorbimento dovuto alle transizioni elettroniche dello ione ferrino ( $\text{Fe}^{3+}$ ) vicino a 0,9  $\mu\text{m}$  (Clark, 1993, 1995, 1999).

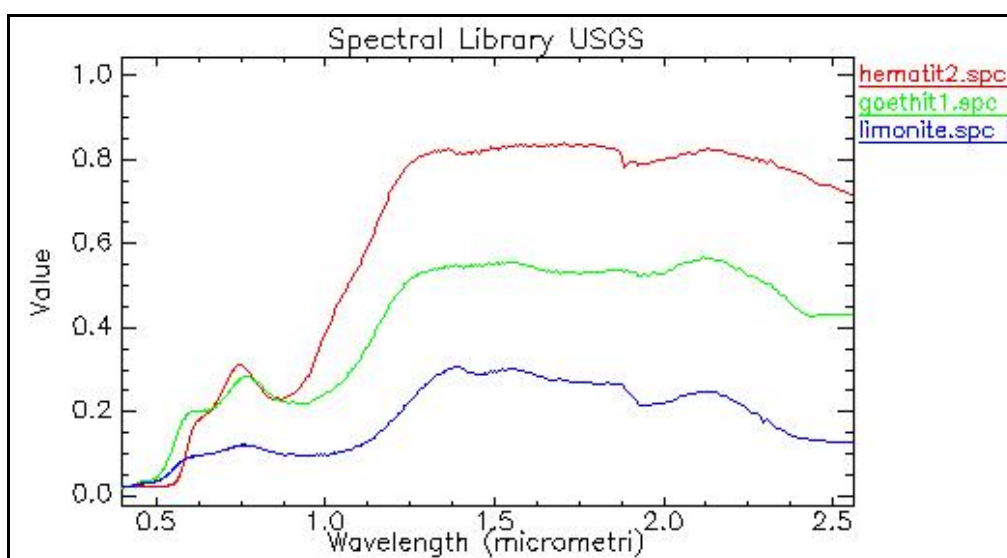


Figura 4. – Firme spettrali del ematite, goetite e della limonite, estratte dalla libreria spettrale USGS Mineral Spectral Library (splib04).

Lo ione ossidrile ( $\text{OH}^-$ ) e la molecola dell'acqua ( $\text{H}_2\text{O}$ ) sono interessate, come visto in precedenza, da transizioni vibrazionali. Le molecole dell'acqua hanno tre transizioni vibrazionali derivati da: allungamento simmetrico del legame O-H, dove entrambi gli idrogeni si allontanano dall'ossigeno o si avvicinano; allungamento asimmetrico del legame O-H, dove un idrogeno si muove verso l'ossigeno e l'altro si allontana; ed infine il piegamento del legame H-O-H con il quale si ha una variazione dell'angolo di legame. Queste vibrazioni fondamentali producono, nelle firme spettrali dell'acqua allo stato liquido delle bande di assorbimento a 2,903  $\mu\text{m}$ , 3,106  $\mu\text{m}$  e a 6,08  $\mu\text{m}$ , mentre le bande di assorbimento prodotte dalle molecole di  $\text{H}_2\text{O}$  isolate si trovano a 1,135, 1,379, 1,454 e 1,875  $\mu\text{m}$ . In generale nei minerali e nelle rocce la presenza delle molecole di acqua è testimoniata dalle tipiche bande di assorbimento a 1,400 e 1,900  $\mu\text{m}$ , dovute a transizioni armoniche e di combinazione. La presenza contemporanea delle due bande di assorbimento è dovuta alle molecole d'acqua presenti all'interno del reticolo cristallino, come acqua di cristallizzazione o di idratazione. La

presenza della sola banda di assorbimento a 1,4  $\mu\text{m}$ , indica invece la presenza del gruppo ossidrilico  $\text{OH}^-$  nei minerali (silicati e minerali di alterazione).

La forma di queste bande d'assorbimento è legata alla quantità e alla posizione delle molecole di acqua presenti nel reticolo cristallino del minerale. Bande strette e profonde indicano che le molecole d'acqua sono disposte generalmente in modo ordinato e ben definito e/o in quantità discreta, mentre ampie bande di assorbimento sono legate ad una quantità minore d'acqua spesso localizzata in diverse posizioni nel reticolo cristallino. In questo modo si può spiegare la morfologia differente che hanno le bande di assorbimento dell'acqua nelle firme spettrali della montmorillonite, del quarzo e del gesso (Figura 5.).

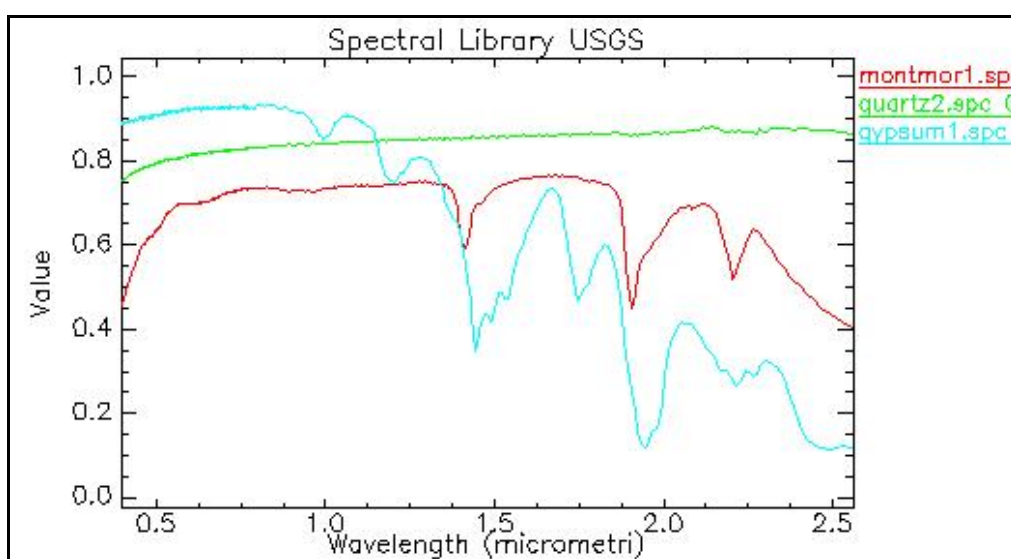


Figura 5. – Firme spettrali della montmorillonite, del quarzo e del gesso, estratte dalla libreria spettrale USGS Mineral Spectral Library (splib04).

Nel quarzo infatti le molecole d'acqua sono delle inclusioni libere nel reticolo cristallino, mentre nella montmorillonite e nel gesso occupano precise posizioni nello spazio tra gli strati che formano il reticolo cristallino. Le transizioni fondamentali dovute all'allungamento del legame O-H possono determinare bande di assorbimento in combinazione con altre transizioni, le più importanti delle quali coinvolgono la curvatura/piegamento dei legami metalli – ossidrilici: Mg - OH e Al – OH, producendo delle bande vicino a 2,2 e 2,3  $\mu\text{m}$ , come è possibile osservare nelle firme spettrali della montmorillonite, caolinite e muscovite (Figura 6.), che mostrano bande di assorbimento dello ione ossidrilico e dell'acqua.

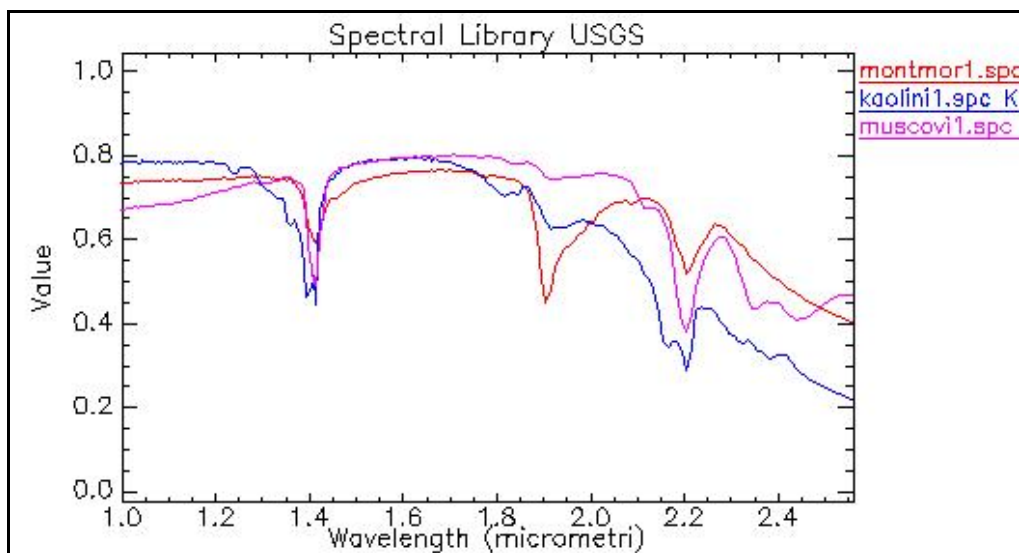


Figura 6. – Firme spettrali della montmorillonite, della caolinite e della muscovite, estratte dalla libreria spettrale USGS Mineral Spectral Library (splib04).

I minerali argillosi come montmorillonite e la caolinite (Figura 6.), presentano le bande di assorbimento molto evidenti nella regione dell'infrarosso, centrate a 1,4 e 2,2  $\mu\text{m}$ . Poiché la montmorillonite presenta molecole di acqua nella struttura cristallina, il suo spettro presenta due forti bande d'assorbimento a 1,4 e 1,9  $\mu\text{m}$ . Nella caolinite è presente solo una debole banda a 1,9  $\mu\text{m}$ , poiché ha meno molecole d'acqua, e un debole assorbimento a 0,97  $\mu\text{m}$  legato alla presenza in piccole quantità di ioni ferrosi. Anche se l'assorbimento dei due minerali a 2,2  $\mu\text{m}$  si sovrappone, le due firme sono comunque distinguibili. Associata alla caolinite, spesso si trova un altro minerale silicato, che è l'illite (Figura 7.), il cui spettro presenta due bande acqua – ossidrilie a 1,4 e 1,9  $\mu\text{m}$  ed una banda vicino a 2,212  $\mu\text{m}$  dovuta alla curvatura del legame Al – OH. Quest'ultima determina anche due bande addizionali a 2.336 e 2.436  $\mu\text{m}$  la cui ampiezza consente di distinguere l'illite dalla caolinite e dalla montorillonite (Clark, 1993, 1995, 1999).

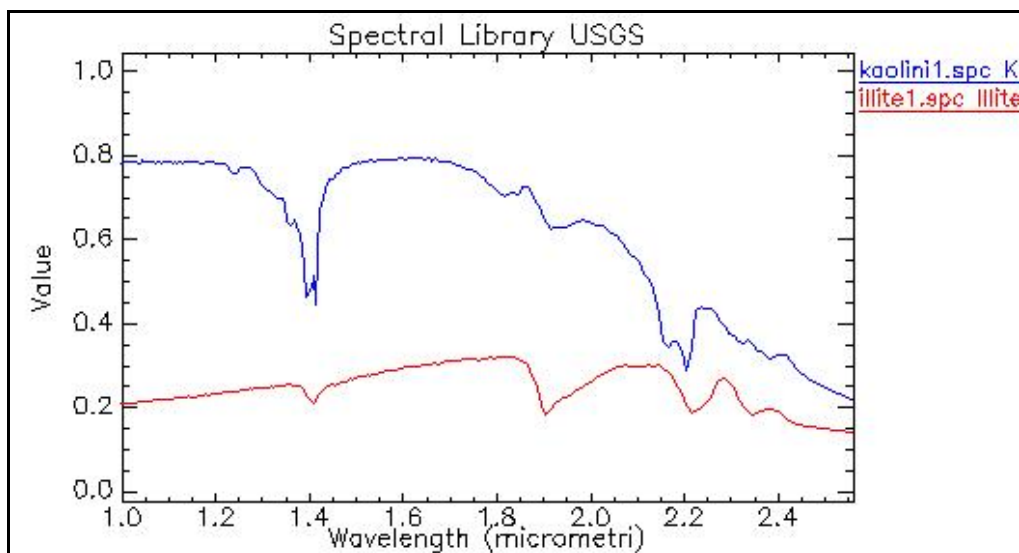


Figura 7. – Firme spettrali della caolinite e dell’illite, estratte dalla libreria spettrale USGS Mineral Spectral Library (splib04).

Diversi tipi di sali possono essere presenti nei suoli determinando caratteristiche bande di assorbimento, in particolare nell’infrarosso.

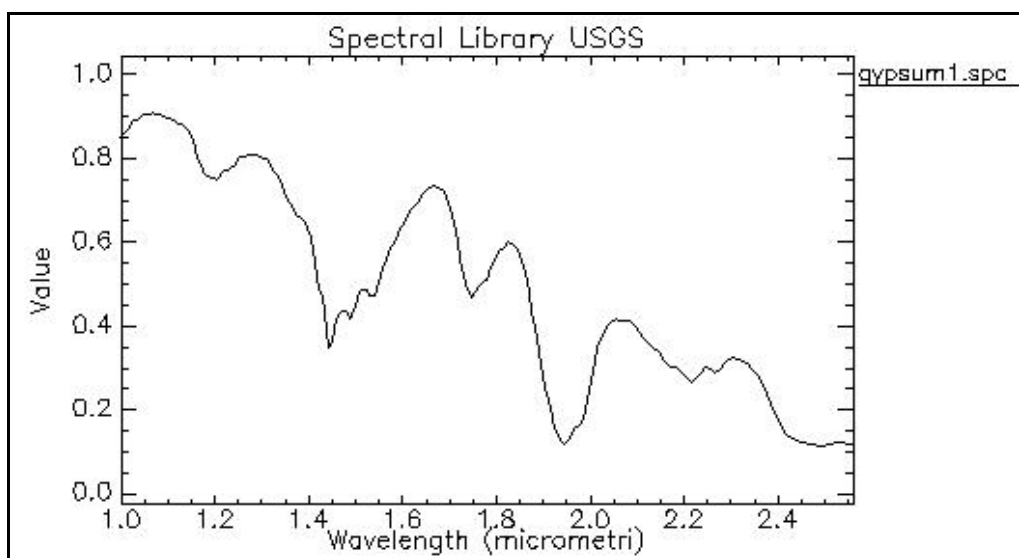


Figura 8. – Firma spettrale del gesso, estratta dalla libreria spettrale USGS Mineral Spectral Library (splib04).

Il gesso (Figura 8.), presenta una serie di bande nello spettro infrarosso tra 1,0 e 2,5  $\mu\text{m}$ ; le più importanti si trovano a 1,450, 1,750, 1,900 e 2,200  $\mu\text{m}$  e sono dovute ad armonici e combinazioni di bande prodotti da vibrazioni fondamentali nelle molecole di acqua presenti nel reticolo.

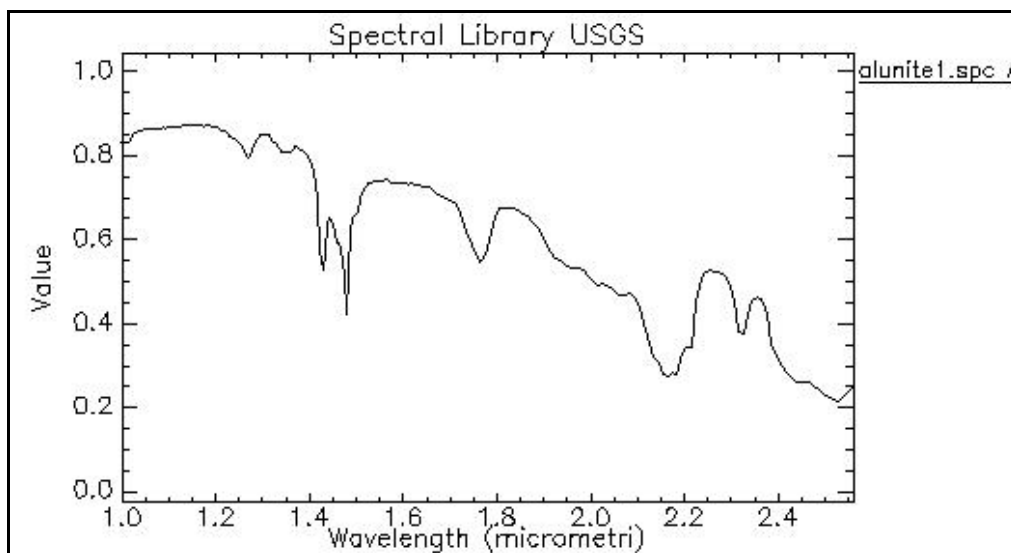


Figura 9. – Firma spettrale dell'alunite, estratta dalla libreria spettrale USGS Mineral Spectral Library (splib04).

L'alunite (Figura 9.), mostra bande ben definite vicino a 1,450 e due bande ben distinte a 2,170 e 1,775  $\mu\text{m}$  e bande più deboli a 1,270, 1,350, 2,350 e 2,450  $\mu\text{m}$ .

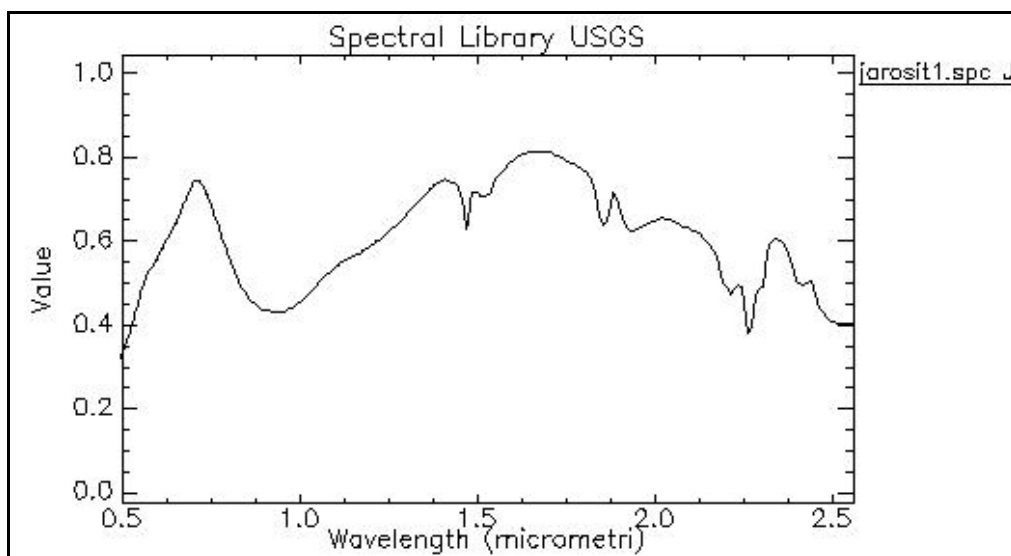


Figura 10. – Firma spettrale della jarosite, estratta dalla libreria spettrale USGS Mineral Spectral Library (splib04).

La jarosite (Figura 10.), mostra uno spettro simile a quello di un ossido di ferro, caratterizzato cioè, dall'assorbimento vicino a 0,90  $\mu\text{m}$ , da parte dello ione ferrico ( $\text{Fe}^{3+}$ ), dal generale assorbimento dell'acqua inglobata vicino a 1,400, 1,900 e 2,500  $\mu\text{m}$ . Questo minerale non produce forti bande causate dalle ione ossidrilie ( $\text{OH}$ ), pur avendone sei, che però sono legate al Fe e non all'Al come nell'alunite.

I carbonati presentano numerose bande di assorbimento dovute a vibrazioni armoniche o di combinazione dello ione  $\text{CO}_3^{2-}$ . Queste sono causate dalla sovrapposizione e combinazione delle transizioni fondamentali nelle vibrazioni, sia con stiramento che con piegamento, dei quattro legami C-O nello ione carbonato. Nell'infrarosso vicino le vibrazioni dello ione carbonato producono 5 bande di assorbimento di cui quelle a 2,350 e a 2,550  $\mu\text{m}$  sono le più caratteristiche ed evidenti, come si può notare nella firma della calcite (Figura 11.).

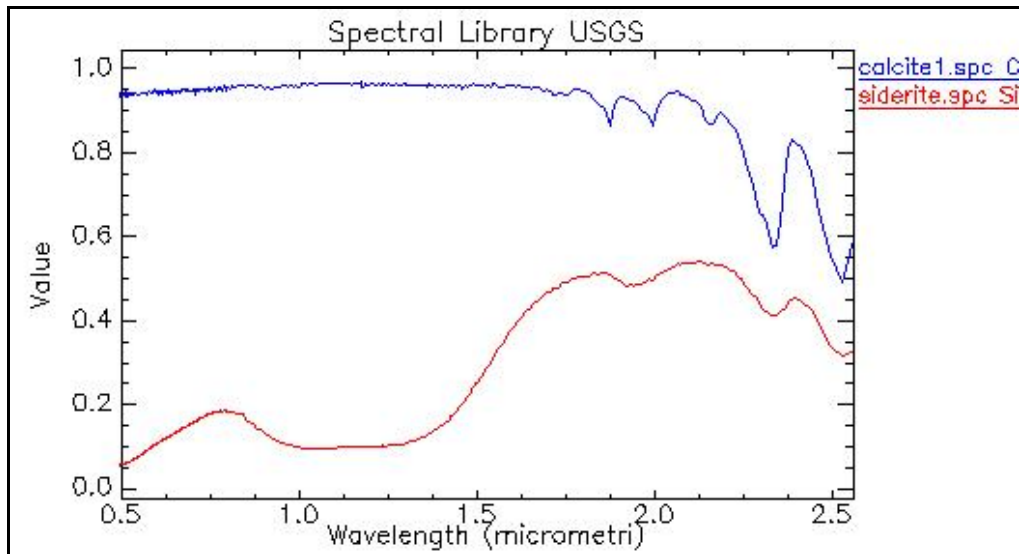


Figura 11. – Firma spettrale della calcite e della siderite, estratta dalla libreria spettrale USGS Mineral Spectral Library (splib04).

Negli altri carbonati la presenza di elementi chimici aventi caratteristiche bande di assorbimento, come per esempio il Fe, rende meno evidenti le risposte spettrali legate al Ca. Passando infatti dalla calcite alla siderite (Figura 11.), emergono le bande di assorbimento (vicino a 1  $\mu\text{m}$ ) dovute alle transizioni elettroniche dello ione ferroso ( $\text{Fe}^{2+}$ ), con cui lo ione calcio può essere sostituito.

### 2.2.3. I principali sensori da Telerilevamento per l'identificazione dei minerali

Dalle descrizioni dei comportamenti spettrali riportati emerge come ogni minerale possa essere spettralmente riconosciuto in quanto presenta una firma spettrale abbastanza ben definita, anche quando si hanno variazioni nella struttura cristallina o chimica del minerale. In realtà le firme spettrali ottenute in laboratorio o sul campo possono costituire un riferimento per la calibrazione dei dati di radianza o riflettanza acquisiti da un sensore remoto se si considerano i diversi parametri “di disturbo”. Infatti nel caso di firme spettrali ricavate da un sensore posto su satellite, non bisogna dimenticare la presenza dell'atmosfera tra il sensore e



la superficie investigata. Ed è per tale motivo che i dati ottenuti da satellite e/o aereo vengono calibrati su dati raccolti a terra mediante spettrometri e con analisi XRD dei relativi campioni su cui vengono effettuate le letture spettrali, secondo procedure di correzione che tengano conto di questi fattori. La comprensione dei processi di interazione tra energia elettromagnetica e materia costituisce la base per l'analisi delle firme spettrali dei minerali, che a sua volta determina la scelta delle bande di rilevamento e delle elaborazioni più efficaci per la discriminazione mineralogica tramite dati telerilevati. I sensori più diffusi nel telerilevamento per lo studio dell'ambiente, sensori multispettrali (Landsat, Spot, Quikbird, Aster, ecc.) hanno basse risoluzioni spettrali, cioè hanno bande di notevole ampiezza che non consentono una buona discriminazione delle caratteristiche spettrali; i sensori iperspettrali (Mivis, Aviris, HypMap, ecc.) hanno una risoluzione spettrale sufficientemente alta da permettere una discreta discriminazione di alcune bande di assorbimento. Tuttavia, i dati iperspettrali non hanno una diffusione tale da garantire una larga copertura della superficie terrestre e rendere le loro immagini disponibili ad una larga utenza. Quindi la maggior parte di coloro che lavorano nel campo del telerilevamento devono ancora fare affidamento su sensori multispettrali, le cui caratteristiche sono lontane da quelle degli spettrometri di laboratorio e/o da campo, ma che tuttavia sono in grado di consentire il riconoscimento di determinate classi minerali.

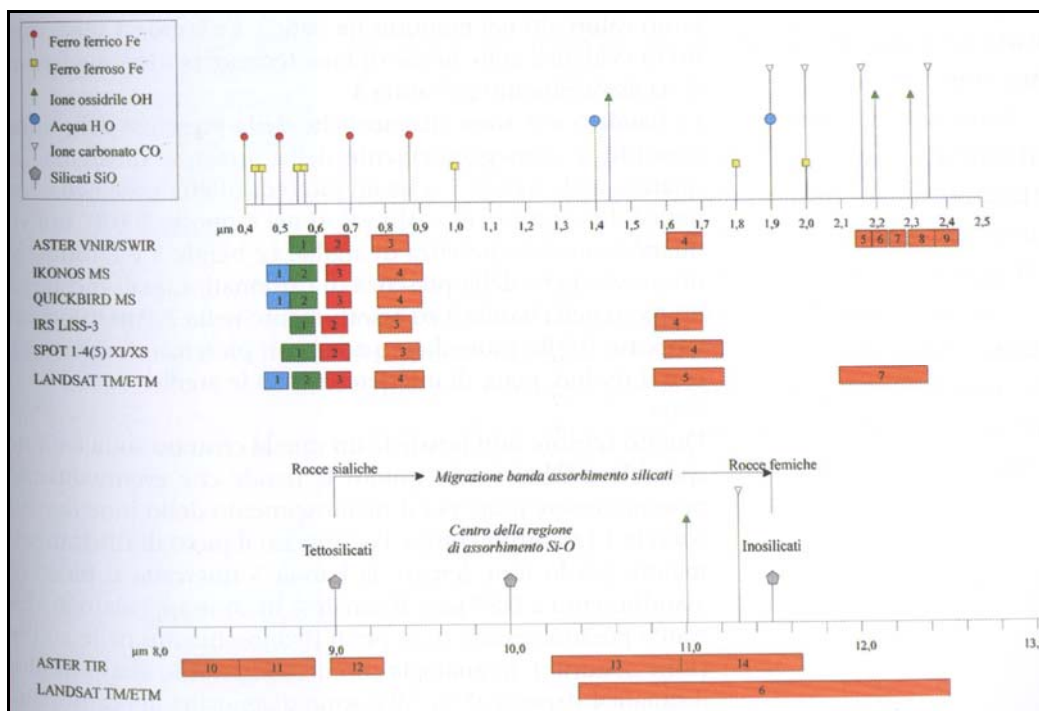


Figura 12. – Relazione fra le principali bande di assorbimento degli ioni più caratteristici dei minerali e le bande spettrali di alcuni sensori usati nel telerilevamento (Da Dessena & Melis, 2006).

La figura 12. mostra le posizioni delle principali bande di assorbimento delle molecole e degli ioni rispetto alla ubicazione ed ampiezza delle bande dei sensori di più diffusa utilizzazione. Dall'analisi della figura emerge come tutti i sensori abbiano bande che coprono gli intervalli nei quali appaiono le bande di assorbimento del ferro, sia come ione ferrico ( $\text{Fe}^{3+}$ ) che come ione ferroso ( $\text{Fe}^{2+}$ ). Nell'intervallo compreso tra il visibile e l'infrarosso medio, fino a  $1,1 \mu\text{m}$ , ciascun sensore analizzato è infatti caratterizzato da un certo numero di bande aventi più o meno la stessa risoluzione spettrale. La più importante banda di assorbimento dello ione ferroso ( $\text{Fe}^{2+}$ ), a  $1,0 \mu\text{m}$ , si trova nelle vicinanze della banda 4 del Landsat, dell'Ikonos e Quickbird e della banda 3 dello Spot, Irs e Aster. Lo ione ferrico ( $\text{Fe}^{3+}$ ) presenta due bande di assorbimento una a  $0,4 \mu\text{m}$  e l'altra a  $0,7 \mu\text{m}$ ; la prima non è intercettata da nessun sensore mentre la seconda è rilevata in tutti i sensori considerati. Tutti i sensori hanno una banda centrata tra  $0,5-0,6 \mu\text{m}$ , che corrisponde al forte assorbimento legato alla transizioni elettroniche, con trasferimento di carica nel legame  $\text{Fe}^{3+}-\text{O}$ . Tali bande saranno quindi utili per il riconoscimento dei diversi ossidi ed idrossidi di ferro. Oltre  $1,0 \mu\text{m}$ , nella regione dell'infrarosso vicino, le bande di assorbimento più importanti sono quelle dello ione ossidrilico, dell'acqua e dello ione carbonato. La banda di assorbimento dell'acqua a  $1,4 \mu\text{m}$  e quella  $1,44 \mu\text{m}$  dello ione ossidrilico non rientrano in nessun canale spettrale così come l'altra banda di assorbimento dell'acqua a  $1,9 \mu\text{m}$ . Le altre due bande di assorbimento dello ione ossidrilico a  $2,2$  e  $2,3 \mu\text{m}$  sono invece comprese nella banda 7 del Landsat e in due bande dell'Aster: rispettivamente la 6 e la 8. Delle quattro principali bande di assorbimento dello ione carbonato solo due, quelle a lunghezza d'onda maggiore ( $2,16$  e  $2,35 \mu\text{m}$ ), sono comprese nella banda 7 del Landsat e nelle bande 5 e 8 dell'Aster. In particolare possiamo notare come il sensore Aster non possieda una banda centrata sulla regione spettrale del blu/verde, quindi le bande che eventualmente possono essere usate per il riconoscimento dello ione ferroso ( $\text{Fe}^{2+}$ ) sono la 1 e la 2, mentre per lo ione ferrico ( $\text{Fe}^{3+}$ ), la banda 3 intercetta il picco di assorbimento a  $0,87 \mu\text{m}$ . La banda 4 in contrapposizione alla 6 e alla 8 possono venir usati per il riconoscimento delle argille. Così come la banda 4 rispetto al 5 e all'8 sono diagnostici dei carbonati. Diversi lavori (Mezned et al., 2007; Chikhaoui et al., 2005; Galvao et al., 2005; Rowan et al., 2003; Hubbard et al., 2003) hanno comunque messo in evidenza l'utilità dei dati Aster nel discriminare i minerali, come sarà discusso nei prossimi capitoli.

Le considerazioni fatte sono puramente indicative, basandosi su di un semplice confronto fra la localizzazione delle bande di assorbimento dei costituenti principali dei minerali e la copertura dello spettro elettromagnetico data dai canali dei più diffusi sensori di telerilevamento. Il riconoscimento della natura mineralogica di un substrato è in realtà molto

complessa, ed è influenzata da numerosi fattori, fra cui l'alterazione delle rocce, la pedogenesi e la copertura vegetale, pertanto, l'applicazione di queste tecniche richiede la massima cautela soprattutto nell'analisi dei dati ottenuti che vanno sempre supportati da indagini a terra.

#### *2.2.4. Il Telerilevamento nello studio delle aree minerarie*

Il Telerilevamento viene ampiamente utilizzato nella realizzazione di varie cartografie tematiche che vanno da carte dell'uso del suolo a carte di tipo geomorfologico. Il suo utilizzo nella caratterizzazione delle aree minerarie, in Europa risulta limitato mentre è ampiamente utilizzato negli Stati Uniti.

In Europa questo tipo di studi è stato affrontato nell'ambito del progetto Mineo, che prevedeva la valutazione e il monitoraggio dell'impatto ambientale dell'attività mineraria in alcuni siti test del territorio europeo con l'utilizzo del Telerilevamento. Infatti gli obiettivi principali di questo progetto erano quelli di sviluppare metodologie avanzate per l'estrazione di informazioni e di conoscenza da dati telerilevati che consentissero di avere nuovi e aggiornati dati sulle aree minerarie e di sfruttare questi dati e il loro utilizzo in sistemi di informazione sostenibile, per individuare e monitorare i rischi ambientali connessi ai siti minerari. I risultati ottenuti sono stati molto incoraggianti e il contributo delle immagini, ottenute da un sensore aviotrasportato, sono stati molto utili per lo studio e il monitoraggio degli ambienti di miniera, nonostante l'abbondanza della vegetazione che caratterizza l'ambiente minerario europeo. Le immagini iperspettrali si sono rivelate molto utili per la capacità di mappare queste aree legate a fenomeni di contaminazione da metalli pesanti. Nonostante, il progetto sia stato realizzato solo su sei aree-test, i risultati ottenuti hanno evidenziato come le immagini spettroscopiche possono apportare un prezioso contributo per comprendere le diverse problematiche ambientali in contesti morfo-climatici differenti. Inoltre all'interno di questo progetto è stato realizzato uno specifico *database* spettrale (Spectral MINEO Biblioteca o MSL) costituito da più di 1500 spettri, ottenuti con spettrometri in laboratorio, con spettrometri da campo o dall'immagine iperspettrale. La MSL rappresenta quindi una innovativa libreria spettrale delle sei aree - test contaminate. Questo progetto è stato realizzato tra il 2000 e il 2003 con il finanziamento della Comunità Europea nell'ambito del "Information Society Technology", coordinato dal BRGM (Bureau de Recherches Géologiques et Minières, French Geological Survey) e con la partecipazione di diversi centri di ricerca europei (maggiori informazioni sul sito <http://www2.brgm.fr/mineo/> e relativa bibliografia).

Di seguito si riporta una breve sintesi del lavoro di Quental et al., 2001, svolto all'interno di questo progetto, in cui sono state condotte indagini, nell'area test della Spagna, sia con i sensori iperspettrali, sia con una campagna di campionamento con raccolta sia di firme spettrali con l'ausilio di spettroradiometro da campo, sia con la raccolta di campioni di suolo sottoposti ad analisi mineralogiche e geochimiche. Il sensore utilizzato è Hymap™ con 126 bande che registrano su un intervallo di 4,5- 2,5  $\mu\text{m}$  e una risoluzione spettrale variabile da 10 a 20 nm. Il sensore Hymap™ è collocato all'interno di un aereo che vola a 2500 m di quota, ottenendo così una risoluzione spaziale di 5 m. Sono stati usati 2 spettroradiometri da campo: il primo un Pima, che registra i dati nell'intervallo tra 1,3 e 2,5  $\mu\text{m}$ , e un Ger Mark V Iris, che invece registra da 3,5 a 2,5  $\mu\text{m}$ ; entrambi sono in grado di registrare le firme spettrali dei suoli, rocce e vegetazione. L'area investigata è la miniera di São Domingos localizzata vicino a Baixo Alentejo a 60 km a SE di Beja in Spagna; una delle più importanti aree minerarie per la coltivazione dei solfuri. In particolare con questo lavoro è stata messa a punto una metodica, per l'elaborazione dei dati iperspettrali e per i dati da spettroradiometro. Inoltre è stato possibile suddividere le aree contaminate da quelle non contaminate e tali dati sono stati ulteriormente supportati dalle analisi mineralogiche e geochimiche fatte sui campioni raccolti nelle varie aree.

Altri studi, che riguardano il confronto e la calibrazione di firme spettrali acquisite sul campo con i dati raccolti da sensori remoti, in ambito europeo riguardano la Spagna (Van der Meer, 2006; Shrestha et al., 2005; Riaza et al., 2003); mentre in campo nazionale sono noti alcuni studi sui suoli (Leone, 2000; Leone et al., 2002) e sulle superfici vulcaniche (Casacchia et al., 2006) ma nessun studio sulle aree minerarie. La maggior parte degli studi sulle aree minerarie con l'ausilio di queste nuove tecnologie sono stati fatti negli Stati Uniti e ad essi ci si è riferiti in questo lavoro. Si riportano a tal proposito alcuni dei lavori più significativi che mettono in risalto i risultati ottenuti.

Nello studio nell'area di Cherokee County in Kansas (Vanderberg, 2003), sono state utilizzate immagini Landsat TM per una rapida individuazione dei corpi di discarica in cui sono abbancati sterili minerali contenenti piombo, zinco e cadmio e altri elementi inquinanti. Ciò ha consentito di discriminare i diversi usi del suolo, e in particolare distinguere all'interno dei *tailings* alcuni minerali, in particolare quelli ricchi di ferro. Le immagini sono state analizzate, inizialmente, mediante dei classificatori che consentono di riconoscere le unità spettrali mediante algoritmi appositamente sviluppati e successivamente utilizzando i rapporti tra le diverse bande per mettere in risalto gli ossidi e i minerali di ferro presenti.

Tra i diversi studi esaminati, la comparazione tra dati iperspettrali da aereo e da satellite, come nel caso del sensore Aviris e del sensore EO-1 Hyperion, ha offerto numerosi input per la ricerca. Il sensore Aviris è un sensore iperspettrale montato su aereo che possiede 224 canali su cui registrare i dati spettrali con una risoluzione spettrale di 10 nm su un intervallo da 0,4 a 2,5  $\mu\text{m}$ . L'aereo, su cui è montato questo sensore, vola ad un'altezza media di 20 Km, fornendo quindi una risoluzione spaziale di 20 m. Il sensore EO-1 Hyperion è un sensore iperspettrale montato su satellite, in orbita a 705 Km, che nell'intervallo tra 0,4 e 2,5  $\mu\text{m}$  registra immagini su 242 bande con una risoluzione spettrale di 10 nm e una risoluzione spaziale di 30 m. I dati di questi due sensori sono stati usati per studiare il distretto minerario di Cuprite in Nevada, in cui sono presenti minerali di origine idrotermale tra cui caolinite e alunite, e che è stato oggetto di numerosi studi di questo tipo. Per elaborare i dati iperspettrali è stata sviluppata una metodica che consente di estrapolare sia informazioni mineralogiche che geologiche. Per maggiori informazioni su questa metodica si rimanda a Kruse, 2002 e 2003 e relativa bibliografia. In particolare, nello studio del distretto minerario di Cuprite in Nevada si è scelto di studiare le bande dell'infrarosso corto (SWIR) che per l'Aviris va da 2,0 a 2,5  $\mu\text{m}$  e per l'Hyperion da 2,0 a 2,4  $\mu\text{m}$ , in quanto in questo intervallo di lunghezza d'onda è possibile riconoscere la firma spettrale dei minerali. Dai dati del sensore Hyperion è stato possibile mappare i minerali quali la muscovite, calcite, alunite ed altri. Stesso lavoro è stato fatto con i dati del sensore Aviris, confermando gli stessi risultati e in alcuni casi dettagliando meglio la loro distribuzione. Quindi in questo lavoro è stato possibile sia il riconoscimento dei minerali a partire dalla firma spettrale sia mappare l'area, apportando le opportune correzioni ai dati a causa delle differenti risoluzioni spaziali dei dati dei due sensori. Sono stati analizzati alcuni lavori in cui venivano utilizzate le immagini del sensore Aster, particolarmente adatte a questo genere di studio; infatti il sistema di rilevamento di questo satellite possiede 14 differenti bande dello spettro elettromagnetico, comprendenti il campo del visibile, termico e in particolare nell'infrarosso vicino-medio (SWIR) con 6 bande e una risoluzione spaziale, in questo intervallo, di 30 m. Infatti è proprio nell'infrarosso vicino-medio che meglio si identificano i minerali come solfati, carbonati (Bedell, 2004). Tra i lavori più significativi e utili ai fini di questo dottorato, il lavoro di Montero et al. (2004) sul distretto minerario di Penn Mine in California merita una particolare attenzione. In questa area mineraria sono presenti notevoli coltri di sterili derivanti dalla lavorazione del Cu e dello Zn, che hanno creato dei drenaggi acidi (AMD) difficili da tenere sotto controllo. Per studiare questa area, congiuntamente a uno studio mineralogico, sono state acquisite delle firme spettrali, ottenute dalla misura dello spettro elettromagnetico nel visibile, vicino e medio infrarosso (0,35-2,5

μm) effettuate con uno spettroradiometro da campo. L'analisi delle firme spettrali è stata condotta confrontando i dati con una libreria spettrale, in cui è possibile confrontare sia la singola firma del minerale e sia la firma di una "miscela" di minerali. Lo studio di particolari intervalli spettrali ha consentito di individuare singoli minerali, inoltre l'analisi della riflettanza dei campioni di rocce ha consentito di misurare la risposta spettrale del singolo minerale e dell'insieme di minerali presenti nel campione.

### 3. INQUADRAMENTO DELL'AREA

#### 3.1. Inquadramento geografico

Le aree oggetto di studio fanno parte del distretto minerario di Montevecchio – Ingurtosu –Gennamari (Sardegna sud-occidentale) e ricadono nei comuni di Guspini e Arbus individuabili nella tavoletta alla scala 1:25.000 della carta d'Italia dell'IGM, foglio 546 sezione I e IV, sezioni “Montevecchio” e “Punta S’acqua durci”, nelle carte CTR scala 1:10.000 sezioni : 546-030, 546-040, 546-060 e 546-070. Nella carta Geologica d'Italia dell'IGM in scala 1:100.000, l'area di studio è compresa nei fogli 224-225 Capo Pecora-Guspini.

Oggetto specifico del presente studio è il cantiere di Levante di Montevecchio ed in particolare il bacino di sterili di flottazione facente capo alla Laveria Principe Tommaso, nota comunemente come “bacino di Piccalinna” che si trova a est rispetto al villaggio di Montevecchio. Quest'ultimo è una frazione del comune di Guspini, a cui è collegato da una strada asfaltata. L'altra area oggetto di studio è il bacino idrografico del Rio Naracauli a sud-ovest del villaggio di Montevecchio, caratterizzato da grandi quantità di materiali provenienti sia dagli scavi in sotterraneo e sia dagli impianti di prearricchimento e di flottazione.

