



UNIVERSITÀ DEGLI STUDI DI PADOVA

FACOLTÀ DI SCIENZE MM. FF. NN.

Dipartimento di Geoscienze
Direttore Prof. Cristina Stefani

TESI DI LAUREA MAGISTRALE IN
GEOLOGIA E GEOLOGIA TECNICA

**STUDIO DEL BACINO LAGUNA BLANCA
(CATAMARCA, ARGENTINA),
NELL'ALTIPIANO ANDINO CENTRALE:
TELERILEVAMENTO ED ANALISI
STRUTTURALE**

Relatore: Prof. Matteo Massironi
Correlatore: Prof. Dario Zampieri

Laureanda: Anna Traforti

ANNO ACCADEMICO 2013 / 2014

Indice

Indice	3
Abstract	5
Introduzione	7
1. Evoluzione tettonica delle Ande Centrali	9
1.1. Evoluzione della Ande Centrali	9
1.2. Evoluzione del plateau centro andino della Puna-Altipiano	13
1.3. Inquadramento geografico e geologico del bacino Laguna Blanca	19
1.4. Tettonica trascorrente e bacini di pull-apart	21
2. Metodologie Analitiche	24
2.1. Spettroscopia	24
2.1.1. Processi di Assorbimento	24
2.1.2. Caratteristiche spettrali dei minerali principali	27
2.1.3. Caratteristiche spettrali delle superfici di alterazione	33
2.1.4. Analisi con spettrofotometri di laboratorio	33
2.2. Diffrazione ai raggi x	35
2.3. Telerilevamento	35
2.3.1. Introduzione al telerilevamento	35
2.3.2. Immagini Landsat ed elaborazione dati	36
2.3.2.1. Landsat Calibration	37
2.3.2.2. Elaborazione immagini Landsat	38
2.3.3. Immagini ASTER ed elaborazione dati	39
2.3.3.1. Pre-processing delle immagini ASTER	40
2.3.3.2. Elaborazioni immagini ASTER	42
2.3.3.2.1. Rapporti tra bande	42
2.3.3.2.2. Relative Absorption Band-Depth	47
2.3.3.2.3. Classificazioni	48
2.3.4. Modelli digitali del terreno e loro elaborazione	49
2.4. Metodi di analisi dei dati strutturali	50
2.4.1. Indicatori di cinematica fragile	51
2.4.2. Calcolo del paleostress e metodi di inversione	52
2.4.3. Win-Tensor	54

3.	Risultati	59
3.1.	Risultati dell'analisi in spettroscopia e confronto con petrografia ed analisi in diffrazione a raggi x	59
3.1.1.	Basamento metamorfico precambriano	61
3.1.2.	Complesso intrusivo ordoviciano	66
3.1.3.	Complesso vulcano-sedimentario	68
3.1.4.	Complesso vulcanico Cerro Galan	69
3.1.5.	Complesso vulcanico Pucarilla-Cerro Tipillas	70
3.1.6.	Complesso vulcanico Vicuña Pampa	71
3.1.7.	Campioni di rocce di faglia	73
3.2.	Risultati dei metodi di elaborazione delle immagini ASTER	82
3.3.	Elaborazione immagini ASTER per individuazione delle zone di faglia	95
3.4.	Carta geologica della Laguna Blanca	99
3.4.1.	Unità geologiche	99
3.4.2.	Forme e depositi quaternari	102
3.4.3.	Elementi strutturali	103
3.4.4.	Sezione geologica	104
3.5.	Risultati dell'analisi meso-strutturale e calcolo del paleostress	106
4.	Conclusioni	132
	Bibliografia	137
	Allegati	

Abstract

The Laguna Blanca basin is located in the south-central Andes, along the south margin of the Puna plateau. This sector of the Andean chain is characterized by an oblique subduction between the Nazca and South-America plates, allowing a transpressive stress regime. The aim of this thesis is to define the nature of the rhomboidal shaped Laguna Blanca basin, in the frame of general tectonic evolution of the area. According to this aim, a remote sensing analysis was firstly carried out, using images from multispectral sensor (ASTER and Landsat 7 ETM+) and medium resolution Digital Elevation Model (SRTM and ASTER GDEM). Particular attention was given to ASTER image processing, finalized to map different lithologies using false color composites, band ratios (BR), relative absorption band-depth (RBD) and spectral angle mapper supervised classification (SAM). During this processing phase, the high-resolution spectral signatures of samples collected in the field were of fundamental importance. These data were obtained using a Varian-Cary5000R spectrophotometer (with wavelength range from $0.35\mu\text{m}$ to $2.5\mu\text{m}$ and 1nm sampling step). The high-resolution spectral signatures were resampled at the ASTER sensor resolution and used to identify the ASTER bands for RB and BDR elaborations. They were also applied for SAM supervised classification, but in this case spectral signature retrieved from specific Region of Interest (ROI), directly derived from the ASTER image, were much more effective in lithology discrimination. Finally image sharpening of Landsat 7 ETM+ images and hill shades of medium resolution DEM allowed to identify the principal tectonic lineaments of the study area.

The results of remote sensing analysis, together with the field observations, enable to realize a new geological map of the study area. During the fieldwork I also acquired meso-structural data that were used to retrieve local stress fields through stress-inversions methods. The results have shown a general NW-SE horizontal shortening, compatible with the left lateral strike-slip kinematics of the N-S faults bounding the Laguna Blanca basin. On the other hand, a pure extensional regime has been recorded within the basin, although the maximum horizontal shortening holds steadily along a NW-SE trend. All these results, together with macro- and meso-scale morphological and structural evidences support the interpretation of the Laguna Blanca basin as a pull apart basin generated at a releasing stepover along

inherited N-S strike-slip master faults. This kinematics, although opposite to the one expected from the general ENE-WSW convergence between the Nazca and the Sud-America plates, is consistent with a transpressive deformation developed on an “hot” orogen, overthrusting a steep subducting plate, bounded southward by a “cold” sector related to a shallow subduction.

Introduzione

I sistemi di faglie trascorrenti sono una delle principali strutture della crosta terrestre, in quanto generalmente associati al movimento relativo delle placche. Faglie trascorrenti molto estese in lunghezza possono mostrare, in corrispondenza di ondulazioni o zone di interferenza tra due segmenti di faglie trascorrenti, strutture locali di raccorciamento (*restraining bends o stepovers*) o di dilatazione (*releasing bends o stepovers*). Queste ultime sono note anche come bacini di *pull-apart*.

L'importanza dello studio dei bacini di *pull-apart* risiede innanzitutto nella loro potenziale rilevanza economica in quanto spesso sono sede di circolazione di fluidi idrotermali che favoriscono la deposizione di minerali utili. Tali strutture possono inoltre agire sia come barriere per la propagazione dei terremoti associati a faglie trascorrenti o, al contrario, come siti di nucleazione dei terremoti stessi.

L'area di studio, analizzata nella seguente tesi, si trova nelle Ande Centrali, dove, a causa della subduzione obliqua della placca di Nazca al di sotto della placca sud americana, si ha un regime di tipo transpressivo. In questo settore dell'arco andino sono stati descritti bacini di *pull-apart*, quali per esempio la *Salina del Fraille* nelle Ande argentine settentrionali (**Dooley and McClay 1997**).

Il presente studio si è concentrato sul bacino Laguna Blanca (26°35'S-66°49'W) nella provincia di Catamarca (Argentina), in quanto, osservato da remoto, dimostra una geometria romboidale, interessante da un punto di vista tettonico perché potenzialmente sede di distensione tipo *pull-apart* o alternativamente associato a condizioni transpressive tipiche dei bacini descritti da **Riller et al. (2012)**.

Per verificare la supposta natura *pull-apart* del bacino Laguna Blanca si è reso necessario produrre un miglioramento della cartografia geologica esistente, delle conoscenze strutturali e dell'evoluzione tettonica della regione.

Con tale finalità, si è innanzitutto applicata un'analisi da remoto, tramite l'elaborazione e l'interpretazione di immagini da diversi sensori multispettrali (ASTER e Landsat 7 ETM+) e di DTM a media risoluzione (SRTM e ASTER GDEM). I risultati derivati da questa prima fase sono stati verificati a terra, tramite un rilevamento di campagna, che ha permesso il campionamento delle litologie principali e l'analisi meso-strutturale dell'area. I campioni prelevati sono stati

sottoposti ad analisi petrografiche e spettrali, che hanno permesso di affinare l'interpretazione delle immagini telerilevate, tramite l'applicazione di rapporti tra bande e classificazioni. Questi risultati, congiunti alle osservazioni durante il rilevamento di campagna, hanno permesso la redazione di una carta geologia dettagliata per l'area della Laguna Blanca. I dati ricavati durante l'analisi meso-strutturale sono stati sottoposti ad un processo di inversione dello *stress*, tramite l'utilizzo di un apposito software, ed hanno permesso di ricavare l'orientazione del tensore di *paleostress*, responsabile per l'attivazione delle faglie analizzate. Ciò ha fornito importanti informazioni per una migliore comprensione dell'evoluzione tettonica del bacino Laguna Blanca.

1. Evoluzione tettonica delle Ande Centrali

1.1. Evoluzione della Ande Centrali

Le Ande sono una catena montuosa che si estende per 9000 km, lungo il margine occidentale della placca Sud-Americana, al di sotto della quale viene subdotta la placca di Nazca. Esse sono costituite da una serie di segmenti che presentano una geologia ed un'evoluzione tettonica diversa: Ande settentrionali, centrali e meridionali (**Gansser 1973**) (**fig. 2 A**). L'evoluzione tettonica delle Ande centrali si estende fino al Paleozoico, a partire dal quale si ha un processo di accrescimento del margine occidentale della Gondwana, tramite collisione ed incorporazione di *terrane* alloctoni, che permangono fino al Mesozoico. Questo processo avviene nell'ambito di una serie di eventi orogenetici (*Famatinides orogeny*, Ordoviciano Inferiore-Carbonifero Inferiore, e *Gondwanides orogeny*, Paleozoico Superiore-Triassico) (**Ramos 1988**). Tuttavia l'attuale configurazione delle Ande è principalmente frutto dell'orogenesi andina (Mesozoico-attuale), legata all'apertura dell'Oceano Atlantico e conseguente subduzione verso est dello *slab* al di sotto del margine della placca Sud-Americana. Essa viene distinta in due cicli: dal Giurassico al Paleocene inferiore e dall'Eocene fino ad oggi.

L'evoluzione delle Ande centrali durante il primo ciclo, viene descritta da **Ramos (2000)**. Durante il Giurassico ed il Cretacico si formano una serie di bacini estensionali di vario tipo (avan-arco, intra-arco, retro-arco), che nelle Ande Centrali sono inizialmente associati ai primi stadi della frammentazione della Pangea. Successivamente essi vengono associati alle modalità con cui avviene la subduzione della placca oceanica di Nazca al di sotto della placca continentale Sud-Americana. Si ha quindi la formazione di un magmatismo poco evoluto (*La Negra Formation*) ed un'estensione di intra- e retro-arco. A partire dal Cretacico Inferiore, l'arco magmatico viene limitato ad Est dalla faglia trascorrente di Atacama, il cui movimento destro è legato alla direzione di subduzione obliqua (45°), rispetto al margine continentale. Questa condizione definisce un regime transtensivo, nell'ambito del quale si intrudono una serie di plutoni.

L'evoluzione cenozoica delle Ande centrali (secondo ciclo), mostra delle evidenti differenze lungo la catena stessa e viene quindi descritta separatamente in tre diversi segmenti da **Ramos (2000)** (**fig. 1**).

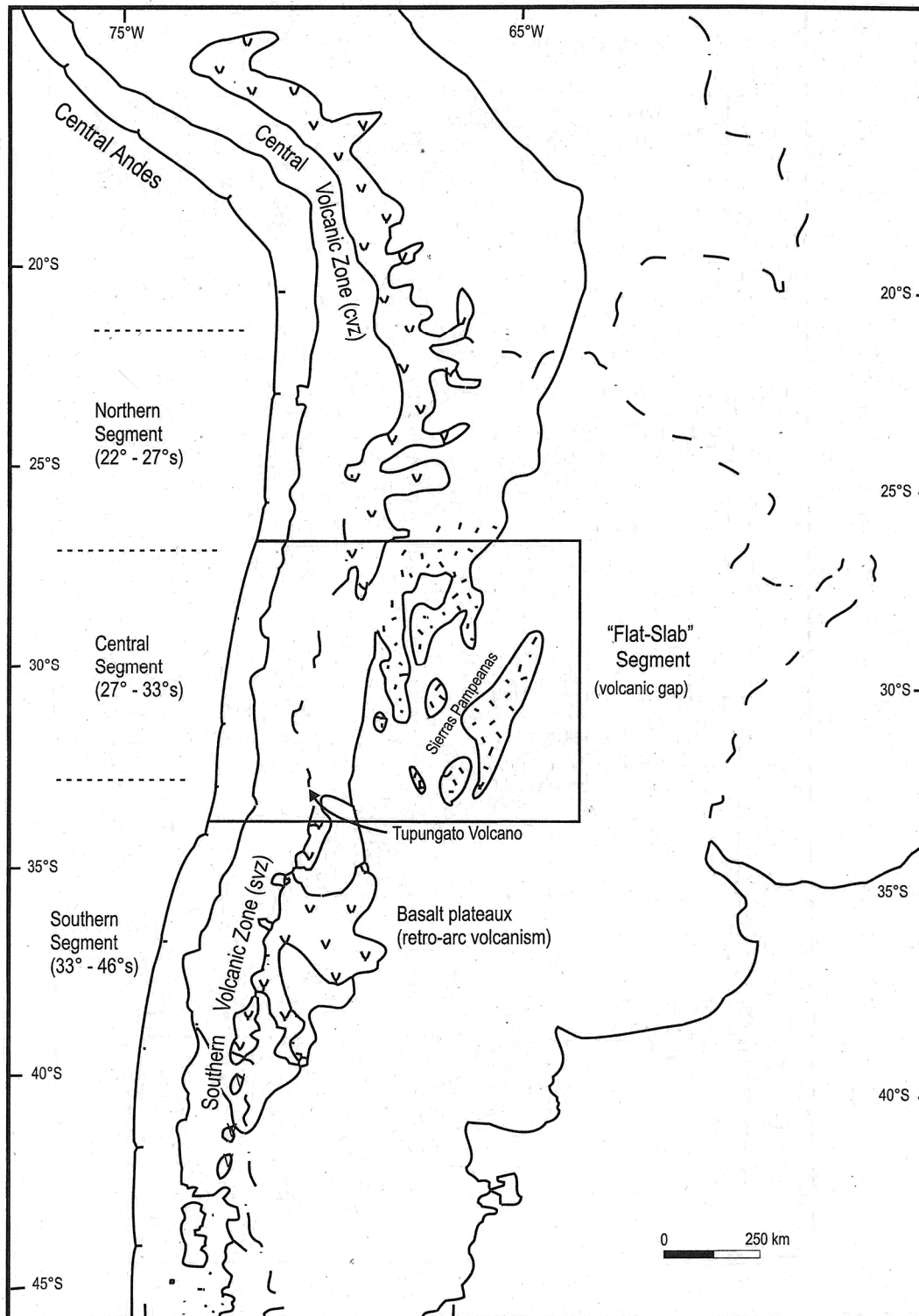


Figura 1: maggiori segmenti delle Ande centro-meridionali relativi alla segmentazione della placca di Nazca (Ramos 2000).

Il segmento settentrionale (22°S-27°S) è caratterizzato dalla presenza di diversi settori, da Est ad Ovest: Cordigliera Costiera e Occidentale, Plateau della Puna-Altipiano, Cordigliera Orientale e le così dette aree del *Suandean system* e *Santa Bàrbara system*. Dal Paleocene fino all'Eocene, l'area è caratterizzata da un

vulcanismo esplosivo, che conosce una notevole diminuzione durante Oligocene. Al contrario l'attività intrusiva diventa importante durante il periodo dall'Eocene Superiore all'Oligocene, quando lungo i sistemi trascorrenti si formano i grandi giacimenti di tipo *porphyry-copper*. La diminuzione dell'attività vulcanica durante l'Oligocene è attribuita ad una fase di convergenza fortemente obliqua della placca di Nazca, responsabile delle strutture trascorrenti. L'evoluzione dal Neogene ad oggi di questo segmento ha come evento principale la formazione dell'altipiano della Puna (**cap. 1.2**), il cui margine meridionale si trova al confine con il segmento centrale, che è caratterizzato da una subduzione a basso angolo a partire dal Neogene. In questo periodo l'area della Puna conosce un'intensa attività vulcanica, dimostrata dalla presenza di stratovulcani ed estesi depositi ignimbrici (dominanti dal Miocene Superiore al Pleistocene Inferiore).

Il segmento centrale (27°S-33°S) rappresenta un settore caratterizzato dall'assenza di attività vulcanica Neogenica, a causa dell'instaurarsi di una *flat-slab subduction* (~5°-10°), avvenuta a partire da 18 Ma. In quest'area possono essere distinti una serie di domini da Est ad Ovest (**fig. 2 B**): la Cordigliera Costiera (costituita da depositi mesozoici e rocce plutoniche e vulcaniche, sviluppatesi durante la *Gondwanides orogeny* del Paleozoico superiore-Triassico), la Cordigliera Principale (costituita da depositi marini mesozoici e rocce vulcaniche cenozoiche, accresciutesi durante il Cenozoico), la Cordigliera Frontale (costituita da rocce tardo-paleozoiche della *Gondwanides orogeny* e sollevatesi durante il Cenozoico), la Precordigliera (costituita da una *thrust-and-fold belt*, sviluppatesi durante l'orogenesi andina in rocce paleozoiche) e le *Sierras Pampeanas* (costituite da basamento del Precambriano-Paleozoico Superiore e sollevatesi durante l'orogenesi andina).