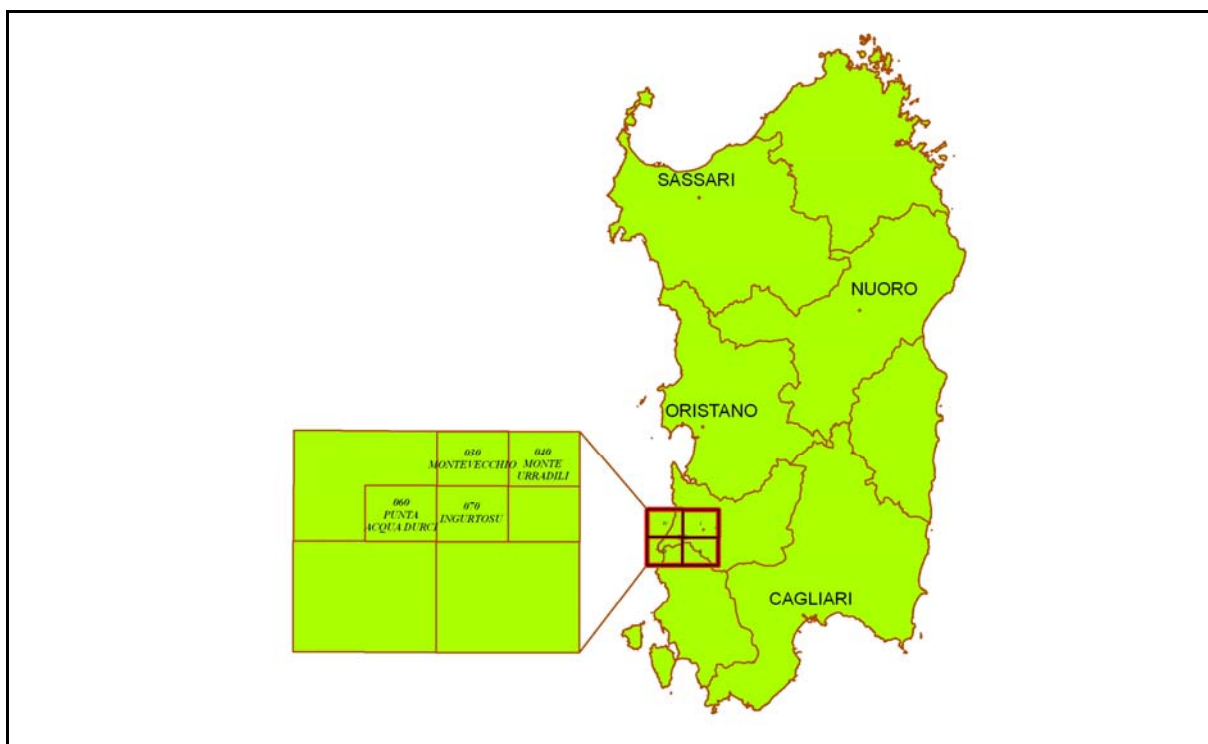


Figura 13. - Inquadramento geografico dell'area di studio.

### 3.2. *Inquadramento geologico*

La geologia dell'area di studio è caratterizzata da un basamento cristallino, riferibile al Paleozoico, costituito da unità autoctone, con rocce del Caradociano-Ashgilliano e Siluriano inferiore, affioranti solo nella zona sud, e da un'unità alloctona, chiamata "Unità dell' Arburese" (Barca et al., 1981). L'unità dell' Arburese è costituita da rocce sedimentarie e vulcaniche di basso grado metamorfico datate Cambriano-Ordoviciano, costituite da un'alternanza monotona di metargilliti grigie e nere, metasiltiti di colore grigio verdastro, con livelli di metarenarie da grigio chiaro a biancastre a nere e metaconglomerati. Sulla base dello studio di un'abbondante associazione di Acritarchi è stato possibile attribuire il complesso al Tremadoc-Arenig (Ordoviciano inferiore) (Carmignani et al., 1992).

Durante l'orogenesi Ercinica, l'unità Arburese è stata spinta da NNE a SSW sopra le successioni autoctone. Si è quindi avuta la messa in posto del complesso igneo Arburese, con una struttura approssimativamente concentrica costituita da leucograniti al centro e granodioriti nella zona ai bordi (Secchi et al, 1991). La messa in posto del complesso plutonico causò la formazione di un'aureola termometamorfica estesa per almeno 1 km nei metasedimenti, e la comparsa di fratture radiali, nonché la formazione di un'estesa fascia filoniana. In questa fascia filoniana (descritta in dettaglio più avanti) si rinvengono filoni di porfido prevalentemente quarzoso-feldspatico, nonché la formazione di un'estesa fascia filoniana. In questa fascia filoniana (descritta in dettaglio più avanti) si rinvengono filoni di porfido prevalentemente quarzoso- feldspatico, nonché imponenti filoni mineralizzati (fase idrotermale) a piombo e zinco, che costituiscono il giacimento di Montevecchio (Salvadori & Zuffardi, 1965).

Successioni di età compresa tra il Carbonifero superiore e il Trias medio-inferiore sono presenti in limitati affioramenti nella zona occidentale dell'area in studio, caratterizzati da depositi sedimentari di ambiente continentale e paralico e depositi vulcanici. Un piccolo lembo di terreni riferiti al Carbonifero affiora lungo la costa sud della foce del Rio Piscinas, ed è rappresentato da conglomerati, arenarie, siltiti nere e varicolori localmente con livelli ricchi in resti di piante, con rari livelli carbonatici e liditici. I depositi affioranti nell'area limitrofa della spiaggia di Piscinas, sono costituiti da: arenarie, siltiti e argilliti laminate con intercalazioni di calcari silicizzati, del Westfaliano D (?)-Autuniano; argille siltose rosso-violacee, arenarie quarzoso-micacee e conglomerati di piana alluvionale con intercalazioni di calcari silicizzati, del Permiano superiore-Trias medio. La successione clastica affiorante a Tuppa Niedda, circa 1 Km a SW di Piscinas, è costituita prevalentemente da conglomerati con subordinate intercalazioni di arenarie ed argilliti, di potenza complessiva 10-12 metri. Già

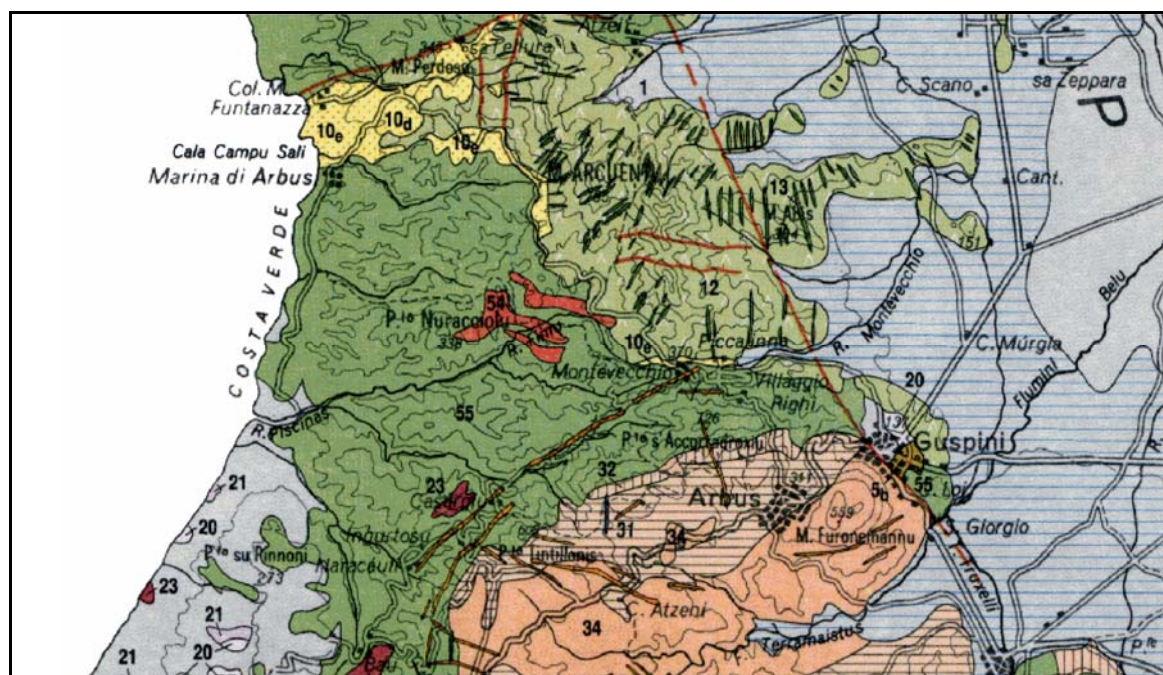


attribuita ad un generico Permo-Trias, viene attualmente riferita al Permo-Carbonifero ed inquadrata nel contesto deposizionale dei bacini molassici permo-carboniferi, evolutisi durante la fase distensiva post-collisionale della catena ercinica sarda. Nella zona tra Capo Pecora e la miniera di Gennamari (Località Scivu) è presente una successione di età medio-triassica, che attualmente affiora in piccoli dossi di modesta quota emergenti dalle sabbie delle dune wurmiane. Si riconoscono due facies principali: la prima con alla base sedimenti prevalentemente clastici di ambiente continentale, costituiti da conglomerati a ciottoli di quarzo e scisti, talora a cemento dolomitico, alternati a livelli di arenarie e argille di colore rosso-violaceo e giallo-ocra (Bruncu Arrubiu); la seconda composta da depositi carbonatici di piattaforma costituiti da calcari grigio-scuri, calcari dolomitici e dolomie, calcari marnosi con rare intercalazioni gessose, contenenti Ostracodi, resti di Crinoidi, modelli interni di Lamellibranchi (*Costatoria kiliani*), piccoli Gasteropodi, Rhizocoralli; frequenti bioturbazioni nella parte superiore della successione (Bruncu Zippiri, Nuraxi Pranu, Bruncu Pilloni). Localmente si osserva il contatto stratigrafico sui terreni del basamento, costituiti da scisti molto alterati (probabili resti di paleosuoli permotriassici).

Al Cenozoico appartengono due distinti complessi: uno di natura sedimentaria e l'altro di natura vulcanica. Il primo è formato da una facies a conglomerati e ciottoli paleozoici (quarzo, granito, scisto, quarziti, porfidi) e una facies argillosa e carbonatica di ambiente fluviale e palustre (Barca, 1973). Nelle facies psefitiche è notevole l'abbondanza di clasti di natura metamorfica del basamento paleozoico, sul quale si è manifestata un'intensa attività erosiva favorita da un clima caldo moderatamente umido. Per quanto riguarda il complesso vulcanico, noto come complesso vulcanico di Monte Arcuentu, esso è costituito da colate basaltiche a cui si sovrappongono breccie caotiche e pillows lavas di deposizione sottomarina (Assorgia et al., 1986). L'attività vulcanica iniziò con tufi e tufiti e terminò con breccie e ceneri. L'intero complesso è intersecato da diversi filoni perlopiù a composizione basaltica e talora andesitica, spesso con magnetite finemente diffusa nella massa; esso risulta inoltre fortemente disarticolato dalla tettonica sin- e post- vulcanica, con direzioni prevalenti NW-SE e NE-SW; l'attuale morfologia è influenzata dalla più recente tettonica plio-quadernaria, di direzione N-S, responsabile della formazione del Graben del Campidano.

Sul basamento paleozoico e mesozoico poggiano in discordanza terreni di età compresa tra il Pleistocene e l'Attuale, di natura arenacea, sabbiosa e conglomeratica, dello spessore di compreso da poche decine di centimetri a qualche decina di metri. Questi depositi sono prevalentemente in facies eolica e marina, anche se non mancano depositi di ambiente fluviale e lacustre. La facies marina è costituita da un conglomerato poligenico organogeno,

ad elementi molto elaborati di scisti, quarziti, porfidi e dolomie provenienti dal basamento paleozoico e mesozoico con inclusi blocchi e ciottoli di arenarie pleistoceniche, sicuramente pre-tirreniane. I depositi di ambiente continentale, attribuiti al Wurm, sono rappresentati in gran parte da sedimenti di origine eolica, anche se non mancano episodi sedimentari legati a processi di ruscellamento intercalati ciclicamente ai precedenti. Sopra le eolianiti wurmiane giacciono le sabbie eoliche di copertura oloceniche ed attuali in parte stabilizzate dalla vegetazione. Tali coperture eoliche si estendono nell'entroterra su una superficie di circa 20 Km<sup>2</sup> (Pitzalis, 2002).



#### LEGENDA

 Depositi quaternari	 Complesso filoniano Carbonifero sup- Permiano
 Depositi continentali e successione marina Eocene medio-Miocene inf.	 Gronodioriti del complesso plutonico del Carbonifero sup- Permiano
 Andesiti basaltiche Oligocene sup. Miocene inf	 Granitoidi del complesso plutonico del Carbonifero sup- Permiano
 Depositi carbonatici di piattaforma: calcarei dolomitici e dolomie. Trias medio	 Successione vulcano sedimentaria Ordoviciano medio
 Successione continentale Carbonifero sup.- Trias medio	 Form. di San Vito (SVI) Cambriano medio, Ordoviciano inf.

Figura 14. – Inquadramento geologico dell'area di studio (legenda modificata, tratta dalla Carta Geologica della Sardegna in scala 1:250000, Carmignani et al., 2002).

### 3.3. *Inquadramento giacimentologico e mineralogia*

Il giacimento piombo-zincifero di Montevecchio-Ingurtosu-Gennamari è localizzato attorno al batolite ercinico; ed è ospitato da un sistema di fratture che interessa sia il basamento granitico sia i sedimenti arenaceo – argillosi – quarzitici del paleozoico. Le linee fondamentali di questo campo di fratture seguono due direttrici: N 60°-70° E, parallela all'asse maggiore del batolite granitico, e N 20°-30° W, normale alla precedente. Tali linee ricalcano le linee tettoniche di carattere regionale che hanno probabilmente influenzato la stessa morfologia del batolite. La direttrice N 60° – 70° E costituisce anche una linea di demarcazione tra l'aureola metamorfica dell'intrusione e i sedimenti normali. In tale aureola si trovano rocce metamorfiche di vario grado: da argilloscisti macchiettati sino a contatti essenzialmente quarzosi con andalusite, cordierite, sillimanite, muscovite, biotite; meno frequenti l'ortoclasio, gli spinelli, gli anfiboli e i pirosseni. Il sistema di frattura è stato interessato sia da insediamenti di magmi differenziati acidi, dando luogo a filoni di porfido, sia da fenomeni idrotermali, con formazione di filoni a quarzo, siderite, ankerite, galena e blenda prevalenti. A tali minerali principali si associano in misura subordinata pirite, baritina, calcite e calcopirite. In una zona limitata della fascia N 60°-70° E si è sviluppata, per circa 4 Km in direzione e 100 m in profondità, un'intensa ossidazione, con formazione di minerali tipici dei cappellacci ferrosi come idrossidi di ferro e di abbondante cerussite (che fu localmente oggetto di coltivazione, ad es. nei cantieri Sanna e Telle). Oltre i minerali citati in precedenza, sono stati riconosciuti come accessori occasionali, numerosi altri minerali: l'associazione mineralogica completa del giacimento è infatti particolarmente ricca, comprendendo circa 80 specie tra minerali primari e secondari (Stara et al., 1996). Oltre ai già citati solfuri di Pb-Zn-Cu-Fe, tra i minerali primari è rimarchevole la presenza di minerali di Co e Ni (es: gersdorffite e cobaltite). Tra i minerali secondari, notevoli per bellezza cerussite ed anglesite; interessnte la presenza della rara otavite ( $\text{CdCO}_3$ ) (Lattanzi et al, 2000).

Tutte le fratture principali sono sedi di corpi mineralizzati, con tenori di piombo e zinco molto elevati, sfruttati economicamente in passato. La coltivazione dell'intero campo minerario nell'area di Montevecchio-Ingurtosu-Gennamari ha portato all'estrazione di 50-60 milioni di tonnellate di minerale con tenore medio del 10% in blenda e galena e alla produzione di oltre 3 milioni di tonnellate di Pb e Zn.

I corpi mineralizzati non sono peraltro continui su tutti i filoni, in profondità tendono a ridursi in potenza, perdendo il carattere di riempimento massivo e suddividendosi in tante vene di pochi centimetri ciascuna. Le fasce filoniane e i singoli filoni possono venir distinti in due categorie principali in base alla posizione e all'orientamento rispetto al batolite granitico:

filoni periferici e filoni radiali. I filoni periferici sono sempre incassati nei sedimenti paleozoici e paralleli al contatto fra granito e sedimenti metamorfici. I filoni radiali sono normali all'andamento medio del contatto tra sedimenti e granito; si arrestano bruscamente contro i filoni periferici, attraversando tutta la fascia metamorfica e penetrando nel granito per molti km; sono talvolta riuniti a sciame, collegati fra loro da filoni secondari, trasversali ed obliqui. Generalmente i filoni periferici sono più potenti e meglio mineralizzati rispetto ai filoni radiali; in questi ultimi vi è una netta variazione longitudinale nelle mineralizzazioni, poiché al passaggio tra l'incassamento entro i sedimenti metamorfici e quello del granito, queste divengono esclusivamente galenose.

La fascia filoniana N 60° E che assume da Levante a Ponente i seguenti nomi: Piccalinna, Sanna, Telle e Brassey, è costituita da due filoni quasi continui che corrono paralleli, a distanza variabile da 50 a 80 m, e da qualche filone secondario, parallelo od obliquo compreso tra i filoni principali. Questa fascia filoniana ha una pendenza a N-NW variabile da 65° ad 80°; alla estremità di levante è interrotta e dislocata da una serie di faglie dirette da N 20°- 45° W, ma la sua prosecuzione è stata accertata da vari studi geologici e minerari. Questa fascia insieme al filone S. Antonio di Montevecchio ha rappresentato la parte più ricca del complesso, conosciuta in lunghezza per 10 Km ed in profondità per 600 m con lavori minerari sia a levante che a ponente. La potenza dei singoli filoni varia da 1.50 a 7-8 m mentre la potenza totale della fascia non è mai inferiore a 6 m. Il filone S. Antonio di Montevecchio, si distacca dalla fascia appena descritta, all'altezza dell'abitato di Montevecchio e procede in direzione EW. E' conosciuto per circa 2 Km di lunghezza e per circa 600 m di quota e ha rappresentato il corpo minerario più ricco della zona se non della Sardegna. E' costituito da due filoni con qualche vena intermedia che talora li salda fra loro, portando la potenza utile coltivabile ad oltre 20 m.



Figura 15. – Filone S. Antonio.

Il filone Ingurtosu è diretto N 45°E, con pendenza a NW di circa 60°, è costituito da una vena principale con potenza variabile da 2 a 6 m. E' stato coltivato in tre zone dette, da levante a ponente, Ingurtosu, Pinadeddu e Gennamari, ciascuna con lunghezza di varie centinaia di metri. La zona di Ingurtosu è separata dalla zona di Pinadeddu da un intervallo sterile lungo circa 800-1000 m; mentre l'interruzione fra Pinadeddu e Gennamari sembra dovuta a una dislocazione avvenuta lungo il filone Santa Luisa. Qui la mineralizzazione utile è costituita soprattutto da galena.

Tra i filoni radiali si ricorda il filone Arburese, un potente filone quarzoso che si distacca dalla fascia del filone S. Antonio di Montevecchio e dirigendosi a sud taglia il contatto fra sedimenti metamorfici e granito penetrando profondamente in quest'ultimo. Nella zona a nord, presso S. Antonio, si riconosce una mineralizzazione a blenda, mentre a sud prevale una mineralizzazione a galena. L'affioramento è visibile per 1200 m ed è stato esplorato con gallerie alle due estremità. Il filone Tintillonis II si stacca dal filone Ingurtosu presso la congiunzione di questo con il filone Cervo e si spinge a SE penetrando per circa 2 Km in pieno granito. E' stato intensamente coltivato nella parte SE in cui è incassato nei sedimenti metamorfici e nel granito, dove era ricco in PbS. A NW, verso l'intersezione con il filone Ingurtosu diventa blendoso-galenoso. Infine, un altro filone radiale è quello di S. Antonio di Ingurtosu, si tratta di un filone veramente notevole che ha dato luogo a lavori minerari imponenti. Infatti è stato esplorato e coltivato per circa 2 Km, di cui la metà almeno in pieno granito dove era quasi esclusivamente galenoso con poca ganga.



### 3.4. Inquadramento geomorfologico

Da un punto di vista geomorfologico l'area può essere suddivisa in tre sistemi morfologici principali, individuati da un vasto sistema di spiaggia, sommerso ed emerso, esteso per oltre 10 Km a nord del promontorio di Capo Pecora fino a Punta Fenu Struvu in cui predomina l'azione del moto ondoso; il campo dunare di Piscinas, mobile e stabilizzato in cui prevalgono i fenomeni di deflazione eolica e che inoltrandosi per circa 5 Km verso l'interno rappresenta uno dei più significativi sistemi sabbiosi della Sardegna ed uno dei più importanti in ambito Mediterraneo (Pitzalis; 2002); ed infine la zona più interna che si sviluppa in profondità nell'entroterra secondo una articolata dorsale orografica, spesso interrotta da incisioni vallive che possono ospitare ristrette piane costiere, interessando i rilievi del sistema orografico granitico del Monte Nieddu, i torrioni vulcanici del Monte Arcuentu, fino a comprendere il complesso granitico dell'Arburese, in cui dominano fenomeni di modellamento dei versanti e fenomeni di morfologia antropica dovuta al passato sfruttamento minerario dell'area.

Il litorale, nella parte settentrionale, è caratterizzato da una falesia alta circa 30 m che delimita la spiaggia di Piscinas la quale ha una lunghezza di circa 9 Km; la profondità della spiaggia emersa varia dai 50/60 m nella zona più a nord ai 100 m circa nella zona centrale, per poi restringersi a circa 20 m in prossimità di "Punta s'acqua d'urci". La corrente di deriva litorale, che ha il compito di distribuire i sedimenti, ha una direzione NNE-SSW.



Figura 16. – Veduta aerea, dal mare, della spiaggia di Piscinas.

Il sistema delle dune mobili e stabilizzate è costituito da coperture sabbiose di composizione prevalentemente quarzoso-feldspatica, derivanti dalla rielaborazione recente ed

attuale della più antica coltre detritica quaternaria sottostante, ed è costruito in buona parte a spese di questa oltre che, naturalmente, dalla rielaborazione marina ed eolica dei cospicui apporti detritici del Rio Piscinas e del Rio Naracauli (Pitzalis; 2002). Queste formazioni che nel loro complesso formano un'ampia platea debolmente degradante verso il mare, interrotta bruscamente presso il limite costiero da una ripa di erosione marina alta fino a 25 metri s.l.m., risultano occupare una vasta rientranza costiera, di elaborazione prevalentemente marina, sviluppata su rocce scistose paleozoiche che definiscono l'impostazione morfostrutturale del sistema dunare. Il sistema delle foci del Rio Piscinas e Naracauli comprende la fascia di avanspiaggia e di retrospiaggia limitrofa alle foci dei due corsi d'acqua; vi si possono distinguere due sistemi eolici principali riconducibili a due grandi dune di forma longitudinale: il primo compreso tra il Rio Piscinas e il Naracauli, si estende per circa 1 Km con direzione NW-SE; il secondo impostato invece a sud del Rio Naracauli, ha anch'esso una direzione di allungamento NW-SE mentre lo sviluppo longitudinale è di circa 2 Km. A sud di quest'ultimo corpo dunare, si trova la grande area occupata dalle dune stabilizzate per la presenza di un manto vegetale più o meno continuo, costituito perlopiù da macchia a ginepro.



Figura 17. – La vallata lungo cui scorre il Rio Naracauli.

Nella zona più interna per la presenza degli scisti Ordoviciani, i rilievi assumono una morfologia caratterizzata dalle tipiche creste arrotondate e le valli sono generalmente incassate. Questo settore è altresì caratterizzato da una forte componente morfologica di natura antropica, dovuta alla presenza di forme generate dall'attività mineraria. Imponenti abbancamenti di sterili di lavorazione coprono interi versanti e vallecole, conferendo al territorio una connotazione generalmente quasi desertica o solo localmente colonizzata da

piante pioniere, risultando così molto esposte ai fenomeni di dissesto, all'erosione idrica ed eolica. In particolare lungo il corso del Rio Naracauli, i sedimenti presenti nell'alveo hanno una costituzione esclusivamente derivante da materiale di origine mineraria. A circa 1 Km dalla foce si nota un sovralluvionamento dovuto all'innalzamento del livello di base, peraltro comune a tutta la costa, e attribuibile anche alle attività antropiche che a seguito dello sversamento imponente di enormi quantità di sterili di lavorazione, hanno provocato l'avanzamento del delta del Rio Naracauli. Nella zona a SE dell'abitato di Ingurtosu, affiorano le rocce granitiche paleozoiche, che presentano forti alterazioni dovute all'idrolisi dei silicati, testimoniate dall'intensa arenizzazione. Il fenomeno, congiunto al fitto sistema di fratture che caratterizza il basamento, facilita i fenomeni di crollo lungo le scarpate e l'accumulo di detriti alla base.



## 4. Materiali e metodi

I dati sui quali si è basato lo studio sono essenzialmente di tre tipi: immagini satellitari Aster, dati di riflettanza a terra acquisiti mediante spettroradiometro da campo modello Macam e composizione mineralogica (ottenuta per diffrazione dei raggi X) del substrato su cui è stata effettuata la lettura spettrale. In questo capitolo verranno descritte le caratteristiche dei dati utilizzati e i metodi di analisi degli stessi.

### 4.1. Immagini satellitari

Dopo un esame dei vari tipi di immagini satellitari disponibili, si è deciso di utilizzare quelle ottenute con il sensore Aster collocato sul satellite Terra, in quanto presentano una risoluzione spaziale e spettrale utili in questo tipo di studi, come verrà evidenziato in seguito. Esaminando quindi le immagini disponibili per questo sensore, è stata selezionata l'immagine acquisita il 29 luglio del 2000. Il sensore Aster è uno dei principali sensori del satellite Terra in orbita a 705 Km di quota, all'interno del quale sono presenti altri quattro strumenti CERES (Clouds and the Earth's Radiant Energy System); MISR (Multi-Angle Imaging Spectroradiometer); MODIS (Moderate-Resolution Imaging Spectroradiometer); MOPITT (Measurements Of Pollution In The Troposphere).

TERRA è l'ammiraglia dell'Earth Observing System (EOS), un programma di satelliti della NASA che ha lo scopo di investigare, caratterizzare e comprendere i cicli naturali, per dare un contributo al miglioramento della qualità della vita. L'Earth Observing System ha avviato uno studio della Terra a livello internazionale: ha creato una serie di satelliti speciali progettati per analizzare la complessità del mutamento globale; ha realizzato una rete di calcolatori avanzati per elaborare, immagazzinare, distribuire i dati (EOSDIS, EOS Data and Information System); ha riunito un team di scienziati che lavorano in più parti del mondo. Nel dicembre del 1999 la NASA ha lanciato il satellite TERRA che nel febbraio 2000 ha iniziato a registrare le prime informazioni. Il progetto TERRA, caratterizzato dalla presenza dei cinque sensori, nasce dalla collaborazione tra Stati Uniti, Giappone e Canada. Muovendosi da polo a polo, TERRA incontra l'equatore alle 10:30, ora locale, del mattino quando la copertura dovuta alle nuvole è minima e la vista del suolo è poco ostruita. La durata dell'intero ciclo di rotazione del satellite è di sedici giorni. Dato che l'orbita del satellite è quasi perpendicolare al verso di rotazione della Terra, gli *swaths* ripresi da ciascun passaggio possono essere uniti per formare delle immagini intere. La durata prevista per la missione TERRA era inizialmente di sei anni, ma con il lancio di altri satelliti verrà prolungata per altri 15 anni, per completare

le informazioni ottenute, considerando anche la continua innovazione tecnologica nel campo del telerilevamento.

ASTER (Advanced Spaceborne Thermal Emission and Reflection Radiometer) nasce dalla cooperazione tra NASA e il Ministero giapponese dell'industria e del commercio estero (Ministry of International Trade and Industry, MITI), con la collaborazione di organizzazioni scientifiche e industriali di entrambi i paesi. La gestione del team responsabile del sensore è affidata a Japan Resources Observation System Organization (JAROS). Aster è il sensore con risoluzione geometrica maggiore tra quelli presenti sulla piattaforma TERRA: l'area ricoperta dai pixel varia da 15 a 90 mq. Per tale caratteristica viene considerato lo "zoom" del satellite, in grado di fornire immagini di dettaglio in quattordici differenti bande dello spettro elettromagnetico, comprendenti il campo visibile, l'infrarosso vicino-medio e il termico (Figura 18.).

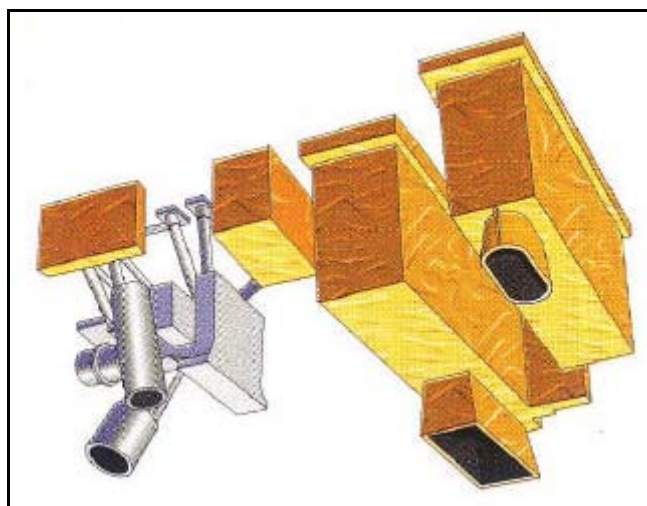


Figura 18. - Sensore ASTER con i tre sottosistemi, da sinistra verso destra, VNIR, SWIR, TIR.

CARATTERISTICHE PECULIARI	SENSORI	NUMERO BANDA	BANDE SPETTRALI (µm)	RISOLUZIONE SPAZIALE (m)	DIMENSIONE SWATH (Km)
Massima risoluzione spaziale tra tutti i sensori di <i>TERRA</i> e capacità di puntare verso specifici bersagli	VNIR (visibile e vicino infrarosso)	1	0.52-0.60	15	60
		2	0.63-0.69		
		3N	0.78-0.86		
		3B	0.78-0.86		
	SWIR (infrarosso a breve lunghezza d'onda)	4	1.60-1.70	30	
		5	2.145-2.185		
		6	2.185-2.225		
		7	2.235-2.285		
		8	2.295-2.365		
	TIR (infrarosso termico)	9	2.360-2.430	90	
		10	8.125-8.475		
		11	8.475-8.825		
		12	8.925-9.275		
		13	10.25-10.95		
14		10.95-11.65			

Figura 19 – Caratteristiche tecniche del sensore Aster.

Diversamente dagli altri sensori, che raccolgono dati con continuità, Aster opera per un tempo limitato durante le porzioni diurne e notturne del ciclo orbitale: l'intera registrazione delle informazioni avviene con una media di otto minuti per orbita. Limitando il numero di bande, o differenziando il guadagno (gains), è possibile ridurre le configurazioni e implementarle per rispondere alle esigenze degli utenti. Aster è costituito da tre sottosistemi di telescopi, puntati con modalità cross-track: VNIR, SWIR e TIR. Ognuno di essi, costruito da una differente compagnia giapponese, lavora in una diversa regione spettrale, ottenuta tramite separazione dello spettro con particolari filtri. La relativa alta risoluzione spaziale-radiometrica relativamente alta e la capacità di cambiare gli angoli di osservazione, consentono la produzione di immagini stereoscopiche, di modelli particolareggiati di elevazione del terreno e, soprattutto, di mappe digitali contenenti le misure di riflettività, emissività e temperatura del pianeta. I valori di energia e calore rilevati sono fondamentali per stimare il bilancio radiativo terrestre e sono particolarmente utili per identificare litologie, suoli e vegetazione. Nello specifico vengono acquisite informazioni sulla composizione e distribuzione dei materiali sulla superficie, utili per individuare nuovi giacimenti di minerali o di combustibili fossili in regioni scarsamente esplorate e per controllare l'uso del territorio.

Per quanto riguarda il sottosistema VNIR comprende due telescopi indipendenti a riflessione-rifrazione, uno nadirale e uno backward-looking, in modo da realizzare immagini stereo sulla stessa orbita, minimizzando le distorsioni generate singolarmente, (Figura 20).

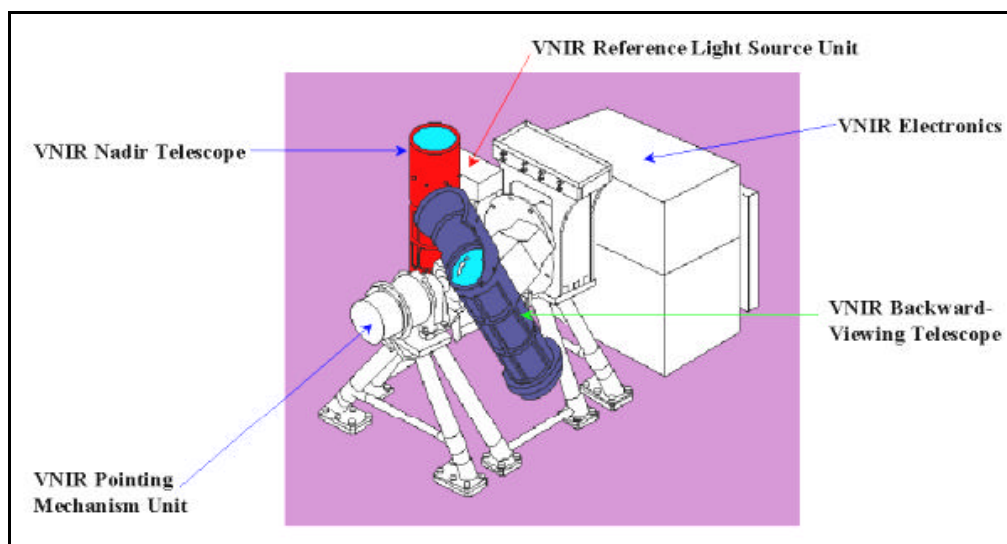


Figura 20. - Sottosistema VNIR, (<http://asterweb.jpl.nasa.gov/instrument/subsystem.htm>).

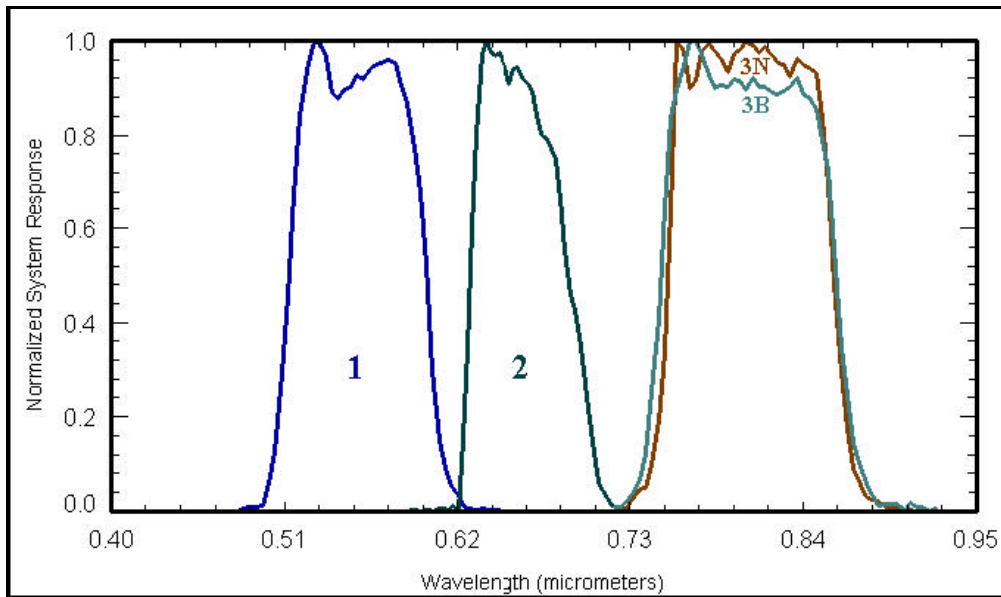


Figura 21. - Risposta spettrale nelle bande VNIR.

Questo componente di Aster opera nelle bande visibili verde e rossa e nel vicino infrarosso (Figura 21.), con risoluzione spaziale di 15 m e risoluzione radiometrica di 8 bits (256 livelli). La calibrazione a bordo dei due telescopi è ottenuta da dispositivi indipendenti, ciascuno costituito da due fotodiodi al silicio: uno controlla direttamente il filamento della lampada, il secondo verifica la calibrazione del raggio proprio di fronte al primo elemento ottico del telescopio. VNIR, costruito da NEC Corporation, produce di gran lunga la quantità di dati più consistente tra i tre sottosistemi Aster.

Il sottosistema SWIR usa un solo telescopio a rifrazione asferico (Figura 22.), operando in sei bande dell'infrarosso ad onda corta (Figura 23.), con risoluzione spaziale pari a 30 m e risoluzione radiometrica di 8 bits (256livelli). La calibrazione è affidata ad un solo dispositivo, simile a quelli del sottosistema VNIR. E' presente uno specchio che può ruotare di  $\pm 8.54^\circ$  dalla direzione nadirale, per permettere la copertura di tutti i punti sulla superficie terrestre durante i sedici giorni di ciclo del satellite. Periodicamente, serve anche per indirizzare la luce, da due lampade di calibrazione, al telescopio. SWIR è stato costruito da Mitsubishi Electric Company (MELCO) ed è quello che fornisce maggiori informazioni di tipo mineralogico e geologico.

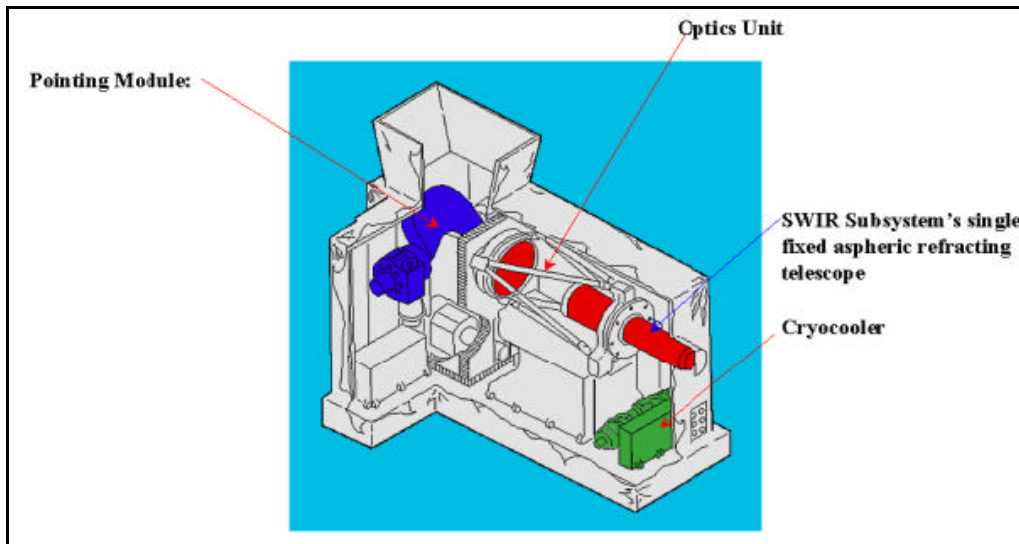


Figura 22. - Sottosistema SWIR.

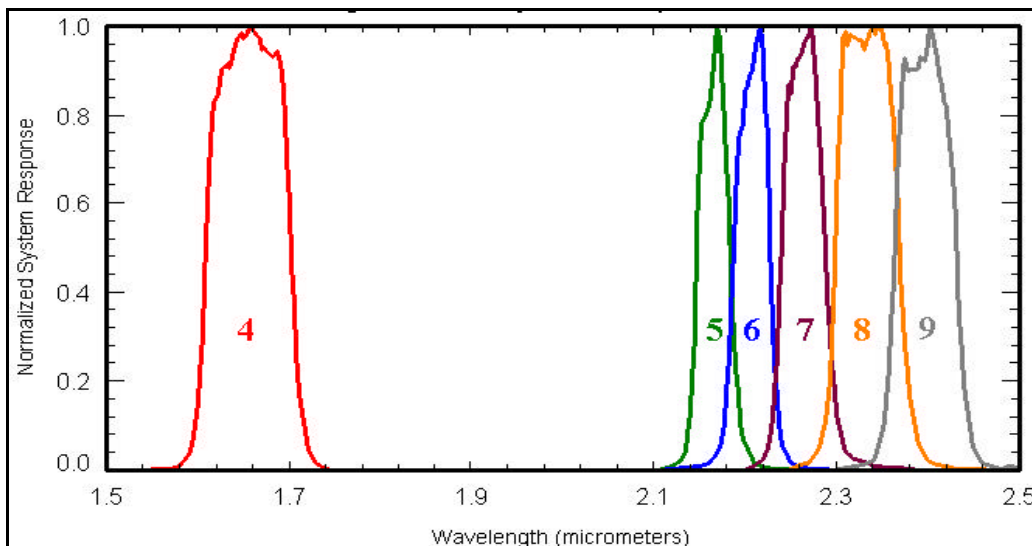


Figura 23. - Risposta spettrale nelle bande SWIR.

Il sottosistema TIR usa un sistema catadiottico newtoniano con uno specchio primario sferico e lenti per la correzione delle aberrazioni, (Figura 24). Opera nell'infrarosso termico (Figura 25.) con risoluzione spaziale di 90 m e risoluzione radiometrica di 12 bits. Diversamente da VNIR e SWIR, il telescopio del sottosistema è fisso: la scansione e il puntamento sono eseguiti da uno specchio. Ogni banda utilizza dieci rivelatori al mercurio-cadmio-tellurio con filtri ottici passabanda su ogni elemento: l'insieme delle prestazioni aumenta se sono usati rivelatori fotovoltaici. Per la calibrazione, lo specchio ruota di 180° dalla posizione nadirale per mostrare all'interno un corpo nero che può essere caldo o freddo: essendo impedita la vista dello spazio freddo, ogni volta viene individuata una singola temperatura di calibrazione (ricalcolabile più volte, in volo, se necessario). Un chopper di controllo e monitoraggio della temperatura rimuove le frequenze più basse. Ad intervalli

brevi, il corpo nero fornisce i punti termici di calibrazione, variando la propria quantità di calore. TIR è stato realizzato da Jujitsu Ltd.

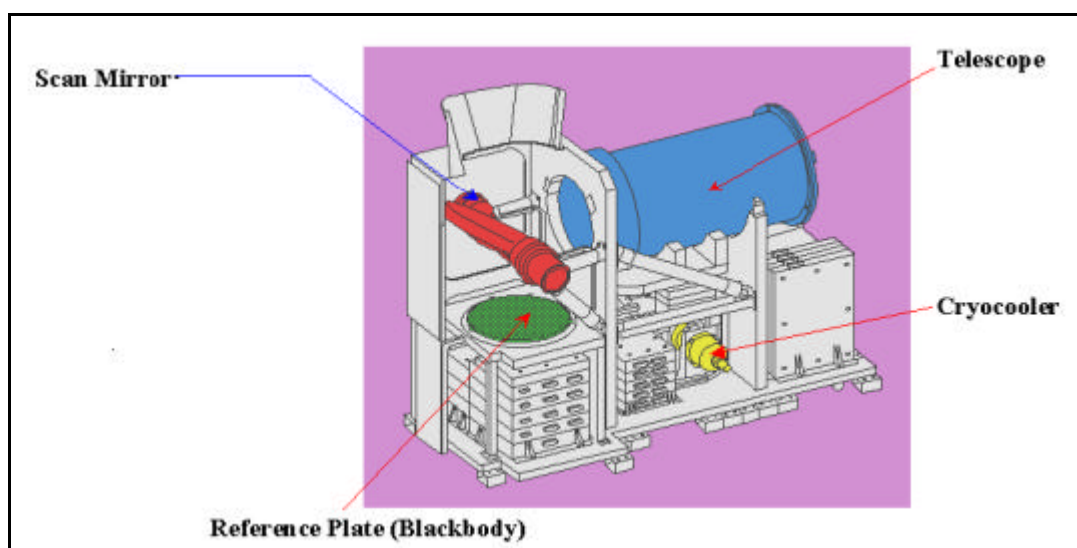


Figura 24. - Sottosistema SWIR.