Infine il segmento settentrionale (33°S-46°S) è caratterizzato da una subduzione con angolo di circa 30° a cui è associato un vulcanismo attivo. In quest'area si distinguono la Cordigliera Costiera, Principale e Frontale, limitate ad est da un'area poco rilevata (*San Rafael Block*, costituito da rocce paleozoiche sollevate dalla tettonica tardo-cenozoica).

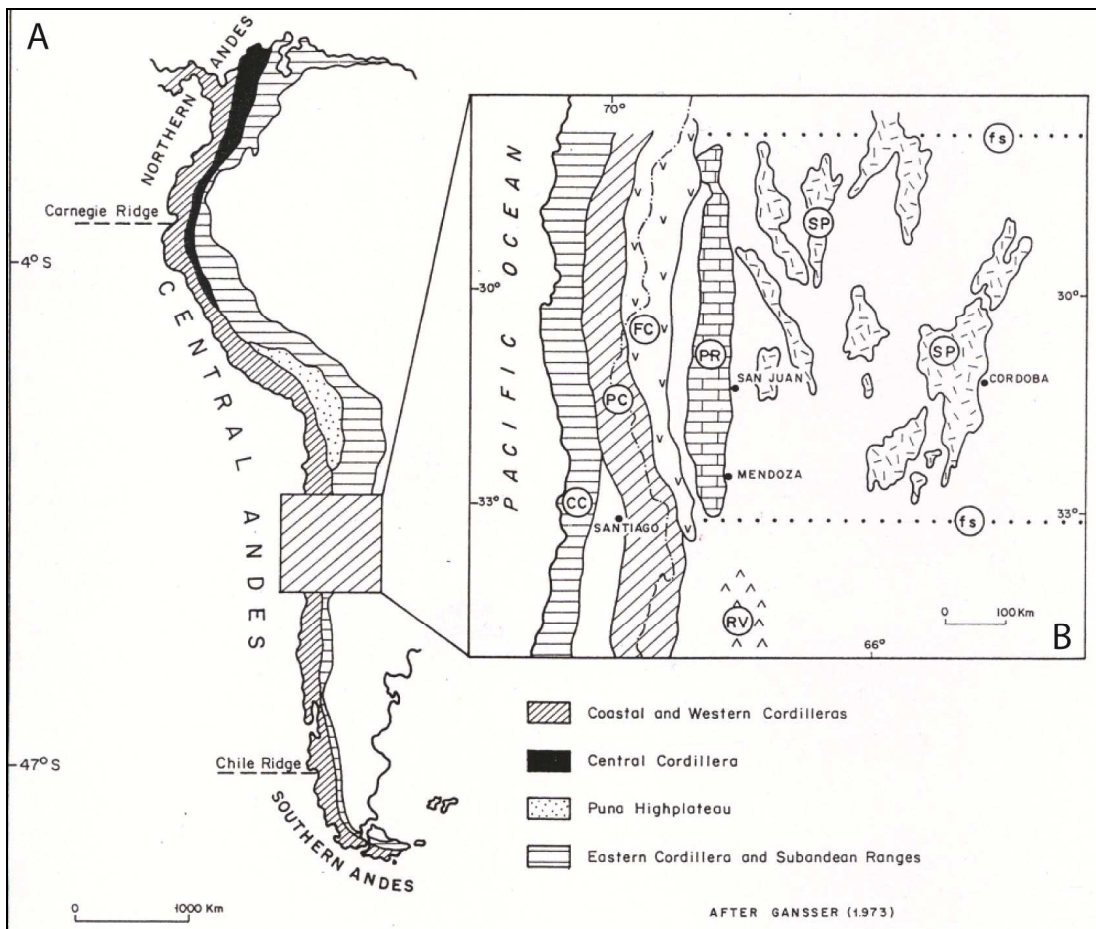


Figura 2: (A) principale suddivisione della cordigliera delle Ande, ripresa da Gansser (1973).
 (B) particolare del segmento centrale (27°S-33°S) con i diversi domini geologici.
 CC=Cordigliera Costiera, PC=Cordigliera Principale, FC=Cordigliera Frontale,
 PR=Protocordigliera, SP=Sierras Pampeanas, RV= provincia vulcanica di retro-arco, Tratto da
 Ramos (1988).

1.2. Evoluzione del plateau centro andino della Puna-Altipiano

Nell'area delle Ande centrali, il plateau della Puna-Altipiano presenta un'estensione di 500.000 km^2 ed un'altitudine media di 3,7 km. Esso sorge lungo il margine occidentale della placca continentale Sud-Americana, al di sotto del quale viene subdotta la placca oceanica Nazca (**Allmendinger 1986**). In corrispondenza del plateau centro andino il piano di Benioff, lungo cui avviene la subduzione, ha un'inclinazione di 30° . Il settore a Sud presenta invece una *flat-subduction* ($\sim 5^\circ$ - 10°), associata all'assenza di magmatismo Neogenico, ben sviluppato invece nelle aree del plateau dove la subduzione è più inclinata (**Allmendinger 1986**, **Allmendinger et al. 1997**). La formazione del plateau centro andino, come plateau continentale, senza una collisione tra continenti come nel caso di quello Tibetano, rappresenta un caso paradossale nell'ambito della tettonica a placche. A causa della sua ovvia associazione con il magmatismo andino, il plateau è stato inizialmente considerato come prodotto dei processi magmatici (e.g. **Thorpe et al. 1981**). In seguito, una serie di analisi effettuate durante gli anni '80, hanno definito che, all'innalzamento del plateau, ha contribuito anche un'importante raccorciamento crostale, perpendicolare all'orogene stesso, ed impartito dalle forze sviluppatesi ai margini tra placche (**Allmendinger et al. 1997**). Ad oggi, la genesi di questo plateau rimane tuttavia controversa.

Il plateau centro andino è composto da due parti distinte: L'Altipiano e la Puna (**fig. 3**), che si presentano come due aree differenti per topografia, magmatismo e struttura litosferica (**Allmendinger et al. 1997**). L'accrescimento dell'Altipiano parte dall'Eocene, ma la sua maggiore fase di accrescimento avviene durante il Miocene superiore, quando la deformazione migra dall'Altipiano verso est, dove deforma l'avampaese con un'ampia *thin-skinned thrust belt*. L'accrescimento della Puna comincia invece a partire dall'Oligocene superiore e non è accompagnato dalla formazione di una *thin-skinned thrust belt* ben sviluppata nell'avampaese (**Riller & Oncken 2003**).

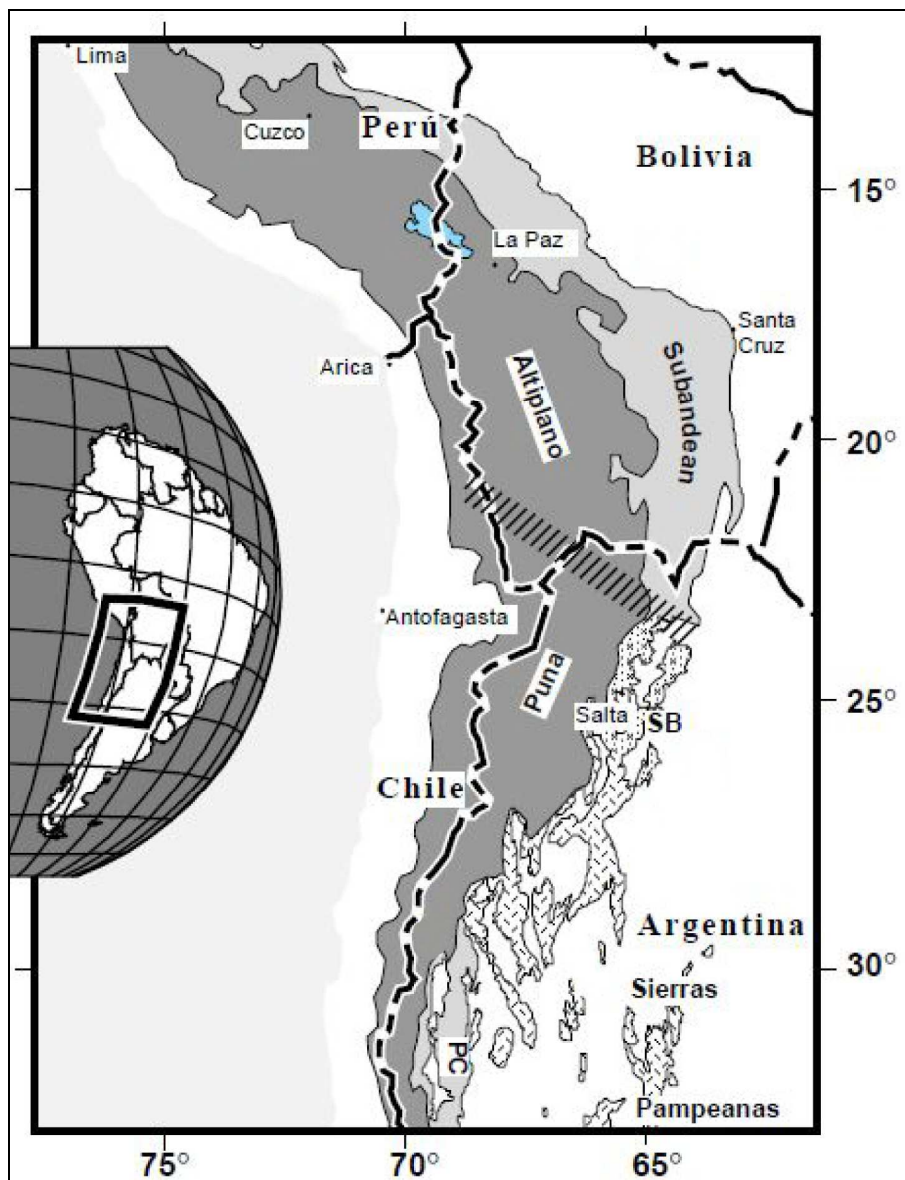


Figura 3: Localizzazione dell'altipiano andino centrale che si estende tra 13°S e 27°S. In grigio scuro sono riportate le aree con altitudine maggiore di 3 km; in grigio chiaro, ad est dell'area topograficamente rilevata, sono riportate le thin-skinned thrust belts, nelle aree dette *Subandean ranges* in Bolivia e *Precordillera (PC)* in Argentina. Le *Sierras Pampeanas* e il *Santa Barbara System (SB)* sono province dell'avampaese deformate con tettonica thick-skinned. Sono evidenziate le reciproche posizioni dell'Altiplano e della Puna e la zona di transizione tra esse. Modificato da Allmendinger et al. (1997).

Per quanto riguarda l'età e la direzione della compressione tardo cenozoica nelle Ande centro-meridionali, questa è stata spesso suddivisa in due fasi, sulla base dell'analisi cinematica di popolazioni di faglie. La prima fase è caratterizzata da una direzione di raccorciamento NW-SE; mentre la seconda mostra una direzione di raccorciamento ENE-WSW, (e.g. **Marrett & Strecker 2000**). Nella Puna settentrionale questa variazione sembra essere avvenuta a circa 9 Ma (**Cladouhos et**

al. 1994), mentre nella Puna meridionale ciò sarebbe accaduto tra 4 e 1 Ma (Marrett & Strecker 2000). L'attività delle zone di faglia lungo il margine orientale della Puna è stata quindi associata ad impulsi distinti, legati a cambiamenti nella direzione del movimento della placca Sud-Americana (Marrett & Strecker 2000). In contrasto con tali modelli, Riller & Oncken (2003) propongono un modello alternativo, che non prevede una variazione della direzione di raccorciamento nel tempo, ma l'attivazione simultanea di faglie con diversa direzione nell'ambito di una deformazione eterogenea della crosta superiore. Gli autori descrivono la presenza di tre sistemi di faglie maggiori, nell'altipiano andino centro-meridionale, attivatesi simultaneamente dal Neogene al Quaternario, ed aventi orientazione N-S (parallele all'orogene), NE-SW e NW-SE (fig. 4 B).

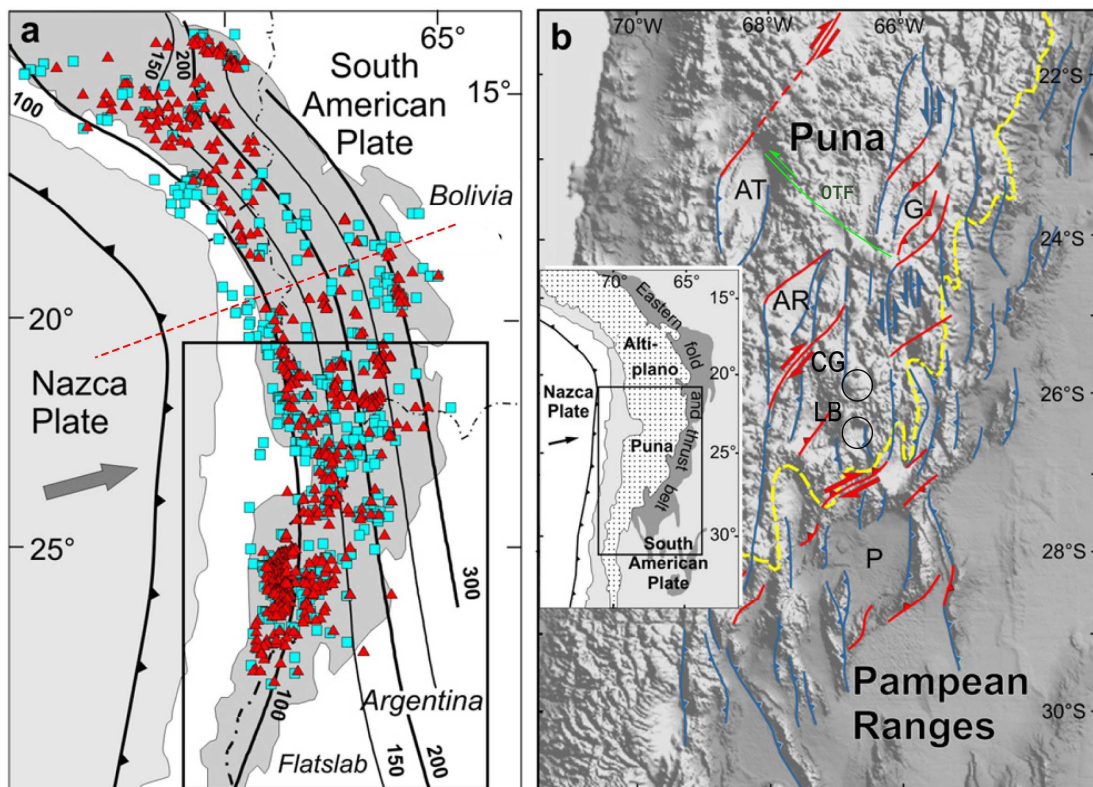


Figura 4: Caratteristiche strutturali e maggiori centri magmatici nelle Ande Centrali. (a) localizzazione dei centri magmatici (triangoli rossi) e ignimbriti (quadrati azzurri) successivi ai 30 Ma. La parte in grigio indica le aree con altitudine maggiore di 3 km. Le linee nere rappresentano i contours in Km della profondità dello slab. La linea rossa tratteggiata rappresenta il piano di simmetria dell'orocline delle Ande. Il rettangolo indica la localizzazione della figura in (b). (b) Mappa morfotettonica delle Ande Centrali meridionali che mostra le geometrie romboidali dei maggiori bacini neogenici (AT: Salar de Atacama, G: Salinas Grandes, AR: Salar de Arizaro, P: Salar de Pipanaco), i sistemi di faglie con direzione: N-S in blu, NE-SW in rosso e NW-SE in verde (OTF: faglia Olacapatto-El Toro), il bacino Laguna Blanca (LB) e il vulcano Cerro Galan (CG). La linea gialla tratteggiata indica il margine orientale del plateau, definito con l'isoipsa di 3000m di altitudine. Modificato da Riller et al. 2012.

Le faglie con direzione NW-SE sono associate generalmente a centri vulcanici neogenici e sono soggette ad un movimento normale, mostrando in alcuni casi una componente trascorrente sinistra; mentre le faglie con direzione N-S e NE-SW mostrano un carattere transpressivo, e possono essere considerate tra loro associate da un punto di vista geometrico e cinematico. In particolare le faglie inverse NE-SW sono spesso caratterizzate da una componente trascorrente con movimento destro; mentre le faglie con direzione N-S mostrano una componente trascorrente sinistra, rilevata sia dall'analisi cinematica sia dai meccanismi focali su faglie N-S nel margine orientale della Puna settentrionale. E' da specificare come le strutture pre-neogeniche presenti nell'area della Puna influenzano la localizzazione di questi sistemi di faglie principali. In particolare, le strutture paleozoiche e cretache influenzano la formazione dei sistemi con direzione N-S e NW-SE; mentre il sistema di faglie con direzione NE-SW si è probabilmente formato come conseguenza del regime neogenico.