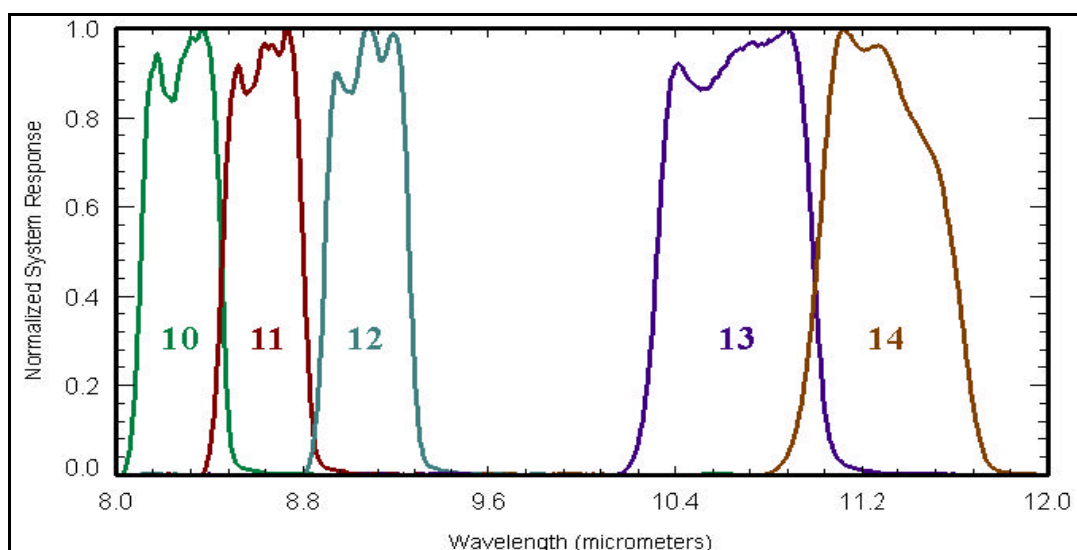


Figura 25 - Risposta spettrale nelle bande TIR.

#### 4.1.1. Il dato Aster

Aster, il principale dei sensori di TERRA, può registrare dati relativi all'intero globo con cicli di durata pari all'8% per orbita. Tale acquisizione comporta 650 scene al giorno, processate al Level-1A: di queste circa 150 (al massimo 310, in funzione della copertura delle nuvole) vengono processate al Level-1B. Tutte le scene 1A e 1B sono trasferite dall'archivio di EOSDIS a EROS Data Center's (EDC) Land Processes Distributed Active Archivi Center (LP-DAAC), per l'immagazzinamento, la distribuzione e l'elaborazione di dati ad alto livello (livello 2, come Brightness Temperature, e livello 3, come DEM). Tutte le informazioni Aster

prodotte vengono raccolte con una specifica implementazione di Hierarchical Data Format chiamata HDF-EOS.

#### **4.1.1.1. Dati Aster Level-1a**

Gli AsterLevel-1A (L1A) grezzi sono dati ricostruiti dal Level-0 e non sono processati dagli strumenti digitali di calcolo. Tale produzione contiene immagini non sottoposte ad impacchettamento e multiplex, con allegati i coefficienti non applicati di correzione geometrica e di calibrazione radiometrica. I dati VNIR e SWIR hanno profondità di 8 bits e una regolazione variabile di gain, mentre i TIR sono di 12 bits e hanno un solo gain: per tutti è richiesto il formato HDF-EOS.

Nell'Aster Level-1A è prevista anche, per ciascuno dei tre sensori, una versione ricampionata e compressa delle immagini con correzioni simili a quelle effettuate ai dati Level-1B. Tutte le immagini (VNIR, SWIR, TIR) sono compresse a 24-bit JPEG e immagazzinate in HDF file. La Tabella 1. fornisce le principali caratteristiche del Level-1A browse-image. I dati sono prodotti da Ground Data System (GDS) a Tokyo (Giappone) e inviati a EROS Data Center's (USA) per l'archiviazione e l'elaborazione ad alti livelli.

<b>TELESCOPIO</b>	<b>DIMENSIONE (PIXEL×LINE)</b>	<b>METODO DI COMPRESSIONE</b>	<b>BLU</b>	<b>VERDE</b>	<b>ROSSO</b>
VNIR	224×208	JPEG	Band 1	Band 2	Band 3N
SWIR	224×208	JPEG	Band 4	Band 5	Band 9
TIR	224×208	JPEG	Band 10	Band 12	Band 14

Tabella 1 . -Caratteristiche del browse-images dei dati *Level-1A*.

#### **4.1.1.2. Dati Aster Level-1b**

Gli Aster Level-1B (L1B) sono i dati rilevati dai differenti telescopi in Level-1A, radiometricamente calibrati e geometricamente co-registrati nelle diverse bande con i coefficienti sopra citati. L'immagine L1B è proiettata su una mappa rotante (che si orienta tramite un elenco di coordinate) a piena risoluzione dello strumento. I dati generati includono le registrazioni dei valori VNIR, SWIR e TIR: è previsto lo stesso numero di bande e le stesse risoluzioni del precedente livello.

L'informazione Level-1B chiama "SceneCenter" il centro geodetico della corrispondente immagine L1A, definito con coordinate L1B, cioè latitudine geocentrica e longitudine geodetica (quest'ultima coincide con la longitudine geocentrica perché riferita



allo stesso meridiano). In mancanza di precisazioni, il dato L1B viene prodotto nella proiezione UTM (orientamento dello swath) e ricampionato col metodo *Cubic Convolution* (Convoluzione Cubica). Ciascuna immagine contiene informazioni di geolocalizzazione immagazzinate in una serie di array, uno per ogni telescopio nadirale: sono costituiti da 11·11 elementi, di cui il primo in alto a sinistra è indicato con (0,0). L'immagine con vista backward risulta sfalsata rispetto alla precedente, pur avendo lo stesso array di latitudine e longitudine. Le scene ASTER Level-1 hanno una dimensione a terra di 60·60 Km<sup>2</sup>: sono leggermente più grandi le misure relative alle VNIR 3B, usate nella generazione di immagini stereoscopiche per la produzione di DEM. Anche questi dati sono prodotti da Ground Data System (GDS) e inviati a EROS Data Center per l'archiviazione e l'elaborazione ad alti livelli.

#### **4.1.1.3. Formato Hdf-Eos**

Il formato HDF (Hierarchical Data Format) è lo standard per tutti i dati prodotti dalla NASA (Earth Observing System, EOS). Comodo per gli utenti per trasferire e manipolare dati scientifici, nasce dall'incrocio di diversi sistemi operativi e dall'utilizzo di interfacce e utilità di FORTRAN e C. HDF supporta diversi tipi di informazioni: array n-dimensionali, tabelle, testi, immagini raster con associate le palette di colori e i metadati. La libreria HDF permette di immagazzinare e recuperare questi tipi di dati da altri formati, compressi e non. Per ciascun dato-oggetto nel HDF, un'etichetta predefinita ne identifica la tipologia, il valore e la dimensione, oltre alla locazione all'interno dello stesso file. La capacità autodescrittiva di un HDF file fornisce la possibilità di capire completamente la sua struttura e il metodo con cui trovare le informazioni ai diversi livelli: un programma specifico interpreta l'etichetta e processa il corrispondente dato. Il singolo file può accogliere numeri, simboli, grafici: tuttavia le immagini raster e gli array multidimensionali sono spesso non georiferiti. Dato che la geolocalizzazione è necessaria per le misure alla base degli studi relativi al nostro pianeta, la NASA ha elaborato il formato HDF-EOS. Quest'ultimo contiene tre tipi di dati geospaziali (grid, point e swath) e la sua libreria facilita l'indagine sul contenuto del file fornendo coordinate e informazioni temporali.

Per comprendere le motivazioni che hanno spinto la NASA a scegliere questo formato, bisogna risalire al 1990, quando le ricerche scientifiche inter-disciplinari hanno assunto un ruolo centrale nello studio della Terra in generale e, nel particolare, tra gli scopi di EOS: l'ente spaziale americano ha così cercato un formato che agevolasse lo scambio dei dati e la loro interpretazione.



Tra i software di processamento di immagini presenti in commercio, quelli in grado di manipolare i dati ASTER sono: ENVI (da RSI); Imagine (da ERDAS); PCI (PCI Geomatics); Matlab (da MathWorks); Noesys (RSI); IDRISI (da Clark University). La versione ENVI 4.2, è stata scelta come software per l'elaborazione dell'immagini in questa tesi.

Per quanto riguarda le immagini Aster, le bande utilizzate in questo lavoro sono quelle del visibile, del vicino e medio infrarosso cioè gli intervalli spettrali utilizzati negli studi geologico-mineralogici. L'intervallo spettrale del VNIR, 0,520-0,860  $\mu\text{m}$  (bande 1-3), permette l'identificazione di minerali in cui sono presenti i metalli di transizione in particolare il ferro. L'intervallo spettrale di SWIR, 1,656-2,400  $\mu\text{m}$  (bande 4-9), permette l'identificazione di minerali come carbonati, solfati, ossidi e idrossidi.

#### *4.2. Acquisizione dei dati con lo spettroradiometro*

L'acquisizione dei dati di riflettanza a terra è stata svolta con lo spettroradiometro da campo modello Macam SR-9050 (Figura 26), in grado di acquisire sia valori di riflettanza e/o d'irradianza in un intervallo di 400-2500 nm.



Figura 26. – Spettroradiometro Macam SR-9050.

L'acquisizione dei dati avviene mediante 3 monocromatori che lavorano in parallelo su differenti intervalli di lunghezza d'onda per un'ampiezza spettrale, come detto, che va da 400 nm a 2500 nm. Ciascuno dei monocromatori è collegato ad un proprio cavo in fibra ottica posizionato entro un sistema di puntamento orientabile che garantisce congruenza al campo visivo dei tre cavi. Lo strumento è inoltre dotato di un sensore a banda larga utile per la

compensazione dei dati necessaria quando si effettuano campionamenti in condizioni luminose non costanti (es., luce solare oscurata dalle nuvole).

I tre monocromatori hanno ognuno un range spettrale di acquisizione ben definito: il primo, opera nella regione dello spettro elettromagnetico del visibile, tra i 400 e i 900 nm, accoppiato ad un fotodiodo al Si. I restanti due invece, operano nel campo del vicino infrarosso scansionando dai 900 ai 1600 nm e dai 1600 nm ai 2.500 nm, accoppiati ciascuno ad un fotodiodo InGaAs (Arseniuro di Gallio e Indio). Allo spettroradiometro è abbinato un notebook portatile con un software dedicato per la gestione dello strumento e la prima elaborazione del dato spettrale, un sistema di alimentazione con batteria a secco 12V dc ricaricabile, un treppiede per il posizionamento ottimale in situ e una lastra in Solfato di Bario per la calibrazione delle misure di riflettanza. Per effettuare una misura, è necessario eseguire una scansione primaria chiamata “misura del bianco”, utilizzando la lastra di Solfato di Bario in modo che lo strumento acquisisca un valore di riflettanza standard (quello del bianco appunto ossia, riflettanza massima). Durante la seconda scansione il software confronta i valori digitali del campione con il segnale prodotto dallo standard bianco di riferimento (definito, in un sistema di assi cartesiani, da una retta parallela all’asse delle ascisse), i cui valori di riflettanza e i relativi segnali elettrici alle varie lunghezze d'onda erano stati precedentemente acquisiti. L’intera operazione (misura del bianco-scansione del campione) si effettua in circa otto minuti, dopodichè il dato viene automaticamente salvato sul PC portatile abbinato allo strumento in formato “.DT%”.

#### *4.2.1. Campagna acquisizione dati*

La campagna di acquisizione dati con lo spettroradiometro nel distretto minerario di Montevecchio – Ingurtosu – Gennamari è stata condotta nei mesi di giugno, settembre, ottobre e novembre 2005. L’acquisizione dei dati è stata condizionata dalla scelta di aree facilmente accessibili e sicure, infatti tra i fattori che maggiormente hanno influenzato il lavoro di rilevamento vi sono senza dubbio la particolare topografia dell’area e, di non secondaria importanza, la sicurezza precaria o del tutto assente dei siti abbandonati. Molte delle discariche e degli abbancamenti non hanno infatti ancora subito, con rare eccezione, interventi di ripristino ambientale e messa in sicurezza. Si è deciso così, di effettuare le misure solo sugli abbancamenti di fanghi di laveria all’interno del bacino idrografico del Rio Naracauli e sulla discarica di Piccalinna (Figura 27.).

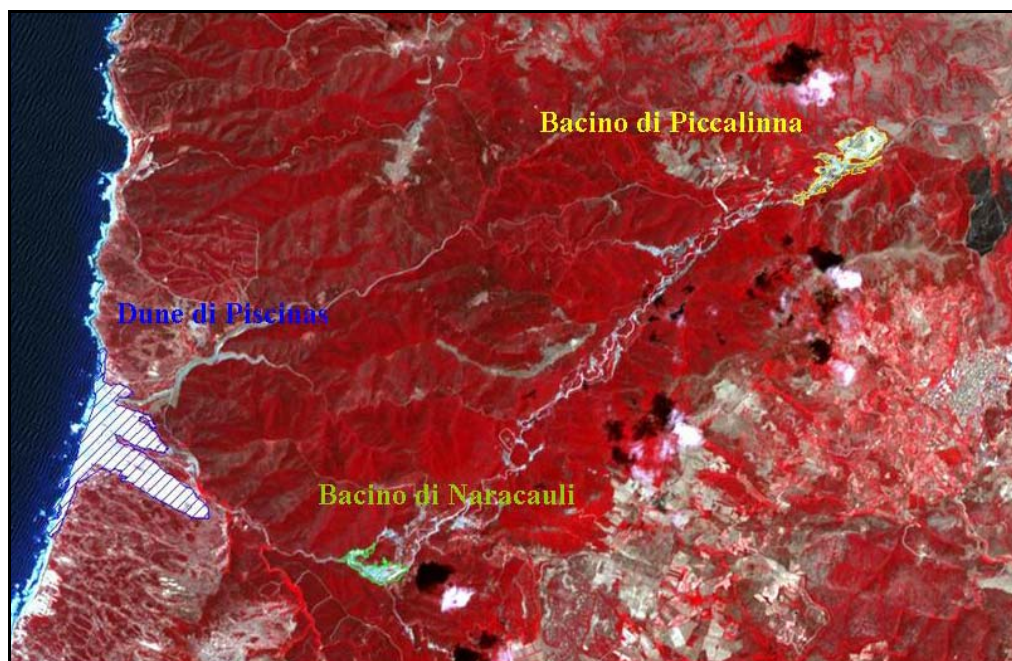


Figura 27. – Immagine Aster\_321, sono indicate le aree in cui sono stati acquisiti i dati con lo spettroradiometro.



Figura 28. – Il bacino di sterili della discarica di Piccalinna.

In particolare, grazie anche ad una accurata ricerca bibliografica, sono state evidenziate tre zone all'interno del bacino idrografico del Rio Naracauli, in cui la presenza dei fanghi era assolutamente certa: i fanghi di laveria di Naracauli (Figura 29.), ubicato a Naracauli e associati alla laveria Brassey; i fanghi di laveria di “Sa Roa”(Figura 30.), associati alla laveria di Pireddu (Figura 31.) e impostati sulla vallecchia del Rio Roia Cani; i fanghi di laveria presenti sulle dune di Piscinas (Figura 32 - 33.).





Figura 29. – Ortofoto del bacino di sterili di Naracauli – Pireddu.



Figura 30. – Fanghi presso il bacino Sa Roa.



Figura 31. – Sterili presso Pireddu.

Questi fanghi si trovano in prossimità della foce del Rio Naracauli, infatti nei periodi estivi veniva creato un bacino sbarrando la foce del corso d'acqua per consentire la pesca del tonno. Attualmente è difficile definirne il limite se non per qualche porzione affiorante, a causa del ricoprimento da parte delle sabbie eoliche.



Figura 32. – Ortofoto delle dune di Piscinas



Figura 33. – Affioramenti di sterili presso Piscinas.

Si è determinato un passo di campionamento di circa 10 m in modo da creare una maglia abbastanza fitta che però non sempre è stato possibile seguire a causa dei problemi riguardanti le condizioni di sicurezza e gli affioramenti di fanghi talvolta troppo limitati. L'esigenza di avere una maglia di campionamento molto fitta è ovviamente utile per ottenere un dato che sia il più omogeneo possibile in quanto durante la fase di classificazione dell'immagine satellitare attraverso le firme acquisite in campagna, il maggior numero di dati ottenuti per unità di pixel (l'unità di superficie minima di qualsiasi immagine satellitare), darà maggiori possibilità di successo nell'identificazione di una firma sull'immagine stessa. Per ogni area in cui è stata fatta l'acquisizione con lo spettrometro, è stata compilata un'apposita scheda di campagna (Figura 34.), sulla quale sono stati riportati: data, numero dello stop, punto GPS, quota, denominazione dei file acquisito, condizioni meteorologiche o di illuminazione, descrizione dell'area investigata, numero della foto, nome e note del campione del substrato prelevato. Questa scheda è importante nella successiva fase di elaborazione e processing della firma spettrale acquisita in quanto da essa si ricavano delle informazioni utili per la sua stessa interpretazione. Per ogni campione è stata fatta prima la misura sulla lastra in Solfato di Bario (Figura 35), poi sono state eseguite due scansioni in successione, ottenendo così la firma spettrale del campione dalla media delle due acquisizioni.

SPETTRORADIOMETRO MACAM SCHEDA REGISTRAZIONE DATI	
Data	23-09-2005
Località	Bacino di sterili di Piccalina (Montevocchio)
Scopo della missione	Racolta di firme spettrali e di campioni di suolo
Num. stop	1
GPS (UTM, WGS84)	N 0464695 E 4379130
Quota	206 m
File misure	23095344.DT% 23095725.DT%
Condizioni atmosferiche	Soleggiato, niente nuvole.
Geometria di acquisizione	Distanza ottica/campione Verticale 70 cm da terra
Impostazioni strumentali	Range (mm) 400-550 nanometri Punto zero 0.10 nanometri Tempo di integr. (sec) 1 secondo Durata scansione 1 minuto
Foglio num.	16
Descrizione	Bacino di decantazione Fanghi di laveria
Nota	Campione raccolto PN1

Figura 34. – Scheda di campagna.



Figura 35. – Lettura della lastra in Solfato di Bario.

Il numero delle acquisizioni è stato stabilito in funzione delle condizioni ambientali, in particolare della stabilità della trasparenza atmosferica. Infatti, poiché nella determinazione del fattore di riflettanza si misura prima la risposta spettrale del pannello e dopo quella del campione, bisogna evitare che le condizioni del cielo cambino fra queste due acquisizioni. Pertanto, nel caso in cui le condizioni del cielo non siano stabili il tempo di acquisizione della singola curva è critico, ed è quindi opportuno che vengano effettuate almeno due acquisizioni; inoltre in questo modo si riduce anche l'errore strumentale. Sono state registrate 50 firme spettrali, nei 25 punti campionati come si può vedere nelle Figure 36 – 37 – 38.

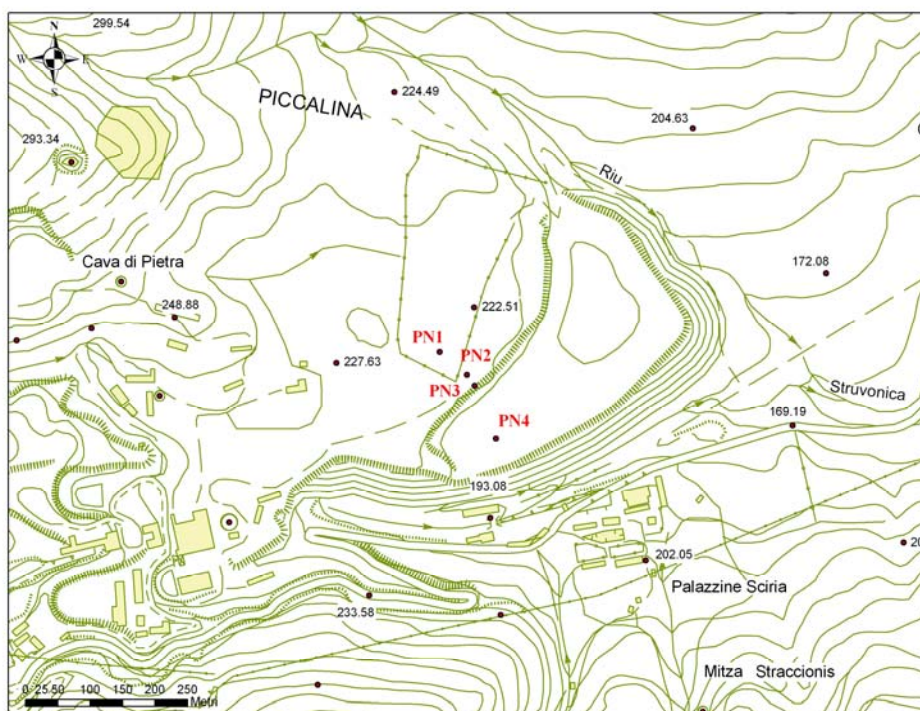


Figura 36. – Punti campionati nel bacino di Piccalinna.





### *4.3. Acquisizione dei campioni di substrato e analisi mineralogiche*

In ogni punto in cui sono state fatte le acquisizioni con lo spettrometro, sono stati prelevati dei campioni di suolo al fine di determinare i minerali presenti mediante analisi per diffrazione dei raggi X. In realtà non si tratta di suoli veri e propri (caratterizzati cioè dalla presenza di almeno un orizzonte ricco di materia organica), ma di materiali incoerenti essenzialmente da sterili di coltivazione e di trattamento, o da sedimenti fluviali, con scarsissimi o nulli processi di pedogenesi. I campioni di suolo sono stati prelevati in quantità pari circa a 200 g. Va sottolineato che è stata prelevata la parte più superficiale del substrato, con una profondità massima di 1 cm dalla superficie. I campioni sono stati poi posti a essiccare all'aria per più di 24 ore a una temperatura massima di 30°C. Successivamente sono stati macinati in un mortaio d'agata per ottenere una polvere molto fine.

Sui 23 campioni di substrato sono state eseguite le analisi diffrattometriche, con il diffrattometro di raggi X (XRD Panalytical Xpert Pro) (Figura 39.) Dipartimento di Scienze della Terra dell'Università di Cagliari. L'individuazione dei picchi è stata eseguita in modo automatico con il software in dotazione allo strumento.



Figura 39. - Dffrattometro di raggi X (XRD Panalytical Xpert Pro).

### *4.4. Elaborazione dei dati spettrali*

Poiché per ogni campione sono state acquisite due firme spettrali (come detto prima sono state registrate 50 firme), la prima elaborazione che è stata fatta è stata quella di calcolare la media dei valori di riflettanza delle due acquisizioni in modo da ottenere un'unica firma rappresentativa di ogni campione indagato (quindi 25 firme). I file ottenuti hanno



estensione .DT%, (formato proprietario del software dello spettroradiometro), per tale motivo sono stati convertiti in formato .CSV, formato compatibile su diversi software di calcolo. I file delle firme sono costituiti da 2 colonne e 420 righe: la prima colonna rappresenta i valori di lunghezza d'onda nell'intervallo di acquisizione dello strumento (da 400 nm a 2500 nm con passo di lettura di 0,5 nm ), mentre la seconda colonna indica il valore della riflettanza per ognuno dei 420 valori di lunghezza d'onda. I file sono stati poi salvati in formato Ascii per poter essere importati nel software Envi 4.2, che, oltre ad elaborare le immagini, consente l'elaborazione spettrale dei dati. Per poter analizzare, e quindi riconoscere le firme spettrali dei minerali presenti, questi dati sono stati inseriti in "librerie spettrali". Il procedimento per la creazione delle librerie avviene attraverso una serie di funzioni che eseguono il comando *spectral library builder*: si sceglie il file in formato Ascii relativo alla firma spettrale, si imposta l'unità di misura della lunghezza d'onda in "µm" e il software procede alla conversione della firma in libreria spettrale; tale operazione è stata fatta singolarmente per ogni firma.

Il riconoscimento della firma dei minerali nei dati raccolti in campagna avviene per confronto con una libreria spettrale nota ottenuta da letture su minerali in laboratorio. All'interno del software si trovano implementate alcune di queste librerie, in questo lavoro è stata utilizzata la libreria spettrale USGS Mineral Spectral Library (splib04).

La prima versione della libreria spettrale USGS Mineral Spectral Library (Clark et al, 1993) conteneva 498 firme spettrali di 444 campioni, misurate nell'intervallo 0,2-3,0 µm con uno spettroradiometro Beckman 5270. Per ogni campione sono state fatte delle analisi ai raggi X (XRD), analisi a fluorescenza raggi X (XRF) e analisi al microscopio petrografico e con la microsonda elettronica (EM), per stabilire la purezza dei campioni. Le firme di alcuni minerali sono state ottenute sia dal minerale in fase solida, con diverse granulometrie, che in soluzione. Per ogni firma è stato creato un file che indica: nome del campione, data e tempo di acquisizione della firma, strumento utilizzato e intervallo d'acquisizione, analisi effettuate per stabilirne la purezza. Il tempo per la realizzazione di questa libreria è stato di otto anni, ma il lavoro non è ancora terminato in quanto ogni anno viene pubblicata una nuova libreria che contiene dati sempre più aggiornati con nuove firme, l'ultima versione è stata pubblicata nel settembre 2007 e contiene ben 1300 firme spettrali (Clark et al., 1993, 2003, 2007).

Da questa libreria sono stati ulteriormente selezionati i minerali, che da bibliografia e dalle analisi diffrattometriche, si sa per certo essere presenti nel distretto minerario di Montevecchio – Ingurtosu – Gennamari; in questo modo è stata costruita la libreria di firme spettrali di minerali puri cioè ricavate in laboratorio dalla lettura diretta con spettroradiometro

del singolo minerale in condizioni ambientali controllate. Sono stati così selezionati 23 minerali (Tabella 2. ) che costituiscono la libreria denominata “Libreria Montevecchio”, non è stato possibile includere alcuni minerali presenti a Montevecchio come l’ankerite, l’anglesite, la cerussite, la gersdorffite, l’otavite e la fluorite perché le loro firme non erano presenti nelle libreria USGS Mineral Spectral Library (splib04).

Libreria Spettrale Montevecchio	
Anortite /Plagioclasio calcico	$\text{Ca}(\text{Al}_2\text{Si}_2\text{O}_8)$
Biotite	$\text{K}(\text{Fe},\text{Mg})_3\text{AlSi}_3\text{O}_{10}(\text{F},\text{OH})_2$
Clinocloro	$(\text{Mg},\text{Al})_3[(\text{OH})_2(\text{AlSi}_3\text{O}_{10})]\text{Mg}_3(\text{OH})_6$
Illite	$\text{KA}_2\text{Si}_3\text{Al}_{10}(\text{OH})_2$
Microclino	$\text{KAlSi}_3\text{O}_8$
Montmorinolite	$(\text{Na},\text{Ca})_{0,33}(\text{Al},\text{Mg})_2\text{Si}_4\text{O}_{10}(\text{OH})_2 \cdot n\text{H}_2\text{O}$
Muscovite	$\text{KA}_2(\text{OH})_2\text{AlSi}_3\text{O}_{10}$
Ortoclasio	$\text{KAlSi}_3\text{O}_8$
Kaolinite	$\text{Al}_2\text{Si}_2\text{O}_5(\text{OH})_4$
Quarzo	$\text{SiO}_2$
Goethite	$\text{FeO}(\text{OH})$
Barite	$\text{BaSO}_4$
Celestina (celestite)	$\text{SrSO}_4$
Epsomite	$\text{MgSO}_4 \cdot 7\text{H}_2\text{O}$
Gesso	$(\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O})$
Jarosite	$\text{KFe}_3(\text{SO}_4)_2(\text{OH})_6$
Pirite	$\text{FeS}_2$
Sfalerite/Blenda	$\text{ZnS}$
Galena	$\text{PbS}$
Calcopirite	$\text{CuFeS}_2$
Calcite	$\text{CaCO}_3$
Dolomite	$[\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2]$
Siderite	$\text{FeCO}_3$

Tabella 2. – Elenco dei minerali della Libreria Spettrale Montevecchio.

Una volta creata la libreria di riferimento, la “Libreria Montevecchio”, è possibile procedere con l’analisi delle firme raccolte in campagna; per fare ciò è necessario utilizzare gli algoritmi che si trovano implementati nel software Envi. L’applicazione degli algoritmi, avviene mediante la tool *Spectral Analyst*, e la loro interpretazione richiede molta cautela in quanto devono essere introdotte variabili scelte dall’operatore quali i valori massimi e minimi ammessi. L’applicazione di questi algoritmi non dà risultati sempre facilmente interpretabili,

ma rappresenta il punto di partenza dell'analisi spettrale. Gli algoritmi di classificazione utilizzati in questo studio sono stati: Spectral Angle Mapper (SAM) e Spectral Feature Fitting.

#### 4.4.1. Spectral Angle Mapper (SAM)

Lo Spectral Angle Mapper (SAM) è un algoritmo di classificazione spettrale (Kruse et al., 1993) che consente il riconoscimento della somiglianza spettrale tra le firme spettrali dei pixel dell'immagine o le firme acquisite in campagna e le firme spettrali note. Questo metodo presuppone che i dati siano stati corretti dagli effetti atmosferici, che si possa cioè misurare la riflettanza al sensore. L'algoritmo determina la somiglianza spettrale tra due spettri attraverso il calcolo dell'angolo che i due spettri formano, se questi vengono considerati come due vettori in uno spazio di dimensione pari al numero di bande (N).

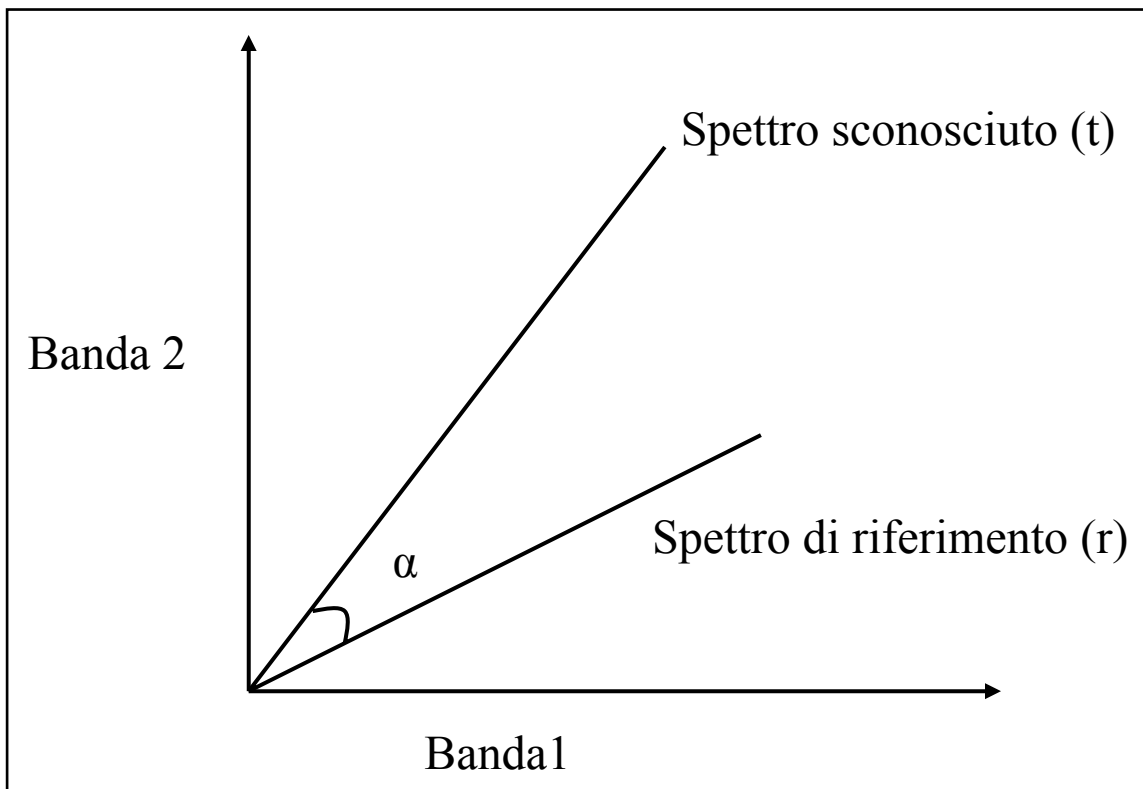


Figura 40 – Angolo formato da due spettri considerati come vettori nello spazio bidimensionale.

Possiamo semplificare il discorso al caso bidimensionale (Figura 40.): le firme spettrali verranno rappresentate come punti, se si disegna un vettore che parte dall'origine verso ogni punto si formerà un angolo  $\alpha$  tra il vettore dello spettro noto (r) e il vettore dello spettro sconosciuto (t). In questo modo viene calcolato l'angolo  $\alpha$  tra i due vettori:

$$\alpha = \cos^{-1} \left( \frac{\vec{t} \cdot \vec{r}}{\|\vec{t}\| \cdot \|\vec{r}\|} \right)$$

Questa equazione applicata al caso n-dimensionale diventa:

$$\alpha = \cos^{-1} \left( \frac{\sum_{i=1}^{nb} t_i r_i}{\left( \sum_{i=1}^{nb} t_i^2 \right)^{1/2} \left( \sum_{i=1}^{nb} r_i^2 \right)^{1/2}} \right)$$

L'angolo  $\alpha$  risulta quindi una distanza angolare misurata in radianti compresa tra 0 e  $\pi/2$ . Se il valore dell'angolo  $\alpha$  è piccolo, ciò significa che la firma spettrale sconosciuta ( $t$ ) è molto simile alla firma spettrale di riferimento nota ( $r$ ); la firma rimane non classificata nel caso in cui la distanza angolare superi una soglia fissata a priori dall'operatore. Il vantaggio dell'utilizzo di questo algoritmo è dato dal fatto che l'angolo di separazione fra gli spettri non varia al variare dell'illuminazione della scena; dal momento che l'algoritmo confronta l'angolo compreso tra i due vettori della firma spettrale di riferimento nota ( $r$ ) e la firma spettrale sconosciuta ( $t$ ), considerandone quindi solo la direzione e non la lunghezza, e quindi qualsiasi fattore moltiplicativo che ne modifichi il valore non influisce sulla soglia di separazione. Questa caratteristica fa sì che le firme spettrali appartenenti al medesimo minerale ma illuminate in maniera differente a causa della variabile topografia delle aree di discarica vengano considerati simili dal classificatore SAM.

#### 4.4.2. Spectral Feature Fitting (SFF)

Lo Spectral Feature Fitting è un algoritmo basato sulla normalizzazione degli spettri di riflettanza del campione da analizzare e successivo confronto con le firme spettrali note (Kruse et al., 1999; Van der Meer 2004, 2006). La normalizzazione degli spettri consente di eliminare i "rumori di fondo" che impediscono di evidenziare gli specifici assorbimenti. La normalizzazione crea un *continuum* (o hull) dei valori comuni tra gli spettri (Figura 41.).

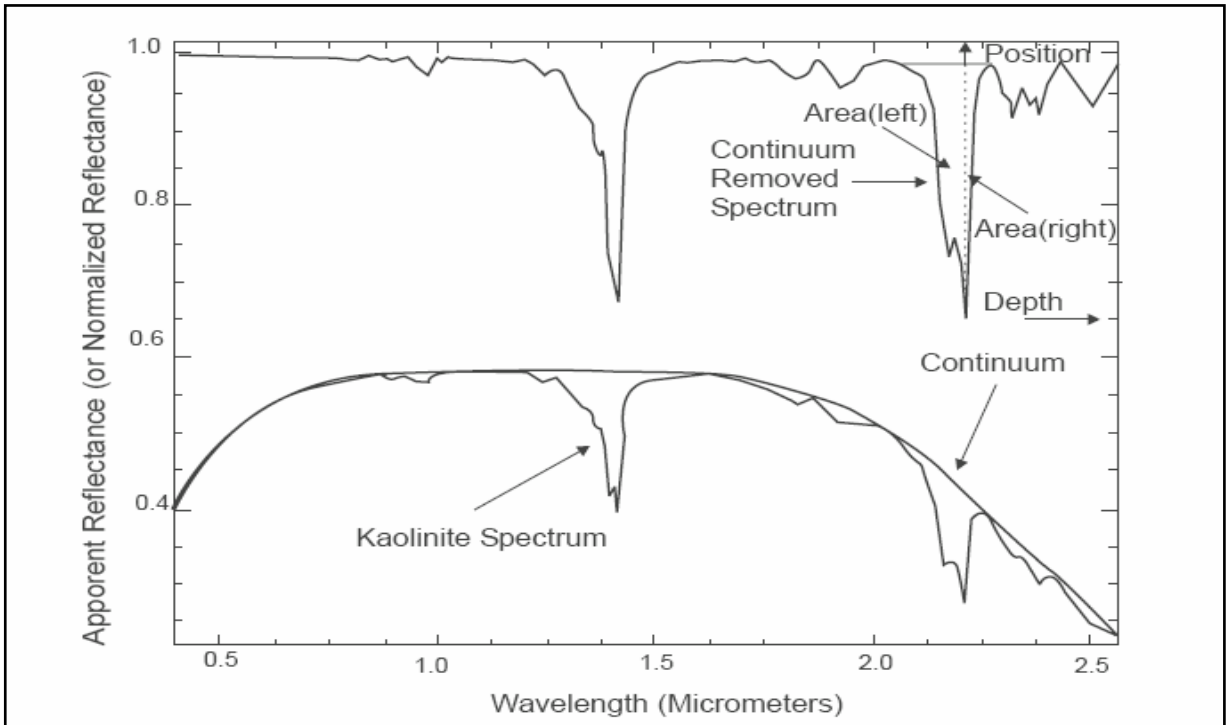


Figura 41. – Definizione di *continuum* e delle bande di assorbimento (Da Van der Meer, 2004).

La differenza tra il *continuum* e lo spettro originale avviene per sottrazione di una costante (100) (convex-hull difference); oppure il rapporto tra lo spettro originale e il *continuum* viene moltiplicato per cento (convex-hull quotient). Dopo la normalizzazione, le caratteristiche delle bande di assorbimento (posizione, ampiezza, FWHM, area e asimmetria) possono essere quantificate (Figura 42.). Quindi l’algoritmo Spectral Feature Fitting consente il confronto tra la firma acquisita in campagna (normalizzata) e le firme spettrali dei minerali noti, consentendo di mettere in evidenza i picchi di assorbimento caratteristici dei minerali stessi e i picchi presenti nello spettro rilevato in campagna.

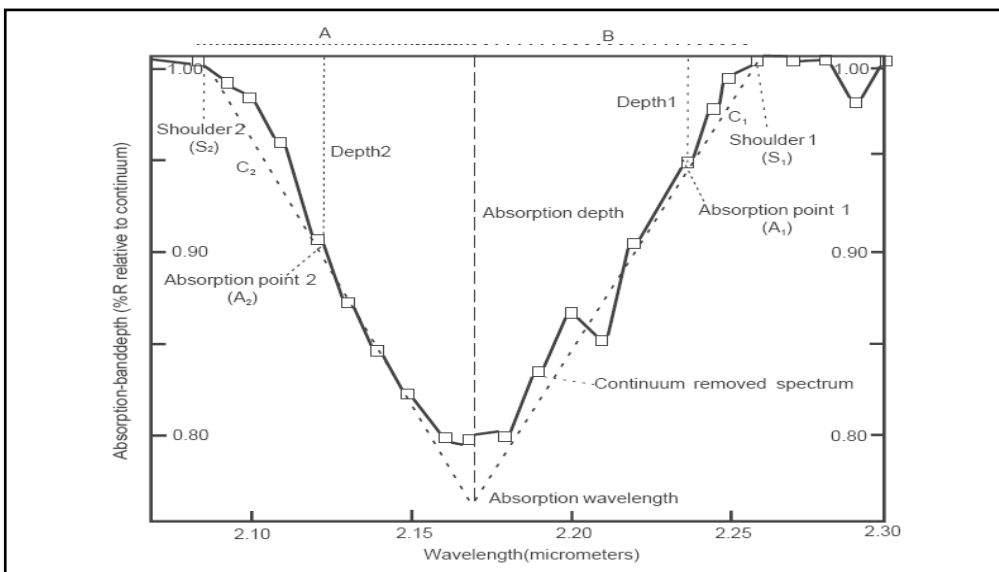


Figura 42. –Schema del calcolo delle posizione, ampiezza ecc. di una banda d’assorbimento (Da Van der Meer, 2004).

## *4.5. Elaborazione delle immagini Aster*

Le immagini Aster prima di essere classificate e confrontate con i dati di riflettanza a terra sono state corrette secondo le elaborazioni note come *pre-processing*.

### *4.5.1. Pre-processing*

I processi di correzione nel loro complesso vengono indicati come *pre-processing*. Questa fase di pre-elaborazione consente di minimizzare gli errori, il rumore di fondo e le distorsioni introdotte durante l'acquisizione e la trasmissione dei dati e comprende le procedure di correzione radiometrica, atmosferica e geometrica.

#### **4.5.1.1. La correzione radiometrica**

La correzione radiometrica permette di eliminare gli errori dovuti all'influenza dello strato di atmosfera interposto tra il sensore e la scena investigata. L'aggiunta di radiazione dovuta alla diffusione di energia radiante da parte dell'atmosfera diminuisce il contrasto delle immagini rilevate e deve quindi essere eliminata. L'applicazione degli algoritmi di correzione radiometrica può essere utilizzata per correggere gli errori di calibrazione dei sensori. Gli errori dovuti al cattivo funzionamento dei sensori vengono corretti attraverso l'equalizzazione della risposta del sensore in termini di risposta radiometrica relativa tra canali, ottenendo la compensazione per la distorsione ottica e di scansione della scena, che dipende dalla geometria interna del detector.

Le immagini Aster utilizzate sono del Level-1B (L1B) e sono radiometricamente calibrate.

#### **4.5.1.2. La correzione atmosferica**

Come detto sopra non tutta la radiazione solare riflessa dalla superficie terrestre raggiunge i sensori montati sui satelliti, poiché l'atmosfera funziona da filtro selettivo alle diverse lunghezze d'onda ed i fotoni mancanti vengono persi nei processi di assorbimento e di scattering. Per questo motivo i dati raccolti devono essere sottoposti alla correzione atmosferica, che nel nostro caso è stata effettuata con il modulo FLAASH implementato nel software Envi (Kruse, 2004). Il modulo FLAASH si basa sul modello di trasferimento radiativo MOD-TRAN. I modelli di trasferimento radiativi consentono di ricavare la riflettività delle superfici mediante la teoria del trasferimento radiativo dell'energia elettromagnetica che attraversa l'atmosfera. Per modellare in modo accurato i processi radiativi, questi modelli richiedono la conoscenza delle proprietà ottiche dell'atmosfera come

per esempio lo spessore ottico dell'aerosol. La correzione atmosferica è molto importante perché consente di eliminare tutti i fattori di distorsione che può generare l'atmosfera, rendendo possibile il confronto degli spettri di oggetti rilevati da differenti sensori.

#### **4.5.1.3. La correzione geometrica**

Le correzioni geometriche riguardano le distorsioni provocate dalla rotazione terrestre compresa la sua variazione di velocità, dalla distorsione dello specchio dello scanner, dalla curvatura, dalla rotazione terrestre e dalla distorsione panoramica. Queste correzioni vengono normalmente applicate alle immagini riprese da satellite direttamente presso le stazioni riceventi, infatti anche le immagini Aster utilizzate, essendo del Level-1B (L1B), sono geometricamente co-registrate. Il sistema di proiezione utilizzato è UTM, Zona 32 Nord con Datum WGS-84.

#### **4.6. Metodi di classificazione**

Il metodo più usato per estrarre informazioni dai dati telerilevati e mapparle è la classificazione delle immagini. Il processo di classificazione consente di identificare nell'immagine digitale i pixel che hanno risposte spettrali simili e di raggrupparli in categorie che rappresentano le classi osservabili al suolo. Le tecniche di classificazione possono essere distinte in guidate (*supervised*) e non guidata (*unsupervised*). Le tecniche di classificazione *unsupervised* non richiedono la conoscenza a priori degli elementi da discriminare, si basano esclusivamente sui valori dei pixel dell'immagine, aggregando i dati in cluster (insieme di pixel contigui attribuiti alla stessa classe). Le tecniche di classificazione *supervised* sfruttano la definizione a priori delle classi tematiche (*endmember*) di interesse al suolo; la scelta sull'immagine di alcune aree campione rappresentative delle categorie oggetto di interesse (ROI: *Region Of Interest*) consente di calcolare i parametri statistici relativi alle classi tematiche prescelte in base ai valori dei pixel appartenenti alle aree campione. In questo modo si ottengono gli spettri tipici di ogni classe (*training set*), con i quali si può effettuare la classificazione dell'intera scena, che avviene per confronto tra i pixel dell'immagine e le risposte spettrali delle classi di interesse, secondo l'algoritmo di classificazione prescelto.

I due approcci rispondono ad esigenze di classificazione diverse: quando è importante mettere in relazione i gruppi di pixel con categorie di copertura effettivamente presenti sulla scena, il metodo guidato consente di definire le classi utili. Se invece si devono analizzare aree poco conosciute e scarsamente accessibili, la tecnica non guidata consente di eseguire un'analisi preliminare dell'immagine, definendo i gruppi di pixel in termini di classi spettrali.

Una volta scelta, sulle base delle esigenze di studio, la tecnica da utilizzare, la scelta dell'algoritmo generalmente si fonda su diversi fattori tra cui la disponibilità, la facilità d'uso e soprattutto l'accuratezza richiesta.

In questo studio le prime tre bande dell'Aster, cioè l'intervallo del visibile vicino infrarosso (VNIR), sono state classificate con la tecnica *supervised* ed in particolare è stato utilizzato l'algoritmo SAM Spectral Angle Mapper, di cui è stata data spiegazione nei paragrafi precedenti. Le sei bande del Aster del infrarosso corto (SWIR) sono state invece classificate seguendo una procedura (Figura 43.) semi-automatica implementata in Envi che prevede diversi passaggi di cui di seguito viene data descrizione.

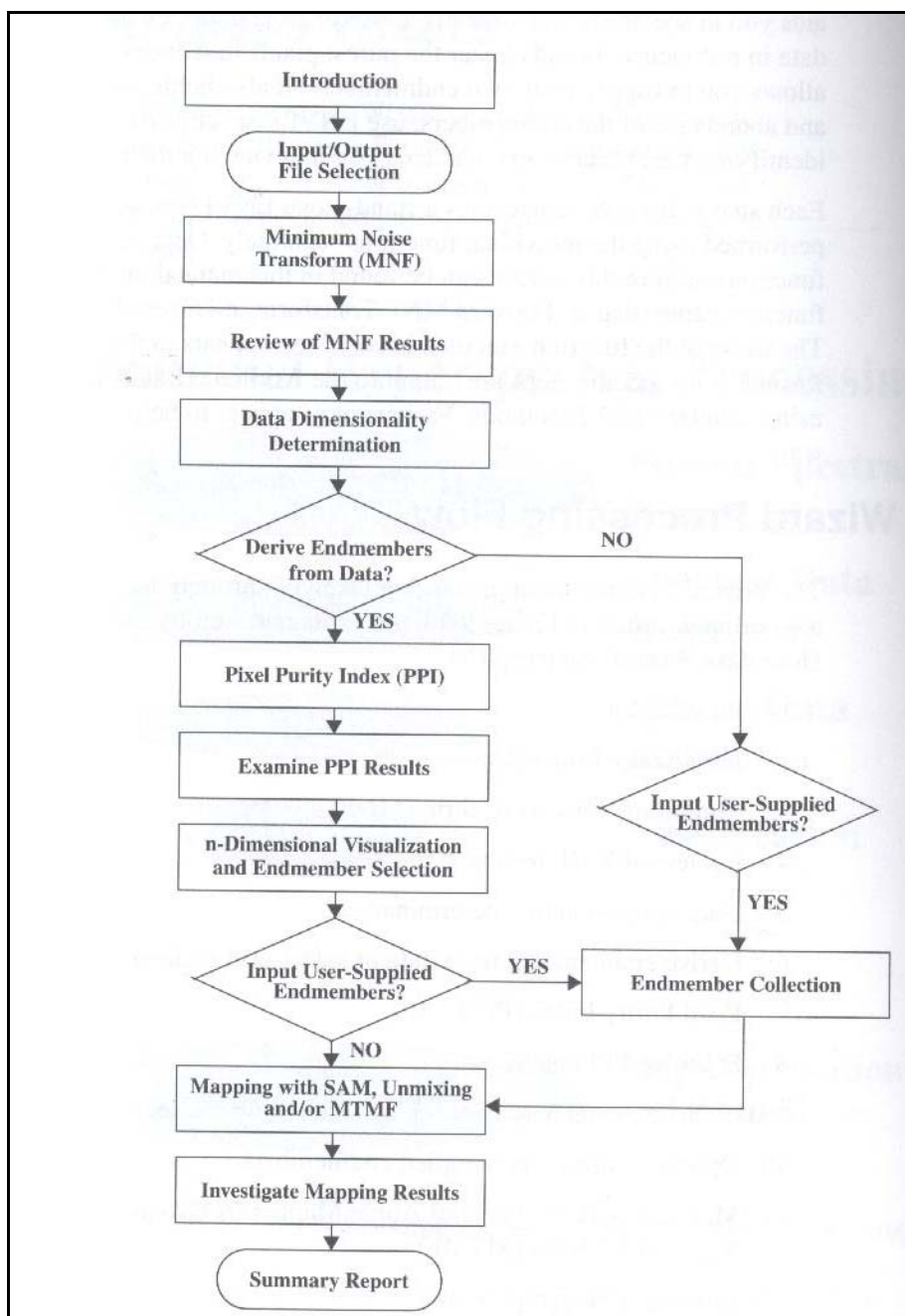


Figura 43. – Schema: Spectral Hourglass Wizard (Da RSI – Research Systems Inc., 2003)



La procedura Spectral Hourglass Wizard è stata ideata per l'analisi dei dati iperspettrali e multispettrali (Kruse et al., 2000) ed è stata applicata con successo anche ai dati Aster (Hubbard et al, 2003; Galvao et al., 2005).

La prima fase, la trasformazione MNF (Minimum Noise Fraction), consente di verificare l'effettiva dimensione dei dati dell'immagine, di separare il rumore e di ridurre i dati di calcolo per le fasi successive; si ha quindi una riduzione spettrale dei dati. La trasformazione MNF può essere usata per ripartire lo spazio dei dati in due parti: da una parte si trovano gli autovalori legati alle immagini corrette e dall'altra parte gli autovalori legati al rumore delle immagini. Il rumore dei dati, di conseguenza, ha una distribuzione gaussiana. Gli autovalori risultanti dalla trasformazione MNF, descrivono la dimensione dei dati cioè, il numero delle classi spettrali (*endmembers*) presenti nella scena tenendo conto della variabilità spettrale della scena. Utilizzando solo i dati coerenti, ottenuti dalla trasformazione, il rumore viene separato dai dati, migliorando in tal modo i risultati della trasformazione spettrale. I risultati MNF si basano sulla combinazione dell'esame degli autovalori delle immagini, le bande MNF che presentano valori bassi vengono scartate mentre le più significative vengono selezionate per le ulteriori trasformazioni.

Nella seconda fase si ha riduzione spaziale dei dati, con il calcolo del Pixel Purity Index (PPI). Infatti dopo la trasformazione MNF, le bande più significative sono sottoposte ad un "Pixel Purity Index (PPI)" volto a individuare i pixels spettralmente più puri. La maggior parte dei pixel spettralmente puri, in genere, corrispondono a miscelazione di classi spettrali (*endmembers*).

Si passa poi alla visualizzazione n-dimensionale (n-Dimensional Visualizer) interattiva degli spettri che consente la selezione delle classi spettrali (*endmembers*). Infatti utilizzando un modello geometrico, gli spettri sono pensati come punti del grafico a dispersione n-dimensionale, dove n è il numero di bande. Le coordinate dei punti nello spazio n-dimensionale, consistono di "n" valori che sono i valori di riflettanza spettrale, ciascuna banda per un dato pixel. La distribuzione di questi punti nello spazio n-dimensionale può essere utilizzato per stimare il numero di classi (*endmembers*) e le loro firme spettrali pure. Questo fornisce un modello geometrico intuitivo, uno strumento per capire le caratteristiche spettrali dei materiali.

A questo punto è possibile passare all'analisi spettrale (Spectral Analyst) dei dati che consente di identificare le classi spettrali (*endmembers*), selezionate nei passaggi precedenti, mediante confronto con una libreria spettrale nota. Infatti lo Spectral Analyst aiuta a identificare i materiali in base alle loro caratteristiche spettrali, utilizzando gli algoritmi SAM

e SFF . Il file di output è costituito da un elenco dei minerali, che fanno parte della libreria spettrale usata nella classificazione, ai quali viene assegnato un punteggio da 0 a 1 che indica il livello di attendibilità della presenza di quel minerale nella firma. La risposta dell'elaborazione è soggetta a molte variabili non interamente quantificabili, e come tale non può essere accettata acriticamente: rappresenta però un punto di partenza per mettere gli utenti sulla buona strada verso l'individuazione dei materiali in un'immagine, e se usata correttamente e con una buona libreria spettrale, è uno strumento di grande utilità e potenzialità.

## 5. RISULTATI E DISCUSSIONE

I risultati completi delle analisi spettrali e diffrattometriche vengono riportati in Appendice. In questo capitolo, si riportano alcuni esempi ritenuti particolarmente significativi del tipo di risultati e di conclusioni a cui si può pervenire attraverso l'informazione spettrale.

Nel considerare questi risultati, si devono tenere presenti le limitazioni intrinseche della determinazione della firma spettrale di una superficie in un sistema naturale, sulla quale influiscono vari fattori non quantificabili, tra cui il tipo di copertura del terreno (in questo caso i substrati delle discariche), le condizioni di acquisizioni del dato (in particolare l'umidità, che gioca un ruolo importante sulla risposta spettrale del suolo per effetto dell'assorbimento dell'acqua e del conseguente abbassamento della riflettanza nell'intero spettro), e la distribuzione delle dimensioni delle particelle delle superficie. Pertanto, la fase di confronto delle firme di campagna con le librerie spettrali, ottenute in laboratorio, ha richiesto un notevole studio: infatti, mentre le firme di laboratorio sono riferite ad un unico minerale sul quale la misura spettrale è stata fatta in condizioni ambientali standard, il dato di campagna presenta una curva di riflettanza risultato di una composizione mineralogica tipicamente polifasica e ottenuta in condizioni ambientali variabili.



Figura 44. – Laveria Brassey, Narcauli.

Per valutare l'attendibilità dell'interpretazione delle firme spettrali, si sono quindi confrontate la composizione mineralogica risultante dall'analisi diffrattometrica con quella indicata come probabile dall'analisi della firma spettrale raccolta sul terreno (ossia, le fasi per

le quali i programmi di analisi spettrale restituiscono un alto “score”, ossia probabilità che lo spettro del minerale sia presente nella firma spettrale raccolta sul terreno).

In generale, i risultati delle analisi diffrattometriche (XRD) (Tabella 3.) evidenziano nei 23 campioni esaminati la presenza di quarzo e di muscovite e/o illite come minerali principali; sono poi presenti minerali delle rocce dell’area (feldespato, clorite), nonché sfalerite, gesso, siderite, calcite, dolomite, e occasionalmente fluorite e barite. Questi dati sono in accordo con i precedenti studi sull’area (Da Pelo, 1998; Caboi et al. 1999).

Campioni	Analisi diffrattometriche
NR1	Quarzo, Muscovite, Dolomite, Illite, Calcite
NR2	Quarzo, Jarosite, Muscovite, Gypsum,
NR3	Quarzo, Microclino, Anortite sodica, Ortoclasio
NR4	Quarzo, Microclino, Anortite sodica, Ortoclasio, Illite
PN1	Quarzo, Muscovite
PN2	Quarzo, Illite, Muscovite
PN3	Quarzo, Illite, Muscovite
PN4	Quarzo, Illite, Muscovite, Barite, Siderite
PR1	Quarzo, Muscovite, Clinocloro
PR2	Quarzo, Anortite, Muscovite, Microclino, Ortoclasio
PLDN1	Quarzo, Muscovite, Siderite, Anortite, Illite
PLDN2	Quarzo, Muscovite, Microclino, Siderite, Fluorite
PLDN3	Quarzo, Muscovite, Illite, Ssiderite, Ortoclasio, Calcite
PLDN4	Quarzo, Muscovite, Anortite, Ortoclasio, Calcite
PRD1	Quarzo, Illite , Muscovite, Clinocloro
PRD2	Quarzo, Gypsum, Muscovite, Clinocloro
PRD3	Quarzo, Muscovite, Microclino, Clinocloro, Sfalerite
PRD4	Quarzo, Muscovite, Clinororo
SR1	Quarzo, Muscovite, Gypsum, Dolomite, Calcite
SR1 bis	Quarzo, Muscovite, Dolomite, Siderite, Calcite
SR2	Quarzo, Muscovite, Gypsum, Illite, Siderite
SR3	Quarzo, Muscovite, Illite, Siderite

Tabella 3. – Tabella riassuntiva dei risultati delle analisi diffrattometriche dei campioni analizzati.

Per quanto riguarda le analisi spettrali, nella Tabella 4. sono riportati i primi sei minerali che hanno riportato il punteggio (*score*) più elevato, e che quindi, in linea di principio, hanno la massima probabilità di essere presenti nel campione.

Campioni	Analisi spettrali
NR	Pirite, Biotite, Galena, Ortoclasio, Quarzo, Epsomite
NR1	Galena, Pirite, Ortoclasio, Clionocloro, Biotite, Epsomite
NR2	Galena Pirite, Ortoclasio, Quarzo, Biotite, Epsomite
NR3	Galena, Pirite, Ortoclasio, Quarzo, Biotite, Epsomite
NR4	Galena, Pirite, Ortoclasio, Quarzo, Biotite, Epsomite
PN1	Galena, Pirite, Ortoclasio, Quarzo, Epsomite, Biotite
PN2	Galena, Pirite, Ortoclasio, Quarzo, Biotite, Epsomite
PN3	Pirite, Galena, Ortoclasio, Quarzo, Biotite, Epsomite
PN4	Galena, Pirite, Ortoclasio, Quarzo, Biotite, Epsomite
PR1	Galena, Pirite, Ortoclasio, Quarzo, Biotite, Epsomite
PR2	Galena, Biotite, Pirite, Ortoclasio, Quarzo, Epsomite
PLDN1	Pirite, Galena, Biotite, Ortoclasio, Clinocloro, Epsomite
PLDN2	Galena, Pirite, Ortoclasio, Quarzo, Biotite, Epsomite
PLDN3	Galena, Pirite, Ortoclasio, Quarzo, Biotite, Epsomite
PLDN4	Galena, Ortoclasio, Pirite, Quarzo, Biotite, Epsomite
PRD1_SC	Galena, Ortoclasio, Pirite, Quarzo, Biotite, Epsomite
PRD1	Galena, Pirite, Ortoclasio, Quarzo, Biotite, Epsomite
PRD2	Galena, Pirite, Ortoclasio, Quarzo, Biotite, Epsomite
PRD3	Galena, Pirite, Biotite, Ortoclasio, Clinocloro, Epsomite
PRD4	Galena, Pirite, Ortoclasio, Quarzo, Biotite, Epsomite
SR1	Galena, Pirite, Ortoclasio, Quarzo, Biotite, Epsomite
SC	Pirite, galena, Ortoclasio, Biotite, Clinocloro, Epsomite
SR1_bis	Galena, Pirite, Ortoclasio, Quarzo, Biotite, Epsomite
SR2	Galena, Pirite, Ortoclasio, Quarzo, Biotite, Epsomite
SR3	Galena, Pirite, Ortoclasio, Quarzo, Biotite, Epsomite

Tabella 4. – Tabella riassuntiva dei risultati delle analisi spettrali dei campioni analizzati.

In tutti i campioni è evidente che vengono riscontrati quasi sempre gli stessi minerali, inoltre il minerale che mostra il punteggio più elevato è quasi sempre la galena, seguita dalla pirite e dall’ortoclasio. Anche se la presenza di questi minerali è tutt’altro che improbabile nell’area tuttavia i primi due non sono stati rilevati con le analisi diffrattometriche, né con un’osservazione del materiale al microscopio binoculare. Si tratta quindi verosimilmente di “falsi positivi”.

A titolo di esempio, nelle Figura 44. è riportata la firma spettrale del campione PN1, acquisita a Piccalinna, e la foto del campione su cui è stata effettuata l’acquisizione; nella Figura 45. è riportata la firma spettrale della galena e della pirite ricavate dalla libreria spettrale USGS Mineral Spectral Library (splib04).

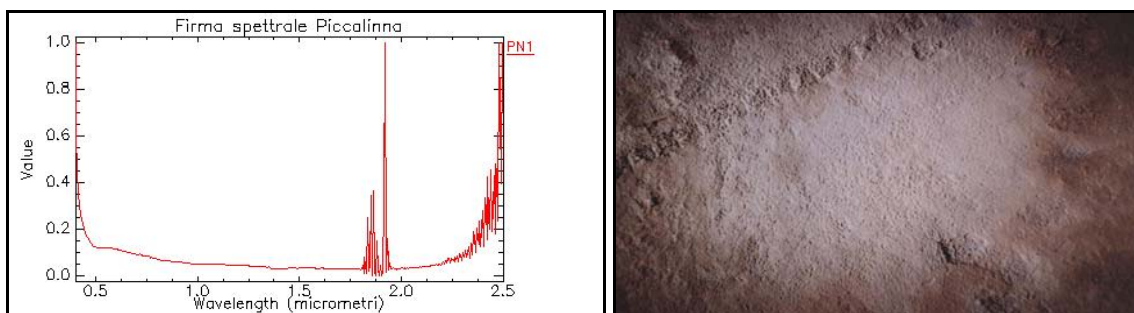


Figura 45. - Firma spettrale del campione PN1 acquisita a Piccalinna e foto del campione.

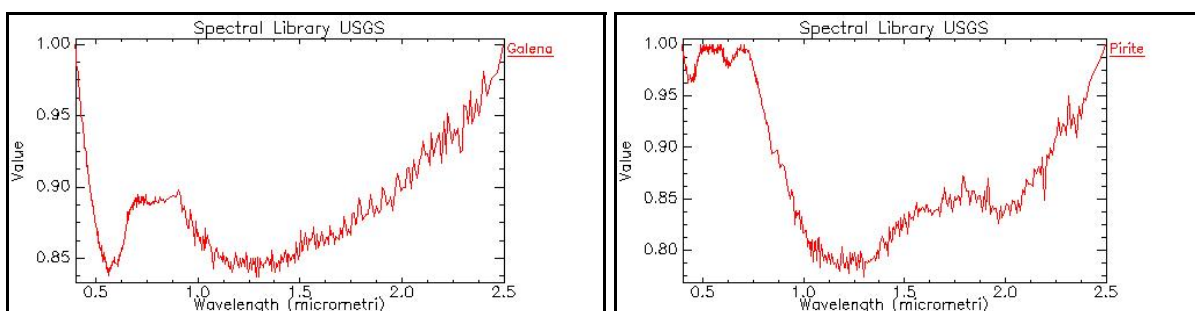


Figura 46. - Firma spettrale della galena e della pirite estratta dalla libreria spettrale USGS Mineral Spectral Library (splib04).

L'algoritmo *Spectral Analyst* suggerisce la presenza della galena e della pirite all'interno della firma del campione PN1, così come dell'ortoclasio, quarzo, epsomite e biotite, mentre le analisi diffrattometriche rilevano la presenza di quarzo e muscovite, ma non degli altri minerali. Peraltro sia da un punto di vista diffrattometrico che spettrale la differenza tra muscovite e biotite è modesta, e in questo senso possiamo dire che entrambi i metodi concordano nell'indicare la presenza di mica potassica. Del tutto simile è la situazione per il campione SR3 (Figura 47.), nei pressi della laveria Pireddu – Sa Roa, nella cui firma il programma *Spectral Analyst* indica biotite piuttosto che il lite, come suggerisce invece l'analisi diffrattometrica. Peraltro, si può constatare come le firme di biotite e illite (Figura 48.) presentano nell'intervallo nell'intervallo 2,0 – 2,5  $\mu\text{m}$  presentano quasi le stesse bande di assorbimento.

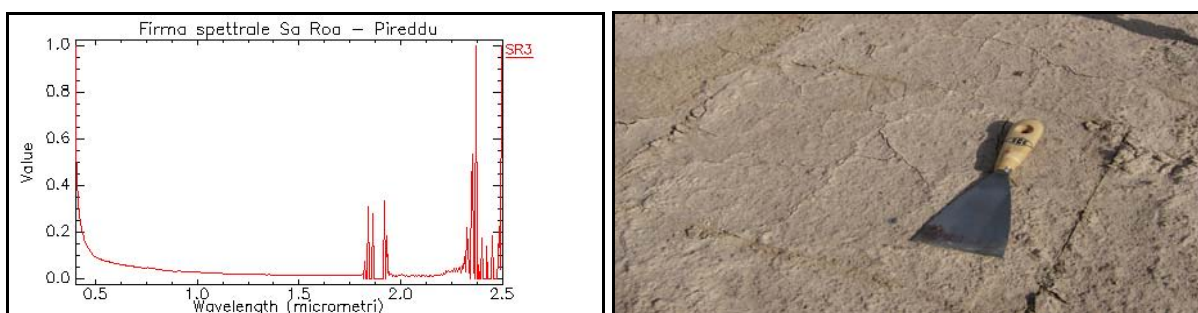


Figura 47. - Firma spettrale del campione SR3 acquisita presso la laveria Sa Roa - Pireddu e foto del campione.

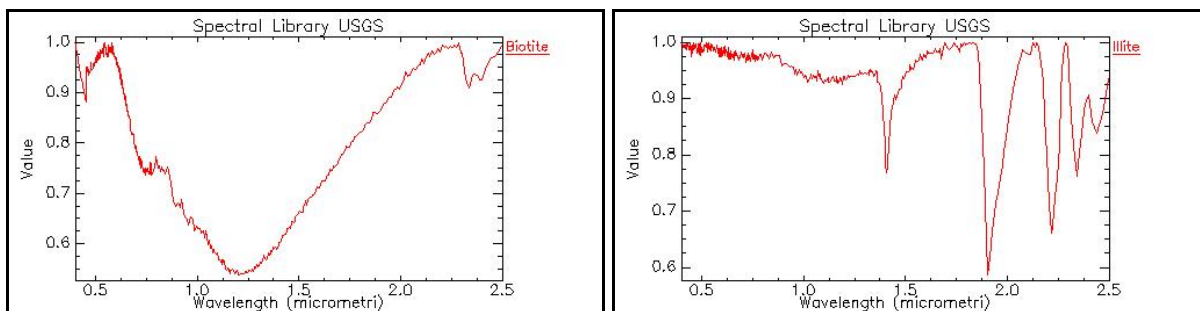


Figura 48. - Firma spettrale della biotite e dell'illite, estratta dalla libreria spettrale USGS Mineral Spectral Library (splib04).

In altri casi, la diffrazione mette in evidenza la presenza di minerali che hanno uno “score” spettrale comunque alto, anche se non massimo. Ad esempio nel campione PRD1, proveniente dai pressi della laveria Pireddu (Figura 49.), l’analisi della firma spettrale ha indicato, come fasi con il massimo *score*, galena (1.332), ortoclasio (1.162), pirite (1.158), quarzo (1.129), e biotite (1.109), mentre le analisi diffrattometriche hanno evidenziato la presenza, oltre che del quarzo, anche di illite, muscovite, clinocloro. Tutti questi minerali hanno comunque *scores* alti: clinocloro 1.093, illite 0.949 e muscovite 0.834, e quindi la loro possibile presenza (tenuto conto anche di quanto già osservato in precedenza sulle analogie tra le varie miche) è ricavabile anche dall’analisi della firma spettrale.

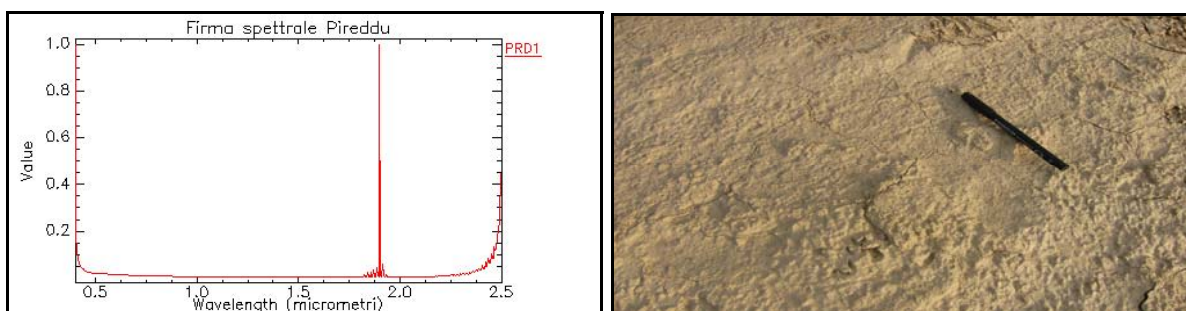


Figura 49. - Firma spettrale del campione PRD1 acquisita presso la laveria Pireddu e foto del campione.

Un discreto esempio di congruenza tra analisi spettrali e analisi diffrattometriche è rappresentato dal campione PLDN1 (Figura 50.), infatti come si può vedere nella tabella (Figura 51.) dei risultati spettrali i minerali che presentano *score* alti sono pirite, biotite, galena ma anche quarzo, siderite e anortite; questi ultimi sono stati rilevati anche nelle analisi diffrattometriche.



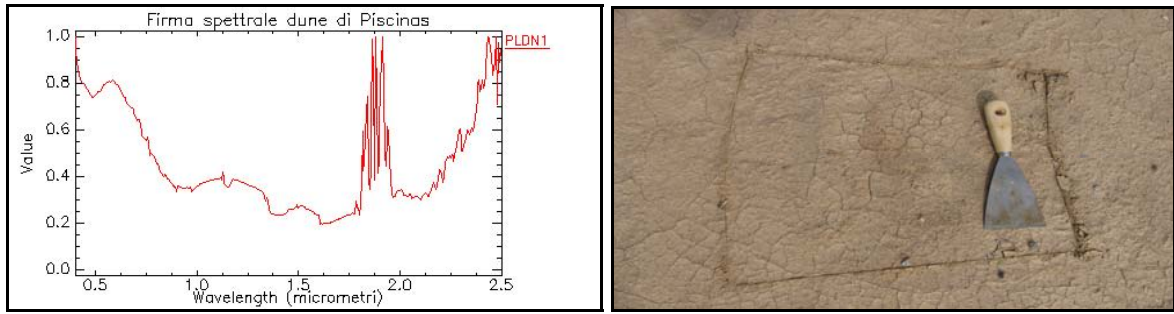


Figura 50. - Firma spettrale del campione PLDN1 acquisita sulle dune di Piscinas e foto del campione.

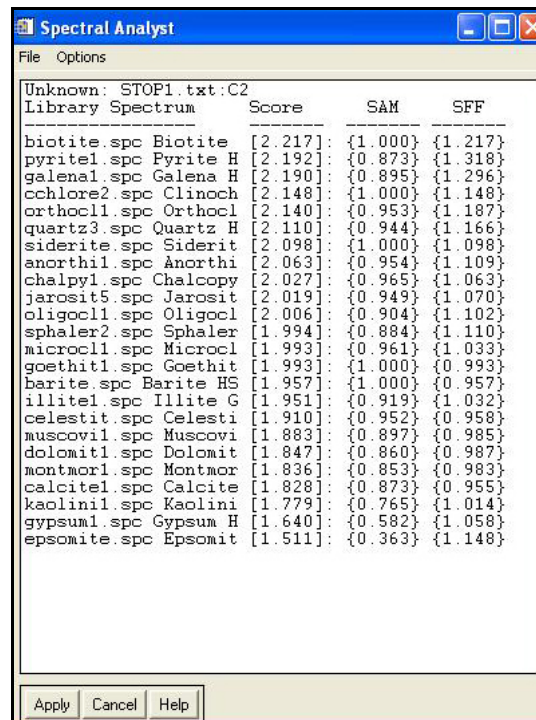


Figura 51. - Risultati dell'analisi spettrale della firma spettrale del campione PLDN1.

In conclusione, l'analisi spettrale presenta “falsi positivi” quasi sistematici, come galena, pirite e probabilmente ortoclasio, mentre presenta buona corrispondenza con la diffrazione, e quindi sembra affidabile, per minerali come quarzo e “muscovite” (genericamente, mica potassica). Eliminando i minerali con *scores* molto alti, ma individuati come probabili “falsi positivi”, si ottiene una migliore corrispondenza, con l'inserimento di minerali con *scores* comunque alti. Un caso del tutto particolare, e che merita una discussione approfondita, è quello dell'epsomite,  $MgSO_4 \cdot 7H_2O$ . Questo minerale, che ha una firma spettrale molto caratteristica (Figura 53.), compare spesso con score molto alti nell'analisi spettrale, mentre non è mai stato individuato per diffrazione. Tuttavia la sua presenza nelle discariche di Montevicchio, e in particolare a Piccalinna, è ben documentata e caratteristica (Da Pelo, 1998 e riferimenti). Essa, così come la fase simile esaidrite ( $MgSO_4 \cdot 6H_2O$ ), forma



efflorescenze superficiali biancastre dovute a risalita per capillarità ed evaporazione dell'acqua di poro nei periodi secchi, mentre, essendo facilmente solubile, è del tutto assente nei periodi umidi.

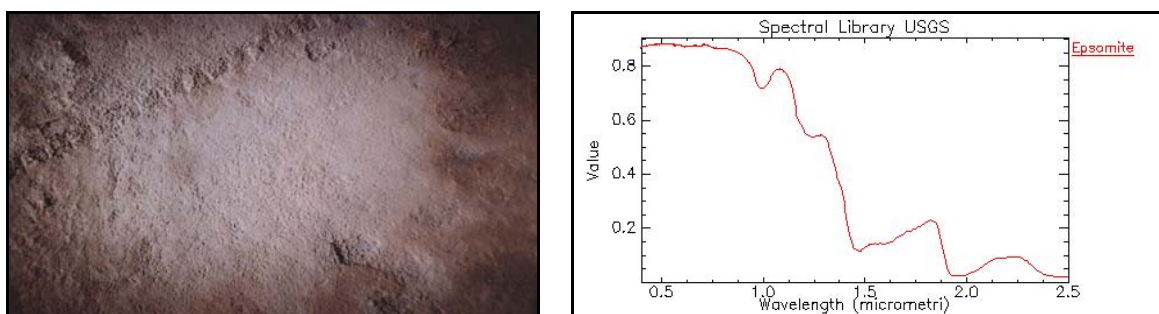


Figura 52 – Foto della superficie di campionario PN1 e spettro di riflettanza dell'epsomite.

La foto (Figura 52.) del campione PN1, prelevato in un periodo molto secco, mostra appunto la presenza di una patina biancastra alla superficie, molto verosimilmente si tratta proprio di epsomite. Il mancato riconoscimento per diffrazione è dovuto alla combinazione di due circostanze sfavorevoli: trattandosi di un'esile patina molto superficiale, per quanta cura si ponga nel prelevamento del campione di superficie, inevitabilmente si raccoglie anche parte del materiale sottostante, che finisce per essere quantitativamente prevalente nella porzione analizzata per diffrazione; in tale materiale è costante la presenza di quarzo, il cui secondo (per intensità) picco di diffrazione ( $d = 4.26 \text{ \AA}$ ) si sovrappone, mascherandolo, al picco più intenso dell'epsomite ( $d = 4.21 \text{ \AA}$ ). In questo caso quindi possiamo ragionevolmente affermare che l'analisi spettrale, grazie alla firma molto caratteristica del minerale ed alla sua concentrazione alla superficie, riesce a mettere in evidenza una fase che può invece sfuggire all'analisi diffrattometrica.

Si sottolinea che l'epsomite è potenzialmente una fase di rilevanza ambientale. L'epsomite di Montevecchio contiene molto spesso Zn come vicariante del Mg, e presumibilmente contiene anche Cd, che a Montevecchio è sistematicamente associato allo Zn (Caboi et al., 1999), quindi è una fase che influisce in una certa misura sulla mobilità dei "metalli pesanti". Come si è già accennato, essa presenta dei cicli di formazione/dissoluzione in risposta alla variazione delle condizioni ambientali, e quindi può rappresentare in una certa misura un indicatore di avvenute variazioni nelle condizioni delle discariche.

Acquisita dunque quest'informazione preliminare sull'attendibilità della risposta spettrale, si è proceduto all'analisi e classificazione delle immagini Aster. In questo caso, oltre alle incertezze proprie dell'interpretazione spettrale in termini di composizione mineralogica, se bisogna tenere conto anche di altre limitazioni legate alla risoluzione spaziale delle immagini (un pixel è uguale a 30 m), alla presenza della vegetazione, e all'interferenza

dell'atmosfera.

Per ottenere risultati significativi sono state anzitutto applicate delle “maschere” che avevano come obiettivo quello di restringere l'analisi solo alle aree in cui erano state fatte le acquisizioni spettrali a terra. Tali aree sono scarsamente coperte da vegetazione. Come accennato nel Capitolo su Materiali e metodi, l'immagine Aster utilizzata per l'analisi è stata acquisita nel mese di luglio, in condizioni quasi ottimali di assenza di nubi e bassa umidità. La classificazione delle prime tre bande dell'Aster (0,52 – 0,86  $\mu\text{m}$ ) non ha prodotto dei risultati che possano essere considerati attendibili e significativi. Essi sostanzialmente ripetono i “falsi positivi” già segnalati nei paragrafi precedenti, indicando un'ipotetica distribuzione di galena e pirite del tutto non realistica.

Risultati più incoraggianti si sono ottenuti dalla classificazione delle sei bande dell'infrarosso medio (1,600 – 2,430  $\mu\text{m}$ ). Applicando la procedura descritta nel capitolo precedente, è stato possibile ridurre il numero di classi, consentendo una più agevole classificazione. Nelle figure seguenti (Figura 53.), vengono rappresentate delle elaborazioni delle bande relative ai bacini di Piccalinna e Naracauli-Pireddu, in cui ad ogni pixel viene attribuito un colore convenzionale corrispondente al minerale che ha il massimo *score* nella firma spettrale relativa a quel pixel. Per i motivi sopra esposti, pirite e galena sono stati esclusi dai minerali presi in considerazione. Tra i minerali individuati, l'epsomite è quello che ricopre in parte il bacino di Piccalinna, risultato che appare attendibile alla luce delle considerazioni precedentemente svolte. Anche la dolomite, per altro ben evidenziata anche nelle analisi diffrattometriche, sembra essere ben rappresentata in entrambe le aree. La muscovite (intendendo con questo termine una generica “mica potassica”) sembra la fase predominante nel bacino di Naracauli-Pireddu, e ancora una volta ciò concorda con i risultati della diffrazione X.

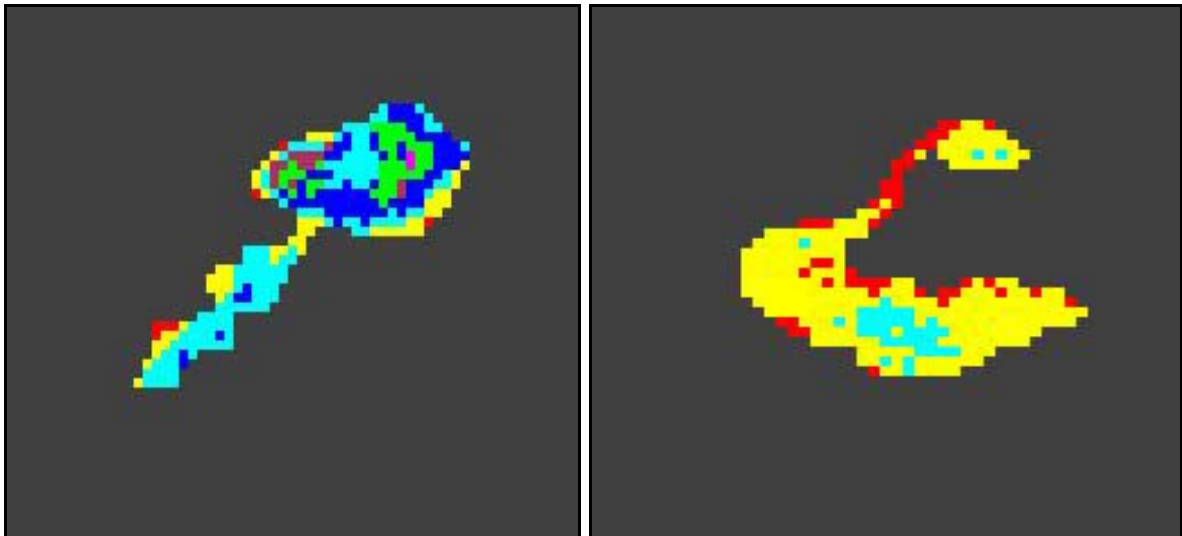


Figura 53. - Risultati della classificazione dell'immagine Aster SWIR, relativa al bacino di Piccalinna e di Naracauli.



Figura 54. - Legenda della classificazione dell'immagine Aster SWIR.

```
File: aster_swir_sam_class [5,229,000 points]
```

Class Name	Npts	Pct
Non classificat	[0]	0.000%
Goetite	[55]	0.001%
Epsomite	[761]	0.015%
Jarosite	[259]	0.005%
Muscovite	[408]	0.008%
Dolomite	[422]	0.008%
Siderite	[76]	0.001%
Gesso	[292]	0.006%
Maschera Pixels	[5226727]	99.957%

Figura 55. - Numero dei pixel e percentuale di ogni minerale ottenuti nella classificazione dell'immagine Aster SWIR.

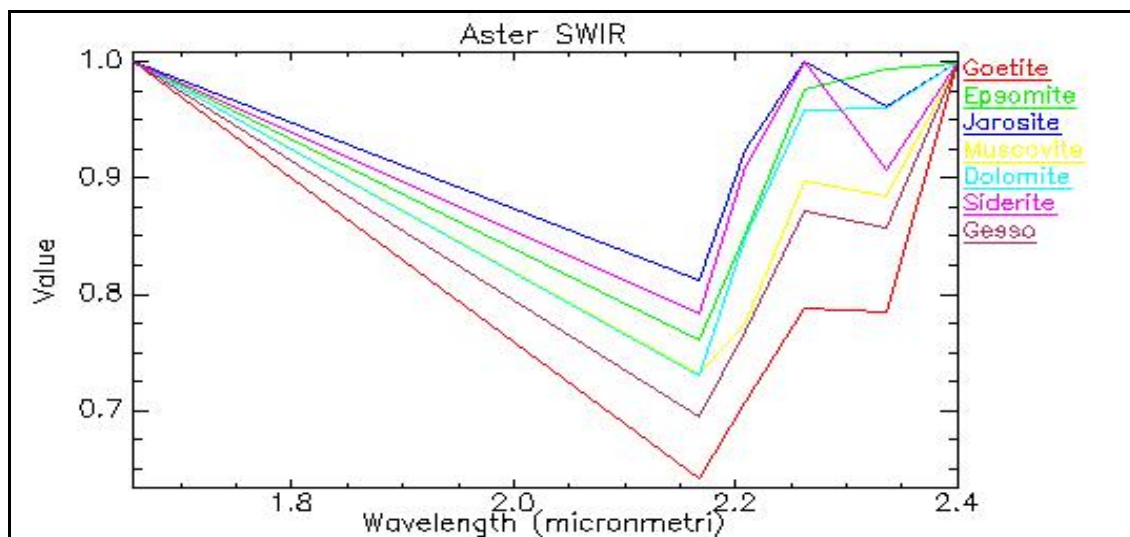


Figura 56. – Firma spettrale dei singoli minerali ricampionati sull'immagine Aster SWIR.

Vengono riportate nella Figura 56. le firme spettrali dei minerali individuati nella classificazione, ricampionati sulle bande delle immagini Aster.

I risultati della classificazione delle sei bande dell'infrarosso medio dell'Aster possono essere visualizzati singolarmente per ogni minerale con immagini in scala di grigio. Come detto nel capitolo precedente, per la classificazione delle immagini è stato applicato l'algoritmo Spectral Angler Mapper (SAM) che determina la somiglianza spettrale tra due spettri attraverso il calcolo dell'angolo che i due spettri formano, se questi vengono considerati come due vettori in uno spazio di dimensione pari al numero di bande (N). Se il valore dell'angolo  $\alpha$  è piccolo, significa che la firma spettrale sconosciuta è molto simile alla firma spettrale di riferimento nota. Nell'immagine questo risultato viene mostrato con dei pixel più luminosi quindi più chiari, mentre i pixel più scuri sono i pixel che hanno una firma spettrale diversa rispetto alla firma spettrale di riferimento nota.

Nelle figure seguenti, anziché la scala di grigio si è scelta una tonalità di blu per una migliore restituzione grafica. Le prime figure (Figura 57.) si riferiscono alla distribuzione dell'epsomite nelle due aree precedenti. L'epsomite presenta le sue banda di assorbimento caratteristica a 1,631  $\mu\text{m}$  proprio nella banda 4 dell'immagine Aster. Si può notare l'abbondanza di pixel chiari sul bacino di Piccalinna, mentre a Naracauli la fase risulta quasi assente (in accordo con le osservazioni di campagna).