Secondo **Riller & Oncken (2003)** la direzione di raccorciamento, che si ricava localmente nella Puna, varia a seconda del sistema di faglie ad essa associato, più che al periodo di attivazione, come invece sostengono i precedenti autori.

Quest'ultimi avrebbero quindi considerato come una direzione di raccorciamento variabile nel tempo, quella che in realtà era l'espressione di campi di sforzo locali sui sistemi di faglie maggiori, sottoposti comunque ad un generalizzata e costante convergenza a direzione N75°E dal Neogene all'attuale (**e.g. Norabuena et al. 1999**). Nello specifico, si ha un raccorciamento in direzione E-W associato alle faglie NW-SE con movimento transensivo sinistro; un raccorciamento in direzione NW-SE per le faglie N-S con movimento inverso-sinistro ed un raccorciamento ENE-WSW associato alle faglie inverse-destre con direzione NE-SW.

Il modello di **Riller & Oncken (2003)** descrive inoltre la deformazione della crosta superficiale del plateau della Puna che origina una serie di bacini romboidali chiusi, confinati da domini transpressivi e bordati dai sistemi di faglie di direzione N-S e NE-SW (**fig. 5**) (i.e. *Atacama basin* **fig. 4 B**).

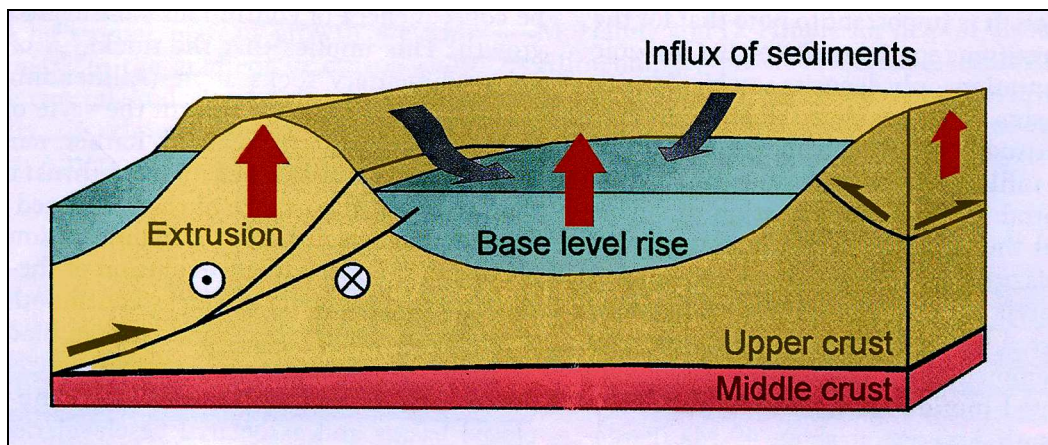


Figura 5: *block diagram* illustrante la formazione dei bacini compressivi di forma romboidale, modificato da Riller & Oncken, 2003.

La formazione di questi bacini nel plateau della Puna viene spiegata in **Riller et al. (2012)**, attraverso la presenza di un gradiente di resistenza della crosta lungo la direzione dell'orogene stesso. Questo gradiente sarebbe dovuto al fatto che l'area del plateau andino centro-meridionale può essere considerata un *hot orogen*, più caldo a causa della presenza di magmi e quindi meno resistente della porzione più a Sud, che è invece caratterizzata da una *flat-subduction* e priva di magmatismo attuale. E' quindi presente un gradiente di *strength* della crosta che aumenta da Nord a Sud. Attraverso l'applicazione di modelli analogici, **Riller et al. (2012)** dimostrano che un simile gradiente di *strength*, trasversale alla direzione di raccorciamento, causa un *channel-flow* della crosta più duttile in direzione Sud con la formazione di zone di transpressione sinuose e domini romboidali, del tutto simili a quelli descritti nell'altipiano della Puna (**fig. 6**). Il modello analogico riproduce anche il movimento transpressivo sinistro su faglie N-S e destro su faglie NE-SW e la diversa ampiezza dell'orogene, maggiore in corrispondenza del plateau andino centro-meridionale e minore in corrispondenza del settore di *flat-subduction* (**fig. 6**).

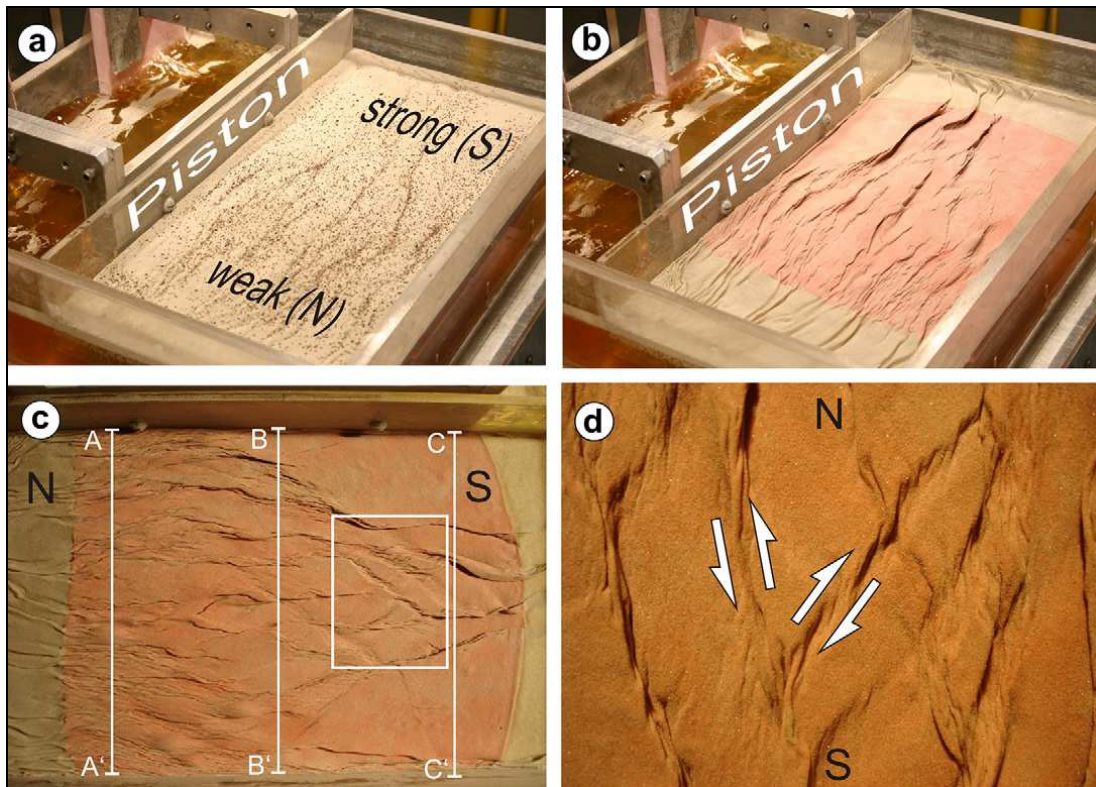


Figura 6: immagini illustranti la configurazione finale dell'esperimento analogico di **Riller et al. (2012)** in un mezzo granulare (a) e viscoso (b,c,d). Nell'esperimento vengono deformati più strati sovrapposti rappresentanti la crosta inferiore viscosa (polydimethylsiloxane, PDMS), la crosta media, più resistente e viscosa, (PDMS, *plasticine* ed elementi granulari mescolati) e la crosta superiore fragile (materiale granulare). Il gradiente di *strength* della crosta viene riprodotto variando lo spessore dello strato rappresentante la crosta media e di conseguenza quello dello strato superiore che lo ricopre (spessore variabile tra 10 e 2 mm). Il Nord ed il Sud sono riferiti all'orientazione dello strength-gradient della crosta nel contesto delle Ande centro-meridionali (**Riller et al. 2012**).

Il modello per la formazione dei bacini romboidali compressivi, ricavato da **Riller et al. (2012)**, tramite i modelli analogici, spiega anche il possibile disaccoppiamento presente tra la direzione di convergenza tra le placche e la direzione di deformazione dell'area della Puna. La deformazione della Puna e dell'associato *fold and thrust belt* ad Est non sembrano infatti essere influenzate dalla direzione di convergenza obliqua tra la placca di Nazca e la placca sud americana (N75°E), che guida invece la deformazione dell'avan-arco. Se così fosse infatti il sistema di faglie N-S dovrebbe avere un senso di shear destro anziché sinistro. Questo disaccoppiamento è testimoniato anche dalla variazione della direzione dei vettori GPS di movimento, che nell'area di avan-arco hanno direzione NE-SW, mentre nell'area della Puna sono diretti verso Est (**Riller & Oncken 2003**).

1.3. Inquadramento geografico e geologico del bacino Laguna Blanca

Il bacino Laguna Blanca è situato nella parte nord-occidentale della regione argentina della Catamarca ed è parte del margine sud-orientale della Puna (LB in **fig. 4 B**). Tale bacino si trova ad una latitudine di circa 26°30'S, poco più a Sud della caldera del Cerro Galàn (CG in **fig. 4 B**); quest'ultimo costituisce uno dei maggiori centri vulcanici della *Central Volcanic Zone* (CVZ) della catena Andina ed è associato alla produzione di grandi volumi di ignimbriti riodacitiche, emessi in un periodo prolungato (3,5 Ma), a partire da circa 5,6 Ma (**Folkes 2011**). A Sud del bacino Laguna Blanca troviamo il margine sud-orientale della Puna, come un dominio transpressivo caratterizzato da una serie di *thrust* distribuiti ad *en echelon* lungo una direzione NE-SW (**Allmendinger, 1986**). Tale margine rappresenta il limite settentrionale del così detto *Pipanaco basin* (P in **fig. 4 B**), che mostra un'estensione maggiore del bacino della Laguna Blanca e viene descritto da **Riller & Oncken (2003)** come un dei bacini romboidali, in cui è tipicamente segmentata la crosta centro andina.

Dal punto di vista morfologico il bacino della Laguna Blanca si presenta con una forma romboidale, un'estensione di circa 350 km², un'altitudine media di 3250m e bordato lateralmente da rilievi di maggior altitudine, tra i quali la *Sierra Laguna Blanca* (5900 m) ad Est.

Dal punto di vista climatico l'area della Laguna Blanca fa parte della regione semiarida del Nord-Est argentino, nella quale le acque superficiali sono generalmente scarse e temporanee; l'aridità di tale regione è legata alla presenza della Cordigliera Orientale, che costituisce una barriera orografica per le masse d'aria umida.

Le unità geologiche presenti nell'area sono riportate nel foglio Laguna Blanca 1:200.000 (**Turner 1974**) e vengono organizzate secondo lo schema in **figura 7**. Dalla carta geologica di **Turner (1974)** si nota che la maggior parte delle rocce affioranti appartengono ad un basamento di età precambriana, costituito da rocce metasedimentarie (formazione Loma Coral) e da gneiss e graniti migmatitici (formazione Famabalasto e formazione Chango Real rispettivamente). A contatto con il basamento, attraverso una superficie di discordanza, troviamo le rocce sedimentarie terziarie, di origine continentale, costituenti il Gruppo El Bòlson.

All'interno di quest'ultimo riconosciamo la formazione El Morterito (o *Calchaquense*, arenarie e conglomerati) e la formazione El Cajòn (o *Aracuanense*, arenarie tufacee) intercalate da prodotti vulcanici della formazione El Aspero. Al di sopra delle rocce terziarie e del basamento precambriano troviamo dei prodotti vulcanici quaternari, che vengono suddivisi in formazione Laguna Blanca (tufi dacitici), formazione Negro Caranchi (colate andesitiche) e formazione Los Rastrojitos (basalti).

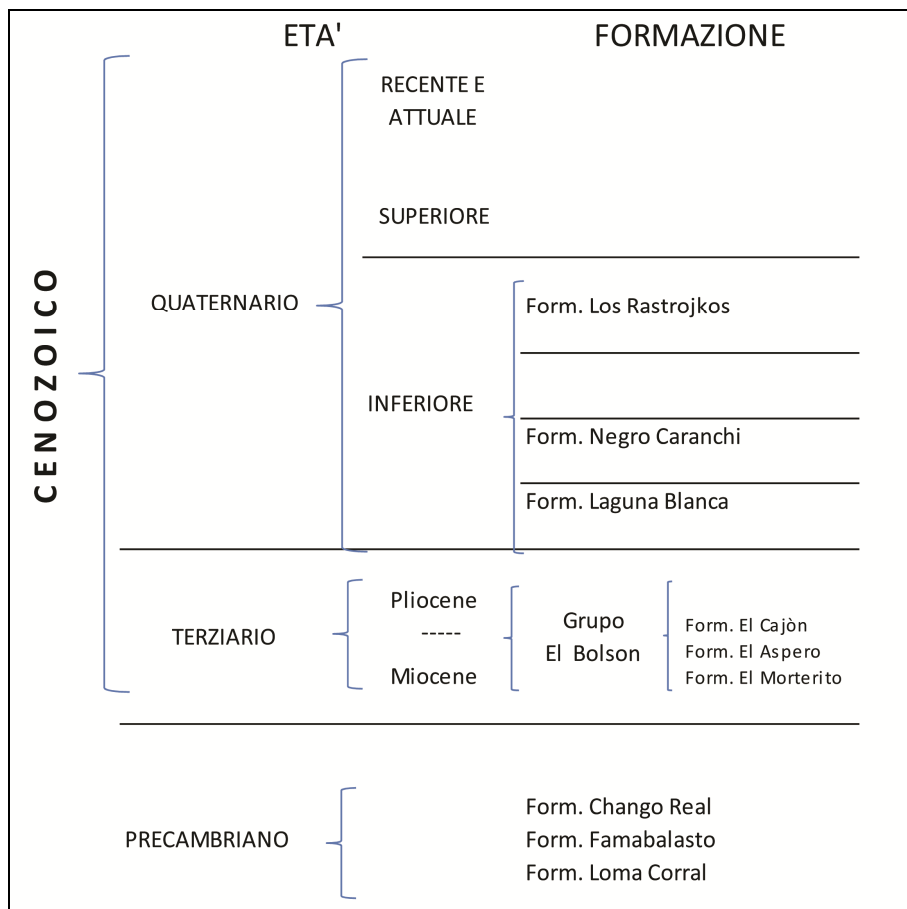


Figura 7: schema delle formazioni riportate nel foglio Laguna Blanca 1:200.000, modificato da Turner (1974).

Allmendinger (1986) fornisce una descrizione delle litologie presenti in settori del margine meridionale della Puna, a Sud dell'area della Laguna Blanca. In particolare segnala la presenza di un basamento cristallino costituito da scisti e gneiss, di origine prevalentemente sedimentaria, del Precambriano Superiore-Paleozoico Inferiore, con metamorfismo da scisti verdi ad anfibolitico ed una pervasiva migmatizzazione. Il basamento è quindi intruso da granotoidi di età ordoviciana (475 Ma). Queste rocce sarebbero state esumate alla fine del Paleozoico-inizio Mesozoico. Sul basamento si

è poi depositata la sequenza vulcano-sedimentaria del Gruppo El Bòlson , descritta in maniera analoga a **Turner (1974)**; mentre le unità quaternarie non sono rappresentate da prodotti vulcanici, come nel caso della Laguna Blanca, ma sono costituite da un conglomerato. Quest'ultimo viene detto *Punaschotter*, è costituito da clasti arrotondati di granitoidi e rocce metasedimentarie della Puna ed è attribuito al Quaternario inferiore.

1.4. Tettonica trascorrente e bacini di pull-apart

I sistemi di faglie trascorrenti (*strike-slip faults*) sono una delle principali strutture della crosta terrestre in quanto generalmente associati al movimento relativo delle placche, e pertanto sede di un'importante attività sismica. Le faglie trascorrenti possono essere molto estese in lunghezza e mostrare delle ondulazioni del piano di faglia (*bends*) o delle zone di interferenza tra due segmenti di faglie trascorrenti adiacenti (*stepovers*). In corrispondenza di questi settori si sviluppano tipicamente strutture locali di raccorciamento (*restraining bends o stepovers*) o di dilatazione (*releasing bends o stepovers*). Le *restraining bends o restraining stepovers* comprendono la formazione di pieghe e faglie inverse e si localizzano dove un faglia trascorrente sinistra mostra un piegamento o uno *step* verso destra (o verso sinistra, nel caso di una faglia trascorrente destra) (**fig. 8**). Se le faglie inverse, formatesi nell'ambito di una *restraining bends o stepovers*, sono confinate da due faglie trascorrenti, si forma un così detto *contractional strike-slip duplex*. Le *restraining bends o stepovers* solitamente costituiscono aree topograficamente rilevate. Le *releasing bends o releasing stepovers* comprendono la formazione di faglie normali e fratture estensionali e si localizzano dove una faglia trascorrente sinistra mostra uno *step* o un piegamento verso sinistra (o verso destra, nel caso di una faglia trascorrente destra) (**fig. 8**). Anche in questo caso, se in corrispondenza di una *releasing bends o stepovers* una serie di faglie normali viene bordata, su entrambi i lati, da faglie trascorrenti si ha un *extensional strike-slip duplex*. La distensione in corrispondenza delle *releasing bends o stepovers* genera la formazione di bacini lungo la faglia trascorrente, noti come bacini di *pull-apart* (**Crowell, 1974**).