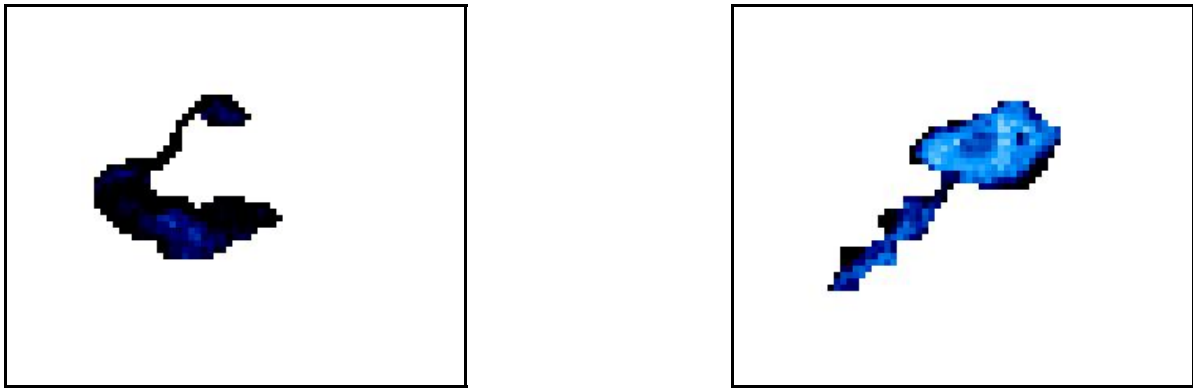


Figura 57. – Distribuzione dell'epsomite nell'immagine Aster SWIR, relativa al bacino di Naracauli e di Piccalinna.

La goetite (Figura 58.), è invece presente in forma molto limitata nel bacino di Naracauli e in misura minore a Piccalinna. Ciò è in contrasto con l'apparente diffusione di ossidrossidi di ferro osservabile in campagna, anche se è in accordo sia con le analisi diffrattometriche, che non ne hanno rilevato la presenza, sia con le analisi spettrali, che non presentano *scores* particolarmente alti per questo minerale. Peraltro la goetite presenta le sue bande di assorbimento, dovute principalmente alle transizioni elettroniche legate al trasferimento di carica del  $\text{Fe}^{3+}$  all'ossigeno, a 0,480, 0,674 e 0,939  $\mu\text{m}$ , ossia al di fuori dell'intervallo qui considerato; per quanto riguarda la diffrazione, c'è da tener conto che spesso nel materiale raccolto non c'è goethite cristallina, ma ossidrossidi amorfi (tipo “ferridrite”).



Figura 58. – Distribuzione della goetite nell'immagine Aster SWIR, relativa al bacino di Naracauli e di Piccalinna.

Anche la jarosite (Figure 59.) risulta scarsamente presente sia a Piccalinna che nel bacino di Naracauli. La jarosite è stata riscontrata una sola volta in diffrazione; le sue bande di assorbimento, causate dalle transizioni elettroniche legate al trasferimento di carica del  $\text{Fe}^{3+}$  a 0,437, 0,650 e 0,911  $\mu\text{m}$ , ossia al di fuori dell'intervallo SWIR; essa presenta peraltro delle bande anche a 1,467, 1,849 e 1,936  $\mu\text{m}$  dovute alle transizioni vibrazionali dello ione ossidrilico.

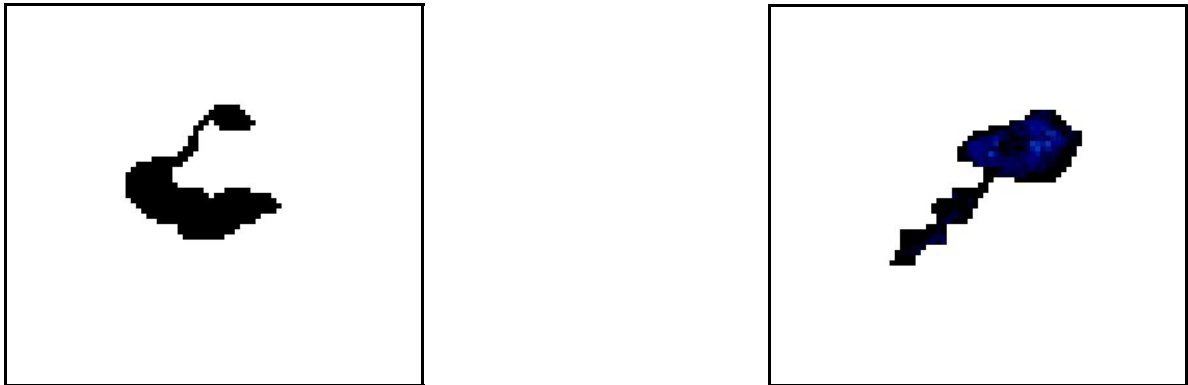


Figura 59. – Distribuzione della jarosite nell'immagine Aster SWIR, relativa al bacino di Naracauli e di Piccalinna.

La dolomite (Figura 60.) sembra discretamente presente a Piccalinna, mentre è quasi assente a Naracauli. La presenza della dolomite in alcuni campioni è confermata dalla diffrattometria. Le bande d'assorbimento dei carbonati sono dovute a transizioni vibrazionali dello ione carbonato; in particolare la banda di assorbimento caratteristica della dolomite si trova a 2,315  $\mu\text{m}$ , che ricade nella banda 8 delle immagini Aster, consentendo di distinguerla dalla calcite che invece presenta la sua banda di assorbimento a 2,498  $\mu\text{m}$ .

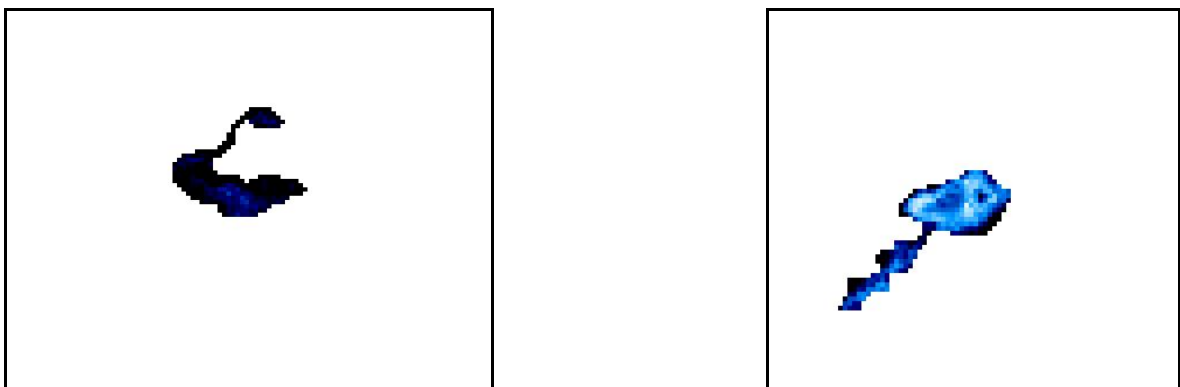


Figura 60. – Distribuzione della dolomite nell'immagine Aster SWIR, relativa al bacino di Naracauli e di Piccalinna.

Nelle immagini seguenti, è stata presa in considerazione anche l'area delle dune di Piscinas. La "muscovite" (Figura 61.) è ben rappresentata in tutte e tre le aree esaminate, e questo concorda con le analisi sia spettrali che diffrattometriche; la banda di assorbimento caratteristica della muscovite, dovute alle transizioni vibrazionali delle molecole dello ione ossidrilico legato all'alluminio, ricade a 2,350  $\mu\text{m}$  quindi nella banda 8 delle immagini Aster.

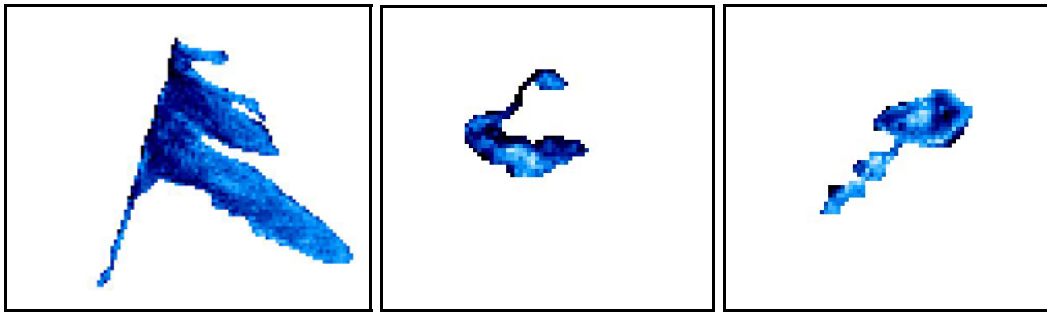


Figura 61. – Distribuzione della muscovite nell'immagine Aster SWIR, relativa al bacino di Piscinas, di Naracauli e di Piccalinna.

Il gesso (Figura 62.) è ampiamente diffuso a Naracauli, e marginalmente a Piccalinna e Piscinas. La sua presenza viene confermata anche dalle analisi diffrattometriche dei campioni raccolti nell'area e da *scores* elevati nell'analisi spettrale in campagna. Le sue bande caratteristiche, dovute a transizioni vibrazionali delle molecole d'acqua intrappolate nel reticolo, ricadono in pieno nell'intervallo spettrale delle immagini Aster classificate.



Figura 62. – Distribuzione del gesso nell'immagine Aster SWIR, relativa al bacino di Piscinas, di Naracauli e di Piccalinna.

Considerando infine la siderite (Figura 63.), la cui banda diagnostica del minerale (2,300  $\mu\text{m}$ ) ricade anch'essa nella banda 8 dell'immagine Aster, essa sembra maggiormente presente nelle dune di Piscinas che non a Naracauli o Piccalinna. Questo è quantomeno dubbio, pur se la presenza di siderite a Piscinas è confermata dalla diffrazione X.

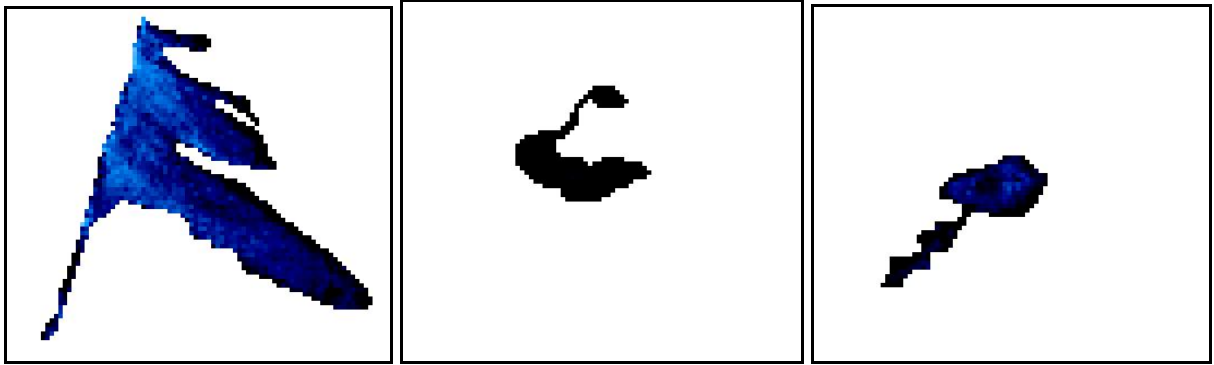


Figura 63. – Distribuzione della siderite nell'immagine Aster SWIR, relativa al bacino di Piscinas, di Naracauli e di Piccalinna.

In conclusione, la classificazione delle immagini Aster Swir ha consentito di visualizzare la distribuzione areale dei singoli minerali. I risultati ottenuti dalla classificazione concordano in parte con i dati di riflettanza spettrale raccolti a terra e con le analisi ai raggi X. Permangono situazioni d'incertezza come i “falsi positivi” della galena e della pirite, e il fatto di non aver ottenuto risultati attendibili con la classificazione delle prime tre bande dell'Aster, in cui si sarebbero dovuti individuare ossidi e idrossidi di ferro. Le motivazioni di quest'ultimo fatto possono risiedere nella bassa risoluzione spettrale, che non consente di individuare le bande di assorbimento diagnostiche dei minerali.

I risultati ottenuti, in particolare il riconoscimento di minerali come l'epsomite, che come spiegato in precedenza può rivestire un significato ambientale, rappresentano comunque un punto di partenza utile per sviluppare delle metodologie d'indagine dei fenomeni di inquinamento nelle aree minerarie con un approccio che integra le conoscenze mineralogiche con dati telerilevati,



## 6. CONCLUSIONI

L'attività mineraria provoca sull'ambiente notevoli modifiche di carattere sia morfologico che chimico. Ciò rappresenta un problema importante in una regione come la Sardegna, dove esiste una grande tradizione mineraria, caratterizzata purtroppo in passato da una gestione scarsamente interessata ai problemi ambientali.

L'avvento delle nuove tecniche di telerilevamento, in particolare lo studio delle immagini satellitari, offre un nuovo approccio allo studio dei problemi ambientali. Infatti studi recenti evidenziano come dall'analisi dei dati telerilevati sia possibile ottenere informazioni utili ad integrare dati mineralogici e geochimici per la caratterizzazione delle aree minerarie, mediante la realizzazione di mappe di distribuzione dei vari minerali presenti. In particolare l'informazione può essere integrata con quella di sensori a terra, che possono essere usati per meglio caratterizzare il target visualizzato con i sensori in volo, rendendo possibile una migliore comprensione delle informazioni delle immagini.

Scopo del presente lavoro di tesi era appunto di contribuire allo sviluppo di metodologie per l'indagine dei fenomeni di inquinamento nelle aree minerarie con un approccio che integra le conoscenze mineralogiche con dati telerilevati.

Per conseguire tale finalità sono state prese in esame alcune aree minerarie del distretto minerario piombo-zincifero di Montevecchio-Ingurtosu - Gennamari, in cui i fenomeni di inquinamento sono ben noti e studiati da tempo. Le immagini del sensore Aster sono state scelte in quanto ben si prestano agli studi di carattere ambientale e per il monitoraggio dell'ambiente, in particolare negli intervalli VNIR (visibile-infrarosso vicino, 0,52 – 0,86  $\mu\text{m}$ ) e SWIR (infrarosso a corta lunghezza d'onda, 1,60 – 2,43  $\mu\text{m}$ ). Inoltre per tarare e validare opportunamente gli spettri delle immagini Aster, sono stati acquisiti con lo spettrometro da campo dati di riflettanza a terra. In ogni punto in cui sono state fatte le acquisizioni con lo spettrometro, sono stati prelevati dei campioni di suolo al fine di determinare i minerali presenti mediante analisi per diffrazione dei raggi X.

Le firme spettrali raccolte sono state quindi interpretate con l'algoritmo *Spectral Analyst*, e confrontate con la mineralogia determinata per diffrazione X. I risultati mostrano corrispondenze ed incongruenze, in particolare i minerali che mostrano il punteggio più elevato sono quasi sempre la galena, seguita dalla pirite e dall'ortoclasio, che non sono stati rilevati con le analisi diffrattometriche, si tratta quindi verosimilmente di "falsi positivi". C'è invece perfetta congruenza nel riconoscimento del quarzo e di un minerale appartenente alla famiglia delle miche potassiche (biotite secondo l'analisi spettrale, muscovite-illite secondo la diffrazione X). Si conclude quindi che l'interpretazione dei dati spettrali di riflettanza deve

essere adeguatamente supportata da una conoscenza della mineralogia della zona e da un'opportuna taratura.

Molto interessante il caso dell'epsomite, minerale di un certo interesse ambientale per la sua possibilità di ospitare ioni di "metalli pesanti" (Zn, Cd) e per i suoi cicli di precipitazione-dissoluzione legati, rispettivamente, alla stagione arida e alla stagione umida. La sua presenza, rilevata dall'analisi dei dati spettrali acquisiti a terra, non è confermata dalle analisi diffrattometriche, mentre è del tutto coerente con le osservazioni di campagna e gli studi pregressi sull'area. Una spiegazione verosimile appare essere che nel campione sottoposto a diffrazione è presente un inquinamento di quarzo, i cui riflessi si sovrappongono a quelli dell'epsomite.

Sulla base di questa calibrazione a terra, si è infine passati alla classificazione delle immagini Aster nelle bande VNIR (visibile – vicino infrarosso) e SWIR (infrarosso a corta lunghezza d'onda). La classificazione delle prime tre bande dell'Aster (0,52 – 0,86  $\mu\text{m}$ ) non ha prodotto dei risultati che possano essere considerati attendibili e significativi. Al contrario la classificazione delle immagini Aster SWIR ha consentito di visualizzare la distribuzione areale di alcuni minerali in modo sufficientemente attendibile, coerente con le osservazioni di campagna, le firme spettrali raccolte a terra e l'associazione mineralogica determinata per diffrazione X. In particolare, la distribuzione dell'epsomite sembra mappabile in modo verosimile.

In conclusione quindi l'approccio proposto soffre ancora di notevoli incertezze e limitazioni, determinate da molte possibili cause: l'ambiguità delle firme spettrali di diversi minerali, algoritmi di classificazione non completamente adeguati, limiti di risoluzione, spaziale e spettrale, delle immagini. Tuttavia, in circostanze favorevoli sembra possibile individuare con sufficiente certezza particolari minerali che presentano una firma spettrale molto caratteristica, e che sono sufficientemente rari da potersi ritenere esclusivi di determinati contesti ambientali.

I risultati ottenuti, pertanto, incoraggiano nel proseguire in questo genere di studi per il monitoraggio di queste aree. Migliori risultati potrebbero essere conseguiti con un incremento dei dati di riflettanza spettrale a terra, con immagini satellitari o da aereo a maggiore risoluzione sia spettrale che spaziale, e da un affinamento degli algoritmi di analisi, il tutto adeguatamente supportato da analisi mineralogiche e geochimiche. In questo modo sarebbe possibile creare un modello sulla distribuzione di certi inquinanti, specifico per queste aree.

## *RINGRAZIAMENTI*

*Desidero esprimere il mio ringraziamento a tutte quelle persone che in vario modo hanno contribuito alla realizzazione di questa tesi di ricerca.*

*In particolare la mia famiglia, soprattutto mia mamma e mia sorella Anna, che anche nei momenti più difficili mi sono state vicino incoraggiandomi ad andare avanti.*

*Un ringraziamento particolare va al mio amico e collega Francesco Muntoni per l'amicizia e tutto l'aiuto che mi ha dato in questi anni.*

*Ringrazio vivamente la Dott.ssa M. T. Melis per i preziosi suggerimenti e per il contributo scientifico durante questi anni di ricerca.*

*Un sentito ringraziamento va al Dott. L. Palombo, che gentilmente mi ha aiutato nella raccolta dei dati in campagna, senza il suo contributo parte del lavoro non sarebbe stato realizzato.*

*Ringrazio inoltre la Dott.ssa E. Musu e la Dott.ssa S. Da Pelo per le analisi al diffrattometro e per l'amicizia dimostratami.*

*Un ringraziamento di cuore va a tutti quegli amici e colleghi Francesco Dessi, Claudia Dadea, Mara, Cristina, Alberto e Fabio e tutti gli altri che con il loro buon umore hanno reso questi anni allegri e gioiosi nonostante la fatica dello studio.*

## BIBLIOGRAFIA

**AA.VV., 2002** - *Campagna di misure radiometriche e osservazioni per l'interpretazione di immagini da satellite nella regione di Tozer, ottobre 2002 – Report dello Stage.* – Università degli Studi di Cagliari – AUSI – Master in Telerilevamento e Gis.

**AA.VV., 2003** – *L'ambiente naturale lungo un transetto Sardegna-Tunisia. Prime valutazioni di un'analisi geomorfologia di land-use.* – CRFP, Corso per tecnici informatici di telerilevamento e GIS.

**Abrams M. e Hook S., 2002** – *Aster User Handbook – Version 2* - Jet Propulsion Laboratory 4800 Oak Grove Dr.Pasadena, CA 9110.

**Abrams M. 2007** - *The Advanced Spaceborne Thermal Emission and Reflection Radiometer (ASTER) on NASA's Terra platform* - Rivista Italiana di TELERILEVAMENTO, n°39.

**Agar B., 1996** – *Multi-Spectral data and their applications for gold exploration in Latin America.* – Presentato al 2° International Gold Symposium, Lima, Peru.

**Alessandro V., 1995** – *Firme spettrali delle principali litologie e loro analisi di dettaglio ai fini della interpretazione geologica di immagini multispettrali riprese da satellite.* – AIT Informa - Rivista Italiana di TELERILEVAMENTO, n°4.

**Altinbas U., Kurucu, Y. e Bolca M., 2005** – *Using Advanced Spectral Analyses Techniques as possible Means of Identifying Clay Minerals* – Turk Journal Agric. For. Vol. 29.

**Amisani M., 2002** – *Monitoraggio dei corpi idrici di Rio Piscinas, Rio Irvi, Rio Naracauli (Sardegna sud-occidentale).* – In: Schenk H. e Ulzega A. – *Monitoraggio scientifico nell'area del progetto Life Natura - Dune di Piscinas-Monte Arcuentu in Sardegna.* – Unione Europea: *Progetto Life Natura 1997-* Amministrazione Provinciale di Cagliari- Assessorato alla Programmazione territoriale e Sviluppo Economico.

**Aspinall R. J., Marcus A. W. e Boardman J. W., 2002** – *Considerations in collecting, processing, and analysing high spatial resolution hyperspectral data for environmental investigations* – Geographical Systems, Vol. 4.

**Assorgia A., Barca S., Onnis G., Secchi F.A.G. e Spano C., 1986** – *Episodi sedimentari e vulcanici Oligo-Miocenici nel settore occidentale dell'Arcuentu e loro contesto geodinamico (Sardegna SW)* – Mem. Soc. Geolo. It., Vol. 35.

**Bailey Bryan G. 2007** – *ASTER data and products: generation, characteristics and access* - Rivista Italiana di TELERILEVAMENTO, n°39.

**Barca S. e Salvadori I., 1974** – *Nuovo contributo alla geologia del Paleozoico a Nord di Monte Arcuentu (Sardegna sud – occidentale)* – Bollettino della Società di Scienze Naturali, Anno VIII – Vol. XIV.

- Barca S., 1973** - *Sedimentologia e paleogeografia della formazione continentale oligocenica di Funtanazza (Sardegna sud-occidentale)*. - Bollettino della Società. Naturalistica di Napoli, Vol. 82.
- Basu B. e Sil S., 2003** – *Arsenic mapping for North 24- Pagana District of West Bengal – Using Gis and Remote Sensing technology*. – Presentato al Map India Conference.
- Beddel R., 2004** – *Remote Sensing in Mineral Exploration*. – SEG Newsletter – Society of Economic Geologists.
- Ben-Dor E., Goldshleger N., Beniamini Y., Agassi M. e Blumerg D.G., 2003** – *The spectral reflectance properties of soil structural crust in the 1.2- to 2.5  $\mu\text{m}$  spectral region* – Soil Sci. Soc. Am. J., Vol. 67.
- Biddau R., De Pelo S. & Dadea C., 2001** - *The abandoned mining area of Montevecchio-Ingurtosu*. – WRI - 10 Mid - Session Field trip, 13.
- Bioshop L. J. e Murad E., 2005** – *The visible and infrared spectral properties of jarosite and alunite* – America Mineralogist, Vol. 90.
- Bovio L., 2005** – *Immagini satellitari Aster per la caratterizzazione geomorfologia e gestione del territorio: individuazione delle unità di paesaggio*. – Tesi di Laurea in Scienze Ambientali. - Anno Accademico 2004-2005.
- Brivio P. A., Lechi G. e Zilioli E., 2006** – *Principi e metodi di Telerilevamento* – CittàStudio Edizioni.
- Blowes D. W., Ptacek C. J. e Jurjovec J., 2003** – *Mill tailings: hydrogeology and geochemistry. Chapter 5* – In Environmental Aspects of Mine Wastes. Canada Short Course Series Vol. 31, pp. 95-116, Jambor J. L., Blowes D. W. e A.I.M. Ritchie Editors.
- Caboi R., Cidu R., Fanfani L., Lattanzi P. e Zuddas P., 1999** – *Environmental mineralogy and geochemistry of the abandoned Pb-Zn Montevecchio-Ingurtosu mining district, Sardinia, Italy*. –Chronique de la Recherche miniere, N° 534.
- Camuffo M., 2004** – *Studio della vegetazione di barena tramite sensori remoti*. – Tesi di Dottorato in Scienze Ambientali. - Anno Accademico 2003-2004.
- Carmignani L., Barca S., Carosi R., Di Pisa A., Gattiglio M., Musimuci G., Oggiano G. & Pertusati P.C., 1992** - *Struttura della Catena Ercinica: guida alla escursione sul basamento paleozoico della Sardegna*. – MURST Gr. Inf. Geol. Strutt..
- Carrion D., 2002** – *Un metodo per la classificazione di immagini telerilevate* – Tesi di Dottorato di Ricerca in Scienze Geodetiche e Topografiche XV Ciclo, Politecnico di Milano.
- Casacchia R., Mazzarini F. Spinetti C., Colini L., Neri M., Behncke B., Buongiorno M.F., DeSantis V., Grignetti A. e Salvatori R., 2006** – *Riflettanza di superfici vulcaniche: la*

*campagna 2003 sul Monte Etna* - AIT Informa-Rivista Italiana di TELERILEVAMENTO, Vol. 36.

**Ceriali A., 2003** – *Telerilevamento delle dinamiche di barena.* – Tesi di laurea. – Anno Accademico 2002-2003.

**Chen X., Warner T. A. e Campagna D., 2007** – Integrating visible, near-infrared and short-wave infrared hyperspectral and multispectral thermal imagery for geological mapping at Cuprite, Nevada – *Remote Sensing of Environment*, Vol. 110.

**Chessa A., Dettori B., Fanni S. e Piras G. L., 1999** – Caratterizzazione delle acque del bacino del Rio Montevecchio (Sardegna SW) - IV SEMINARIO EUROPEO DI GEOGRAFIA DELL'ACQUA Cagliari.

**Chevrel S., Belocky R. e Crosel K., 2002**– *Monitoring and assessing the environmental impact of mining in Europe using advanced Earth Observation Techniques.* – Mineo – *First Results of the Alpine Test Site.* - Environmental Communication in the Information Society, EnviroInfo Vinee, W. Phillmann and K. Tochtermann Eds, Part1.

**Chiarato S., 2004** – *Sensori remoti e di campo: confronti e tarature* – Tesi di Laurea triennale in Scienze Ambientali, Università Ca' Foscari di Venezia, Anno Accademico 2003-2004.

**Chikhaoui M., Bonn F., Bokoye A. I. e Merzouk A., 2005** - *A spectral index for land degradation mapping using ASTER data: application to a semi-arid Mediterranean catchment* - *International Journal of Applied Earth Observation and Geoinformation*, Vol. 7.

**Clark R. N., Swayze G. A., Wise R., Livio K. E., Hoefen T. M., Kokaly R. F. e Sutley S. J., 2007** - *USGS Digital Spectral Library splib06a* - U. S. Geological Survey Data Series 231; 20 Settembre (<http://speclab.cr.usgs.gov/spectral.lib06>).

**Clark R.N., Boardman J., Mustard J., Kruse F., Ong C., Pieters C. e Swayze G. A., 2006** - *Mineral Mapping and Applications of Imaging Spectroscopy* - IGARSS 2006, 31 Luglio – 4 Agosto, Denver, Colorado (Abstract, submitted, 01/2006).

**Clark R.N., Swayze G. A., Wise R., Livo K. E., Hoefen T. M., Kokaly R. F. e Sutley S. J., 2003** - *USGS Digital Spectral Library splib05a* - U.S. Geological Survey, Open File Report 03-395.

**Clark, R. N., 1999** - *Chapter 1: Spectroscopy of Rocks and Minerals, and Principles of Spectroscopy* - In: *Manual of Remote Sensing*, Volume 3, Remote Sensing for the Earth Sciences, (A.N. Rencz, ed.) John Wiley and Sons, New York.

- Clark R. N., Swayze G. A., Gallagher A. J., King T. V. V. e Calvin W. M., 1999** - *The U. S. Geological Survey, Digital Spectral Library: Version 1 (0.2 to 3.0  $\mu\text{m}$ )* - U.S. Geological Survey, Open File Report 93-592.
- Clark R.N., 1995** – *Reflectance Spectra* – American Geophysical Union.
- Clark R. N., Swayze G. A., Gallagher A. J., King T. V. V. e Calvin W. M., 1993** - *The U. S. Geological Survey, Digital Spectral Library: Version 1 (0.2 to 3.0 $\mu\text{m}$ )* - U. S. Geological Survey, Open File Report 93-592.
- Cocozza T., Jacobacci A., Nardi R. & Salvadori I., 1973** - *Schema stratigrafico-strutturale del massiccio Sardo-Corso e minerogenesi della Sardegna.* - Memorie della Società Geologica Italiana Vol. 13.
- Da Pelo S., 1998** - *Mineralogia e geochimica ambientale di aree minerarie attive e dismesse.* - Dottorato di Ricerca in Scienze della Terra Consorzio Cagliari-Genova-Torino.
- De Giglio M., 2004** - *Utilizzo del sensore satellitare ASTER per l'analisi dell'uso del suolo nell'area Emiliano – Romagnola* - Tesi di Laurea in Topografia, Corso di Laurea in Ingegneria per l'Ambiente e il Territorio – Università degli Studi di Bologna – Anno Accademico 2003 – 2004.
- Dermanis A. e Biagi L., 2002** - *Telerilevamento – Informazioni territoriali mediante immagini da satellite.* - Casa Editrice Ambrosiana.
- Dessena M. A. e Melis M. T. 2006** – *Telerilevamento applicato* - edizioni Mako.
- Di Gregorio F. e Massoli-Novelli R., 1992** – *Geological Impact of Some Tailings Dams in Sardinia, Italy* – Environ Geol. Water Sci. Vol. 19, No. 3.
- Elachi C., 1987** - *Introduction to physics and techniques of remote sensing.* - John Wiley & Sons, New York.
- Escadafal R., Gouinaud C., Mathieu R. e Pouget M., 1993** - *Le spectroradiomètre de terrain: un outil de la télédétection et de la pédologie.* - Cah. Orstom, sér. Pédol., Vol. XXVIII, n° 1, pp. 15-29.
- Fanfani L., Caboi R., Cidu R., Cristini A., Frau F., Lattanzi P. & Zuddas P. 2001** - *Impatto ambientale dell'attività mineraria in Sardegna: studi mineralogici e geochimici.* - Rend. Semin. Fac. Sci. Univ. Cagliari 70 (suppl.), 249-264.
- Fanfani L., 1996** – *Mobilizzazione di metalli pesanti nelle aree minerarie abbandonate.* – Quaderni di Geologia Applicata 4 suppl..
- Farifteh J., 2007** - *Spectral characteristics of salt-affected soils: a laboratory experiment* – In: *Imaging Spectroscopy of salt-affected soils: model-based integrated method* – Chapter 3,

International Institute for Geo-information Science and Earth Observation (ITC) and Utrecht University, Igitur, Utrecht Publishing & Archiving Services.

**Farifteh J. e Farshad A., 2002** - *Remote sensing and modeling of topsoil properties, a clue for assessing land degradation* - Presentato al 17° WCSS, Thailand.

**Frau F., Ardaù C. 2003** - *Geochemical controls on arsenic distribution in the Baccu Locci stream catchment (Sardinia, Italy) affected by past mining.* - Appl. Geochem. 18, 1373-1386.

**Gaffey S. J., 1986** - *Spectral reflectance of carbonate minerals in the visible and near infrared (0.35 – 2.55 microns): calcite, aragonite, and dolomite.* - American Mineralogist, Vol. 71.

**Galvao S. L., Almeida-Filho R. e Vitorello I., 2005** - *Spectral discrimination of hydrothermally altered materials using ASTER short-wave infrared bands: evaluation in a tropical savannah environment* - International Journal of Applied Earth Observation and Geoinformation, Vol. 7.

**Garcia-Melendez E., Ferrer-Julia M., Bermejo A. e Suarez M., 2004** – *Relacion entre la respuesta espectral (visible – infrarrojo cercano) y la composicion mineralogica de materiales sedimentarios del borde occidental de la Cuenca del Duero* – Rev. Soc. Geol. Espana Vol. 17 (1-2).

**Gomarasca M. A., 2004** - *Elementi di geomatica* - AIT ,Associazione Italiana di Telerilevamento.

**Grove C. I., Hook S.J. e Paylor E. D., 1992** - *Laboratory reflectance spectra for 160 minerals 0.4-2.5 micrometers: JPL Publication 92-2* - Jet propulsion Laboratory, Pasadena, California.

**Hubbard B. E., Crowley J. K. e Zimelman D. R., 2003** - *Comparative Alteration Mineral Mapping Using Visible to Shortwave Infrared (0.4 – 2.4  $\mu\text{m}$ ) Hyperion, Ali and Aster Imagery* - IEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing, Vol. 41, n° 6.

**Kalinowski A. e Oliver S., 2004** - *Aster mineral Index Processing Manual* - Remote Sensing Applications Geoscience Australia.

**Kariuki P.C., 2004** - *SPECTROSCOPY AND SWELLING SOILS An Integrated Approach* - This research was funded by the Netherlands Government through the International Institute for Geoinformation and Earth Observation (ITC) Department of Applied Earth Sciences, Delft University of Technology.

**Kruse F.A., 2004** - *Comparison of ATREM, ARCON, and FLAASH atmospheric corrections using low-altitude Aviris data of Boulder, Co* - In proceedings 13th JPL Airborne



Geoscience Workshop, Jet Propulsion Laboratory, 31 Marzo – 2 Aprile, Pasadena, CA (in press).

**Kruse F. A., 2003** - *Mineral Mapping with AVIRIS and EO-1Hyperion*. - Presentato alla 12° JPL Airbone geoscience Workshop, 24-28 Febbraio, Pasadena, California.

**Kruse F. A., 2002** - *Comparison of AVIRIS and Hiperyon for Hyperspectral Mineral Mapping*. -Presentato alla 11° JPL Airbone geoscience Workshop, 4-8 Marzo, Pasadena, California.

**Kruse F. A., Boardman J. W. e Lefkoff A. B., 2000** - *Extraction of Compositional Information for Trafficability Mapping from Hyperspectral Data* - SPIE International Symposium on AeroSense, 24-28 Aprile, Orlando, FL., Vol. 4049.

**Kruse F. A. e Lefkoff A. B., 1999** - *Analysis of Spectral Data of Manmade Materials, Military Targets, and Background Using an Expert System Based Approach* - In Proceedings, ISSR'99, 31 Ottobre – 4 Novembre, Las Vegas, Nevada, published on CD-ROM by ISPRS.

**Kruse F. A., 1998** - *Advances in hyperspectral remote sensing for geologic mapping and exploration* -Presentato al 9° Australian Remote Sensing Conference, Sydeny, Australia.

**Kruse F. A., 1997** - *Characterization of active hot - springs enveroniments using multispectral and hyperspectral remote sensing*. - Presentato al Twelfth International Conference and Workshops an applied Geologic Remote Sensing, Denver, Colorado.

**Kruse F. A., 1994** - *Imaging spectrometer data analysis – A tutorial* - Intenational Symposium on Spectral Sensing Research (ISSSR), 10-15 Giugno, San Diego, CA., Vol. I.

**Kruse F. A., Lefkoff A. B., Boardman J. W., Heidebrecht K.B., Shapiro A. T., Barloon, P. J. e Goetz A. F. H., 1993** – *The spectral image processing system (SIPS) – Interactive visulization and analysis of imaging spectrometer data*. – Remote Sensing Environment, Vol. 44.

**Kruse F. A., Perry S. L. e Caballero A. 2006** – *District-level mineral survey using airborne hyperspectral data, Los Menucos, Argentina* – Annali of Geophysics, Vol. 49, n.1.

**Lattanzi P., Zuddas P. & Frau F. 1998** – *Otavite from Montevecchio, Sardinia, Italy*. - Mineralogical Magazine. Vol. 62 (3).

**Leone A. P., Menenti M., Letizia A. e Colombo C. M., 2002** – *Uso della spettroradiometria ottica e di immagini iperspettrali per lo studio dei suoli in sistemi agricoli e forestali del Mediterraneo*. - AIT informa -Rivista Italiana di TELERILEVAMENTO, n ° 24.

**Leone A. P., 2000** - *Spettrometria e valutazione della riflettanza spettrale dei suoli nel dominio ottico 400 – 2500 nm*. - AIT informa-Rivista Italiana di TELERILEVAMENTO, n ° 19.

- Longhi I. e Sgavetti M., 2000-2001** - *Spettroscopia ottica con sistemi di telerilevamento: criteri e problemi.* - AIT informa-Rivista Italiana di TELERILEVAMENTO, n ° 20/21.
- Mah A. e Lim T., 2002** - *Mapping surface cover types using ASTER data* - Presentato al Map Asia.
- Manuale dello Spettroradiometro Macam Sr-9050.
- Martinez-Alonso S., Rustad J.R. e Goetz A.F.H., 2002** - *Ab initio quantum mechanical modelling of infrared vibrational frequencies of the OH group in dioctahedral phyllosilicates. Part II: Main physical factors governing the OH vibrations* - American Mineralogist, Vol. 87.
- Mauger A. J., 2003** - *Comparison of various remote sensing and spectral radiometer instruments* - Mesa Journal.
- Mezned N., Abdeljaoued S. e Boussema M. R., 2007** - *Aster Multispectral Imagery for Spectral Unmixing based Mine Tailing cartography in the North of Tunisia* - Presentato all'Annual Conference 2007 Remote Sensing and Photogrammetry Society, Newcastle University.
- Montero I. C., Brimhall G. H., Alpers C. N. e Swayze G. A., 2005** - *Characterization of waste rock associated with acid drainage at the Penn Mine, California, by ground-based visible to short-wave infrared reflectance spectroscopy assisted by digital mapping.* - Chemical Geology Vol. 215.
- Montero I. C. e Brimhall G. H., 2001** - *Semi-automated Mineral Identification Algorithm for Ultraviolet, Visible and Near Infrared Reflectance Spectroscopy* - Presentato al Annual Conference of the International Association for Mathematical Geology. IAMG, Kansas.
- Mougenot B., 1990** - *Caractéristiques spectrales de surfaces salées à chlorures et sulfates au Sénégal.* - 2ème journées de télédétection : Caractérisation et suivi des milieux terrestres en régions arides et tropicales. Colloques et séminaires. ORSTOM, Bondy.
- Mphephu N.F., Vilyoen M. J. e Annergarn H. J., 2003** - *Application of Remote Sensing for Environmental Impact Assessment in Central Rand Goldfield.* - Presentato alla Mining and the Environment III & Annual Meeting of the CLRA Maggio 25-28 – Laurentian University-Sudbury, Ontario, Canada.
- Pitzalis A., 2002** - *Dinamica geomorfologica del sistema dunare di Piscinas-Scivu (Sardegna sud-occidentale)* - In: Schenk H. e Ulzega A. – *Monitoraggio scientifico nell'area del progetto Life Natura - Dune di Piscinas-Monte Arcuentu in Sardegna.* – Unione Europea: Progetto Life Natura 1997- Amministrazione Provinciale di Cagliari- Assessorato alla Programmazione territoriale e Sviluppo Economico.
- Plumlee G. S., 1999** – *The environmental geology of mineral deposits – Charter 3* – In

Reviews in Economic Geology-Vol.6A: The environmental geochemistry of mineral deposits. Part A: Processes, Techniques and Health Issues.

**Progemisa, 2001** - *Studio per il piano di recupero dell'area mineraria dimessa di Montevecchio* – Ingurtosu – Dal CD.

**Quental L. Abreu M. M., Oliveira V., Sausa P., Batista M. J. Brito G., Vairinho M., Sausa J. e Martins I., 2001** - *Imagines Hiperspectrais para avaliacao e monitorizacao ambiental em areas mineiras: resultados preliminares do projecto Mineo na mina de Sao Domingos, Alentejo.* – Atti del Congresso Internazionale sobre Patrimonio Geologico e Mineiro (in press).

**Regione Autonoma della Sardegna, Assessorato della Difesa dell'ambiente, Servizio Gestione Rifiuti e Bonifica siti inquinati., 2003** - *Linee Guida per la redazione dei progetti e la realizzazione degli interventi di bonifica e risanamento ambientale delle Aree Minerarie Dimesse.*

**Riaza A., Garcia Melendez E., Suarez M., Hausold A., Beisl U. e Van Der Werff H., 2003** - *Mapping paleoflooded and emerged areas around lake marshes (Tablas de Daimiel, Spain) using hyperspectral DAIS 7915 and ROSIS Spectrometer data.* – Presentato alla 3<sup>rd</sup> EARSeL Workshop on Imaging Spectroscopy, Herrsching.

**Rowan L. C. e Mars J. C., 2003** - *Lithologic mapping in the Mountain Pass, California area using Advanced Spaceborne Thermal Emission and Reflection Radiometer (ASTER) data.* - Remote Sensing Environment Vol. 84.

**RSI – Research Systems Inc., 2003** – *Envi User's Guide.*

**Salvadori I. & Zuffardi P., 1965** - *Contributo alla conoscenza della paragenesi del giacimento piombo-zincifero di Montevecchio (Sardegna). Nota introduttiva.* - Società Mineraria Italiana, Vol. XXI.

**Salvadori I. & Zuffardi P., 1973** - *Guida per l'escursione a Montevecchio e all'Arcuentu.* - Itinerari Geologici- Mineralogici - Giacimentologici in Sardegna, I.

**Salviato S., 2000** – *Vegetazione alofita e morfologia delle barene.* – Tesi di laurea. – Anno Accademico 1999-2000.

**Samuel E., 2006** – *Spectral indicators for assessing pollution in the epithermal gold mining area of Rodalquilar, SE Spain* – Thesis submitted to the International Institute for Geo-information Science and Earth Observation Eindhoven, the Netherlands.

**Secchi F. A. G. Brotzu P. & Callegari E., 1991** – *The Arburese igneous complex (SW Sardinia). An example of dominant igneous fractionation leading to peraluminous cordierite-bearing leucogranites as residual melts.* – Chemical Geology, Vol. 92.

- Shang J., Morris B. e Howart P., 2004** - *Surface mapping of mine waste using Hyperspectral imagery of the Kidd copper mine site Near Suobury, Ontario: preliminary results.* – In CJRS.
- Shippert P., 2003** - *Introduction to Hyperspectral Image Analysis - Remote Sensing of Earth via Satellite Research and Applications*, Issue n°3.
- Shrestha D. P., Margate D. E., Van der Meer F. e Anh H. V., 2005** – *Analysis and classification of hyperspectral data for mapping land degradation: an application in southern Spain* - International Journal of Applied Earth Observation and Geoinformation, Vol. 7.
- Stara P., Rizzo R. & Tanca G. A., 1996** – *Inglesiente e Arburese. Miniere e minerali*. Vol. II. EMSA – Ente Minerario Sardo.
- Swalf P. S., Crosta A. P. e De Souza Filho C. R., 2003** - *Remote sensing signature of the Morro do Ouro gold deposit, minas Gerais, Brazil, using reflectance spectrometry: application to mineral exploration using sparceborne multispectral sensors* - Revista Brasileira de Geociencias, Vol. 33.
- Swayze G. A., Smith K. S., Clark R. N., Sutley S. J., Pearson R. M., Vance J. S., Hageman P. L., Briggs P. L., Meier A. L., Singleton M. J. e Roth S., 2000** – *Using Imaging Spectroscopy to Map Acidic Mine Waste* – Environmental Science and Technology, Vol. 34.
- Thompson A. J. B., Hauff P. L. e Robitaille A. J., 1999** – *Alteration mapping in exploration: application of short-wave infrared (SWIR) spectroscopy* – SEG-Newsletter, Society of Economic Geologists, N° 39.
- Vane G. e Goetz A.F.H. 1988** - *Terrestnal imaging spectroscopy.* - Rem. Sening. Environ., 24, 1-29.
- Van de Meer F., 2006** – *Indicator kriging applied to absorption band analysis in hyperspectral imagery: A case study from the Rodalquilar epithermal gold mining area, SE Spain* – International Journal of Applied Earth Observation and Geoinformation, Vol. 8.
- Van der Meer F., 2004** – *Analysis of spectral absorption features in hyperspectral imagery* – International Journal of Applied Earth Observation and Geoinformation, Vol.5.
- Vandeberg G. S., 2003** – *Identification and characterization of mining waste using Landsat Thematic Mapper Imagery, Cherokee County, Kansas.* – Presentato al National meeting of the American Society of Mining and Reclamation and The 9° Billings Land Reclamation Symposium, Billings, MT – 3-6 Giugno. – Pubblicato da ASMR, 3134 Montavesta Rd., Lexington, KY40502.



## APPENDICE 1

Risultati delle analisi spettrali dei singoli campioni.

Spectral Analyst

File Options

Unknown: STOP1.txt:C2

Library Spectrum	Score	SAM	SFF
pyritel.spc Pyrite H	[1.924]	{0.639}	{1.285}
biotite.spc Biotite	[1.915]	{0.786}	{1.129}
galena1.spc Galena H	[1.827]	{0.632}	{1.195}
orthocl1.spc Orthocl	[1.725]	{0.649}	{1.076}
cchlore2.spc Clinoch	[1.721]	{0.685}	{1.036}
quartz3.spc Quartz H	[1.696]	{0.642}	{1.054}
siderite.spc Siderit	[1.658]	{0.659}	{0.999}
anorthi1.spc Anorthi	[1.626]	{0.644}	{0.982}
oligocl1.spc Oligocl	[1.617]	{0.618}	{0.999}
chalpy1.spc Chalcopy	[1.576]	{0.637}	{0.939}
jarosit5.spc Jarosit	[1.524]	{0.562}	{0.962}
microcl1.spc Microcl	[1.522]	{0.638}	{0.883}
sphaler2.spc Sphaler	[1.470]	{0.494}	{0.976}
goethit1.spc Goethit	[1.449]	{0.591}	{0.858}
barite.spc Barite HS	[1.439]	{0.644}	{0.795}
illitel1.spc Illite G	[1.417]	{0.537}	{0.881}
celesti1.spc Celesti	[1.413]	{0.628}	{0.785}
dolomit1.spc Dolomit	[1.394]	{0.565}	{0.829}
montmor1.spc Montmor	[1.367]	{0.547}	{0.820}
muscovil.spc Muscovi	[1.360]	{0.534}	{0.826}
calcitel.spc Calcite	[1.353]	{0.569}	{0.784}
epsomite.spc Epsomit	[1.325]	{0.303}	{1.023}
kaolinil.spc Kaolini	[1.325]	{0.474}	{0.851}
gypsum1.spc Gypsum H	[1.320]	{0.399}	{0.921}

Analisi spettrale del campione NR

Spectral Analyst

File Options

Unknown: STOP2SUP.txt:C2

Library Spectrum	Score	SAM	SFF
galena1.spc Galena H	[1.699]	{0.438}	{1.261}
biotite.spc Biotite	[1.541]	{0.535}	{1.005}
pyritel.spc Pyrite H	[1.534]	{0.429}	{1.105}
orthocl1.spc Orthocl	[1.515]	{0.461}	{1.054}
cchlore2.spc Clinoch	[1.489]	{0.527}	{0.962}
quartz3.spc Quartz H	[1.476]	{0.458}	{1.019}
anorthi1.spc Anorthi	[1.388]	{0.461}	{0.927}
siderite.spc Siderit	[1.381]	{0.523}	{0.858}
sphaler2.spc Sphaler	[1.353]	{0.444}	{0.909}
jarosit5.spc Jarosit	[1.320]	{0.453}	{0.867}
oligocl1.spc Oligocl	[1.318]	{0.443}	{0.875}
chalpy1.spc Chalcopy	[1.314]	{0.463}	{0.851}
microcl1.spc Microcl	[1.299]	{0.463}	{0.836}
illitel1.spc Illite G	[1.258]	{0.450}	{0.808}
goethit1.spc Goethit	[1.242]	{0.482}	{0.761}
barite.spc Barite HS	[1.190]	{0.480}	{0.709}
celesti1.spc Celesti	[1.187]	{0.460}	{0.727}
muscovil.spc Muscovi	[1.162]	{0.441}	{0.721}
dolomit1.spc Dolomit	[1.139]	{0.418}	{0.721}
montmor1.spc Montmor	[1.132]	{0.416}	{0.715}
kaolinil.spc Kaolini	[1.122]	{0.384}	{0.739}
gypsum1.spc Gypsum H	[1.099]	{0.289}	{0.810}
calcitel.spc Calcite	[1.093]	{0.423}	{0.670}
epsomite.spc Epsomit	[1.087]	{0.166}	{0.921}

Analisi spettrale del campione NR 1.

Spectral Analyst

File Options

Unknown: STOP3SUP.txt:C2

Library Spectrum	Score	SAM	SFF
galena1.spc Galena H	[1.311]:	{0.125}	{1.186}
pyrite1.spc Pyrite H	[1.151]:	{0.124}	{1.027}
orthocl1.spc Orthocl	[1.134]:	{0.129}	{1.005}
quartz3.spc Quartz H	[1.102]:	{0.129}	{0.973}
biotite.spc Biotite	[1.053]:	{0.128}	{0.925}
anorthi1.spc Anorthi	[1.014]:	{0.129}	{0.885}
cchlore2.spc Clinoch	[1.005]:	{0.122}	{0.883}
sphaler2.spc Sphaler	[1.002]:	{0.124}	{0.877}
epsomite.spc Epsomit	[0.943]:	{0.057}	{0.885}
oligocl1.spc Oligocl	[0.937]:	{0.129}	{0.808}
jarosit5.spc Jarosit	[0.931]:	{0.121}	{0.810}
chalpy1.spc Chalcopy	[0.928]:	{0.130}	{0.798}
microcl1.spc Microcl	[0.919]:	{0.131}	{0.787}
siderite.spc Siderit	[0.917]:	{0.134}	{0.783}
illitel1.spc Illite G	[0.898]:	{0.133}	{0.765}
gypsum1.spc Gypsum H	[0.865]:	{0.102}	{0.763}
goethit1.spc Goethit	[0.833]:	{0.130}	{0.703}
muscovi1.spc Muscovi	[0.808]:	{0.130}	{0.678}
celesti1.spc Celesti	[0.797]:	{0.130}	{0.666}
kaolini1.spc Kaolini	[0.794]:	{0.119}	{0.675}
dolomit1.spc Dolomit	[0.789]:	{0.124}	{0.665}
barite.spc Barite HS	[0.787]:	{0.134}	{0.653}
montmor1.spc Montmor	[0.786]:	{0.130}	{0.656}
calcitel1.spc Calcite	[0.737]:	{0.127}	{0.610}

Analisi spettrale del campione NR 2.

Spectral Analyst

File Options

Unknown: STOP4.txt:C2

Library Spectrum	Score	SAM	SFF
galena1.spc Galena H	[1.237]:	{0.046}	{1.191}
pyrite1.spc Pyrite H	[1.060]:	{0.043}	{1.017}
orthocl1.spc Orthocl	[1.047]:	{0.053}	{0.993}
biotite.spc Biotite	[1.039]:	{0.120}	{0.919}
quartz3.spc Quartz H	[1.008]:	{0.051}	{0.957}
cchlore2.spc Clinoch	[0.971]:	{0.091}	{0.880}
anorthi1.spc Anorthi	[0.919]:	{0.053}	{0.866}
sphaler2.spc Sphaler	[0.860]:	{0.003}	{0.857}
epsomite.spc Epsomit	[0.860]:	{0.000}	{0.860}
chalpy1.spc Chalcopy	[0.855]:	{0.053}	{0.803}
siderite.spc Siderit	[0.851]:	{0.078}	{0.773}
jarosit5.spc Jarosit	[0.838]:	{0.027}	{0.811}
microcl1.spc Microcl	[0.831]:	{0.052}	{0.779}
oligocl1.spc Oligocl	[0.830]:	{0.040}	{0.790}
illitel1.spc Illite G	[0.767]:	{0.022}	{0.745}
goethit1.spc Goethit	[0.751]:	{0.051}	{0.700}
gypsum1.spc Gypsum H	[0.739]:	{0.000}	{0.739}
celesti1.spc Celesti	[0.705]:	{0.051}	{0.655}
barite.spc Barite HS	[0.705]:	{0.060}	{0.645}
muscovi1.spc Muscovi	[0.675]:	{0.016}	{0.659}
dolomit1.spc Dolomit	[0.668]:	{0.021}	{0.648}
montmor1.spc Montmor	[0.657]:	{0.019}	{0.637}
kaolini1.spc Kaolini	[0.657]:	{0.000}	{0.657}
calcitel1.spc Calcite	[0.623]:	{0.030}	{0.593}

Analisi spettrale del campione NR 3.



Spectral Analyst

File Options

Unknown: STOP5.txt:C2

Library Spectrum	Score	SAM	SFF
galena1.spc Galena H	[1.883]	{0.687}	{1.196}
orthocl1.spc Orthocl	[1.822]	{0.719}	{1.103}
pyritel.spc Pyrite H	[1.812]	{0.674}	{1.138}
quartz3.spc Quartz H	[1.779]	{0.715}	{1.065}
biotite.spc Biotite	[1.772]	{0.746}	{1.025}
anorthi1.spc Anorthi	[1.715]	{0.719}	{0.995}
cchlore2.spc Clinoch	[1.697]	{0.726}	{0.971}
sphaler2.spc Sphaler	[1.644]	{0.667}	{0.976}
jarosit5.spc Jarosit	[1.632]	{0.726}	{0.906}
chalpy1.spc Chalcopy	[1.624]	{0.727}	{0.897}
oligocl1.spc Oligocl	[1.619]	{0.696}	{0.923}
illitel.spc Illite G	[1.612]	{0.720}	{0.892}
siderite.spc Siderit	[1.594]	{0.707}	{0.887}
microcl1.spc Microcl	[1.591]	{0.724}	{0.867}
goethit1.spc Goethit	[1.543]	{0.741}	{0.802}
barite.spc Barite HS	[1.501]	{0.743}	{0.758}
muscovil.spc Muscovi	[1.494]	{0.690}	{0.804}
montmor1.spc Montmor	[1.485]	{0.688}	{0.797}
dolomit1.spc Dolomit	[1.482]	{0.685}	{0.797}
celestite.spc Celesti	[1.477]	{0.718}	{0.759}
calcitel.spc Calcite	[1.429]	{0.684}	{0.745}
kaolinil.spc Kaolini	[1.426]	{0.618}	{0.808}
gypsum1.spc Gypsum H	[1.423]	{0.522}	{0.902}
epsomite.spc Epsomit	[1.356]	{0.342}	{1.014}

Analisi spettrale del campione NR 4.

Spectral Analyst

File Options

Unknown: STOP1.txt:C2

Library Spectrum	Score	SAM	SFF
galena1.spc Galena H	[1.657]	{0.417}	{1.240}
pyritel.spc Pyrite H	[1.491]	{0.411}	{1.081}
orthocl1.spc Orthocl	[1.475]	{0.437}	{1.038}
biotite.spc Biotite	[1.450]	{0.471}	{0.979}
quartz3.spc Quartz H	[1.440]	{0.435}	{1.006}
cchlore2.spc Clinoch	[1.411]	{0.476}	{0.935}
anorthi1.spc Anorthi	[1.352]	{0.437}	{0.914}
sphaler2.spc Sphaler	[1.339]	{0.438}	{0.901}
jarosit5.spc Jarosit	[1.302]	{0.447}	{0.856}
siderite.spc Siderit	[1.302]	{0.468}	{0.834}
chalpy1.spc Chalcopy	[1.283]	{0.441}	{0.842}
oligocl1.spc Oligocl	[1.266]	{0.420}	{0.846}
microcl1.spc Microcl	[1.265]	{0.440}	{0.825}
illitel.spc Illite G	[1.220]	{0.426}	{0.794}
goethit1.spc Goethit	[1.203]	{0.456}	{0.748}
barite.spc Barite HS	[1.148]	{0.453}	{0.695}
celestite.spc Celesti	[1.145]	{0.437}	{0.708}
muscovil.spc Muscovi	[1.141]	{0.430}	{0.711}
dolomit1.spc Dolomit	[1.115]	{0.410}	{0.705}
kaolinil.spc Kaolini	[1.099]	{0.381}	{0.718}
montmor1.spc Montmor	[1.096]	{0.401}	{0.695}
epsomite.spc Epsomit	[1.086]	{0.176}	{0.911}
gypsum1.spc Gypsum H	[1.080]	{0.286}	{0.794}
calcitel.spc Calcite	[1.069]	{0.415}	{0.653}

Analisi spettrale del campione PN 1

Spectral Analyst

File Options

Unknown: STOP2.txt:C2

Library Spectrum	Score	SAM	SFF
galena1.spc Galena H	[1.558]	{0.330}	{1.228}
pyritel1.spc Pyrite H	[1.382]	{0.324}	{1.059}
orthocl1.spc Orthocl	[1.369]	{0.347}	{1.022}
biotite.spc Biotite	[1.341]	{0.381}	{0.960}
quartz3.spc Quartz H	[1.331]	{0.345}	{0.986}
cchlore2.spc Clinoch	[1.303]	{0.385}	{0.918}
anorthi1.spc Anorthi	[1.244]	{0.347}	{0.897}
sphaler2.spc Sphaler	[1.240]	{0.352}	{0.888}
jarosit5.spc Jarosit	[1.210]	{0.364}	{0.846}
siderite.spc Siderit	[1.195]	{0.379}	{0.815}
chalpy1.spc Chalcopy	[1.187]	{0.352}	{0.836}
microcl1.spc Microcl	[1.163]	{0.350}	{0.813}
oligocl1.spc Oligocl	[1.160]	{0.333}	{0.828}
goethit1.spc Goethit	[1.104]	{0.367}	{0.737}
illitel.spc Illite G	[1.102]	{0.328}	{0.774}
barite.spc Barite HS	[1.043]	{0.361}	{0.682}
muscovil.spc Muscovi	[1.039]	{0.343}	{0.696}
celesti1.spc Celesti	[1.039]	{0.348}	{0.691}
epsomite.spc Epsomit	[1.017]	{0.124}	{0.893}
dolomit1.spc Dolomit	[1.009]	{0.323}	{0.685}
kaolin1.spc Kaolini	[0.998]	{0.300}	{0.698}
gypsum1.spc Gypsum H	[0.993]	{0.217}	{0.775}
montmor1.spc Montmor	[0.980]	{0.307}	{0.673}
calcitel.spc Calcite	[0.962]	{0.328}	{0.633}

Analisi spettrale del campione PN 2

Spectral Analyst

File Options

Unknown: STOP3.txt:C2

Library Spectrum	Score	SAM	SFF
pyritel1.spc Pyrite H	[2.367]	{1.000}	{1.367}
galena1.spc Galena H	[2.281]	{1.000}	{1.281}
orthocl1.spc Orthocl	[2.255]	{1.000}	{1.255}
quartz3.spc Quartz H	[2.253]	{1.000}	{1.253}
biotite.spc Biotite	[2.235]	{1.000}	{1.235}
anorthi1.spc Anorthi	[2.228]	{1.000}	{1.228}
oligocl1.spc Oligocl	[2.216]	{1.000}	{1.216}
sphaler2.spc Sphaler	[2.208]	{1.000}	{1.208}
cchlore2.spc Clinoch	[2.170]	{1.000}	{1.170}
siderite.spc Siderit	[2.163]	{1.000}	{1.163}
illitel.spc Illite G	[2.159]	{1.000}	{1.159}
chalpy1.spc Chalcopy	[2.140]	{1.000}	{1.140}
microcl1.spc Microcl	[2.132]	{1.000}	{1.132}
jarosit5.spc Jarosit	[2.129]	{1.000}	{1.129}
kaolin1.spc Kaolini	[2.122]	{0.984}	{1.138}
montmor1.spc Montmor	[2.121]	{1.000}	{1.121}
dolomit1.spc Dolomit	[2.109]	{1.000}	{1.109}
muscovil.spc Muscovi	[2.108]	{1.000}	{1.108}
calcitel.spc Calcite	[2.084]	{1.000}	{1.084}
goethit1.spc Goethit	[2.083]	{1.000}	{1.083}
barite.spc Barite HS	[2.072]	{1.000}	{1.072}
celesti1.spc Celesti	[2.067]	{1.000}	{1.067}
gypsum1.spc Gypsum H	[1.989]	{0.791}	{1.198}
epsomite.spc Epsomit	[1.820]	{0.531}	{1.288}

Analisi spettrale del campione PN 3

Spectral Analyst

File Options

Unknown: STOP4.txt:C2

Library Spectrum	Score	SAM	SFF
galena1.spc Galena H	[1.433]	{0.214}	{1.219}
pyrite1.spc Pyrite H	[1.255]	{0.209}	{1.046}
orthocl1.spc Orthocl	[1.243]	{0.227}	{1.016}
quartz3.spc Quartz H	[1.206]	{0.225}	{0.981}
biotite.spc Biotite	[1.196]	{0.247}	{0.949}
cchlore2.spc Clinoch	[1.170]	{0.261}	{0.908}
sphaler2.spc Sphaler	[1.128]	{0.248}	{0.880}
anorthi1.spc Anorthi	[1.117]	{0.227}	{0.890}
jarosit5.spc Jarosit	[1.083]	{0.248}	{0.835}
siderite.spc Siderit	[1.071]	{0.268}	{0.803}
chalpy1.spc Chalcopy	[1.052]	{0.229}	{0.823}
oligocl1.spc Oligocl	[1.040]	{0.221}	{0.820}
microcl1.spc Microcl	[1.033]	{0.229}	{0.803}
illitel1.spc Illite G	[0.998]	{0.231}	{0.767}
goethit1.spc Goethit	[0.972]	{0.247}	{0.725}
epsomite.spc Epsomit	[0.952]	{0.069}	{0.883}
muscovil.spc Muscovi	[0.920]	{0.235}	{0.685}
celesti1.spc Celesti	[0.909]	{0.228}	{0.681}
gypsum1.spc Gypsum H	[0.909]	{0.144}	{0.765}
barite.spc Barite HS	[0.908]	{0.238}	{0.670}
kaolini1.spc Kaolini	[0.892]	{0.206}	{0.686}
dolomit1.spc Dolomit	[0.890]	{0.216}	{0.674}
montmor1.spc Montmor	[0.874]	{0.210}	{0.664}
calcitel.spc Calcite	[0.833]	{0.214}	{0.619}

Analisi spettrale del campione PN 4

Spectral Analyst

File Options

Unknown: STOP1.txt:C2

Library Spectrum	Score	SAM	SFF
galena1.spc Galena H	[2.099]	{0.860}	{1.239}
pyrite1.spc Pyrite H	[2.091]	{0.858}	{1.233}
orthocl1.spc Orthocl	[2.035]	{0.886}	{1.149}
quartz3.spc Quartz H	[1.996]	{0.883}	{1.113}
anorthi1.spc Anorthi	[1.937]	{0.886}	{1.050}
biotite.spc Biotite	[1.935]	{0.853}	{1.082}
oligocl1.spc Oligocl	[1.865]	{0.866}	{0.999}
cchlore2.spc Clinoch	[1.842]	{0.828}	{1.014}
sphaler2.spc Sphaler	[1.840]	{0.821}	{1.019}
chalpy1.spc Chalcopy	[1.829]	{0.893}	{0.935}
microcl1.spc Microcl	[1.801]	{0.892}	{0.909}
illitel1.spc Illite G	[1.772]	{0.837}	{0.935}
jarosit5.spc Jarosit	[1.768]	{0.832}	{0.936}
siderite.spc Siderit	[1.736]	{0.788}	{0.948}
barite.spc Barite HS	[1.704]	{0.901}	{0.803}
celesti1.spc Celesti	[1.692]	{0.884}	{0.808}
muscovil.spc Muscovi	[1.688]	{0.842}	{0.846}
goethit1.spc Goethit	[1.687]	{0.848}	{0.840}
montmor1.spc Montmor	[1.684]	{0.832}	{0.852}
dolomit1.spc Dolomit	[1.682]	{0.831}	{0.850}
kaolini1.spc Kaolini	[1.647]	{0.778}	{0.870}
calcitel.spc Calcite	[1.644]	{0.840}	{0.804}
gypsum1.spc Gypsum H	[1.625]	{0.669}	{0.956}
epsomite.spc Epsomit	[1.565]	{0.489}	{1.076}

Analisi spettrale del campione PR 1



Spectral Analyst

File Options

Unknown: STOP2SUP.txt:C2

Library Spectrum	Score	SAM	SFF
galena1.spc Galena H	[1.843]	{0.575}	{1.268}
biotite.spc Biotite	[1.752]	{0.724}	{1.028}
pyritel.spc Pyrite H	[1.709]	{0.564}	{1.145}
orthocl1.spc Orthocl	[1.687]	{0.601}	{1.086}
quartz3.spc Quartz H	[1.635]	{0.595}	{1.040}
cchlore2.spc Clinoch	[1.626]	{0.650}	{0.976}
anorthi1.spc Anorthi	[1.560]	{0.600}	{0.961}
siderite.spc Siderit	[1.489]	{0.614}	{0.875}
oligocl1.spc Oligocl	[1.466]	{0.566}	{0.899}
chalpy1.spc Chalcopy	[1.461]	{0.599}	{0.862}
microcl1.spc Microcl	[1.442]	{0.599}	{0.843}
jarosit5.spc Jarosit	[1.413]	{0.540}	{0.873}
sphaler2.spc Sphaler	[1.408]	{0.485}	{0.923}
illitel1.spc Illite G	[1.368]	{0.531}	{0.837}
goethit1.spc Goethit	[1.351]	{0.585}	{0.766}
celesti1.spc Celesti	[1.341]	{0.594}	{0.747}
barite.spc Barite HS	[1.339]	{0.618}	{0.722}
dolomit1.spc Dolomit	[1.271]	{0.523}	{0.748}
montmor1.spc Montmor	[1.268]	{0.520}	{0.748}
muscovil.spc Muscovi	[1.262]	{0.520}	{0.742}
calcitel.spc Calcite	[1.237]	{0.537}	{0.701}
kaolinil.spc Kaolini	[1.218]	{0.451}	{0.768}
gypsum1.spc Gypsum H	[1.194]	{0.353}	{0.841}
epsomite.spc Epsomit	[1.190]	{0.233}	{0.958}

Analisi spettrale del campione PR 2

Spectral Analyst

File Options

Unknown: STOP1.txt:C2

Library Spectrum	Score	SAM	SFF
biotite.spc Biotite	[2.217]	{1.000}	{1.217}
pyritel.spc Pyrite H	[2.192]	{0.873}	{1.318}
galena1.spc Galena H	[2.190]	{0.895}	{1.296}
cchlore2.spc Clinoch	[2.148]	{1.000}	{1.148}
orthocl1.spc Orthocl	[2.140]	{0.953}	{1.187}
quartz3.spc Quartz H	[2.110]	{0.944}	{1.166}
siderite.spc Siderit	[2.098]	{1.000}	{1.098}
anorthi1.spc Anorthi	[2.063]	{0.954}	{1.109}
chalpy1.spc Chalcopy	[2.027]	{0.965}	{1.063}
jarosit5.spc Jarosit	[2.019]	{0.949}	{1.070}
oligocl1.spc Oligocl	[2.006]	{0.904}	{1.102}
sphaler2.spc Sphaler	[1.994]	{0.884}	{1.110}
microcl1.spc Microcl	[1.993]	{0.961}	{1.033}
goethit1.spc Goethit	[1.993]	{1.000}	{0.993}
barite.spc Barite HS	[1.957]	{1.000}	{0.957}
illitel1.spc Illite G	[1.951]	{0.919}	{1.032}
celesti1.spc Celesti	[1.910]	{0.952}	{0.958}
muscovil.spc Muscovi	[1.883]	{0.897}	{0.985}
dolomit1.spc Dolomit	[1.847]	{0.860}	{0.987}
montmor1.spc Montmor	[1.836]	{0.853}	{0.983}
calcitel.spc Calcite	[1.828]	{0.873}	{0.955}
kaolinil.spc Kaolini	[1.779]	{0.765}	{1.014}
gypsum1.spc Gypsum H	[1.640]	{0.582}	{1.058}
epsomite.spc Epsomit	[1.511]	{0.363}	{1.148}

Analisi spettrale del campione PLDN1

Spectral Analyst

File Options

Unknown: STOP2.txt:C2

Library Spectrum	Score	SAM	SFF
galena1.spc Galena H	[1.735]	{0.458}	{1.277}
biotite.spc Biotite	[1.610]	{0.571}	{1.039}
pyrite1.spc Pyrite H	[1.573]	{0.447}	{1.126}
cchlore2.spc Clinoch	[1.573]	{0.578}	{0.995}
orthocl1.spc Orthocl	[1.539]	{0.485}	{1.053}
quartz3.spc Quartz H	[1.505]	{0.481}	{1.024}
siderite.spc Siderit	[1.484]	{0.588}	{0.896}
sphaler2.spc Sphaler	[1.425]	{0.496}	{0.929}
anorthi1.spc Anorthi	[1.419]	{0.486}	{0.933}
jarosit5.spc Jarosit	[1.396]	{0.505}	{0.891}
oligocl1.spc Oligocl	[1.363]	{0.465}	{0.899}
chalpy1.spc Chalcopy	[1.354]	{0.487}	{0.867}
microcl1.spc Microcl	[1.347]	{0.488}	{0.860}
goethit1.spc Goethit	[1.308]	{0.519}	{0.788}
illitel.spc Illite G	[1.296]	{0.477}	{0.819}
barite.spc Barite HS	[1.247]	{0.508}	{0.738}
celesti1.spc Celesti	[1.245]	{0.486}	{0.759}
muscovil.spc Muscovi	[1.225]	{0.477}	{0.748}
dolomit1.spc Dolomit	[1.193]	{0.446}	{0.747}
kaolini1.spc Kaolini	[1.179]	{0.410}	{0.769}
montmor1.spc Montmor	[1.168]	{0.433}	{0.736}
calcitel.spc Calcite	[1.147]	{0.449}	{0.698}
gypsum1.spc Gypsum H	[1.124]	{0.293}	{0.832}
epsomit.spc Epsomit	[1.094]	{0.158}	{0.936}

Analisi spettrale del campione PLDN2

Spectral Analyst

File Options

Unknown: STOP3.txt:C2

Library Spectrum	Score	SAM	SFF
galena1.spc Galena H	[1.352]	{0.137}	{1.215}
pyrite1.spc Pyrite H	[1.163]	{0.131}	{1.032}
orthocl1.spc Orthocl	[1.150]	{0.150}	{1.000}
biotite.spc Biotite	[1.138]	{0.198}	{0.939}
quartz3.spc Quartz H	[1.114]	{0.148}	{0.966}
cchlore2.spc Clinoch	[1.110]	{0.209}	{0.901}
sphaler2.spc Sphaler	[1.038]	{0.170}	{0.868}
anorthi1.spc Anorthi	[1.023]	{0.150}	{0.872}
siderite.spc Siderit	[1.006]	{0.213}	{0.793}
jarosit5.spc Jarosit	[1.004]	{0.175}	{0.829}
chalpy1.spc Chalcopy	[0.968]	{0.151}	{0.817}
microcl1.spc Microcl	[0.944]	{0.150}	{0.794}
oligocl1.spc Oligocl	[0.935]	{0.137}	{0.799}
goethit1.spc Goethit	[0.892]	{0.174}	{0.718}
illitel.spc Illite G	[0.890]	{0.141}	{0.749}
epsomit.spc Epsomit	[0.865]	{0.000}	{0.865}
muscovil.spc Muscovi	[0.824]	{0.152}	{0.672}
celesti1.spc Celesti	[0.821]	{0.150}	{0.671}
barite.spc Barite HS	[0.820]	{0.160}	{0.660}
dolomit1.spc Dolomit	[0.795]	{0.135}	{0.660}
kaolini1.spc Kaolini	[0.790]	{0.118}	{0.671}
gypsum1.spc Gypsum H	[0.787]	{0.042}	{0.745}
montmor1.spc Montmor	[0.766]	{0.119}	{0.646}
calcitel.spc Calcite	[0.744]	{0.137}	{0.607}

Analisi spettrale del campione PLDN3

Spectral Analyst

File Options

Unknown: STOP4.txt:C2

Library Spectrum	Score	SAM	SFF
galena1.spc Galena H	[1.757]	{0.575}	{1.182}
orthocl1.spc Orthocl	[1.669]	{0.591}	{1.078}
pyritel.spc Pyrite H	[1.657]	{0.568}	{1.089}
quartz3.spc Quartz H	[1.625]	{0.591}	{1.035}
sphaler2.spc Sphaler	[1.576]	{0.619}	{0.956}
anorthi1.spc Anorthi	[1.552]	{0.592}	{0.960}
cchlore2.spc Clinoch	[1.500]	{0.569}	{0.931}
biotite.spc Biotite	[1.491]	{0.515}	{0.975}
illitel1.spc Illite G	[1.486]	{0.633}	{0.853}
jarosit5.spc Jarosit	[1.469]	{0.612}	{0.857}
oligocl1.spc Oligocl	[1.467]	{0.589}	{0.878}
chalpy1.spc Chalcopy	[1.444]	{0.598}	{0.846}
microcl1.spc Microcl	[1.423]	{0.597}	{0.826}
siderite.spc Siderit	[1.385]	{0.544}	{0.840}
dolomit1.spc Dolomit	[1.362]	{0.604}	{0.759}
muscovil.spc Muscovi	[1.362]	{0.607}	{0.755}
goethit1.spc Goethit	[1.354]	{0.603}	{0.751}
gypsum1.spc Gypsum H	[1.354]	{0.507}	{0.846}
montmor1.spc Montmor	[1.346]	{0.604}	{0.742}
epsomite.spc Epsomit	[1.332]	{0.360}	{0.972}
kaolinil.spc Kaolini	[1.331]	{0.577}	{0.755}
celesti1.spc Celesti	[1.320]	{0.596}	{0.724}
barite.spc Barite HS	[1.311]	{0.602}	{0.709}
calcitel.spc Calcite	[1.308]	{0.605}	{0.703}

Analisi spettrale del campione PLDN4

Spectral Analyst

File Options

Unknown: STOP5.txt:C2

Library Spectrum	Score	SAM	SFF
galena1.spc Galena H	[1.332]	{0.143}	{1.189}
orthocl1.spc Orthocl	[1.162]	{0.151}	{1.010}
pyritel.spc Pyrite H	[1.158]	{0.135}	{1.024}
quartz3.spc Quartz H	[1.129]	{0.150}	{0.978}
biotite.spc Biotite	[1.109]	{0.180}	{0.930}
cchlore2.spc Clinoch	[1.093]	{0.202}	{0.891}
anorthi1.spc Anorthi	[1.034]	{0.152}	{0.882}
sphaler2.spc Sphaler	[1.033]	{0.155}	{0.878}
siderite.spc Siderit	[0.977]	{0.194}	{0.783}
jarosit5.spc Jarosit	[0.973]	{0.159}	{0.814}
oligocl1.spc Oligocl	[0.956]	{0.149}	{0.807}
illitel1.spc Illite G	[0.949]	{0.181}	{0.769}
chalpy1.spc Chalcopy	[0.946]	{0.150}	{0.797}
microcl1.spc Microcl	[0.938]	{0.153}	{0.785}
epsomite.spc Epsomit	[0.914]	{0.035}	{0.879}
goethit1.spc Goethit	[0.875]	{0.172}	{0.704}
gypsum1.spc Gypsum H	[0.861]	{0.100}	{0.761}
muscovil.spc Muscovi	[0.834]	{0.157}	{0.677}
celesti1.spc Celesti	[0.821]	{0.153}	{0.668}
dolomit1.spc Dolomit	[0.819]	{0.151}	{0.669}
barite.spc Barite HS	[0.811]	{0.159}	{0.652}
montmor1.spc Montmor	[0.808]	{0.152}	{0.656}
kaolinil.spc Kaolini	[0.796]	{0.125}	{0.671}
calcitel.spc Calcite	[0.763]	{0.152}	{0.611}

Analisi spettrale del campione PRD1\_SC



Spectral Analyst

File Options

Unknown: STOP1.txt:C2

Library Spectrum	Score	SAM	SFF
galena1.spc Galena H	[1.238]	{0.046}	{1.192}
pyrite1.spc Pyrite H	[1.061]	{0.043}	{1.019}
orthocl1.spc Orthocl	[1.047]	{0.051}	{0.995}
quartz3.spc Quartz H	[1.011]	{0.051}	{0.960}
biotite.spc Biotite	[0.989]	{0.067}	{0.922}
cchlore2.spc Clinoch	[0.960]	{0.076}	{0.884}
sphaler2.spc Sphaler	[0.931]	{0.067}	{0.865}
anorthi1.spc Anorthi	[0.920]	{0.052}	{0.868}
jarosit5.spc Jarosit	[0.885]	{0.069}	{0.816}
epsomite.spc Epsomit	[0.863]	{0.000}	{0.863}
chalpy1.spc Chalcopy	[0.858]	{0.052}	{0.806}
siderite.spc Siderit	[0.856]	{0.079}	{0.777}
oligocl1.spc Oligocl	[0.838]	{0.047}	{0.791}
microcl1.spc Microcl	[0.834]	{0.052}	{0.782}
illitel1.spc Illite G	[0.786]	{0.041}	{0.745}
goethit1.spc Goethit	[0.767]	{0.063}	{0.704}
gypsum1.spc Gypsum H	[0.744]	{0.002}	{0.742}
muscovil.spc Muscovi	[0.722]	{0.056}	{0.666}
celesti1.spc Celesti	[0.709]	{0.052}	{0.657}
barite.spc Barite HS	[0.704]	{0.056}	{0.648}
kaolini1.spc Kaolini	[0.701]	{0.040}	{0.661}
dolomit1.spc Dolomit	[0.699]	{0.047}	{0.652}
montmor1.spc Montmor	[0.668]	{0.031}	{0.636}
calcitel.spc Calcite	[0.644]	{0.048}	{0.596}

Analisi spettrale del campione PRD1

Spectral Analyst

File Options

Unknown: STOP2.txt:C2

Library Spectrum	Score	SAM	SFF
galena1.spc Galena H	[1.683]	{0.428}	{1.255}
biotite.spc Biotite	[1.564]	{0.565}	{1.000}
pyrite1.spc Pyrite H	[1.510]	{0.418}	{1.092}
orthocl1.spc Orthocl	[1.494]	{0.455}	{1.039}
cchlore2.spc Clinoch	[1.492]	{0.537}	{0.955}
quartz3.spc Quartz H	[1.460]	{0.450}	{1.010}
siderite.spc Siderit	[1.389]	{0.533}	{0.856}
anorthi1.spc Anorthi	[1.373]	{0.455}	{0.918}
jarosit5.spc Jarosit	[1.319]	{0.449}	{0.871}
sphaler2.spc Sphaler	[1.318]	{0.415}	{0.903}
chalpy1.spc Chalcopy	[1.311]	{0.457}	{0.854}
oligocl1.spc Oligocl	[1.297]	{0.430}	{0.867}
microcl1.spc Microcl	[1.297]	{0.456}	{0.840}
goethit1.spc Goethit	[1.246]	{0.480}	{0.766}
illitel1.spc Illite G	[1.234]	{0.432}	{0.802}
barite.spc Barite HS	[1.192]	{0.478}	{0.714}
celesti1.spc Celesti	[1.178]	{0.453}	{0.726}
muscovil.spc Muscovi	[1.141]	{0.420}	{0.721}
dolomit1.spc Dolomit	[1.116]	{0.400}	{0.716}
montmor1.spc Montmor	[1.107]	{0.397}	{0.710}
kaolini1.spc Kaolini	[1.086]	{0.353}	{0.734}
calcitel.spc Calcite	[1.072]	{0.407}	{0.665}
gypsum1.spc Gypsum H	[1.063]	{0.256}	{0.807}
epsomite.spc Epsomit	[1.048]	{0.132}	{0.916}

Analisi spettrale del campione PRD2

Spectral Analyst

File Options

Unknown: STOP3SUP.txt:C2

Library Spectrum	Score	SAM	SFF
galenal.spc Galena H	[1.789]	{0.508}	{1.281}
biotite.spc Biotite	[1.761]	{0.680}	{1.081}
cchlore2.spc Clinoch	[1.693]	{0.658}	{1.035}
pyritel.spc Pyrite H	[1.656]	{0.495}	{1.161}
orthocl1.spc Orthocl	[1.601]	{0.540}	{1.061}
siderite.spc Siderit	[1.596]	{0.659}	{0.937}
quartz3.spc Quartz H	[1.566]	{0.534}	{1.032}
anorthi1.spc Anorthi	[1.483]	{0.539}	{0.944}
jarosit5.spc Jarosit	[1.455]	{0.541}	{0.914}
sphaler2.spc Sphaler	[1.452]	{0.509}	{0.943}
oligocl1.spc Oligocl	[1.440]	{0.510}	{0.930}
chalpy1.spc Chalcopy	[1.423]	{0.539}	{0.885}
microcl1.spc Microcl	[1.413]	{0.540}	{0.874}
goethit1.spc Goethit	[1.384]	{0.571}	{0.813}
illitel1.spc Illite G	[1.339]	{0.504}	{0.835}
barite.spc Barite HS	[1.327]	{0.564}	{0.763}
celesti1.spc Celesti	[1.325]	{0.537}	{0.789}
muscovil.spc Muscovi	[1.276]	{0.502}	{0.774}
dolomit1.spc Dolomit	[1.258]	{0.479}	{0.779}
kaolinil.spc Kaolini	[1.226]	{0.422}	{0.804}
montmor1.spc Montmor	[1.224]	{0.461}	{0.763}
calcitel.spc Calcite	[1.216]	{0.485}	{0.731}
gypsum1.spc Gypsum H	[1.150]	{0.293}	{0.856}
epsomite.spc Epsomit	[1.108]	{0.154}	{0.954}

Analisi spettrale del campione PRD3

Spectral Analyst

File Options

Unknown: STOP4.txt:C2

Library Spectrum	Score	SAM	SFF
galenal.spc Galena H	[1.699]	{0.495}	{1.204}
pyritel.spc Pyrite H	[1.569]	{0.488}	{1.081}
orthocl1.spc Orthocl	[1.558]	{0.514}	{1.044}
quartz3.spc Quartz H	[1.526]	{0.512}	{1.015}
biotite.spc Biotite	[1.495]	{0.516}	{0.979}
anorthi1.spc Anorthi	[1.445]	{0.514}	{0.931}
cchlore2.spc Clinoch	[1.438]	{0.509}	{0.929}
sphaler2.spc Sphaler	[1.411]	{0.499}	{0.912}
jarosit5.spc Jarosit	[1.380]	{0.527}	{0.853}
oligocl1.spc Oligocl	[1.364]	{0.504}	{0.861}
chalpy1.spc Chalcopy	[1.352]	{0.517}	{0.835}
siderite.spc Siderit	[1.344]	{0.510}	{0.834}
illitel1.spc Illite G	[1.341]	{0.525}	{0.815}
microcl1.spc Microcl	[1.335]	{0.517}	{0.818}
goethit1.spc Goethit	[1.269]	{0.525}	{0.744}
muscovil.spc Muscovi	[1.230]	{0.504}	{0.726}
gypsum1.spc Gypsum H	[1.227]	{0.400}	{0.826}
celesti1.spc Celesti	[1.223]	{0.514}	{0.710}
barite.spc Barite HS	[1.223]	{0.528}	{0.695}
montmor1.spc Montmor	[1.222]	{0.504}	{0.718}
dolomit1.spc Dolomit	[1.209]	{0.494}	{0.715}
epsomite.spc Epsomit	[1.204]	{0.264}	{0.940}
kaolinil.spc Kaolini	[1.192]	{0.462}	{0.730}
calcitel.spc Calcite	[1.144]	{0.487}	{0.657}

Analisi spettrale del campione PRD4



Spectral Analyst

File Options

Unknown: STOP6.txt:C2

Library Spectrum	Score	SAM	SFF
pyritel.spc Pyrite H	[2.184]	{0.883}	{1.301}
biotite.spc Biotite	[2.176]	{1.000}	{1.176}
galena1.spc Galena H	[2.171]	{0.898}	{1.272}
orthocl1.spc Orthocl	[2.129]	{0.946}	{1.184}
cchlore2.spc Clinoch	[2.111]	{1.000}	{1.111}
quartz3.spc Quartz H	[2.099]	{0.939}	{1.160}
siderite.spc Siderit	[2.054]	{0.987}	{1.067}
anorthi1.spc Anorthi	[2.054]	{0.946}	{1.108}
sphaler2.spc Sphaler	[2.029]	{0.908}	{1.121}
oligocl1.spc Oligocl	[2.002]	{0.908}	{1.094}
chalpy1.spc Chalcopy	[1.974]	{0.953}	{1.020}
jarosit5.spc Jarosit	[1.970]	{0.938}	{1.031}
microcl1.spc Microcl	[1.960]	{0.953}	{1.007}
illitel1.spc Illite G	[1.935]	{0.915}	{1.020}
goethit1.spc Goethit	[1.921]	{0.968}	{0.953}
barite.spc Barite HS	[1.909]	{0.984}	{0.925}
celesti1.spc Celesti	[1.876]	{0.946}	{0.930}
muscovil.spc Muscovi	[1.876]	{0.909}	{0.966}
dolomit1.spc Dolomit	[1.840]	{0.870}	{0.970}
montmor1.spc Montmor	[1.820]	{0.862}	{0.958}
calcitel.spc Calcite	[1.814]	{0.882}	{0.932}
kaolini1.spc Kaolini	[1.790]	{0.798}	{0.993}
gypsum1.spc Gypsum H	[1.679]	{0.628}	{1.051}
epsomite.spc Epsomit	[1.567]	{0.413}	{1.153}