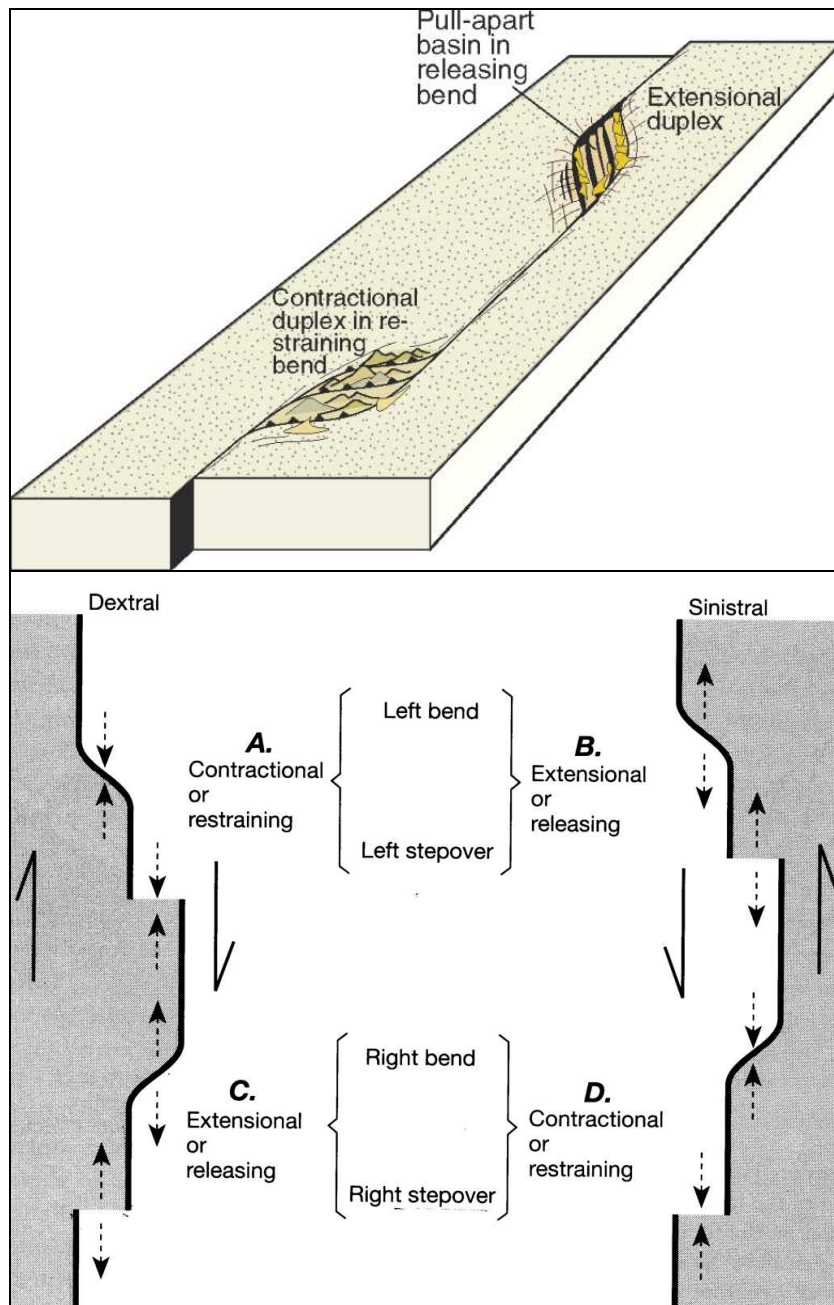


Figura 8: Sopra: *Bends* o *stepovers* lungo una faglia trascorrente con cinematica sinistra, che sviluppano *extensional duplex* e *contractional duplex* (da Fossen 2011). Sotto: *releasing* e *contractional bends* o *stepovers* per faglie di *strike-slip* destro e sinistro (da Twiss & Moores, 2007).

La formazione dei bacini di *pull-apart* è stata descritta da Mann et al. (1983) nell'ambito di diversi contesti tettonici (margini trascorrenti tra placche continentali, archi attivi con sistemi di *strike-slip* per subduzione obliqua, cunei bordati da sistemi di *strike-slip* in zone di convergenza) ed individuando i seguenti stadi evolutivi (fig. 9), confermati anche dai modelli analogici (Dooley & McClay, 1997):

- La nucleazione dei bacini di *pull-apart*, in corrispondenza di *releasing bends* o *stepovers*, produce inizialmente bacini poco sviluppati, che non mostrano chiare evidenze geomorfologiche e che progressivamente acquisiscono forme affusolate.
- Con l'accumulo del rigetto lungo le faglie *strike-slip* si formano bacini più evoluti con "forma ad S" (*lazy S*), se associati a faglie trascorrenti sinistre, e con "forma a Z" (*lazy Z*) nel caso di faglie trascorrenti destre.
- La maturazione evolutiva dei bacini di *pull-apart* viene raggiunta quando essi assumono una forma romboidale, sviluppata a partire delle forme a S e Z, a causa dell'aumento progressivo della lunghezza del bacino, rispetto alla sua ampiezza. Durante questa fase evolutiva le faglie trascorrenti che individuano il bacino si sovrappongono lateralmente.
- Se il bacino di *pull-apart* subisce un'attività che si prolunga per decine di milioni di anni, esso può acquisire una forma stretta ed allungata, con l'eventuale formazione di crosta oceanica sul fondo.

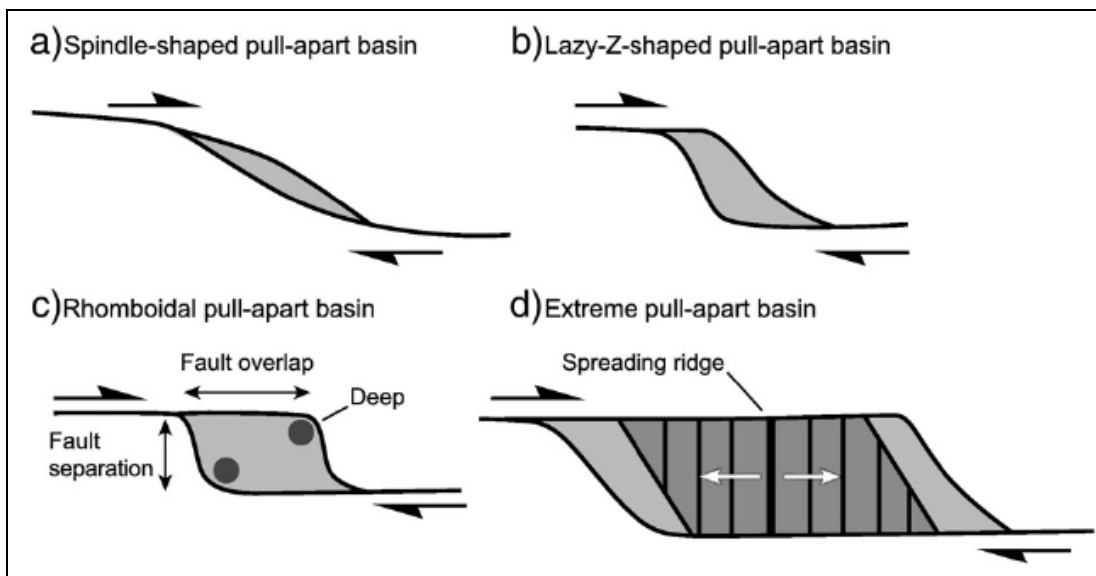


Figura 9: Modello per la nucleazione ed evoluzione dei bacini di *pull-apart* all'aumentare del *displacement* sulle faglie direttrici (da Dooley & Schreurs, 2012, modificato da Mann et al., 1983).

2. Metodologie Analitiche

2.1. Spettroscopia

La spettroscopia è la tecnica di indagine che studia l'interazione tra materia ed energia elettromagnetica. In particolare si occupa della misurazione e rappresentazione della radiazione riflessa ed emessa dalle superfici. Le rocce presentano particolari caratteristiche spettrali nelle regioni del visibile, infrarosso vicino, medio e termico; e la spettroscopia permette di distinguere i diversi minerali che le compongono a partire dal loro spettro. Quest'ultimo può essere definito come la rappresentazione dell'intensità dei parametri fisici di un'onda elettromagnetica in funzione della lunghezza d'onda o frequenza (nel presente studio gli spettri mostreranno la riflettanza in funzione della lunghezza d'onda).

Le caratteristiche spettrali di rocce e minerali possono essere ricavate tramite vari metodi. Misure di riflettanza in laboratorio forniscono firme spettrali diagnostiche ad alta risoluzione, mentre un'analisi spettrale di immagini multispettrali (come quelle del sensore ASTER) può fornire firme spettrali di più bassa risoluzione. Questi dati possono inoltre venir confrontati con le firme di minerali e rocce contenute nelle librerie spettrali, raccolte da diversi enti (i.e. *Jet Propulsion Laboratory (JPL)*, *Johan Hopkins University (JHU)* and the *United States Geological Survey (USGS)*).

2.1.1. Processi di Assorbimento

I processi di assorbimento che derivano dall'interazione tra energia elettromagnetica e materia sono due tipi: elettronici e vibrazionali.

I processi elettronici sono responsabili degli assorbimenti da parte delle strutture cristalline nelle lunghezze d'onda dell'ultravioletto, visibile e vicino infrarosso (**fig. 10**); tra questi processi si distinguono (**Hunt 1977**):

- **Transizioni elettroniche** (*crystal field effect*), interessano gli elementi di transizione, quali Ni, Cr, Co, Fe, che presentano orbitali esterni non completi. Il processo consente la transizione di elettroni a diversi livelli energetici mediante assorbimento di fotoni. Le transizioni possibili sono influenzate dal tipo di elemento, dalla sua valenza, dalla struttura cristallina in cui è inserito (numero di

coordinazione, simmetria del sito cristallografico e dal sito cristallino occupato dallo ione), nonché dalla composizione del minerale stesso.

- **Trasferimento di cariche** (*charge transfer*), prevede l'assorbimento di energia elettromagnetica di una determinata lunghezza d'onda, che causa il trasferimento di carica tra cationi che occupano siti cristallografici adiacenti. Quando questo avviene un elettrone dell'orbitale 3d di un elemento di transizione viene eccitato e può essere trasferito a cationi vicini. Questo processo può avvenire sia tra atomi di uno stesso elemento con valenza diversa (omonucleari Fe^{2+} e Fe^{3+} , Mn^{2+} e Mn^{3+} etc.), che tra atomi di elementi diversi (eteronucleari: Fe^{2+} e Ti^{4+}). L'assorbimento dovuto al processo di *charge transfer* è molto maggiore di quello legato alle transizioni elettroniche ed interessa lunghezze d'onda nell'ultravioletto e visibile. Il trasferimento di elettroni tramite assorbimento di energia può avvenire anche tra un catione e l'anione che lo coordina. Si ha allora un trasferimento di carica metallo-ossigeno. Questo processo causa assorbimenti a lunghezze d'onda tra l'ultravioletto e visibile ed è responsabile della colorazione di alcuni minerali che contengono ioni metallici con un'alta valenza (i.e. Mn^{7+} , Cr^{6+} e V^{5+}) e privi di elettroni negli orbitali 3d.
- **Transizioni in bande di conduzione** (*conduction band*). Nell'ambito di alcune strutture cristalline, vi sono due stati energetici in cui gli elettroni possono esistere: il più elevato è il legame di conduzione o *conduction band*, nel quale gli elettroni si muovono liberamente; lo stato di più bassa energia è detto invece legame di valenza o *valence band*, nel quale gli elettroni sono legati ai specifici atomi o legami. Il salto energetico per passare da *valence band* a *conduction band* è chiamato *band gap*, ed è molto elevato per i minerali dielettrici, basso o assente per i metalli o semiconduttori. In quest'ultimi quindi gli elettroni di valenza, legati ad uno specifico ione, possono facilmente venir eccitati, tramite l'assorbimento di energia elettromagnetica, e muoversi liberamente in *conduction bands*. Gli assorbimenti dovuti a tale processo interessano le lunghezze d'onda del visibile e vicino infrarosso.
- **Centri di colore** (*color centres*): Gli elettroni intrappolati all'interno di difettualità del reticolo cristallino possono venire eccitati assorbendo energia elettromagnetica in particolari intervalli di lunghezza d'onda. Questo processo definisce particolari assorbimenti nel visibile ed è responsabile del colore assunto

da alcuni minerali con reticolo molto simmetrico (e.g. Fluorite gialla, porpora o blu).

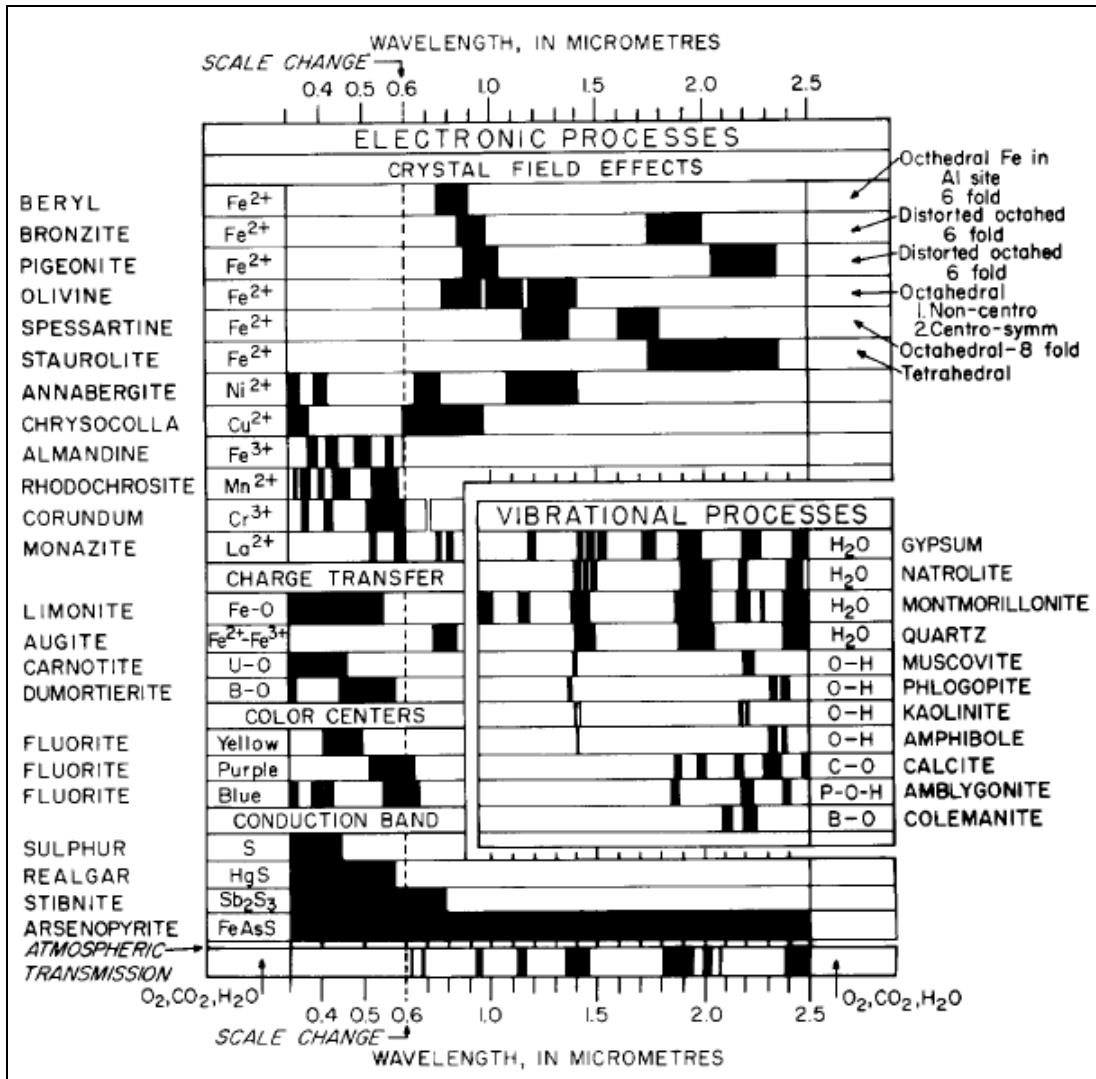


Figura 10: Diagramma degli assorbimenti relativi ai processi elettronici e vibrazionali per alcuni minerali (Hunt, 1977).

I processi vibrazionali dei materiali naturali causano assorbimenti nelle lunghezze d'onda dell'infrarosso medio e termico (fig. 10). I legami tra gli atomi di una molecola formano un sistema in grado di vibrare. Ogni sistema che entra in vibrazione presenta un certo numero di vibrazioni fondamentali (ν). Il numero di quest'ultime (X) in una molecola è dato dalla relazione: $X = 3N - 6$, dove N è il numero di atomi della molecola stessa. La frequenza delle vibrazioni dipende invece dalla forza del legame e dalla massa degli atomi coinvolti. Nel caso di una molecola con 2 atomi il numero di vibrazioni fondamentali è definito da $X=1$ e non 0. Le

vibrazioni fondamentali (ν_1 , ν_2 , ν_x etc.) possono essere accompagnate da vibrazioni multiple delle fondamentali (*overtones* o armoniche superiori) e da vibrazioni composte, date dalla combinazione additiva o sottrattiva delle armoniche fondamentali.

L'energia richiesta per produrre una vibrazione fondamentale cade nell'infrarosso medio o termico; le armoniche superiori e le combinazioni sono processi più deboli rispetto alle frequenze fondamentali e si osserva una diminuzione nell'intensità degli assorbimenti ad esse associate.