Analisi spettrale del campione SC

Spectral Analyst

File Options

Unknown: STOP5.txt:C2

Library Spectrum	Score	SAM	SFF
galena1.spc Galena H	[1.695]	{0.426}	{1.269}
biotite.spc Biotite	[1.560]	{0.565}	{0.995}
pyritel.spc Pyrite H	[1.505]	{0.416}	{1.089}
cchlore2.spc Clinoch	[1.500]	{0.548}	{0.952}
orthocl1.spc Orthocl	[1.486]	{0.454}	{1.032}
quartz3.spc Quartz H	[1.448]	{0.449}	{0.999}
siderite.spc Siderit	[1.395]	{0.547}	{0.848}
anorthi1.spc Anorthi	[1.359]	{0.453}	{0.906}
jarosit5.spc Jarosit	[1.328]	{0.463}	{0.865}
sphaler2.spc Sphaler	[1.318]	{0.430}	{0.887}
chalpy1.spc Chalcopy	[1.304]	{0.455}	{0.849}
microcl1.spc Microcl	[1.289]	{0.455}	{0.834}
oligocl1.spc Oligocl	[1.280]	{0.428}	{0.853}
goethit1.spc Goethit	[1.240]	{0.482}	{0.758}
illitel1.spc Illite G	[1.202]	{0.420}	{0.782}
barite.spc Barite HS	[1.179]	{0.476}	{0.703}
celesti1.spc Celesti	[1.169]	{0.452}	{0.717}
muscovil.spc Muscovi	[1.128]	{0.425}	{0.703}
dolomit1.spc Dolomit	[1.107]	{0.404}	{0.703}
montmor1.spc Montmor	[1.077]	{0.385}	{0.692}
kaolini1.spc Kaolini	[1.075]	{0.355}	{0.720}
calcitel.spc Calcite	[1.063]	{0.410}	{0.653}
gypsum1.spc Gypsum H	[1.026]	{0.240}	{0.786}
epsomite.spc Epsomit	[1.015]	{0.119}	{0.896}

Analisi spettrale del campione SR1

Spectral Analyst

File Options

Unknown: STOP1.txt:C2

Library Spectrum	Score	SAM	SFF
galena1.spc Galena H	[1.741]:	{0.475}	{1.267}
pyrite1.spc Pyrite H	[1.573]:	{0.465}	{1.107}
orthocl1.spc Orthocl	[1.556]:	{0.498}	{1.058}
biotite.spc Biotite	[1.555]:	{0.547}	{1.008}
quartz3.spc Quartz H	[1.519]:	{0.495}	{1.024}
cchlore2.spc Clinoch	[1.509]:	{0.546}	{0.963}
anorth11.spc Anorthi	[1.431]:	{0.498}	{0.932}
siderite.spc Siderit	[1.401]:	{0.543}	{0.859}
sphaler2.spc Sphaler	[1.392]:	{0.487}	{0.905}
jarosit5.spc Jarosit	[1.370]:	{0.501}	{0.869}
oligocl1.spc Oligocl	[1.359]:	{0.482}	{0.876}
chalpy1.spc Chalcopy	[1.355]:	{0.501}	{0.854}
microcl1.spc Microcl	[1.340]:	{0.500}	{0.839}
illitel1.spc Illite G	[1.315]:	{0.502}	{0.814}
goethit1.spc Goethit	[1.281]:	{0.519}	{0.763}
barite.spc Barite HS	[1.229]:	{0.517}	{0.712}
celesti1.spc Celesti	[1.228]:	{0.498}	{0.730}
muscovil.spc Muscovi	[1.208]:	{0.486}	{0.722}
montmor1.spc Montmor	[1.189]:	{0.467}	{0.722}
dolomit1.spc Dolomit	[1.186]:	{0.465}	{0.721}
kaolinil.spc Kaolini	[1.169]:	{0.430}	{0.739}
gypsum1.spc Gypsum H	[1.157]:	{0.341}	{0.816}
calcitel.spc Calcite	[1.139]:	{0.468}	{0.671}
epsomite.spc Epsomit	[1.133]:	{0.208}	{0.925}

Analisi spettrale del campione SR1\_bis

Spectral Analyst

File Options

Unknown: STOP2.txt:C2

Library Spectrum	Score	SAM	SFF
galena1.spc Galena H	[1.452]:	{0.211}	{1.241}
pyrite1.spc Pyrite H	[1.266]:	{0.206}	{1.060}
orthocl1.spc Orthocl	[1.243]:	{0.225}	{1.018}
biotite.spc Biotite	[1.236]:	{0.274}	{0.963}
quartz3.spc Quartz H	[1.210]:	{0.223}	{0.987}
cchlore2.spc Clinoch	[1.192]:	{0.270}	{0.921}
anorth11.spc Anorthi	[1.116]:	{0.225}	{0.891}
siderite.spc Siderit	[1.090]:	{0.275}	{0.815}
sphaler2.spc Sphaler	[1.089]:	{0.219}	{0.870}
jarosit5.spc Jarosit	[1.060]:	{0.220}	{0.839}
chalpy1.spc Chalcopy	[1.057]:	{0.226}	{0.831}
oligocl1.spc Oligocl	[1.044]:	{0.215}	{0.829}
microcl1.spc Microcl	[1.038]:	{0.226}	{0.812}
illitel1.spc Illite G	[0.998]:	{0.228}	{0.770}
goethit1.spc Goethit	[0.975]:	{0.241}	{0.733}
epsomite.spc Epsomit	[0.936]:	{0.055}	{0.881}
barite.spc Barite HS	[0.915]:	{0.237}	{0.678}
celesti1.spc Celesti	[0.914]:	{0.224}	{0.690}
gypsum1.spc Gypsum H	[0.898]:	{0.130}	{0.768}
muscovil.spc Muscovi	[0.897]:	{0.215}	{0.682}
dolomit1.spc Dolomit	[0.877]:	{0.202}	{0.675}
montmor1.spc Montmor	[0.876]:	{0.203}	{0.672}
kaolinil.spc Kaolini	[0.872]:	{0.181}	{0.691}
calcitel.spc Calcite	[0.827]:	{0.204}	{0.623}

Analisi spettrale del campione SR2

Spectral Analyst			
File Options			
Unknown: STOP3.txt:C2			
Library Spectrum	Score	SAM	SFF
galena1.spc Galena H	[1.393]	{0.189}	{1.204}
biotite.spc Biotite	[1.233]	{0.290}	{0.944}
pyrite1.spc Pyrite H	[1.227]	{0.183}	{1.044}
orthocl1.spc Orthocl	[1.218]	{0.203}	{1.015}
quartz3.spc Quartz H	[1.184]	{0.200}	{0.984}
cchlore2.spc Clinoch	[1.136]	{0.237}	{0.900}
anorth1.spc Anorthi	[1.097]	{0.202}	{0.894}
siderite.spc Siderit	[1.027]	{0.230}	{0.797}
sphaler2.spc Sphaler	[1.016]	{0.137}	{0.879}
chalpy1.spc Chalcopy	[1.015]	{0.202}	{0.813}
jarosit5.spc Jarosit	[1.011]	{0.184}	{0.828}
oligocl1.spc Oligocl	[1.000]	{0.184}	{0.816}
microcl1.spc Microcl	[0.997]	{0.202}	{0.795}
illite1.spc Illite G	[0.941]	{0.169}	{0.771}
goethit1.spc Goethit	[0.923]	{0.207}	{0.716}
epsomite.spc Epsomit	[0.908]	{0.017}	{0.891}
barite.spc Barite HS	[0.878]	{0.215}	{0.663}
celestite.spc Celesti	[0.875]	{0.199}	{0.676}
gypsum1.spc Gypsum H	[0.853]	{0.079}	{0.774}
muscovil.spc Muscovi	[0.842]	{0.157}	{0.684}
dolomit1.spc Dolomit	[0.833]	{0.159}	{0.674}
montmor1.spc Montmor	[0.827]	{0.160}	{0.667}
kaolin1.spc Kaolini	[0.803]	{0.118}	{0.685}
calcite1.spc Calcite	[0.773]	{0.158}	{0.615}

Analisi spettrale del campione SR3

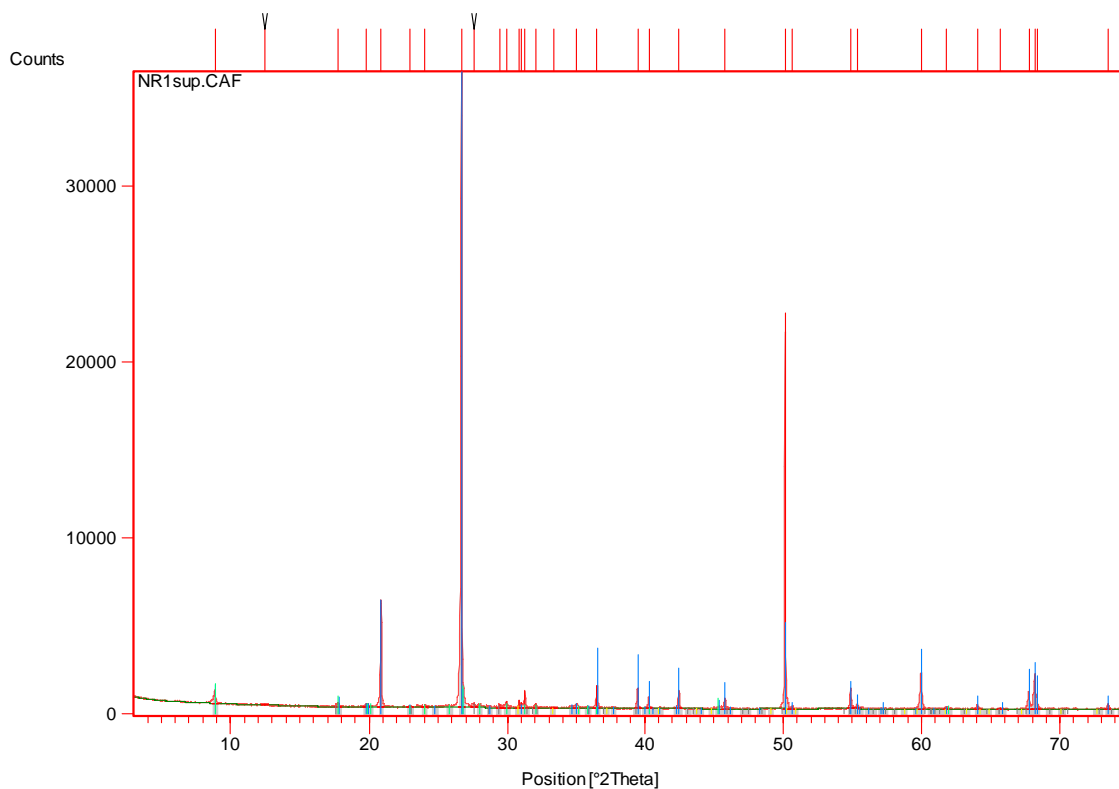
## APPENDICE 2

Risultati delle analisi diffrattometriche dei campioni.

**Peak List:** NR1

Visible	Ref. Code	Score	Compound Name	Displacement [°2Th.]	Scale Factor	Chemical Formula	Matched Lines
*	00-007-0042	33	Muscovite-3\IT\RG	0.051	0.029	( K , Na ) ( Al , Mg , Fe ) <sub>2</sub> ( Si <sub>3.1</sub> Al <sub>0.9</sub> ) O <sub>10</sub> ( O H ) <sub>2</sub>	13
*	00-034-0517	10	Dolomite, ferroan	-0.031	0.003	Ca ( Mg , Fe ) ( C O <sub>3</sub> ) <sub>2</sub>	6
*	00-046-1045	55	Quartz, syn	0.027	1.035	Si O <sub>2</sub>	18
*	00-026-0911	31	Illite-2\ITM#1\RG	0.106	0.034	( K , H <sub>3</sub> O ) Al <sub>2</sub> Si <sub>3</sub> Al O <sub>10</sub> ( O H ) <sub>2</sub>	14
*	00-005-0586	11	Calcite, syn	-0.011	0.003	Ca C O <sub>3</sub>	4

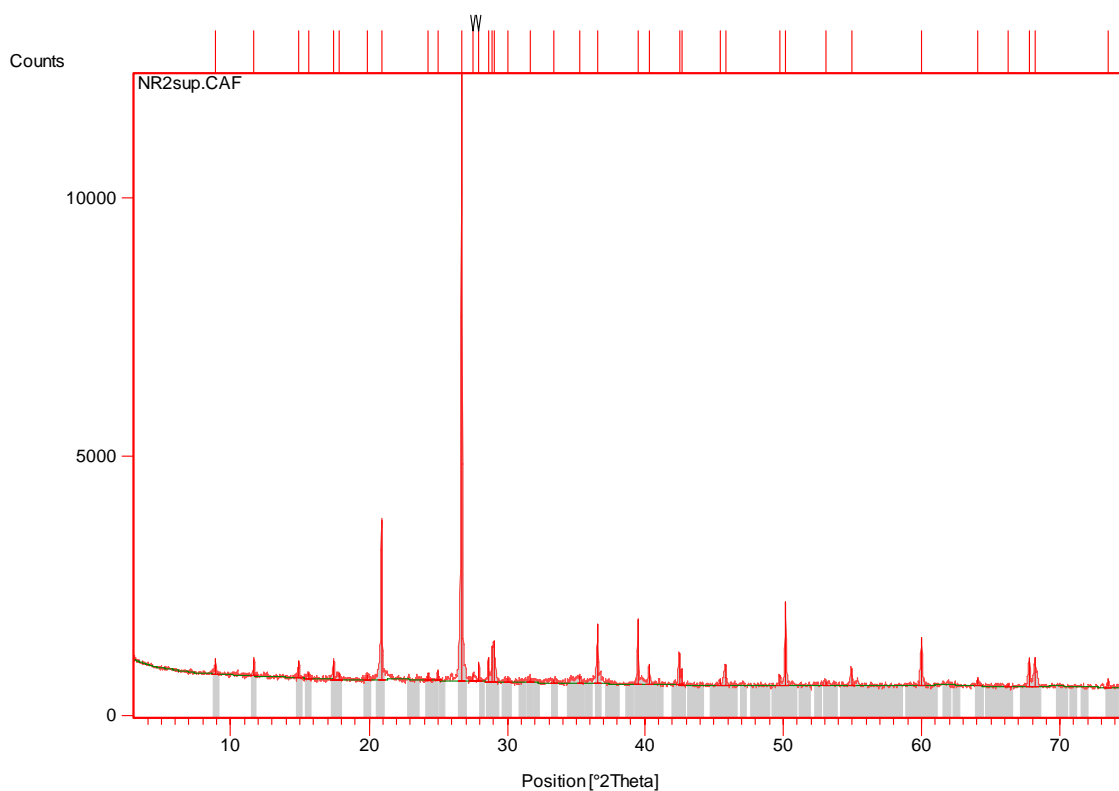
**Document History:**



**Peak List:** NR2

Visible	Ref. Code	Score	Compound Name	Displacement [ $^{\circ}2\theta$ .]	Scale Factor	Chemical Formula	Matched Lines
*	00-036-0427	41	Jarosite, hydronian syn	0.022	0.060	( K , H3 O ) Fe3 ( S O4 )2 ( O H )6	19
*	00-007-0042	20	Muscovite-3\IT\RG	0.053	0.047	( K , Na ) ( Al , Mg , Fe )2 ( Si3.1 Al0.9 ) O10 ( O H )2	9
*	00-006-0046	15	Gypsum	-0.029	0.040	Ca S O4 !2 H2 O	8
*	00-046-1045	72	Quartz, syn	0.046	0.983	Si O2	15

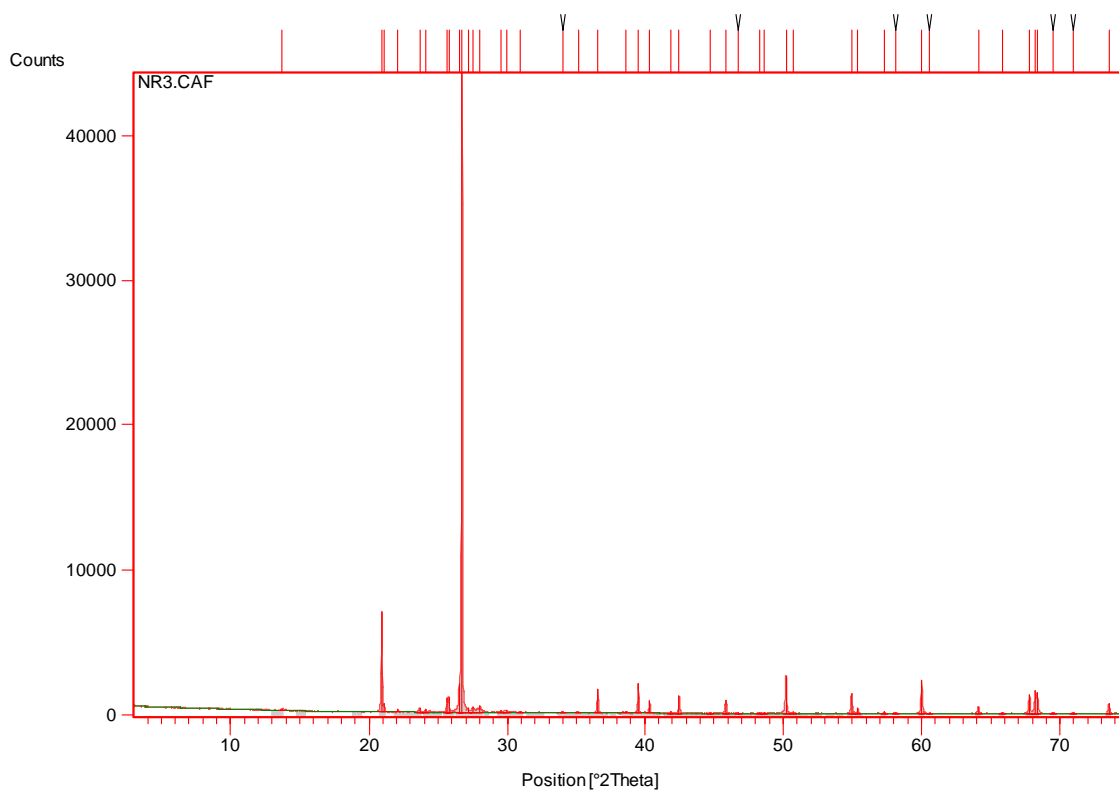
**Document History:**



**Peak List:** NR3

Visible	Ref. Code	Score	Compound Name	Displacement [ $^{\circ}2\theta$ .]	Scale Factor	Chemical Formula	Matched Lines
*	00-046-1045	49	Quartz, syn	0.000	0.188	Si O <sub>2</sub>	19
*	00-019-0926	19	Microcline, ordered	0.000	0.010	K Al Si <sub>3</sub> O <sub>8</sub>	26
*	00-018-1202	17	Anorthite, sodian, intermediate	0.000	0.014	( Ca , Na ) ( Si , Al ) <sub>4</sub> O <sub>8</sub>	21
*	00-022-1212	21	Orthoclase	0.000	0.013	K Al Si <sub>3</sub> O <sub>8</sub>	22

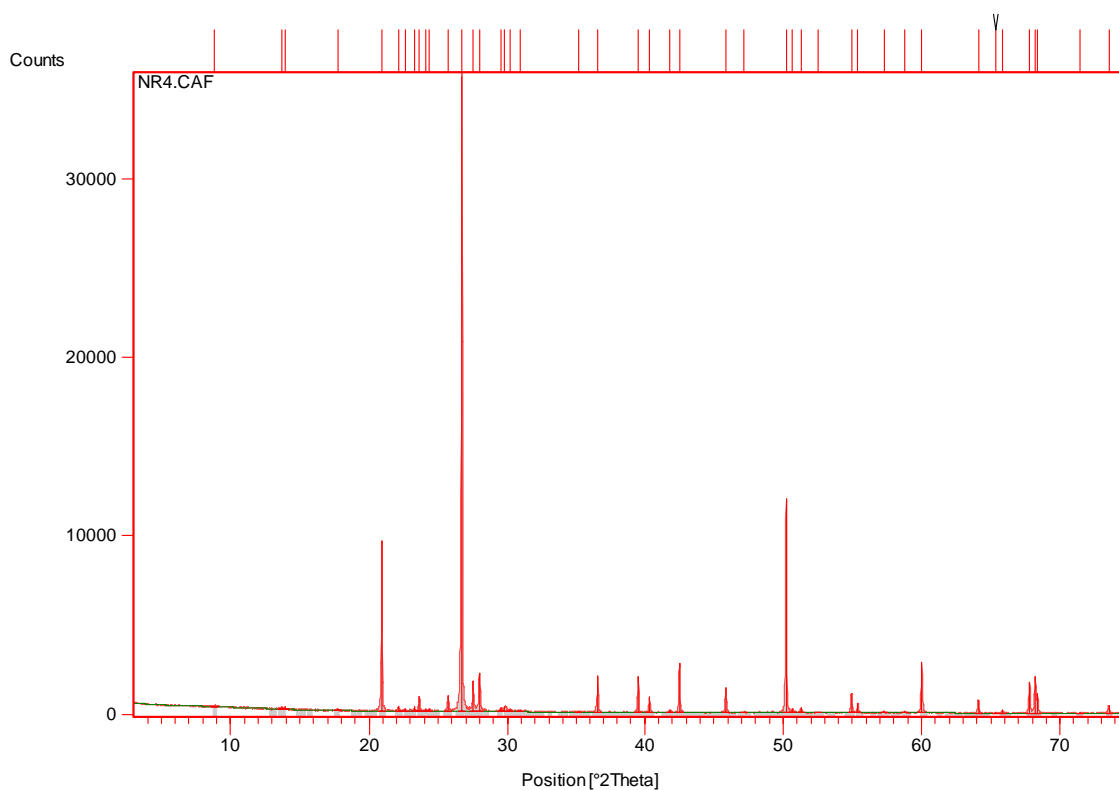
**Document History:**



**Peak List:** NR4

Visible	Ref. Code	Score	Compound Name	Displacement [°2Th.]	Scale Factor	Chemical Formula	Matched Lines
*	00-046-1045	70	Quartz, syn	0.076	1.025	Si O <sub>2</sub>	19
*	00-019-0926	20	Microcline, ordered	0.017	0.017	K Al Si <sub>3</sub> O <sub>8</sub>	27
*	00-020-0528	16	Anorthite, sodian, ordered	0.024	0.026	( Ca , Na ) ( Al , Si ) <sub>2</sub> Si <sub>2</sub> O <sub>8</sub>	29
*	00-002-0475	9	Orthoclase	-0.004	0.017	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> ! K <sub>2</sub> O !6 Si O <sub>2</sub>	9
*	00-026-0911	8	Illite-2\ITM#1\RG	0.049	0.467	( K , H <sub>3</sub> O ) Al <sub>2</sub> Si <sub>3</sub> Al O <sub>10</sub> ( O H ) <sub>2</sub>	9

**Document History:**

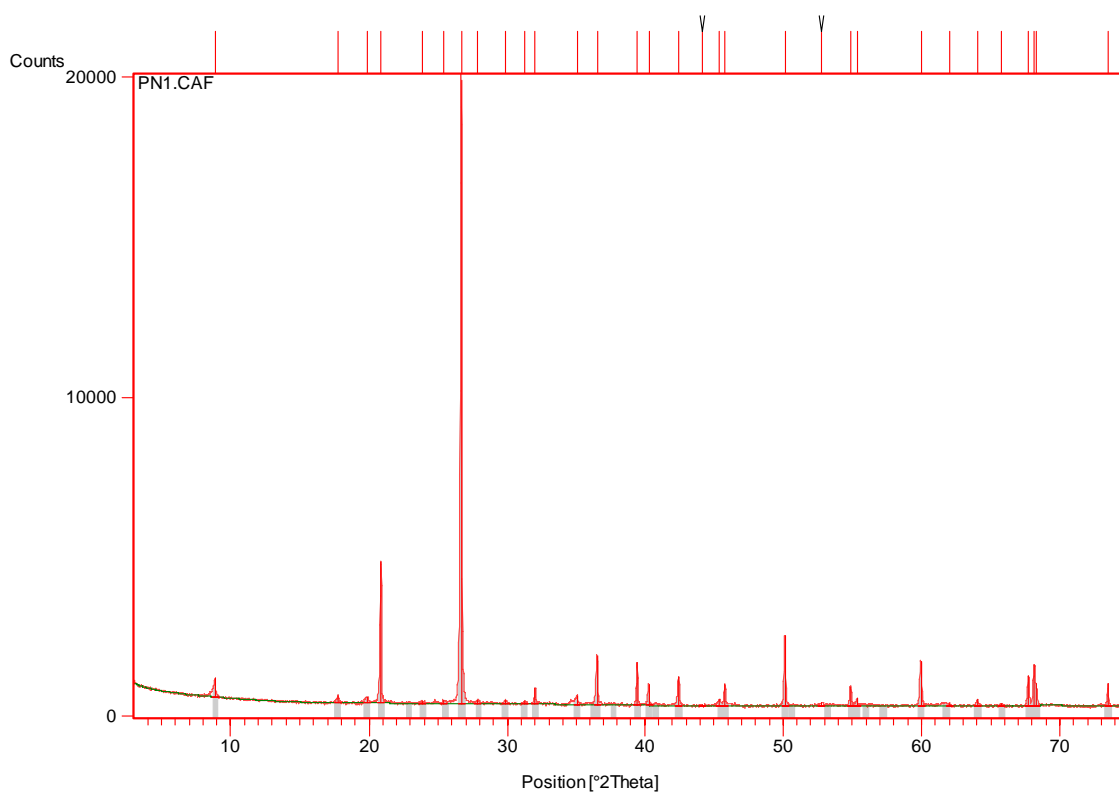




**Peak List:** PN 1

Visible	Ref. Code	Score	Compound Name	Displacement [ $^{\circ}2\theta$ .]	Scale Factor	Chemical Formula	Matched Lines
*	00-046-1045	79	Quartz, syn	0.017	0.998	Si O <sub>2</sub>	17
*	00-001-1098	25	Muscovite	-0.024	0.067	H <sub>2</sub> K Al <sub>3</sub> (Si O <sub>4</sub> ) <sub>3</sub>	16

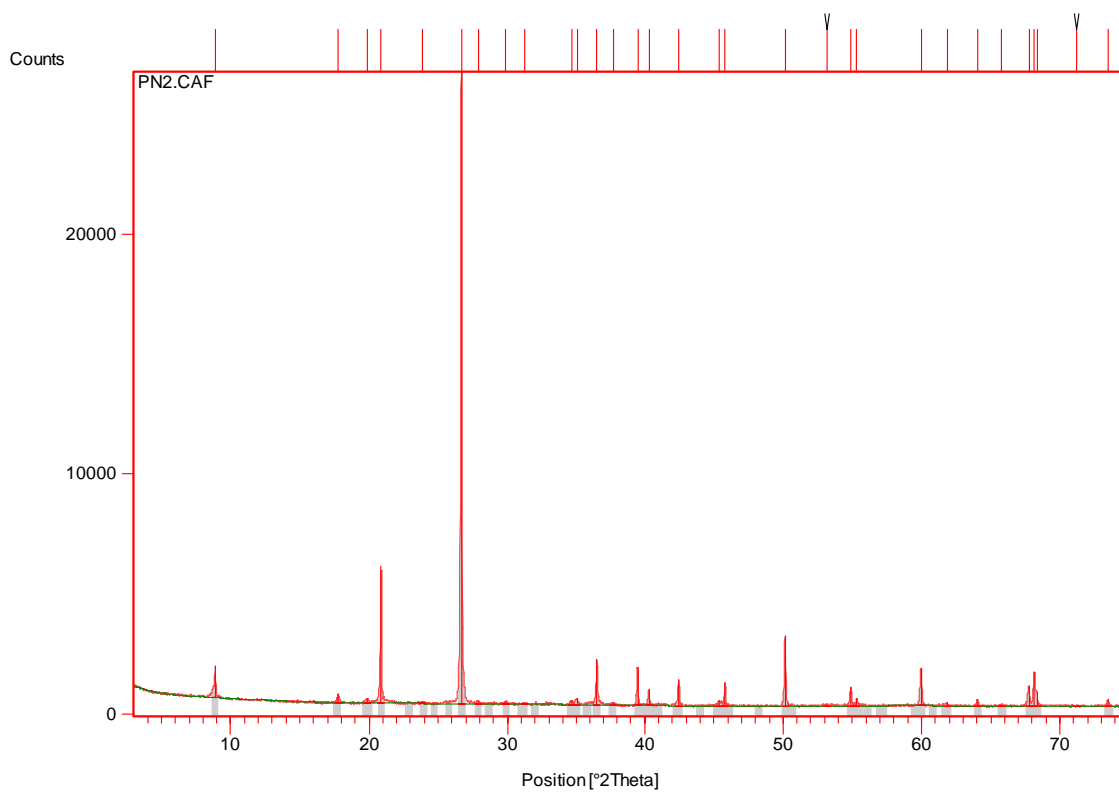
**Document History:**



**Peak List:** PN2

Visible	Ref. Code	Score	Compound Name	Displacement [ $^{\circ}2\theta$ .]	Scale Factor	Chemical Formula	Matched Lines
*	00-007-0042	14	Muscovite-3\ITT\RG	-0.022	0.103	( K , Na ) ( Al , Mg , Fe ) <sub>2</sub> ( Si <sub>3.1</sub> Al <sub>0.9</sub> ) O <sub>10</sub> ( O H ) <sub>2</sub>	12
*	00-026-0911	21	Illite-2\ITM#1\RG	0.016	0.377	( K , H <sub>3</sub> O ) Al <sub>2</sub> Si <sub>3</sub> Al O <sub>10</sub> ( O H ) <sub>2</sub>	13
*	00-046-1045	77	Quartz, syn	0.025	0.963	Si O <sub>2</sub>	17

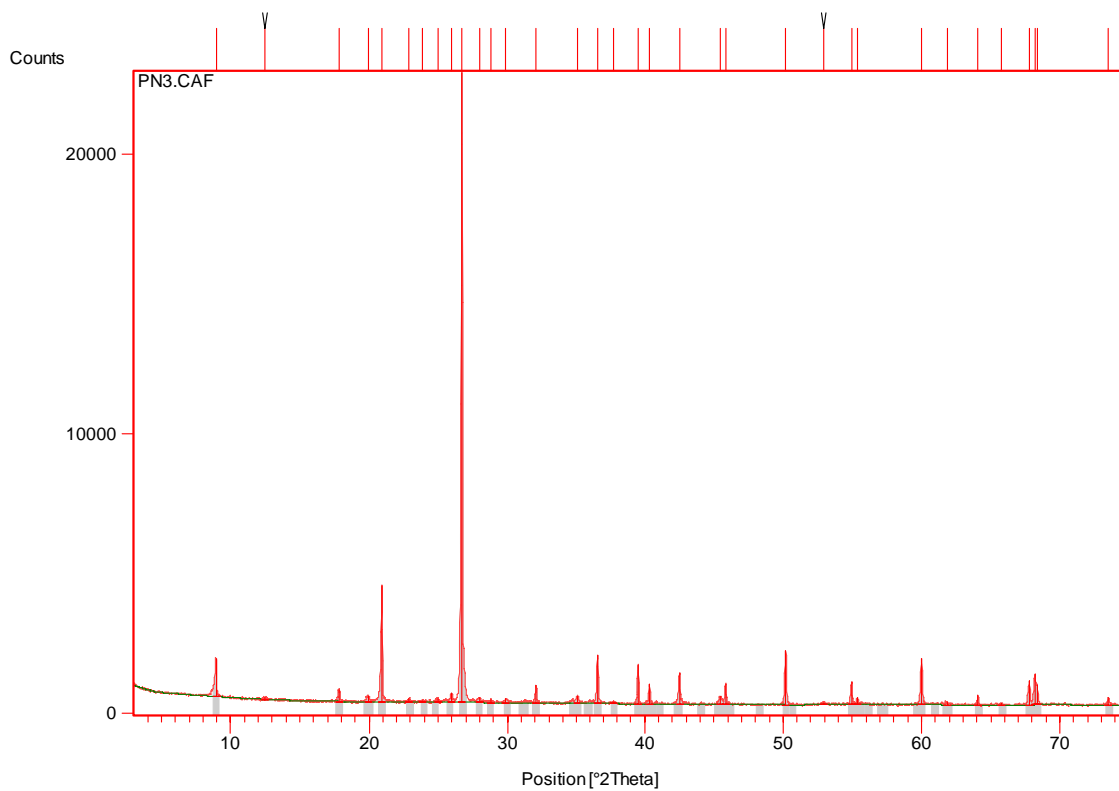
**Document History:**



**Peak List:** PN3

Visible	Ref. Code	Score	Compound Name	Displacement [ $^{\circ}2\theta$ .]	Scale Factor	Chemical Formula	Matched Lines
*	00-046-1045	76	Quartz, syn	0.063	0.987	Si O <sub>2</sub>	17
*	00-007-0042	37	Muscovite-3\ITT\RG	0.073	0.065	( K , Na ) ( Al , Mg , Fe ) <sub>2</sub> ( Si <sub>3.1</sub> Al <sub>0.9</sub> ) O <sub>10</sub> ( O H ) <sub>2</sub>	14
*	00-026-0911	25	Illite-2\ITM#\R G	0.096	0.174	( K , H <sub>3</sub> O ) Al <sub>2</sub> Si <sub>3</sub> Al O <sub>10</sub> ( O H ) <sub>2</sub>	15

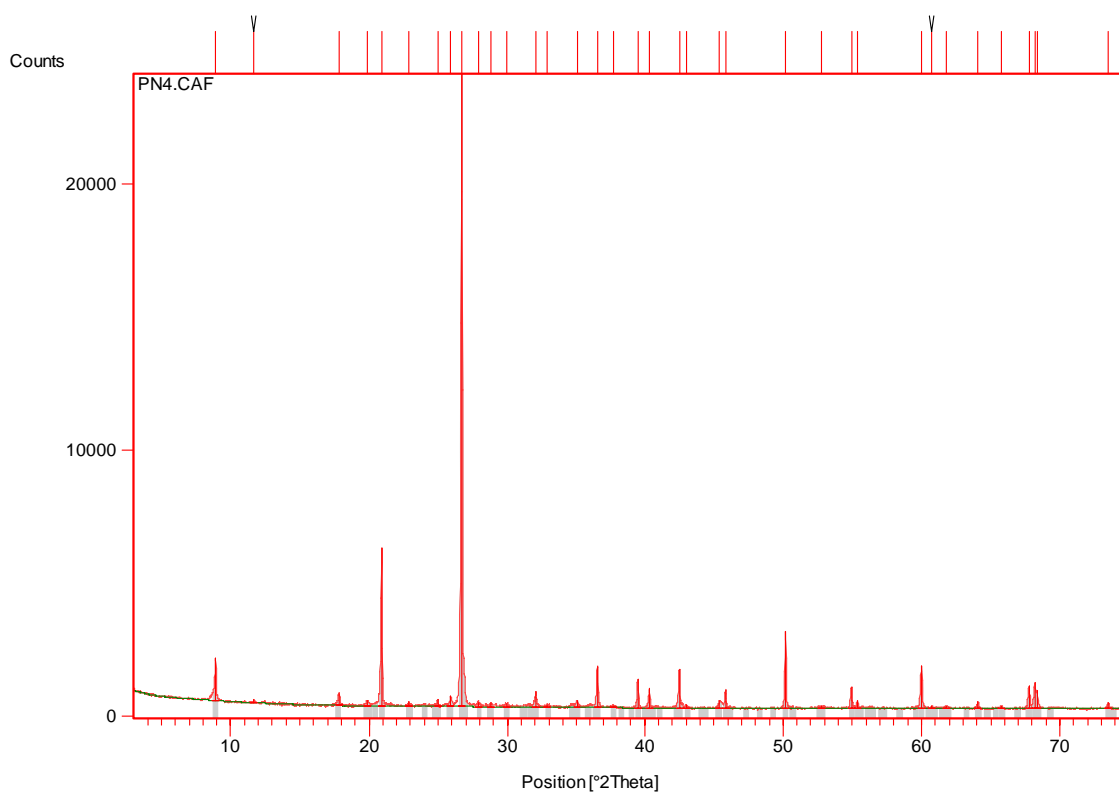
**Document History:**



**Peak List:** PN4

Visible	Ref. Code	Score	Compound Name	Displacement [°2Th.]	Scale Factor	Chemical Formula	Matched Lines
*	00-046-1045	72	Quartz, syn	0.054	0.988	Si O2	17
*	00-007-0042	33	Muscovite-3\ITT\RG	0.044	0.066	( K , Na ) ( Al , Mg , Fe )2 ( Si3.1 Al0.9 ) O10 ( O H )2	12
*	00-026-0911	24	Illite-2\ITM#1\RG	0.086	0.234	( K , H3 O ) Al2 Si3 Al O10 ( O H )2	13
*	00-001-1229	16	Barite	0.046	0.013	Ba S O4	10
*	00-029-0696	9	Siderite	-0.003	0.011	Fe C O3	5

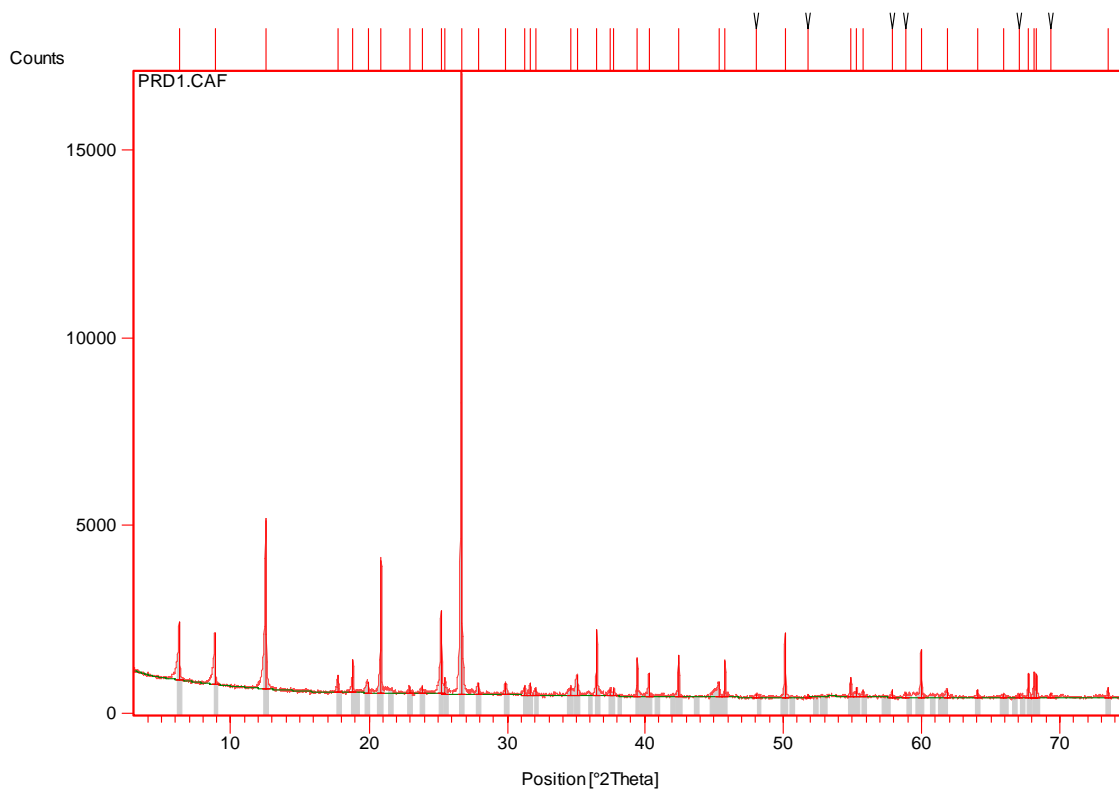
**Document History:**



**Peak List:** PR 1

Visible	Ref. Code	Score	Compound Name	Displacement [°2Th.]	Scale Factor	Chemical Formula	Matched Lines
*	00-046-1045	72	Quartz, syn	0.024	0.995	Si O <sub>2</sub>	16
*	00-019-0814	28	Muscovite-2\ITM#1\RG, vanadian	0.066	0.034	K ( Al , V ) <sub>2</sub> ( Si , Al ) <sub>4</sub> O <sub>10</sub> ( OH ) <sub>2</sub>	19
*	00-029-0701	48	Clinchlore - 1\ITM#1\RG, ferroan	0.043	0.230	( Mg , Fe ) <sub>6</sub> ( Si , Al ) <sub>4</sub> O <sub>10</sub> ( OH ) <sub>8</sub>	13

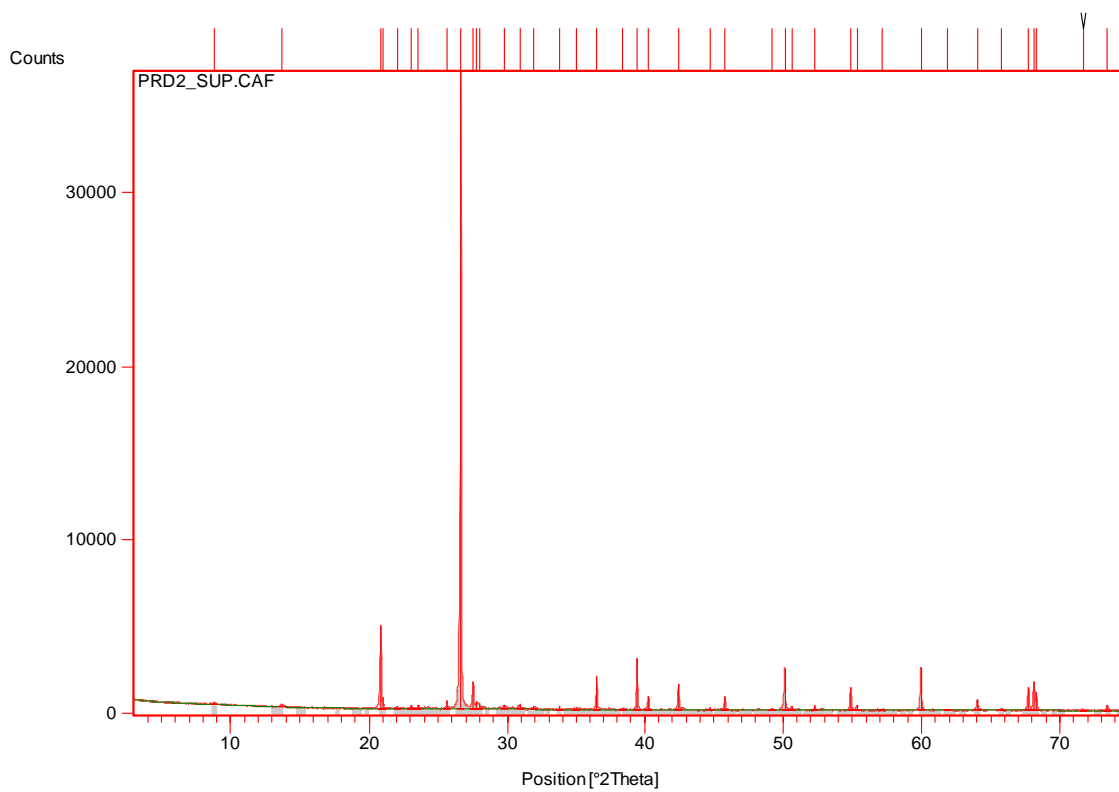
**Document History:**



**Peak List:** PR2

Visible	Ref. Code	Score	Compound Name	Displacement [°2Th.]	Scale Factor	Chemical Formula	Matched Lines
*	00-046-1045	69	Quartz, syn	0.000	0.975	Si O2	19
*	00-041-1486	17	Anorthite, ordered	0.000	0.015	Ca Al2 Si2 O8	20
*	00-003-0849	Unmatched Strong	Muscovite	0.000	0.094	H4 K2 (Al, Fe)6 Si6 O24	9
*	00-019-0926	17	Microcline, ordered	0.000	0.019	K Al Si3 O8	23
*	00-019-0931	20	Orthoclase	0.000	0.017	K Al Si3 O8	20