2.1.2. Caratteristiche spettrali dei minerali principali

La varietà dei processi di assorbimento e le diverse lunghezze d'onda alle quali questi avvengono ci permettono di ricavare le principali fasi mineralogiche che costituiscono le superfici analizzate (Clark 1999). La conoscenza delle caratteristiche spettrali dei diversi minerali appare quindi fondamentale per l'analisi degli spettri ricavati da campioni con misure di spettroscopia in laboratorio. E' tuttavia importante affiancare all'analisi in spettroscopia altri metodo di indagine; in questo studio sono stati utilizzati diffrazione ai raggi x e microscopia ottica.

E' riportata in seguito una sintesi dei principali assorbimenti dei minerali che costituiscono le rocce affioranti nell'area di studio e che ricadono nella regione spettrale indagata tra 0,35 μm e 2,5 μm (fig. 11).

Nelle lunghezze d'onda del visibile e vicino infrarosso, le principali bande di assorbimento sono legate ai processi elettronici, dovuti alla presenza di elementi metallici di transizione (i.e. Fe, Cr, Ti, Mn). I minerali spettroscopicamente più attivi in questa regione spettrale sono i minerali ferri (i.e. biotite, pirosseno), gli ossidi/idrossidi metallici e i solfati.

Tra gli ossidi e idrossidi i più rilevanti sono quelli di ferro: ematite, ilmenite, goethite, limonite, jarosite; questi hanno assorbimenti molto simili nelle lunghezze d'onda tra 0,3 μm e 1 μm circa (fig. 11), dovuti ai processi di trasferimento di carica dello ione Fe^{2+} o Fe^{3+} . Nella limonite o nella jarosite sono presenti ossidrili o acqua e si riscontrano le rispettive bande di assorbimento, a circa 1,4 μm e 1,9 μm .

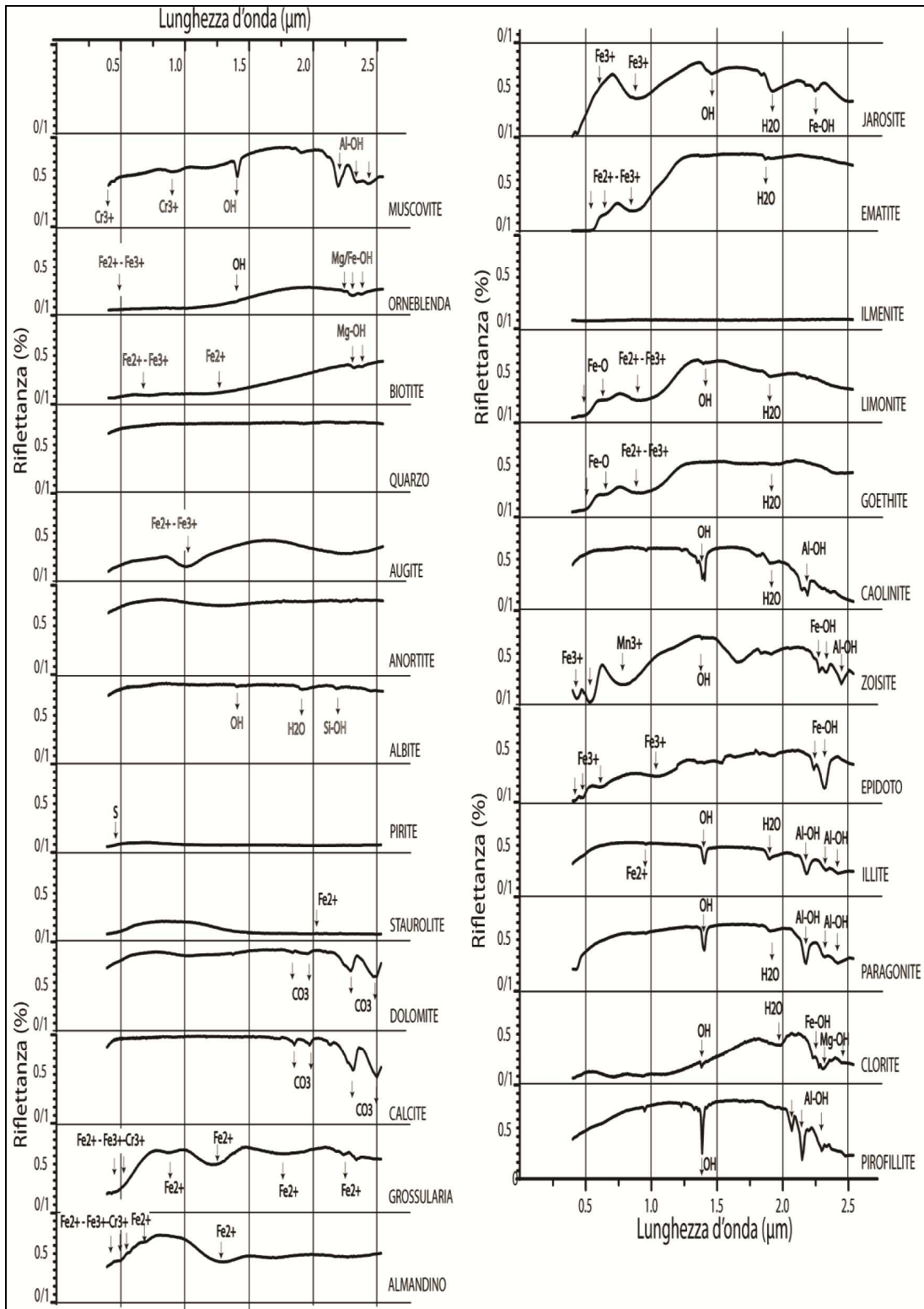


Figura 11: Spettri di riflettanza dei minerali primari, modificato da Bertoldi (2011).

Tra i silicati, i pirosseni presentano una risposta spettrale variabile legata alle diversa struttura cristallina e composizione. Tipicamente gli ortopirosseni mostrano due bande di assorbimento, tra circa 0.9 μm e 1 μm e tra 1.8 μm e 1.9 μm , associate alla

transizione del campo cristallino dello ione Fe^{2+} , che occupa il sito M2; mentre i clinopirosseni presentano due bande di assorbimento a 1 e 2.2 μm circa, anch'esse associate a transizione cristalline dello ione Fe^{2+} nei siti M1 e M2 (**fig. 12**). Tra i clinopirosseni più comuni, l'augite mostra una banda di assorbimento a circa 0.95 μm e 1 μm , dovuta ai trasferimenti di carica del Fe^{2+} nei siti M1 e M2 e del Fe^{3+} nel sito M2 (**fig. 11**).

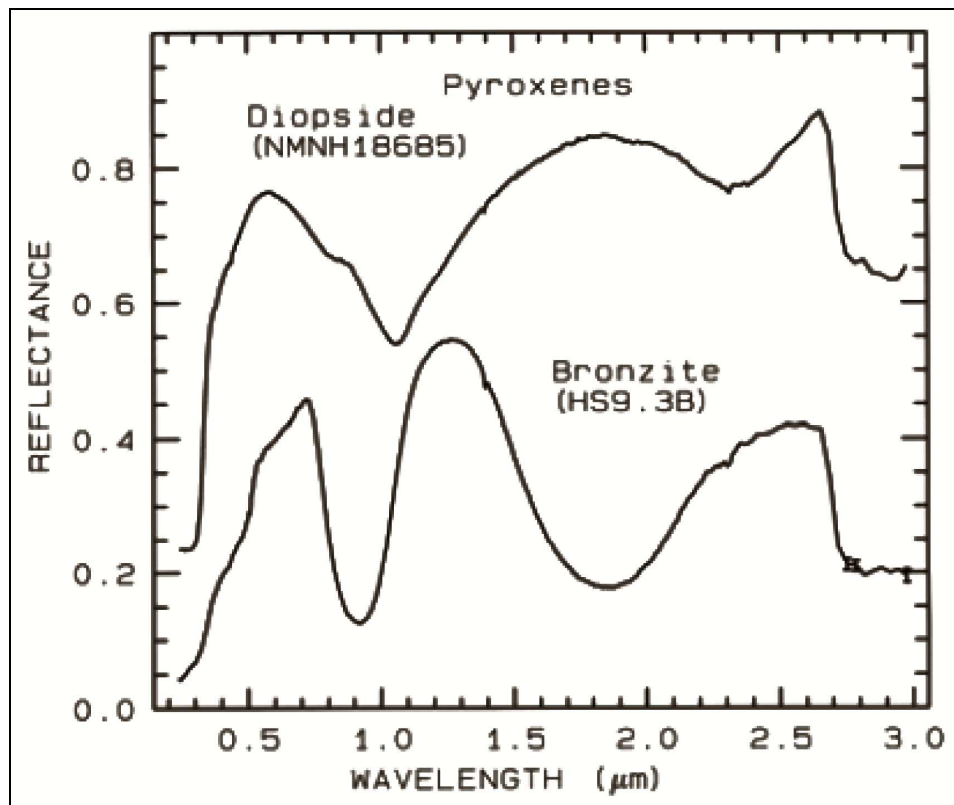


Figura 12: spettro di riflettanza di bronzianite (cliopirosseno) e diopside (ortopirosseno), da Clark (1999).

La regione dell'infrarosso vicino e medio negli spettri dei minerali è interessata da bande di assorbimento principalmente legate ai processi vibrazionali della molecola d'acqua H_2O , dello ione idrossido OH^- , del legame metallo-OH e del gruppo anionico carbonatico CO_3^{2-} . La molecola d'acqua secondo l'equazione $X = 3N-6$, illustrata precedentemente, presenta tre vibrazioni fondamentali. Per molecole isolate nella fase gassosa queste avvengono a 2.738 μm (ν_1 , *symmetric OH stretch*), 6.270 μm (ν_2 , *H-O-H bend*), e 2.663 μm (ν_3 , *asymmetric OH stretch*). Allo stato liquido le frequenze appaiono traslate a causa del legame idrogeno: ν_1 a 3.106 μm ; ν_2 a

6.08 μm e ν_3 a 2.903 μm (**Clark 1999**). Le armoniche composte della molecola acqua si rinvencono negli spettri di riflettanza dei minerali idrati nella regione dell'infrarosso. In particolare a circa 1.4 μm si osserva la prima armonica data dalla composizione delle vibrazioni di stiramento del legame O-H (ν_1 e ν_3); mentre a circa 1.9 μm segue l'assorbimento dovuto alla composizione delle tre vibrazioni fondamentali (ν_1 , ν_2 e ν_3). L'acqua può essere presente nelle fasi mineralogiche in diverse forme: all'interno della struttura cristallina in minerali idrati (i.e. gesso); inglobata come inclusioni fluide nei minerali (i.e. inclusioni in quarzo); adsorbita sulla superficie dei minerali argillosi (i.e. montmorillonite) etc. Negli spettri gli assorbimenti caratteristici dovuti alla presenza di acqua variano in intensità e in posizioni a seconda della posizione occupata dalle molecole d'acqua e dalla sua quantità (**fig. 13**); nonostante ciò la contemporanea osservazione degli assorbimenti a 1.4 μm e a 1.9 μm è sempre diagnostica della presenza di molecole d'acqua (**Hunt 1977**).

Lo ione ossidrile OH^- essendo una molecola composta da due atomi ha solo un modo di porre in vibrazione il legame O-H (ν_1), a circa 2.78 μm . Questo assorbimento può avvenire a lunghezze d'onda leggermente variabili a seconda dello ione a cui l' OH^- è legato (**Clark 1999**); nonostante ciò esso ricade in una porzione dello spettro fortemente soggetta ad assorbimento da parte dei gas atmosferici. Ciò che osserviamo principalmente è la prima armonica superiore nel vicino infrarosso, a 1.4 μm ($2\nu_1$), mentre la seconda è a 0.95 μm ($3\nu_1$), (e.g. **Hunt 1977**).

Lo ione ossidrile si trova in diversi siti cristallografici ed è tipicamente legato ad uno ione metallico. Gli assorbimenti dovuti alla vibrazione rotazionale del legame metallo-OH si trovano a circa 10 μm . Le combinazioni dello stiramento dello ione ossidrile e della vibrazione rotazionale del legame metallo-OH generano assorbimenti nell'intervallo tra 2.2 μm e 2.3 μm , (**Clark 1990, 1999**). Questo intervallo di lunghezze d'onda è particolarmente diagnostico per la mineralogia dei fillosilicati; infatti in tutti questi minerali si riscontra la presenza della prima armonica superiore dello ione ossidrile a 1.4 μm , ma riscontriamo anche assorbimenti a 2.20-2.23 μm (per il legame Al-OH), a 2.25-2.29 μm (Fe-OH) o a 2.30-2.35 μm (Mg-OH), (**Hunt 1977**).

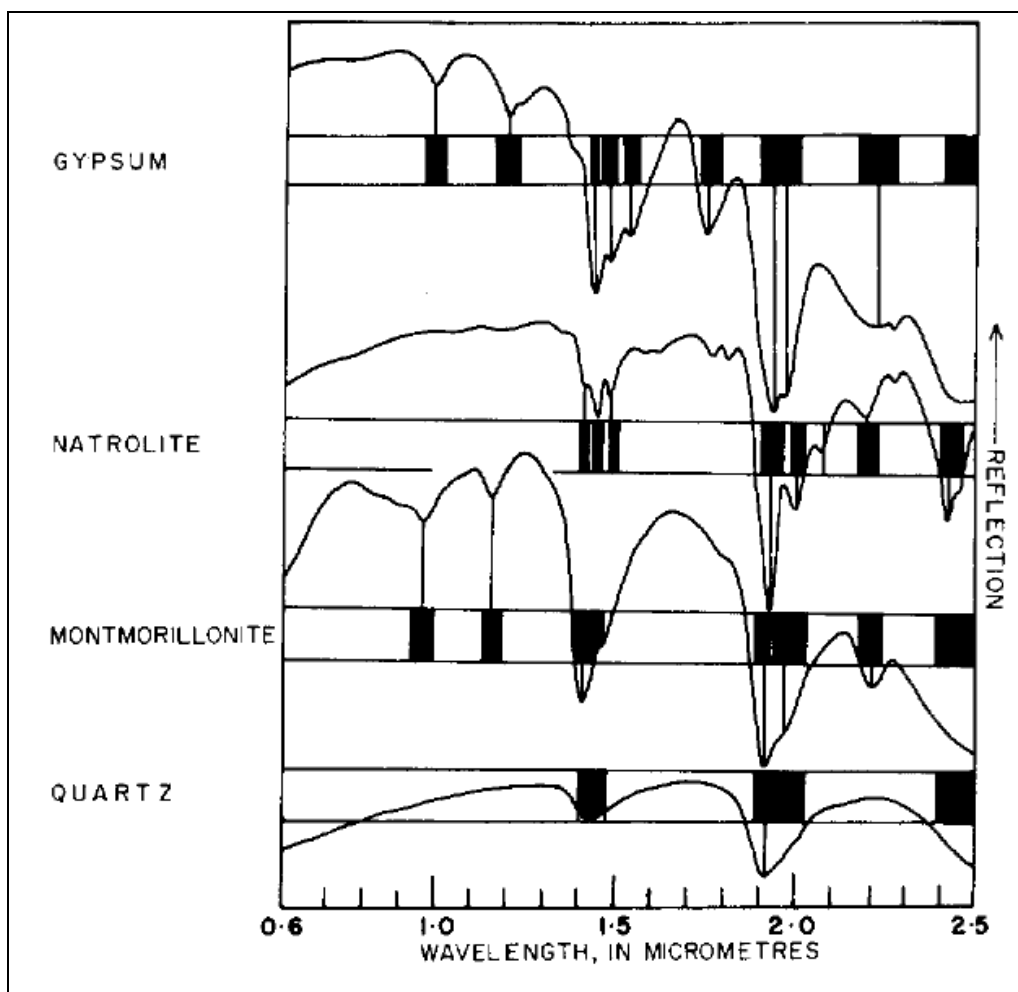


Figura 13: figure di assorbimento negli spettri di diversi minerali legate alla presenza delle molecole d'acqua nelle varie forme, da Hunt (1977).

Tra i fillosilicati di maggior importanza nel seguente studio troviamo:

- La muscovite che mostra un alto contenuto in alluminio ed un minor contenuto in Fe, ed è quindi caratterizzata da un assorbimento principale a $2.2\mu\text{m}$ e due secondari a $2.345\mu\text{m}$ e $2.44\mu\text{m}$, dovuti alle vibrazioni dei legami Al-OH (Vedder 1964).
- La biotite che si distingue dagli altri fillosilicati per la presenza di un assorbimento a $0.72\mu\text{m}$, dato dalle transizioni degli ioni Fe^{2+} ed Fe^{3+} nel reticolo cristallino, e due assorbimenti a $2.33\mu\text{m}$ e $2.39\mu\text{m}$ dovuti alle vibrazioni dei legami Mg-OH. Per la biotite inoltre l'armonica superiore dello ione ossidrilico è mascherata da un più intenso assorbimento del ferro a circa $1.25\mu\text{m}$ (fig. 11).

- La clorite che presenta le stesse figure di assorbimento della biotite, dovute alla presenza del legame Mg-OH; inoltre mostra degli assorbimenti caratteristici legati ai legami Fe-OH (2.25 μ m) ed Al-OH (2.2 μ m).

Gli anfiboli come inosilicati idrati mostrano la prima armonica superiore dell' OH^- a 1.44 μ m ed un ampio assorbimento nella regione del visibile, dato dalla presenza di transizioni elettroniche del Fe^{2+} o Fe^{3+} . Gli anfiboli presentano inoltre delle bande di assorbimento tra 2.2 μ m e 2.4 μ m in funzione della presenza di legami Fe-OH e Mg-OH.

Anche i carbonati mostrano delle figure di assorbimento diagnostiche, dovute ai processi vibrazionali che coinvolgono la molecola CO_3^{2-} . Questa molecola planare costituita da quattro atomi (N=4) presenta sei vibrazioni fondamentali: uno stiramento simmetrico del legame carbonio ossigeno (ν_1 a 9.407 μ m), una vibrazione rotazionale fuori dal piano dello ione (ν_2 a 11.4 μ m), uno stiramento asimmetrico (ν_3 a 7.067 μ m) e una rotazione sul piano (ν_4 a 14.7 μ m); le vibrazioni fondamentali ν_5 e ν_6 degenerano con i modi rotazionali (ν_2 e ν_4) (Clark 1999). Gli *overtones* e le combinazioni delle vibrazioni fondamentali dello ione carbonato cadono nell'infrarosso medio. In questa regione spettrale le due figure di assorbimento maggiori si riscontrano tra 2.50 μ m e 2.55 μ m ($\nu_1 + 2\nu_3$) e tra 2.30 μ m e 2.35 μ m ($3\nu_3$); mentre i secondari tra 2.12 μ m e 2.16 μ m ($\nu_1 + 2\nu_3 + \nu_4$ o $3\nu_1 + 2\nu_4$), tra 1.97 μ m e 2 μ m ($2\nu_1 + 2\nu_1$) e tra 1.85 μ m e 1.87 μ m ($\nu_1 + 3\nu_3$) (e.g. Hunt 1977). La posizione di tali bande di assorbimento varia in funzione della composizione, come per calcite e dolomite (fig. 11).

Minerali silicatici quali quarzo e feldspati non mostrano particolari assorbimenti diagnostici nella regione spettrale indagata: visibile, vicino e medio infrarosso. Tuttavia essi sono caratterizzati da importanti figure di assorbimento nella regione dell'infrarosso termico, dovute alle vibrazioni fondamentali del legame Si-O nelle molecole tetraedriche di SiO_4 . Queste *features* spettrali non vengono però considerate nel seguente lavoro, in quanto al di fuori del *range* spettrale indagato.

2.1.3. Caratteristiche spettrali delle superfici di alterazione

Le firme spettrali delle superfici analizzate spesso non sono determinate univocamente dalle fasi mineralogiche primarie della roccia, ma mostrano figure di assorbimento dovute alla presenza di fasi di alterazione superficiale. I minerali di alterazione delle principali fasi primarie producono principalmente minerali del gruppo delle argille, attraverso processi di: sericitizzazione, (trasformazione di feldspati in fini aggregati di muscovite, illite e paragonite), cloritizzazione (trasformazione di silicati di ferro, magnesio e alluminio in minerali del gruppo delle cloriti), caolinitizzazione (produzione di caolino come alterazione dei feldspati), saussuritizzazione (trasformazione di feldspati in aggregati di epidoto, zoisite, albite, calcite e scapolite). Le superfici rocciose possono inoltre essere ricoperte da altri materiali che ne mascherano la firma spettrale, quali vegetazione e vernice del deserto. Quest'ultima è una tipica alterazione superficiale di ambiente desertico, che si sviluppa come una patina di ossidi e idrossidi di ferro e manganese, che conferiscono una colorazione rossa-bruna o nerastra, associati a minerali delle argille (**Massironi et al. 2008**). La composizione della vernice del deserto è influenzata dai processi di *weathering* ed erosione, secondo l'esposizione a vento e sole, e dalla mineralogia della roccia di partenza, presentandosi più abbondante su rocce ricche in minerali femici (**Massironi et al. 2008**). Le firme spettrali di rocce ricoperte da vernice del deserto mostrano caratteristiche simili: una riflettenza molto bassa nel visibile e vicino infrarosso, dovuta alla presenza di ossidi di Fe e Mn; gli assorbimenti diagnostici dei minerali idrati (a 1.4 μ m e 1.9 μ m) legata alla presenza di fillosilicati; gli assorbimenti dei legami vibrazionali di Al-OH ed Fe-OH, che indicano la presenza di minerali di alterazione (jarosite, epidoti, caolinite, pirofillite).

2.1.4. Analisi con spettrofotometri di laboratorio

Le misure di riflettenza in laboratorio sono state effettuate su diversi tipi di campioni prelevati nell'area della Laguna Blanca:

- Campioni di roccia rappresentativi delle litologie dell'area di studio. Per ognuno di tali campioni, sia la superficie fresca che quella alterata sono state sottoposte a misure in spettrofotometria.

- Campioni di rocce di faglia incoerenti, ridotti in polvere con dimensioni inferiori a 150 μm .
- Campioni di rocce di faglia incoerenti, mantenuti con la grana originaria (inferiore a 0,5 cm).

Le analisi sono state effettuate tramite i seguenti strumenti di misura:

- Spettrometro Varian Cary 5000, presente presso il Dipartimento di Ingegneria dell'Informazione dell'Università degli Studi di Padova. Questo strumento misura la riflettanza emisferica in un potenziale range di lunghezze d'onda tra 175 nm e 3300 nm, con passo di campionamento di 1nm. Le misure effettuate sui campioni dell'area di studio sono state acquisite ogni nm, in un range standard tra 350 nm e 2500 nm. Le superfici dei campioni di roccia testate hanno una dimensione di circa 4 x 4 cm, ma ogni misura viene eseguita su un'area circolare di circa 1 cm di diametro.
- Spettrometro Field-Pro (strumento portatile montato su goniometro) , presso Istituto di Astrofisica e Planetologia Spaziali, Inaf-IAPS, di Roma. Con questo strumento sono state effettuate le misure sui campioni di roccia di faglia dell'area di studio. Esso ha permesso di ricavare misure di riflettanza bidirezionale con un intervallo di campionamento di 1 nm. L'area indagata per ogni misura è di circa 0.5 cm^2 , corrispondente alle dimensioni dello spot illuminato dalla lampada QTH (Quartz Tungsten Halogen) dello spettrometro. Le misure sono state effettuate sul campione polverizzato (con dimensioni inferiori a 150 μm), sul campione incoerente (con la sua grana originaria) e sulla superficie, alterata e non, dei granuli di maggiori dimensioni. Su queste superfici è stato possibile ricavare più misure.

Tali spettrometri registrano il numero di fotoni che incidono sul sensore e forniscono un dato grezzo in DN. Per trasformare il dato grezzo in un dato di riflettanza si è utilizzato il seguente procedimento:

$$\frac{RawA}{RawB} = RawA(B)$$

$$reflec\ tan\ ce\% = RawA(B) \times 100$$

Dove $RawA$ è il dato grezzo in DN relativo al campione A, $RawB$ il dato grezzo relativo al bianco, preso come riferimento durante l'analisi.

Questo processo di correzione viene implementato direttamente dal software di acquisizione dei dati nello Spettrometro Varian Cary 5000, mentre è stato effettuato separatamente per i dati acquisiti con lo Spettrometro Field-Pro.

Ad ogni modo, i dati di riflettenza ottenuti dai due diversi strumenti non sono direttamente confrontabili, in quanto si tratta di una misura di riflettenza emisferica (Spettrometro Varian Cary 5000) e una di riflettenza bidirezionale (Spettrometro Field-Pro).

2.2. Diffrazione ai raggi x

I campioni delle rocce di faglia raccolti nell'area di studio sono stati sottoposti all'analisi in diffrazione ai raggi x tramite il diffrattometro PANalytical X'Pert PRO, geometria Bragg Brentano e rivelatore X'Celerator, presso il dipartimento di Geoscienze dell'Università degli Studi di Padova. Tali analisi sono state effettuate al fine di confrontare i risultati dell'interpretazione dei diffrattogrammi con quelli dell'analisi spettrometrica dei medesimi campioni.

2.3. Telerilevamento

2.3.1. Introduzione al telerilevamento

Per telerilevamento o *remote sensing* si intende il rilevamento di informazioni senza esercitare un contatto fisico con il target; esso comprende l'insieme delle tecniche per l'analisi di oggetti e fenomeni sulla superficie terrestre. Nel telerilevamento, uno o più sensori, montati su piattaforme aeree, terrestri o spaziali, provvedono alla registrazione dell'energia emessa o riflessa dalla superficie indagata, fornendo informazioni diagnostiche. Nell'ambito di questa tesi sono state utilizzate immagini multispettrali telerilevate tramite l'utilizzo di sensori passivi (Landsat ETM+ e ASTER), i quali registrano l'energia elettromagnetica emessa o riflessa da sorgenti naturali (i.e. terra, sole). Essi si distinguono dai sensori attivi, che producono un segnale artificiale indirizzandolo verso la superficie indagata e registrano il segnale riflesso che ne deriva.

Nel seguente lavoro le immagini satellitari acquisite dai diversi sensori sono state utilizzate in ambiti differenti: l'impiego di immagini ASTER, grazie alla maggiore

risoluzione spettrale di quest'ultime, è stato principalmente rivolto all'analisi composizionale e litologica dell'area in studio; le immagini acquisite dal sensore Landsat 7 ETM+ invece, avendo una buona risoluzione spaziale, sono state utilizzate per l'analisi strutturale dell'area.

2.3.2. Immagini Landsat ed elaborazione dati

Il programma satellitare Landsat è inserito nell'ambito di una costellazione di satelliti finalizzati all'osservazione della terra e consta di otto missioni (**tab. 1**). La prima missione, Landsat-1, fu lanciata dalla NASA nel 1972 (con il nome di Earth Resources Technology Satellite, ERTS-1) ed è stata seguita da altre 7 missioni; l'ultima, Landsat-8, è stata lanciata l'11 febbraio 2013. In questo studio vengono utilizzate le immagini della missione Landsat-7, lanciata nell'aprile del 1999, con un satellite che percorre un'orbita sub-polare elio-sincrona a 705 km dalla superficie terrestre. Questo fa sì che il sensore riesca a scansionare l'intera superficie terrestre in 16 giorni.

Satellite	Launch	Altitude	Inclin.	Sensors	Status
L1	23/07/1972	907 Km	99.2°	MSS	Expired 6 Jan 1978
L2	22/01/1975	908 Km	99.2°	MSS	Expired 5 Feb 1982
L3	05/03/1978	915 Km	99.2°	MSS	Expired 31 Mar 1983
L4	16/07/1982	705 Km	98.2°	MSS, TM	Used for manouvre testing since July 1987
L5	01/03/1984	705 Km	98.2°	MSS, TM	Operational
L6	04/10/1993			MSS, TM	Lost at launch
L7	15/04/1999	705 Km	98.2°	ETM+	Operational

Tabella 1: Caratteristiche tecniche e sensori delle varie missioni Landsat (esclusa Landsat-8).

Nelle varie missioni Landsat sono stati impiegati diversi tipi di sensori (*Multispectral Scanner* MMS, *Enhanced Thematic Mapper* ETM, etc.). Nella missione Landsat-7 viene impiegato il sensore *Enhanced Thematic Mapper Plus* (ETM+). Quest'ultimo permette l'acquisizione di 8 bande spettrali: banda 1, 2 e 3 nel visibile (con lunghezze d'onda del blu, verde e rosso rispettivamente), banda 4 nel vicino infrarosso, banda 5 e 7 nell'infrarosso medio, banda 6 nell'infrarosso termico e banda 8 pancromatica. La risoluzione spaziale di queste bande è variabile: 30 m per le bande nel visibile ed infrarosso vicino e medio, 60 m per la banda nel termico, mentre la banda pancromatica arriva a risoluzione di 15 m (**tab. 2**).

Le immagini acquisite dalle missioni Landsat, specialmente a partire dall'introduzione del sensore Landsat Thematic Mapper (TM), rivestono un ruolo particolarmente importante nel telerilevamento in ambito geologico (**Van der Meer 2011**). Nell'ambito di questa tesi si sono analizzate immagini della missione Landsat 7 (ETM+), scaricate gratuitamente dal sito <https://eros.usgs.gov>.

Bands	1	2	3	4	5	6	7	Pan.
Frequency (μm)	0.45 - 0.52	0.52-0.60	0.63 - 0.69	0.76 -0-90	1.55 -1.75	10.42 -12.50	2.08 - 2.35	0.45 -0.90
Ground res (m)	30	30	30	30	30	60	30	13X15
I FOV (μrad)	42,5	42,5	42,5	42,5	42,5	90	42,5	22
Spectrum	blue	green	red	NIR	SWIR	TIR	SWIR	VIS
Radiometric res	8bit	8bit	8bit	8bit	8bit	8bit	8bit	8bit

Tabella 2: Caratteristiche tecniche del sensore *Enhanced Thematic Mapper Plus (ETM+)*.

2.3.2.1. Landsat Calibration

Tramite l'utilizzo del programma ENVI 4.7, le immagini Landsat non calibrate vengono sottoposte al processo detto *Landsat Calibration*. Questo permette di convertire i dati di partenza, in *digital numbers*, in dati di riflettenza (*exatmospheric reflectance*) creando così un'immagine calibrata.

La riflettenza (ρ) viene calcolata tramite la seguente equazione:

$$\rho = \frac{\pi \cdot L_{\lambda} \cdot d^2}{ESUN_{\lambda} \cdot \cos \theta_s}$$

dove L_{λ} è la radianza a sensore (in $\text{W}/(\text{m}^2 \cdot \text{sr} \cdot \mu\text{m})$), d è la distanza terra-sole in unità astronomiche, $ESUN$ è l'irradianza solare media al di sopra dell'atmosfera (i cui valori per Landsat 7 ETM+ sono ricavati da ***Landsat 7 Science Data Users Handbook***, θ_s è l'angolo dello zenith solare in gradi.

I valori di L_{λ} vengono calcolati nell'ambito del processo di *Landsat Calibration*, tramite l'equazione:

$$L_{\lambda} = LMIN_{\lambda} + \left(\frac{LMAX_{\lambda} - LMIN_{\lambda}}{QCALMAX - QCALMIN} \right) \cdot (QCAL - QCALMIN)$$

dove:

- QCAL è il valore del pixel in DN.
- $LMIN_{\lambda}$ è il valore di radianza associato a QCALMIN.

- $LMAX_{\lambda}$ è il valore di radianza associato a QCALMAX.
- QCALMIN è il minimo valore del pixel in DN (1 per prodotti LPGS, 1 per prodotti NLAPS processati prima del 4 aprile 2004, 0 per prodotti NLAPS processati dopo il 4 aprile 2004).
- QCALMAX è il massimo valore del pixel in DN, corrispondente a 255.

I parametri $LMIN_{\lambda}$ e $LMAX_{\lambda}$ utilizzati sono quelli pubblicati in **Chander, Markham, Helder (2009)**.

2.3.2.2. Elaborazione immagini Landsat

Nel seguente lavoro l'analisi delle immagini Landsat ETM+ è stata principalmente finalizzata all'individuazione degli elementi strutturali presenti nell'area di studio. A tale scopo le immagini sono state sottoposte ad una serie di elaborazioni in modo da enfatizzare la presenza di tali strutture.

In particolare le immagini Landsat 7 ETM+ sono state sottoposte ad un processo di *image sharpening*, in modo da portare le composizioni in falsi colori RGB, costruite con le bande Landsat 7 ETM+ , alla risoluzione della banda 8 pancromatica (15m). Questo processo viene fatto secondo il metodo IHS (*Intensity-Hue-Saturation*) (**fig. 14**), secondo cui l'immagine RGB (costruita con 3 bande Landsat 7 ETM+) viene convertita in IHS ed il dato in I (Intensity) viene sostituito con la banda 8 pancromatica. In fine si ha la riconversione in RGB, ricavando così un'immagine con una risoluzione spaziale maggiore (15m), pur mantenendo l'informazione spettrale delle 3 bande utilizzate nella composizione in falsi colori. Questo processo di *image sharpening* è stato implementato tramite il programma ArcGIS.

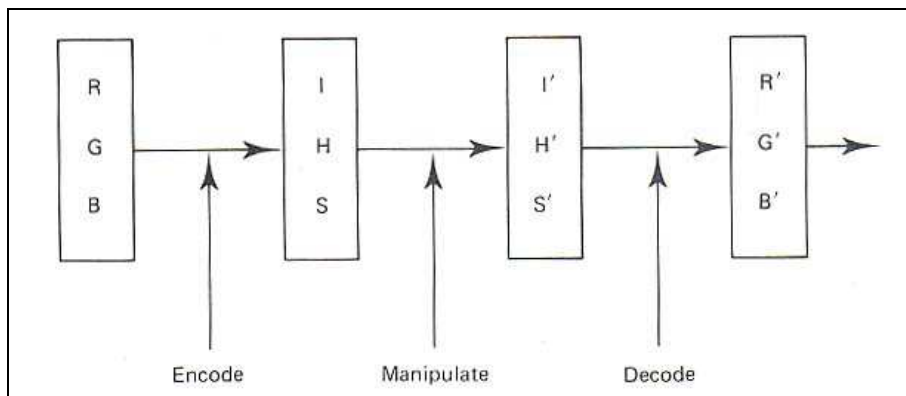


Figura 14: processo di *image sharpening* con il metodo IHS, da Lillesand and Kiefer (1994).