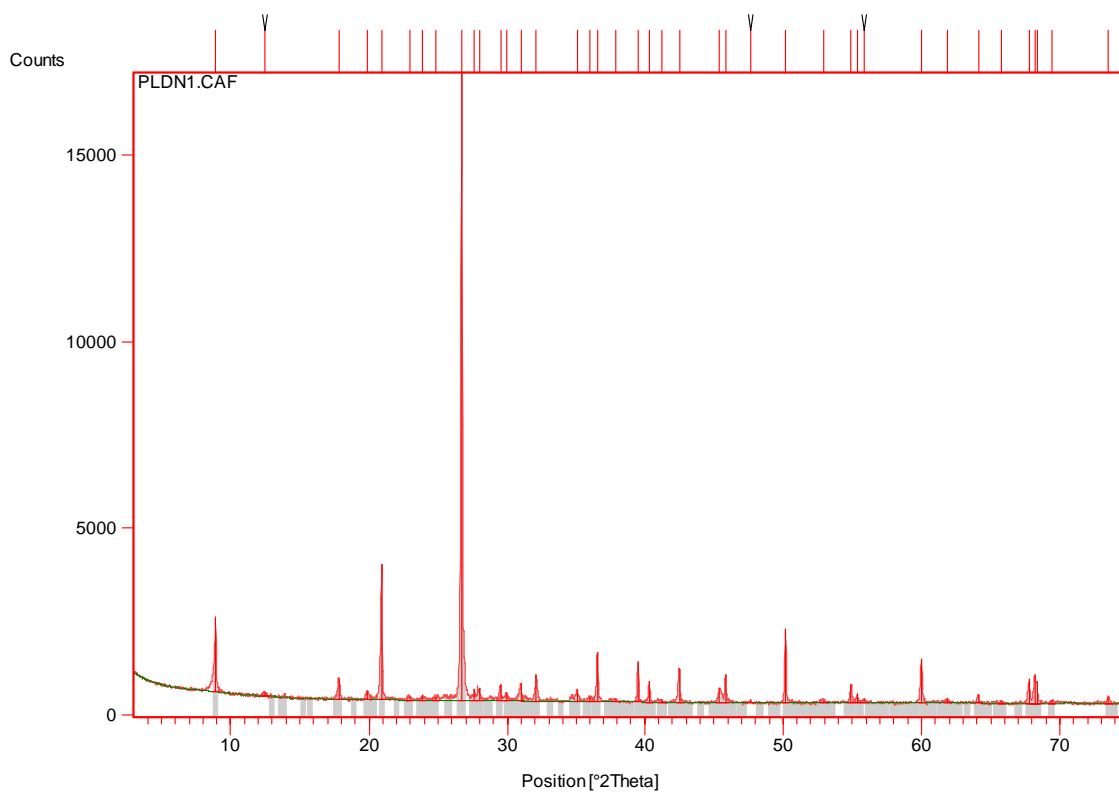
**Document History:**



**Peak List:** PLDN1

Visible	Ref. Code	Score	Compound Name	Displacement [°2Th.]	Scale Factor	Chemical Formula	Matched Lines
*	00-046-1045	73	Quartz, syn	0.053	0.995	Si O <sub>2</sub>	17
*	00-007-0042	30	Muscovite-3ITTRG	0.022	0.128	( K , Na ) ( Al , Mg , Fe ) <sub>2</sub> ( Si <sub>3.1</sub> Al <sub>0.9</sub> ) O <sub>10</sub> ( O H ) <sub>2</sub>	15
*	00-029-0696	15	Siderite	0.050	0.027	Fe C O <sub>3</sub>	7
*	00-020-0528	9	Anorthite, sodian, ordered	0.021	0.018	( Ca , Na ) ( Al , Si ) <sub>2</sub> Si <sub>2</sub> O <sub>8</sub>	23
*	00-026-0911	27	Illite-2ITM#1RG	0.083	0.228	( K , H <sub>3</sub> O ) Al <sub>2</sub> Si <sub>3</sub> Al O <sub>10</sub> ( O H ) <sub>2</sub>	14

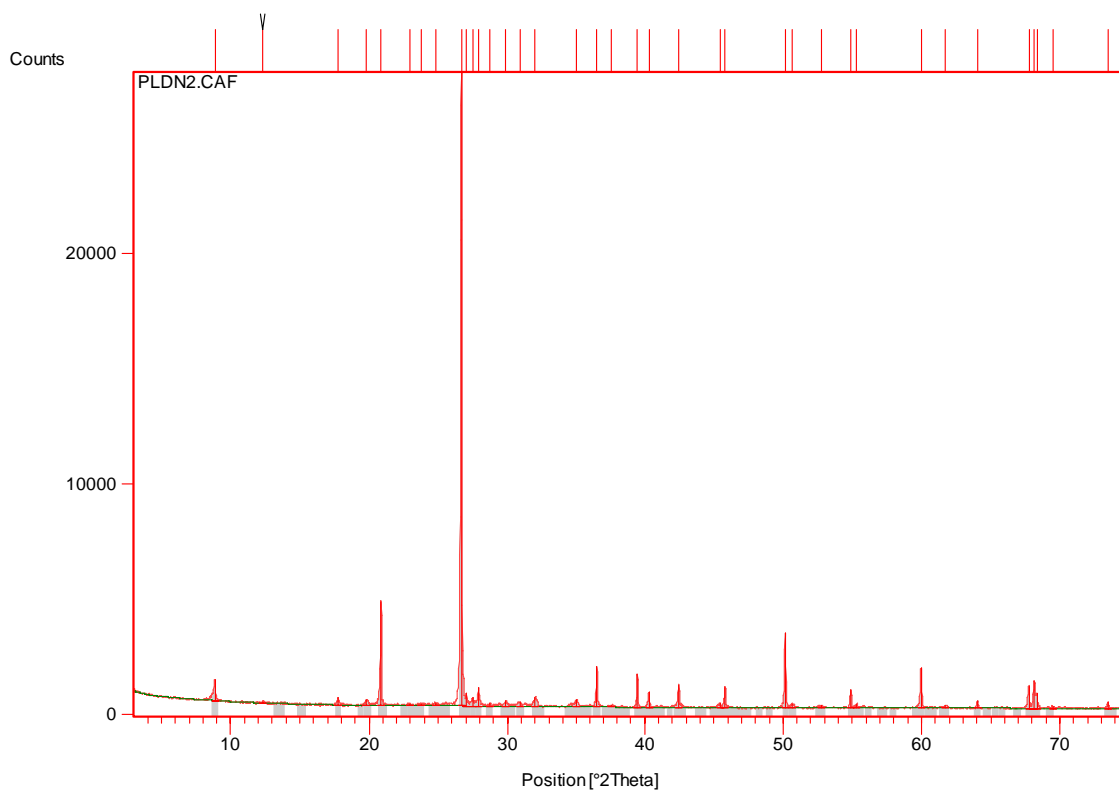
**Document History:**



**Peak List:** PLDN2

Visible	Ref. Code	Score	Compound Name	Displacement [°2Th.]	Scale Factor	Chemical Formula	Matched Lines
*	00-033-1161	73	silica	0.025	0.969	Si O2	17
*	00-007-0042	43	Muscovite-3MIT\RG	0.011	0.042	( K , Na ) ( Al , Mg , Fe )2 ( Si3.1 Al0.9 ) O10 ( O H )2	16
*	00-031-0293	23	Fluorite, yttrian	-0.182	0.025	( Ca , Y ) F2	3
*	00-029-0696	20	Siderite	-0.029	0.012	Fe C O3	7
*	00-022-0675	15	Microcline, intermediate	0.024	0.037	K Al Si3 O8	15

**Document History:**

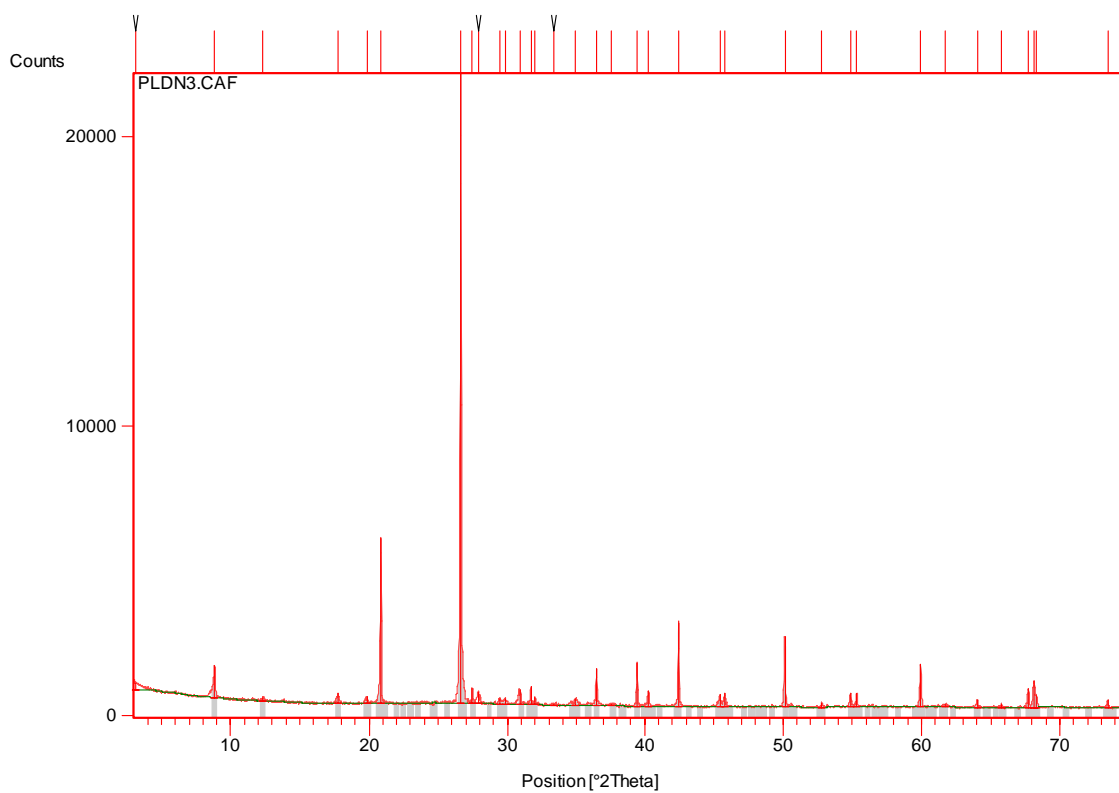




**Peak List:** PLDN3

Visible	Ref. Code	Score	Compound Name	Displacement [°2Th.]	Scale Factor	Chemical Formula	Matched Lines
*	00-046-1045	73	Quartz, syn	0.000	1.003	Si O2	17
*	00-029-0696	14	Siderite	0.000	0.014	Fe C O3	5
*	00-008-0048	15	Orthoclase	0.000	0.022	K ( Al , Fe ) Si2 O8	4
*	00-001-0527	Unmatched Strong	Kaolinite	0.000	0.011	Al2 Si2 O5 ( O H )4	8
*	00-024-0027	9	Calcite	0.000	0.013	Ca C O3	3
*	00-007-0042	36	Muscovite -3\ITTRG	0.000	0.058	( K , Na ) ( Al , Mg , Fe )2 ( Si3.1 Al0.9 ) O10 ( O H )2	12

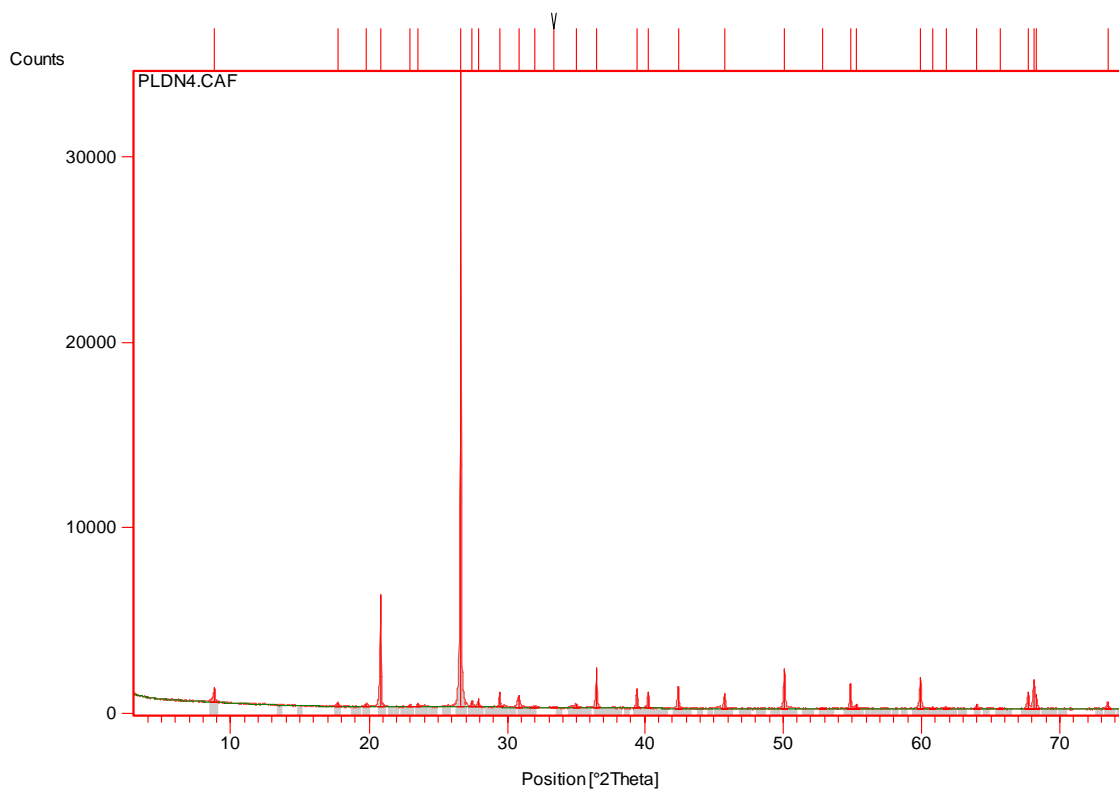
**Document History:**



**Peak List:** PLDN4

Visible	Ref. Code	Score	Compound Name	Displacement [ $^{\circ}2\theta$ .]	Scale Factor	Chemical Formula	Matched Lines
*	00-007-0042	30	Muscovite-3\ITTRG	0.000	0.032	( K , Na ) ( Al , Mg , Fe ) <sub>2</sub> ( Si <sub>3.1</sub> Al <sub>0.9</sub> ) O <sub>10</sub> ( O H ) <sub>2</sub>	13
*	00-008-0048	23	Orthoclase	0.000	0.011	K ( Al , Fe ) Si <sub>2</sub> O <sub>8</sub>	6
*	00-005-0586	17	Calcite, syn	0.000	0.014	Ca C O <sub>3</sub>	5
*	00-046-1311	15	Muscovite-2\ITMARG, ammonian	0.000	0.141	( K , N H <sub>4</sub> , Na ) Al <sub>2</sub> ( Si , Al ) <sub>4</sub> O <sub>10</sub> ( O H ) <sub>2</sub>	12
*	00-041-1486	9	Anorthite, ordered	0.000	0.015	Ca Al <sub>2</sub> Si <sub>2</sub> O <sub>8</sub>	14
*	00-046-1045	65	Quartz, syn	0.000	0.972	Si O <sub>2</sub>	18

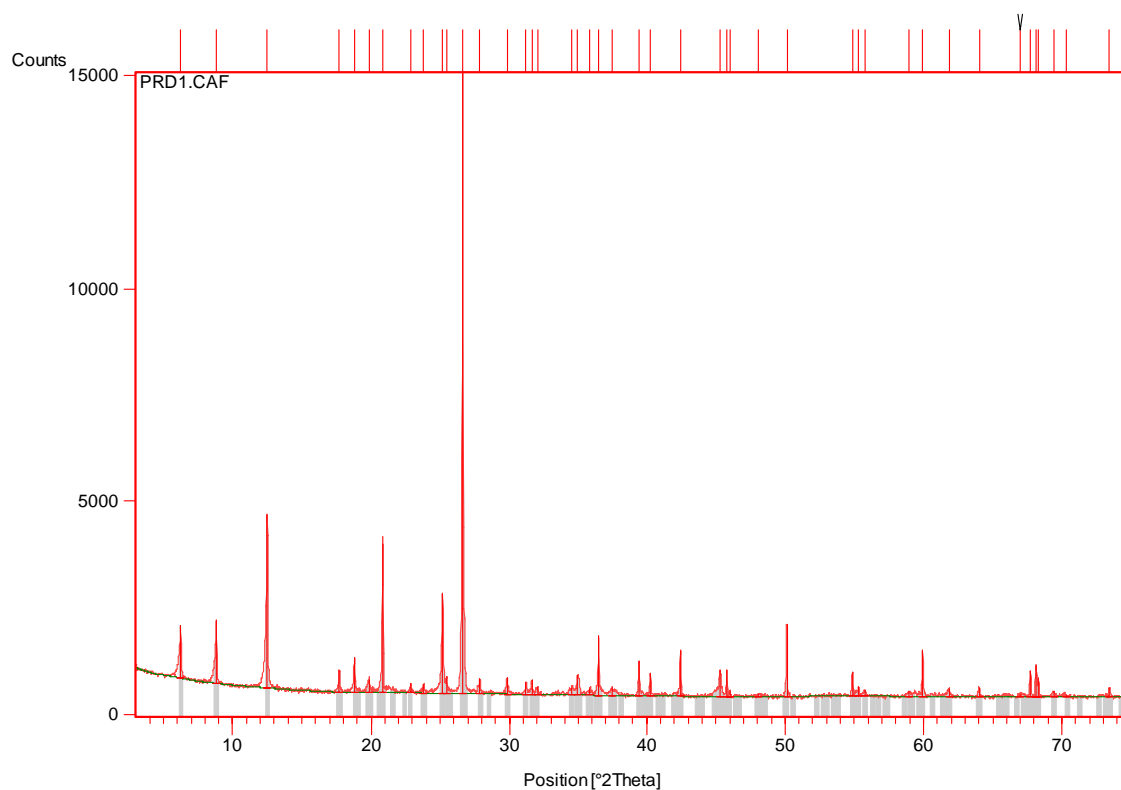
**Document History:**



**Peak List:** PRD1

Visible	Ref. Code	Score	Compound Name	Displacement [°2Th.]	Scale Factor	Chemical Formula	Matched Lines
*	00-046-1045	74	Quartz, syn	-0.009	1.000	Si O <sub>2</sub>	16
*	00-026-0911	36	Illite-2\ITM#1\RG	-0.001	0.278	( K , H <sub>3</sub> O ) Al <sub>2</sub> Si <sub>3</sub> Al O <sub>10</sub> ( O H ) <sub>2</sub>	15
*	00-006-0263	28	Muscovite-2\ITM#1\RG	-0.049	0.131	K Al <sub>2</sub> ( Si <sub>3</sub> Al ) O <sub>10</sub> ( O H , F ) <sub>2</sub>	30
*	00-029-0701	48	Clinocllore - 1\ITM#1\I#1\RG, ferroan	0.008	0.240	( Mg , Fe ) <sub>6</sub> ( Si , Al ) <sub>4</sub> O <sub>10</sub> ( O H ) <sub>8</sub>	12

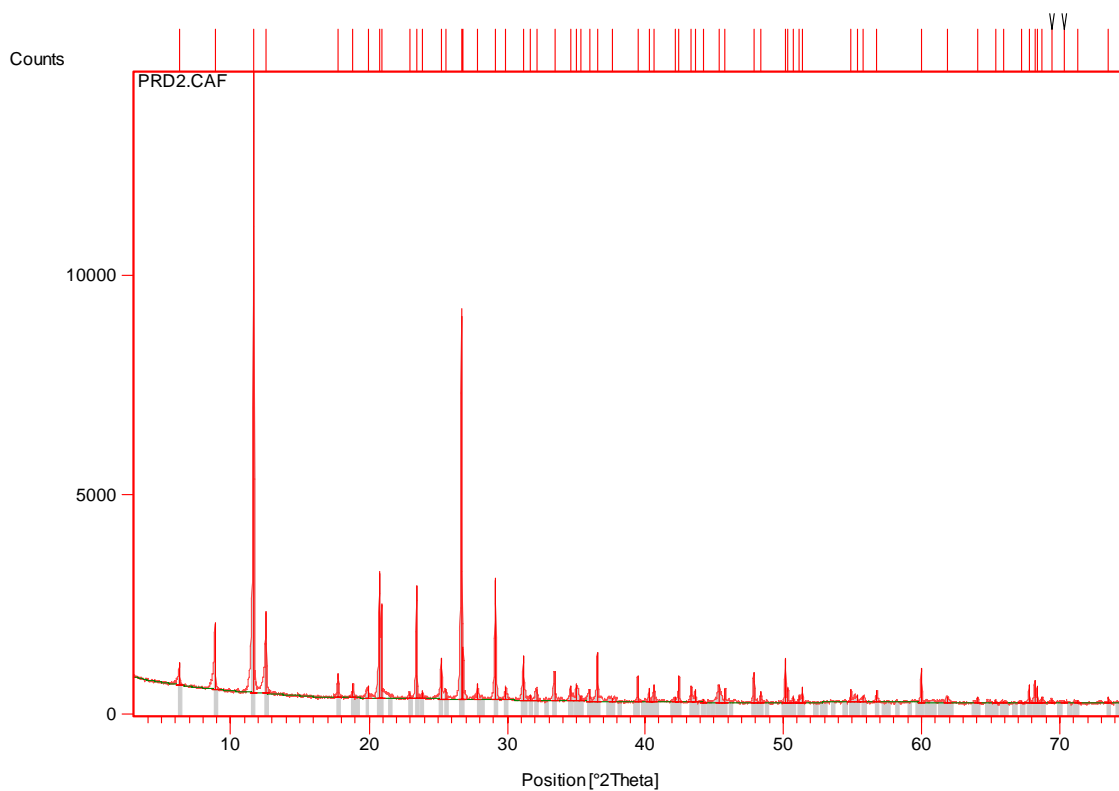
**Document History:**



**Peak List:** PRD2

Visible	Ref. Code	Score	Compound Name	Displacement [°2Th.]	Scale Factor	Chemical Formula	Matched Lines
*	00-046-1045	67	Quartz, syn	0.038	0.620	Si O <sub>2</sub>	17
*	00-029-0701	37	Clinochlore - 1\ITM#I#I #b\RG, ferroan	0.063	0.110	( Mg , Fe ) 6 ( Si , Al ) 4 O 10 ( O H ) 8	14
*	00-019-0814	29	Muscovite- 2\ITM#1\R G, vanadian	0.063	0.061	K ( Al , V ) 2 ( Si , Al ) 4 O 10 ( O H ) 2	20
*	00-033-0311	56	Gypsum, syn	0.051	0.278	Ca S O <sub>4</sub> 1/2 H <sub>2</sub> O	32

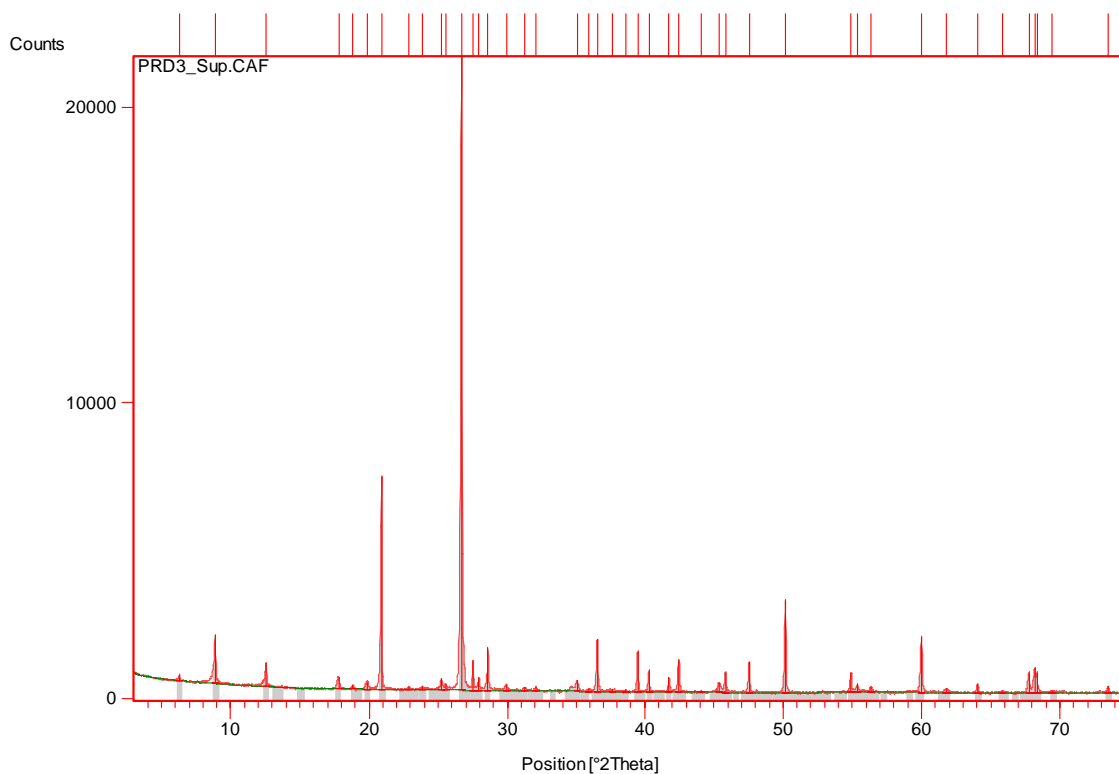
**Document History:**



**Peak List:** PRD3

Visible	Ref. Code	Score	Compound Name	Displacement [°2Th.]	Scale Factor	Chemical Formula	Matched Lines
*	00-046-1045	70	Quartz, syn	0.043	1.018	Si O <sub>2</sub>	17
*	00-001-1098	37	Muscovite	0.007	0.050	H <sub>2</sub> K Al <sub>3</sub> (Si O <sub>4</sub> ) <sub>3</sub>	18
*	00-029-0701	32	Clinochlore - 1\ITM#1#1 #b\RG, ferroan	0.057	0.031	(Mg, Fe) <sub>6</sub> (Si, Al) <sub>4</sub> O <sub>10</sub> (OH) <sub>8</sub>	12
*	00-001-0792	41	Sphalerite	-0.020	0.050	Zn S	3
*	00-019-0932	16	Microcline, intermediate	-0.025	0.100	K Al Si <sub>3</sub> O <sub>8</sub>	23

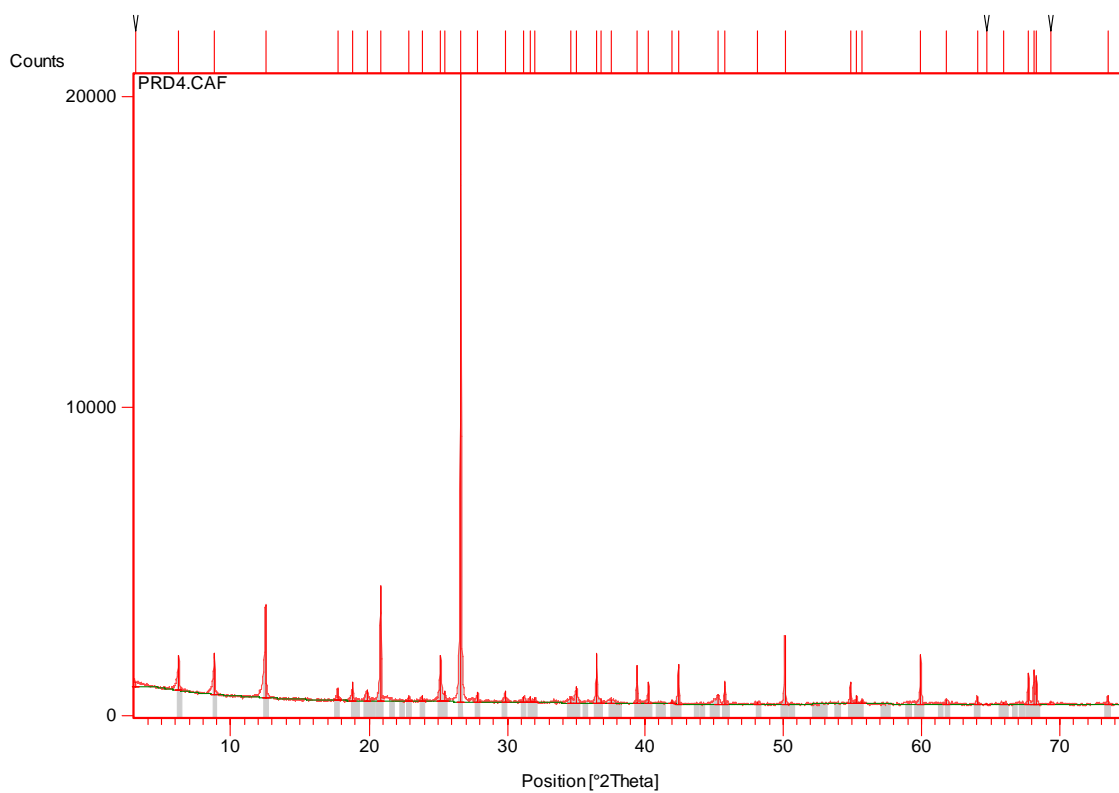
**Document History:**



**Peak List:** PRD4

Visible	Ref. Code	Score	Compound Name	Displacement [°2Th.]	Scale Factor	Chemical Formula	Matched Lines
*	00-046-1045	75	Quartz, syn	0.000	0.993	Si O <sub>2</sub>	16
*	00-029-0701	47	Clinochlore - 1\ITM#I#I #b\RG, ferroan	0.025	0.126	( Mg , Fe ) <sub>6</sub> ( Si , Al ) <sub>4</sub> O <sub>10</sub> ( O H ) <sub>8</sub>	14
*	00-007-0032	26	Muscovite 2M1, syn	0.032	0.122	K Al <sub>2</sub> Si <sub>3</sub> Al O <sub>10</sub> ( O H ) <sub>2</sub>	26

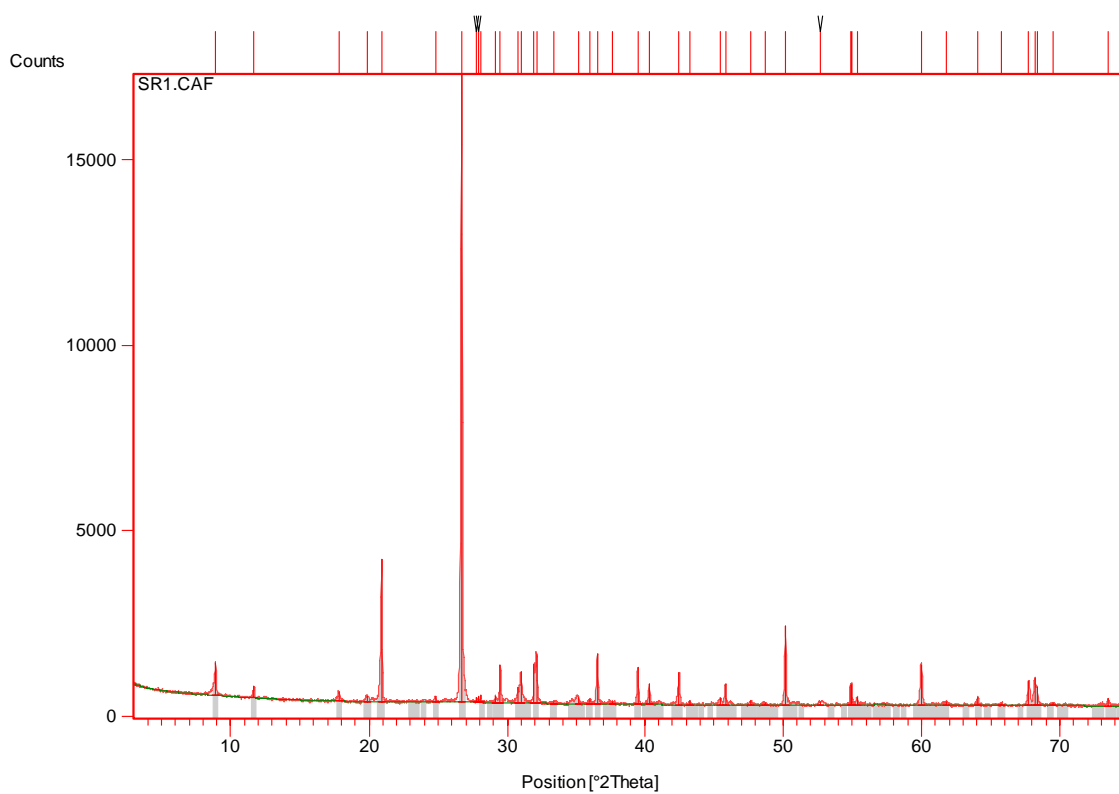
**Document History:**



**Peak List:** SR1

Visible	Ref. Code	Score	Compound Name	Displacement [°2Th.]	Scale Factor	Chemical Formula	Matched Lines
*	00-046-1045	71	Quartz, syn	0.049	0.998	Si O2	17
*	00-007-0042	36	Muscovite-3MIT\RG	0.060	0.061	( K , Na ) ( Al , Mg , Fe )2 ( Si3.1 Al0.9 ) O10 ( O H )2	14
*	00-034-0517	20	Dolomite, ferroan	-0.077	0.026	Ca ( Mg , Fe ) ( C O3 )2	6
*	00-005-0586	25	Calcite, syn	0.082	0.056	Ca C O3	7
*	00-006-0046	16	Gypsum	-0.033	0.027	Ca S O4 !2 H2 O	12

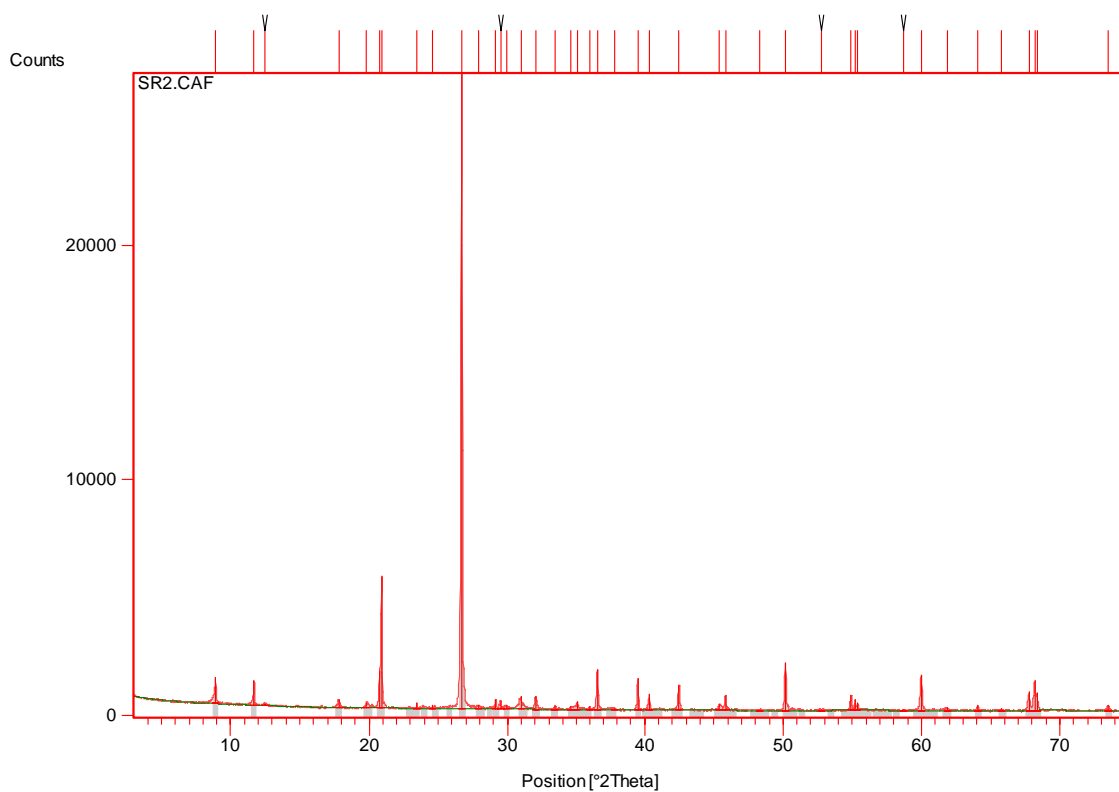
**Document History:**



**Peak List:** SR2

Visible	Ref. Code	Score	Compound Name	Displacement [°2Th.]	Scale Factor	Chemical Formula	Matched Lines
*	00-046-1045	66	Quartz, syn	0.051	0.983	Si O <sub>2</sub>	17
*	00-007-0042	32	Muscovite-3\IT\RG	0.033	0.062	( K , Na ) ( Al , Mg , Fe ) <sub>2</sub> ( Si <sub>3.1</sub> Al <sub>0.9</sub> ) O <sub>10</sub> ( O H ) <sub>2</sub>	15
*	00-006-0046	30	Gypsum	-0.021	0.041	Ca S O <sub>4</sub> ! <sub>2</sub> H <sub>2</sub> O	14
*	00-026-0911	26	Illite-2\ITM#\R G	0.070	0.313	( K , H <sub>3</sub> O ) Al <sub>2</sub> Si <sub>3</sub> Al O <sub>10</sub> ( O H ) <sub>2</sub>	13

**Document History:**

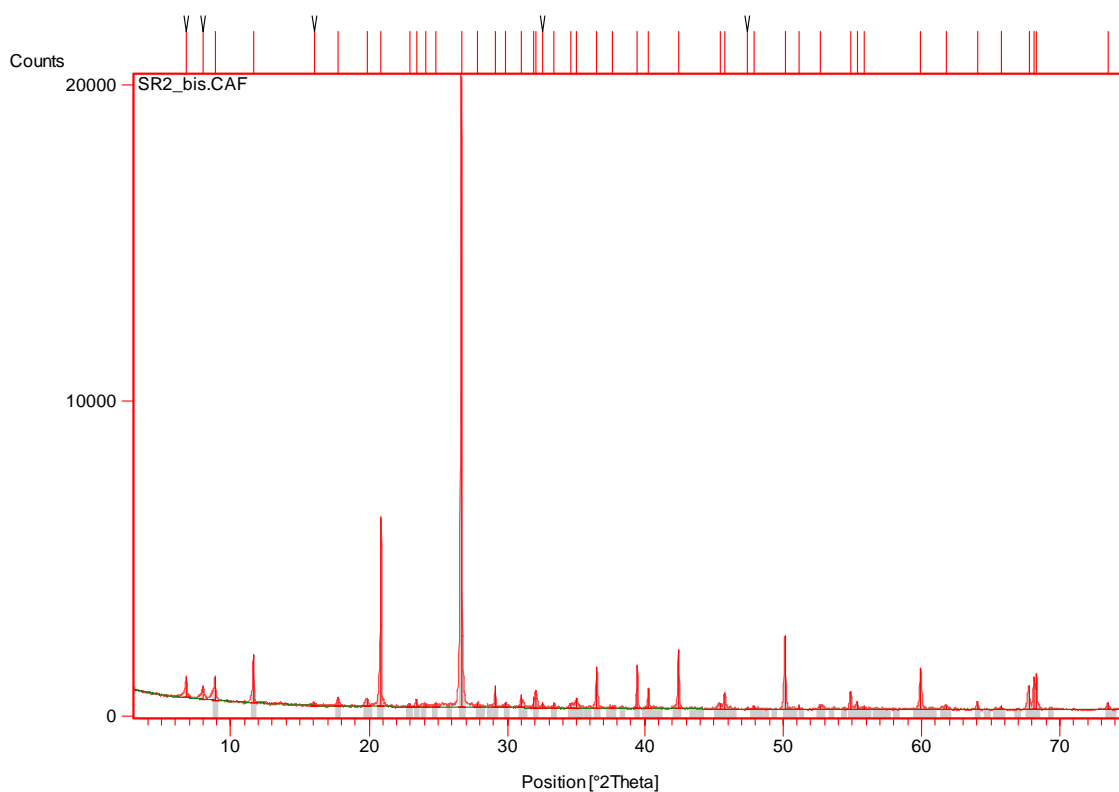




**Peak List:** SR1\_BIS

Visible	Ref. Code	Score	Compound Name	Displacement [°2Th.]	Scale Factor	Chemical Formula	Matched Lines
*	00-046-1045	69	Quartz, syn	0.014	1.010	Si O2	17
*	00-007-0042	43	Muscovite-3\IT\RG	0.033	0.050	( K , Na ) ( Al , Mg , Fe )2 ( Si3.1 Al0.9 ) O10 ( O H )2	16
*	00-006-0046	34	Gypsum	-0.032	0.079	Ca S O4 !2 H2 O	15
*	00-029-0696	23	Siderite	0.025	0.024	Fe C O3	8
*	00-026-0911	20	Illite-2\ITM#1\RG	0.056	0.164	( K , H3 O ) Al2 Si3 Al O10 ( O H )2	14

**Document History:**



**Peak List:** SR3

Visible	Ref. Code	Score	Compound Name	Displacement [°2Th.]	Scale Factor	Chemical Formula	Matched Lines
*	00-046-1045	75	Quartz, syn	0.028	1.007	Si O2	17
*	00-007-0042	44	Muscovite-3\ITT\RG	0.032	0.071	( K , Na ) ( Al , Mg , Fe )2 ( Si3.1 Al0.9 ) O10 ( O H )2	16
*	00-003-0746	21	Siderite	0.031	0.023	Fe C O3	5
*	00-026-0911	27	Illite-2\ITM#\1\RG	0.035	0.247	( K , H3 O ) Al2 Si3 Al O10 ( O H )2	15

**Document History:**