2.3.3. Immagini ASTER ed elaborazione dati

Nel presente lavoro, oltre alle immagini Landsat 7 ETM+, vengono utilizzate immagini satellitari dal sensore multispettrale ASTER (*Advanced Spaceborne Thermal Emission and Reflection Radiometer*). Si tratta di uno strumento realizzato grazie alla collaborazione tra EOS (*Earth Observing System*) - NASA, METI (*Japan's Ministry of Economy, Trade and Industry*) ed ERSDDAC (*Japan's Earth Remote Sensing Data Analysis Center*). Questo strumento viene lanciato nel dicembre 1999 a bordo del satellite TERRA; che presenta un'orbita sub-polare elio-sincrona di 708 Km di altezza. ASTER copre un'ampia regione spettrale grazie a tre radiometri che misurano la radiazione riflessa o emessa in 14 bande spettrali: 3 nel visibile e vicino infrarosso, 6 nell'infrarosso medio e 5 nell'infrarosso termico. La risoluzione spaziale varia con la lunghezza d'onda: 15m/pixel nel VNIR (*Visible and Near-Infrared*), 30m/pixel nello SWIR (*Short-Wave Infrared*) e 90m/pixel nel TIR (*Thermal Infrared*), (**tab. 3**). A causa della bassa risoluzione spaziale nelle bande del termico, nell'ambito di questa tesi le immagini ASTER verranno sottoposte ai processi di elaborazione, analisi ed interpretazione solo nelle bande del VNIR e dello SWIR. Ogni immagine ASTER ha uno *swath* (copertura areale sulla superficie terrestre) di 60X60 Km. ASTER inoltre presenta un telescopio backward-looking che consente di acquisire una stereocopia della banda 3 nel NIR, grazie alla quale è possibile estrarre un DEM (*Digital Elevation model*) (**Abrams et al. 2002**).

Subsystem	Band No.	Spectral Range (μm)	Spatial Resolution, m	Quantization Levels
VNIR	1	0.52-0.60	15	8 bits
	2	0.63-0.69		
	3N	0.78-0.86		
	3B	0.78-0.86		
SWIR	4	1.60-1.70	30	8 bits
	5	2.145-2.185		
	6	2.185-2.225		
	7	2.235-2.285		
	8	2.295-2.365		
TIR	9	2.360-2.430	90	12 bits
	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		

Tabella 3: Caratteristiche tecniche dei 3 sensori ASTER, da Abrams et al. (2002).

2.3.3.1. Pre-processing delle immagini ASTER

Il *pre-processing* delle immagini ASTER prevede una serie di passaggi che permettono di ottenere un'immagine radiometricamente e geometricamente corretta.

L'insieme dei processi di *pre-processing* viene illustrato nel diagramma in **figura 15**.

Le immagini di partenza da sottoporre al processo sono immagini ASTER di livello 1A (dette *Reconstructed Unprocessed Instrument Data*). Queste vengono fornite dal "Land Processes Distributed Active Archive Center" (LPDAAC) come file con estensione .hdf (*Hierarchical Data Format*) dove sono archiviate le informazioni della radianza nelle diverse bande, misurata in *Digital Number* (DN), e le rispettive tabelle dei coefficienti di correzione geometrica e radiometrica. Le immagini ASTER di livello 1A contengono i DNs di ogni banda, quantizzati in 8bit/pixel nelle bande del VNIR e SWIR ed in 12bit/pixel nelle bande del TIR.

Nello studio dell'area della Laguna Blanca si è utilizzata un'immagine ASTER di livello 1A con *Granule ID*: AST_L1A#00312042002143823_1282002134421.hdf acquisita il 12-04-2002, avente una copertura nuvolosa media dell'1%.

Come si può notare in **figura 15** le prime fasi di *pre-processing* permettono di ottenere immagini ASTER di livello 1B. Quest'ultime rappresentano il dato di radianza al sensore e sono dette *Registered Radiance at the Sensor*.

Il processo di calibrazione radiometrica permette di convertire il segnale digitale, dell'immagine ASTER di livello 1A, in valori calibrati di radianza, espressa in $W/m^2/sr/\mu m$, utilizzando i coefficienti contenuti nelle tabelle di correzione radiometrica (*Radiometric Correction Coefficient* - RCC). Questo processo nel seguente lavoro viene implementato automaticamente dal programma ENVI 4.7, con il quale sono state elaborate le immagini ASTER.

Una volta ottenute le immagini ASTER di livello 1B le bande nello SWIR e nel TIR (aventi rispettivamente risoluzione spaziale di 30 e 90 m/pixel) sono state ricampionate a 15 m/pixel con il metodo del *nearest neighbor*, in modo da ottenere su tutte le bande una dimensione del pixel uniforme.

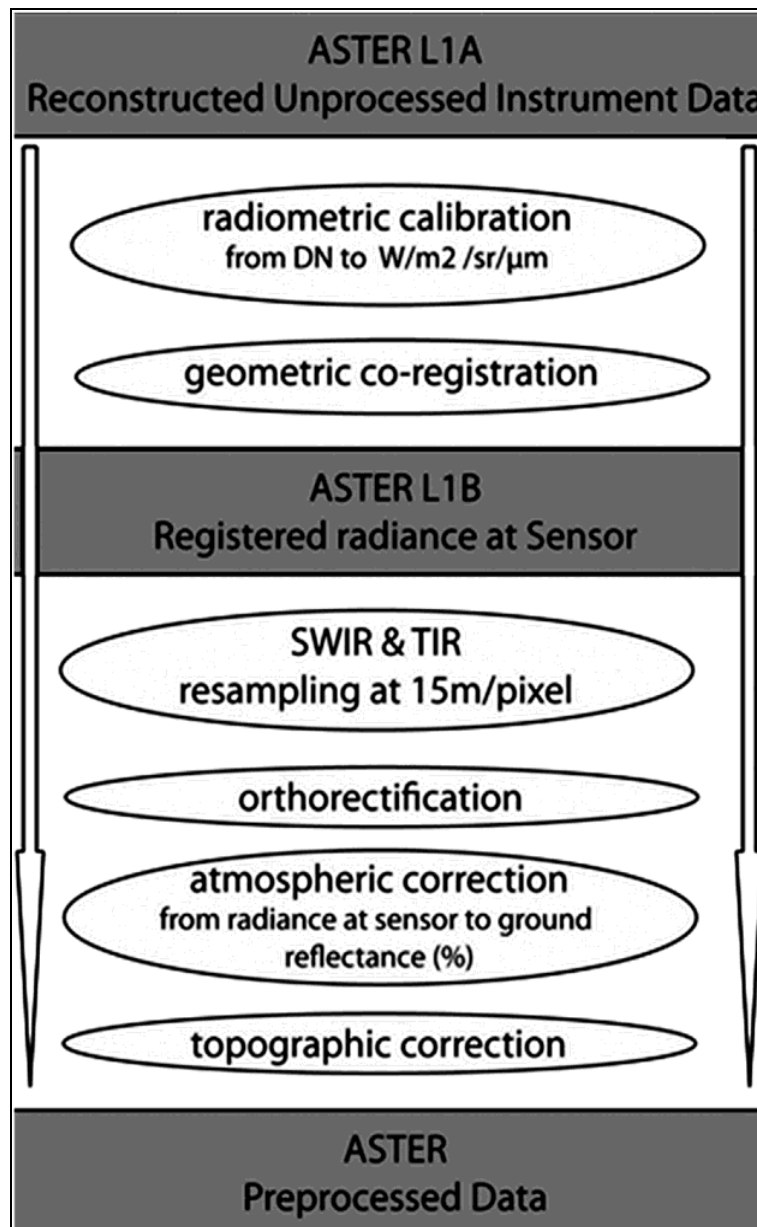


Figura 15: schema degli *steps di pre-processing* per immagini ASTER, da Bertoldi (2011).

Tutte le 14 bande, con medesima risoluzione spaziale, sono state quindi georeferenziate nel sistema di coordinate metriche della proiezione UTM - *datum* WGS84.

Infine per eliminare gli effetti che l'atmosfera causa sull'immagine e trasformare il dato da radianza la sensore ($W/m^2/sr/\mu m$) in riflettanza al suolo (%), applichiamo alle immagini il processo di correzione atmosferica. Essendo l'effetto dell'atmosfera diverso per le diverse lunghezze vengono applicati processi di correzione atmosferica differenti nelle varie bande. Attraverso l'impiego del programma ENVI

4.7 si sono utilizzati: per la correzione delle bande nel visibile, vicino e medio infrarosso l'algoritmo FLAASH (*Fast Line of sight Atmospheric Analysis of Spectral Hypercubes*); mentre per le bande dell'infrarosso termico l'algoritmo TAC (*Thermal Atmospheric Correction*).

2.3.3.2. Elaborazioni immagini ASTER

Una volta ricavate le immagini radiometricamente e geometricamente corrette, tramite i processi di *pre-processing*, esse possono essere sottoposte ad ulteriori elaborazioni, dette di *processing*. Queste permettono di estrapolare un maggior numero di informazioni con il fine di facilitare i processi di fotointerpretazione. Tali elaborazioni consistono in alcune operazioni matematiche o statistiche che consentono la trasformazione del dato originale enfatizzando particolari aspetti.

In seguito riportiamo le operazioni di *processing* applicate alle immagini ASTER dell'area di studio, principalmente finalizzati ad enfatizzare le diverse caratteristiche composizionali delle litologie presenti.

2.3.3.2.1. Rapporti tra bande

Il rapporto tra bande o *band ratio* (BR) consiste nel dividere il valore di riflettanza di un pixel in una banda (bx) per il valore di riflettanza dello stesso pixel in una banda differente (by):

$$BR (x, y) = \frac{bx}{by}$$

Questo processo viene utilizzato innanzitutto per esaltare alcune caratteristiche spettrali delle superfici presenti. In particolare le bande utilizzate per effettuare il BR vengono scelte con lo scopo di enfatizzare la presenza di particolari figure di assorbimento e per questo sono localizzate l'una in corrispondenza delle spalle dell'assorbimento e l'altra presso il picco dell'assorbimento stesso. Questa elaborazione inoltre consente di ridurre gli effetti dovuti alle condizioni di illuminazione. La risposta spettrale delle superfici indagate in aree con elevato rilievo topografico è influenzata dall'angolo di illuminazione solare locale (I), definito come l'angolo tra la posizione del sole e la normale alla superficie del suolo.

Tale influenza sulla riflettanza di una banda, per superfici lambertiane, è definita come una funzione $f(\cos I)$, costante per ogni pixel nelle diverse bande, che va a moltiplicare il valore di riflettanza, riferito ad un angolo costante $R(\theta)$. Ecco quindi che la riflettanza per le bande x e y diventa rispettivamente $R_x = R_x(\theta) f(\cos I)$ e $R_y = R_y(\theta) f(\cos I)$. Nel calcolare il rapporto tra le due bande $BR(x,y)$, i termini $f(\cos I)$ al numeratore e al denominatore si elidono eliminando così l'effetto dovuto alle diverse condizioni di illuminazione.

Nell'applicare tali rapporti alle diverse bande delle immagini ASTER analizzate si è preso come riferimento il lavoro di **Bertoldi (2011)**; dove l'autore crea una libreria spettrale con le firme dei minerali ricampionate secondo la risoluzione ASTER, in base alla quale vengono individuati diversi rapporti utili nella distinzione di particolari minerali ed alterazioni. L'utilizzo degli spettri ricampionati secondo la risoluzione ASTER appare fondamentale allo scopo di individuare le bande da sottoporre al rapporto, in quanto per molti minerali alcuni picchi, chiaramente visibili nelle firme ad alta risoluzione, non vengono individuati a causa della scarsa risoluzione spettrale di questo sensore (**fig. 16**).

Di seguito riportiamo i rapporti tra bande più significativi per la discriminazione delle fasi mineralogiche principali, presenti nelle rocce affioranti nell'area di studio. Come notiamo in **figura 16** ed in **tabella 4** tutti i minerali che nello spettro mostrano assorbimenti dovuti alle transizioni nel campo cristallino del Fe^{2+} e Fe^{3+} ed ai trasferimenti di carica dello ione Fe^{2+} sono caratterizzati da elevati valori del rapporto tra bande 2/1 e 3/2. Tra questi minerali, rilevanti ai fini del nostro studio sono soprattutto gli ossidi e idrossidi di ferro, come ematite e goethite. Al contrario, valori molto bassi per il rapporto 2/1 e 3/2 si sono riscontrati rispettivamente per clorite e zoisite. Quest'ultima si distingue dagli altri epidoti proprio per un basso valore del BR 3/2 (**tab. 4**).

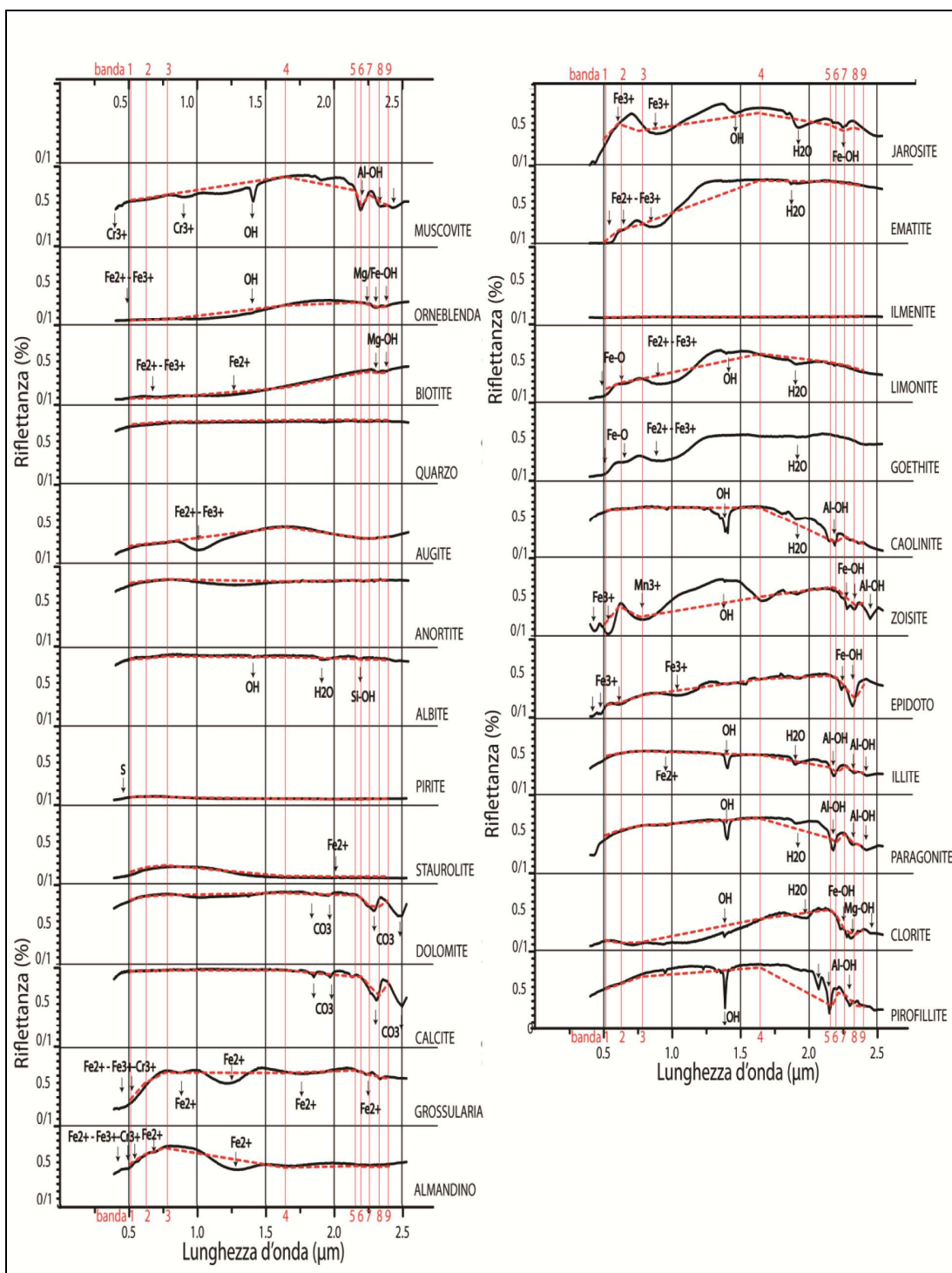


Figura 16: Firme spettrali di laboratorio (linea nera) e ricampionate alla risoluzione ASTER (linea rossa) di alcuni minerali nel range di lunghezze d'onda da 0.5 a 2.5 μm , modificato da Bertoldi (2011).

MINERALE	RAPPORTI TRA BANDE: VNIR-SWIR									11/10	12/11	13/14	12/13
	2/1	3/2	4/3	4/5	5/6	7/6	6/7	7/8	9/8				
ALBITE	1,01	1,03	0,99	1,02	1,02	1,01	0,99	1,01	0,99	1,03	0,71	1,26	1,6
ANORTITE	1,03	1,02	0,97	0,98	1,01	1,00	1,00	0,99	1,00	1,73	0,74	1,31	0,61
AUGITE	1,10	1,09	1,62	1,36	1,03	0,99	1,01	0,98	1,03	1,07	1,16	0,97	1,26
QUARZO	1,02	1,03	1,02	0,99	1,01	1,00	1,00	1,00	1,00	0,99	1,14	1,24	6,41
BIOTITE	1,04	1,05	2,06	0,58	0,97	1,03	0,97	1,04	1,01	0,62	3,38	1,06	1,43
ORNEBLENDA	1,07	1,09	3,40	0,87	1,02	0,93	1,07	1,15	1,05	1,48	0,72	1,00	1,22
MUSCOVITE	1,04	1,07	1,38	1,26	1,40	1,29	0,78	1,16	0,90	3,11	1,17	1,02	2,52
ALMANDINO	1,29	1,16	0,60	0,95	1,02	0,99	1,01	1,00	1,01	0,61	0,74	0,79	0,88
GROSSULARIA	1,86	1,30	0,99	0,95	1,05	0,94	1,06	1,04	0,95	0,69	0,36	2,00	0,23
CALCITE	1,00	1,01	1,00	1,09	1,00	0,87	1,15	1,19	1,25	1,10	1,42	1,64	0,96
DOLOMITE	1,05	1,02	1,03	1,04	1,03	0,88	1,14	1,02	1,10	1,11	1,18	0,78	0,70
STAUROLITE	1,41	1,16	0,36	1,09	0,98	1,01	0,99	1,02	0,99	0,54	5,04	1,28	0,45
PIRITE	1,06	0,96	0,78	1,05	1,00	1,02	0,98	1,00	1,01	0,93	1,03	0,94	1,33
CIANITE										2,11	5,12	1,66	1,32
GOETHITE	1,60	1,23	2,22	1,24	1,04	0,97	1,03	1,09	0,92	0,87	0,93	0,90	0,87
ILMENTITE	1,04	1,08	1,00	0,94	1,00	1,02	0,98	0,99	1,01	0,98	0,97	1,15	1,2
EMATITE	3,82	1,32	3,06	1,01	1,01	0,99	1,01	1,02	0,98	0,97	0,97	1,04	1,06
JAROSITE	1,48	0,85	1,43	1,25	1,06	0,93	1,08	0,93	0,93				
PIROFILLITE	1,10	1,13	1,14	2,15	0,71	0,94	1,06	1,30	0,97	1,30	0,73	1,05	2,34
CLORITE	0,83	1,05	2,56	0,81	1,13	0,68	1,48	1,28	1,21				
PARAGONITE	1,12	1,08	1,14	1,49	1,11	1,23	0,81	1,24	0,92				
ILLITE	1,07	1,03	0,93	1,37	1,20	1,26	0,79	1,18	0,94	2,33	1,11	1,05	1,58
EPIDOTO	1,11	1,32	1,54	0,93	1,06	0,80	1,26	1,44	1,57	2,72	1,02	0,77	1,51
ZOISITE	1,90	0,72	1,73	0,83	1,04	0,86	1,16	1,21	1,05	6,65	0,79	1,22	0,73
CAOLINITE	1,02	1,03	1,00	2,19	1,02	1,18	0,84	1,18	0,91	3,59	0,41	0,37	1,42

< 0,5	0,5-0,8	0,8-0,9	0,9-0,95	0,95-1,05	1,05-1,10	1,10-1,25	1,25-2	> 2
< 50%	50%-20%	20%-10%	10%-5%	5%	5%-10%	10-20%	20%-50%	> 50

Tabella 4: Valori dei BR relativi ai minerali le cui firme spettrali sono state ricampionate alla risoluzione spettrale di ASTER, modificato da Bertoldi (2011). Nei colori giallo-rosso i rapporti con valore > 1 (numeratore più grande del denominatore), nei colori blu-azzurro rapporti con valore < 1 (numeratore più piccolo del denominatore), in bianco rapporti che implicano variazioni di ±5% (Bertoldi 2011).

Tutti i minerali che presentano una riflettenza bassa nelle lunghezze d'onda del VNIR, a causa per esempio di forti assorbimenti in questa regione spettrale (i.e. ossidi e idrossidi di Fe), ed una riflettenza più elevata nelle lunghezze d'onda dello SWIR, mostrano valori elevati del rapporto tra bande 4/3. Questo rapporto coinvolge due bande molto distanti tra loro (banda 3 compresa tra 0,78 e 0,86µm, banda 4 compresa tra 1,6 e 1,7µm), tanto da essere registrate da due radiometri differenti del sensore ASTER (cap. 2.3.3). Per tale motivo, le firme spettrali ricampionate alla risoluzione ASTER non sono in grado di evidenziare la presenza di assorbimenti nelle lunghezze d'onda comprese tra la banda 3 e 4. In questo intervallo cadono gli assorbimenti a 1,4µm e 1,9µm dovuti alla presenza di OH^- e H_2O .

Anche il rapporto 4/5 coinvolge delle bande spettralmente distanti (banda 4 compresa tra 1,6 e 1,7µm, banda 5 compresa tra 2,145 e 2,185µm). Alti valori del rapporto 4/5 sono tipici di quei minerali che mostrano assorbimenti dovuti alle vibrazioni del legame Al-OH, come i fillosilicati contenenti Al (i.e. muscovite, pirofillite, caolinite,

paragonite, illite). Al contrario, minerali caratterizzati dagli assorbimenti vibrazionali dei legami Mg-OH e Fe-OH mostrano un basso valore del BR 4/5. Tra questi, importanti ai fini del presente studio sono soprattutto i fillosilicati di Fe e Mg (biotite e clorite), gli epidoti e gli anfiboli (orneblenda).

La banda 6 del sensore ASTER cade in corrispondenza dell'assorbimento vibrazionale di Al-OH, importante per i fillosilicati di Al precedentemente citati. Ecco quindi che le bande 5 e 7, coincidenti con le spalle di tale assorbimento, vengono scelte per i rapporti 5/6 e 7/6, i cui valori elevati sono importanti per il riconoscimento di muscovite, paragonite ed illite, (la pirofillite invece mostra bassi valori di tale rapporto in quanto l'assorbimento dovuto alle vibrazioni del legame Al-OH risulta spostato a lunghezze d'onda minori).

La banda 7 è invece caratterizzata dalla presenza degli assorbimenti dovuti alle vibrazioni fondamentali del legame Fe-OH e alle armoniche superiori del legame Mg-OH. Se prendiamo in considerazione il rapporto 6/7, questo sarà elevato per i minerali contenenti tali legami (clorite ed epidoto), i quali mostravano invece bassi valori per il rapporto reciproco 7/6. La banda 7 è inoltre collocata in corrispondenza di uno degli assorbimenti tipici del gruppo CO_3^{2-} dei carbonati; quest'ultimi infatti mostrano un valore elevato per il rapporto 6/7 ed un basso valore per il reciproco 7/6.

Nella banda 8 (2,295-2,365 μ m) cade una delle figure di assorbimento maggiori del gruppo CO_3^{2-} ($3\nu_3$, tra 2.30 μ m e 2.35 μ m). I rapporti 7/8 e 9/8 vengono quindi scelti per mettere in evidenza i carbonati (in particolare, come visibile in **tabella 4** il rapporto 7/8 può essere utilizzato per distinguere calcite da dolomite). Inoltre il rapporto 7/8 mostra dei valori medio-elevati per fillosilicati, epidoti e anfiboli, in quanto nella banda 8 cadono anche gli assorbimenti legati alle armoniche dei legami Fe-OH, Mg-OH e subordinatamente di Al-OH. Ugualmente il rapporto 9/8, oltre ad evidenziare i carbonati, mostra valori medio-elevati per minerali quali anfiboli, epidoti e cloriti, contenenti gruppi Fe-OH e Mg-OH.

2.3.3.2.2. Relative Absorption Band-Depth

Il *Relative Absorption Band-Depth* o RBD è un particolare rapporto tra bande effettuato sommando i valori delle spalle di un picco di assorbimento (b_1+b_3) e dividendo tale somma per la banda corrispondente al picco stesso (b_2):

$$RBD = \frac{(b_1 + b_3)}{b_2}$$

Questo tipo di rapporto è particolarmente utile per evidenziare le intensità degli assorbimenti legati alla presenza di Al-OH, Mg-OH e CO_3^{2-} (**Rowan & Mars, 2003**); inoltre la sua applicazione consente di rimuovere il continuum della firma spettrale aumentando l'intensità delle figure di assorbimento (**Rowan & Mars 2003**). Analizzando le firme spettrali, ricampionate alla risoluzione del sensore ASTER (**fig. 16**), per i minerali caratteristici delle litologie dell'area di studio è stato possibile individuare quali RBD utilizzare.

RBD2, $(b_1+b_3)/b_2$, è particolarmente importante per evidenziare quei minerali che presentano degli assorbimenti in corrispondenza delle bande b_1 e b_3 ed un massimo di riflettanza in corrispondenza di b_2 . Questo è il caso di minerali contenenti Fe^{2+} , Fe^{3+} , Cr^{3+} , Mn^{3+} etc., come goethite ed ematite, dove gli assorbimenti sono legati alla presenza del Fe. Questi minerali sono caratterizzati da un valore di RBD2 basso.

Nella banda 5 cadono gli assorbimenti vibrazionali del legame Al-OH per minerali quali illite, caolinite, pirofillite, paragonite. Questi presentano un elevato valore del rapporto RBD5, $(b_4+b_6)/b_5$, che è quindi utile nell'individuare la presenza di alterazioni contenenti tali minerali.

Analogamente per quanto detto di RBD5, il rapporto RBD6, $(b_5+b_7)/b_6$, presenta valori elevati per i fillosilicati, come la muscovite, i cui assorbimenti vibrazionali, legati alla presenza del legame Al-OH, cadono all'interno della banda 6. Gli assorbimenti legati alle vibrazioni del legame Fe-OH rientrano invece nell'intervallo di lunghezze d'onda della banda 8. In base a queste osservazioni viene costruito il rapporto RBD7, $(b_6+b_8)/b_7$, che ci aiuta a distinguere la clorite, per la quale presenta un valore più elevato rispetto agli altri fillosilicati contenenti Al-OH.

Nella banda 8 cade inoltre il minimo dell' assorbimento dello ione carbonato; di conseguenza RBD8, $(b_7+b_9)/b_8$, mostra valori elevati per calcite e dolomite (**tab. 5**). Elevati valori di RBD8 sono comuni a tutti quei silicati contenenti legami Al-OH, Mg-

OH, Fe-OH, i quali mostrano assorbimenti vibrazionali dovuti alle armoniche fondamentali nella banda 8 (**tab. 5**).

MINERALE	ASSORBIMENTI RELATIVI DI BANDA: VNIR-SWIR				
	2:1+3/2	5:4+6/5	6:5+7/6	7:6+8/7	8:7+9/8
ALBITE	2,02	2,01	2,03	1,98	2,00
ANORTITE	1,99	1,97	2,01	2,00	1,99
AUGITE	2,00	2,33	2,02	2,03	2,01
QUARZO	2,01	1,99	2,00	2,01	1,99
BIOTITE	2,01	1,61	2,00	1,94	2,05
ORNEBLENDA	2,03	1,85	1,95	1,94	2,20
MUSCOVITE	2,03	1,98	2,69	1,64	2,06
ALMANDINO	1,93	1,93	2,01	2,01	2,01
GROSSULARIA	1,84	1,90	1,99	2,02	1,99
CALCITE	2,00	2,08	1,87	2,00	2,43
DOLOMITE	1,97	2,00	1,91	2,12	2,12
STAUROLITE	1,87	2,11	1,99	1,98	2,01
PIRITE	1,90	2,05	2,02	1,98	2,01
CIANITE	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
GOETHITE	1,85	2,20	2,00	1,95	2,02
ILMENTITE	2,04	1,94	2,02	1,99	2,00
EMATITE	1,58	2,00	2,00	2,00	2,00
JAROSITE	1,52	2,19	1,99	2,16	1,86
PIROFILLITE	2,05	3,55	1,65	1,83	2,27
CLORITE	2,25	1,69	1,81	2,26	2,49
PARAGONITE	1,97	2,39	2,34	1,62	2,16
ILLITE	1,96	2,20	2,47	1,64	2,12
EPIDOTO	2,22	1,87	2,86	1,95	3,01
ZOISITE	1,24	1,79	1,90	1,99	2,26
CAOLINITE	2,01	3,17	2,21	1,69	2,10

< 1,5	1,5-1,9	1,9-2,1	2,1-2,5	> 2,5
MAX				MIN

Tabella 5: Valori dei RBD relativi ai minerali, le cui firme spettrali sono state ricampionate alla risoluzione spettrale di ASTER, modificato da Bertoldi (2011). I colori giallo-rosso mostrano i rapporti con valore > 2,1, nei casi in cui RBD è centrato su un minimo ($b_2 < b_1$ e b_3); i colori blu-azzurro mostrano i rapporti con valore < 1,9, nei casi in cui RBD è centrato su un massimo ($b_2 > b_1$ e b_3), (Bertoldi 2011).

2.3.3.2.3. Classificazioni

Le tecniche di classificazioni applicabili ad immagini satellitari si distinguono in guidate (*supervised classification*) e non guidate (*unsupervised classification*), a seconda del tipo di algoritmo su cui si basano. Le classificazioni non guidate prescindono dalla conoscenza della realtà al suolo e quindi le classi spettrali, in base alle quali l'immagine viene classificata, vengono scelte secondo un'analisi statistica dei dati considerati. Le classificazioni guidate presuppongono invece la conoscenza del tipo di superficie di alcune zone dell'area di studio. In base a queste vengono definiti i *training sites*, cioè zone dell'immagine i cui caratteri spettrali vengono

considerati statisticamente rappresentativi delle diverse classi, a partire dalle quali viene applicato l'algoritmo classificativo.

Nel presente studio si è utilizzata la tecnica di classificazione *Spectral Angle Mapper* (SAM). Si tratta di una classificazione guidata secondo la quale ogni classe è definita da un vettore in uno spazio n-dimensionale (dove n è il numero di bande). Nel nostro caso i vettori si possono definire sulla base delle firme di laboratorio di rocce, ricampionate alla risoluzione ASTER, o sulle firme ricavate da *Region of Interest* (ROI) tracciate sull'immagine. I vettori così ricavati costituiscono il riferimento per ogni classe e ciascun pixel è classificato in funzione di quanto il suo vettore (n-dimensionale) dello spettro risulta angolarmente vicino (parallelo) a quello di riferimento. L'utente definisce un angolo di soglia ed i pixels che hanno angoli maggiori dell'angolo posto come limite di somiglianza non vengono classificati. Questa classificazione non risente delle condizioni di illuminazione infatti vengono confrontati solo l'orientazione tra i vettori riferimento delle classi ed il vettore pixel e non i loro moduli. Per questo motivo tale metodo è particolarmente idoneo in aree a topografia articolata e con alte energie di rilievo.

2.3.4. Modelli digitali del terreno e loro elaborazione

Nell'ambito dell'analisi dei prodotti telerilevati, si sono utilizzati i seguenti modelli digitali del terreno (DTM) a media risoluzione risoluzione e derivati da riprese satellitari:

- DTM della *Shuttle Radar Topography Mission* (SRTM). Il progetto SRTM nasce da una collaborazione internazionale tra la National Geospatial-Intelligence Agency (NGA) e la National Aeronautics and Space Administration (NASA). In particolare, il sistema radar montato sullo Space Shuttle Endeavour, durante un volo di 11 giorni nel Febbraio del 2000 ha ottenuto dati di elevazione su circa l'80% della superficie terrestre. Sulla base di tali dati è stata realizzata la copertura DTM a media risoluzione più completa esistente. I modelli digitali del terreno SRTM possono essere scaricati gratuitamente dal sito <https://eros.usgs.gov>, con una risoluzione di 30m per le aree appartenenti agli Stati Uniti e di 90m altrove.

- DTM del sensore ASTER (ASTER GDEM), ricavati grazie all'acquisizione della banda 3 nel NIR con una coppia di telescopi in stereo-visione, uno nadirale e l'altro *backward-looking* con un angolo di 24°. E' quindi possibile creare dei modelli digitali del terreno che coprono un'area di 60x60Km, hanno una risoluzione di 30m ed un'accuratezza verticale che varia tra 10 e 25m. Come le immagini ASTER, anche gli ASTER GDEM sono forniti dal "*Land Processes Distributed Active Archive Center*" (LPDAAC).

Durante il presente lavoro di tesi i modelli digitali del terreno hanno fornito la principale base topografica dell'area in studio e sono stati utilizzati per l'individuazione dei maggiori elementi strutturali. A tal fine si sono creati modelli ombreggiati del suolo, utilizzando angoli di elevazione e azimuth solare che enfatizzano i diversi lineamenti a seconda della loro direzione. Tali modelli ombreggiati sono stati ricavati tramite lo strumento *HillShade*, implementato dal programma ArcGIS.

2.4. Metodi di analisi dei dati strutturali

Il rilievo in campagna nell'area della Laguna Blanca ha permesso di ricavare una serie di dati tramite l'analisi meso-strutturale di affioramenti idonei. In particolare sono state rilevate una serie di zone di faglia, precedentemente individuate tramite l'interpretazione di immagini telerilevate. Sono state effettuate un totale di 14 stazioni di misura, per ognuna delle quali si sono misurati i dati di giacitura dei piani di faglia nonché i relativi sensi di movimento dedotti dagli indicatori cinematici eventualmente presenti. Lo studio di questi indicatori ricade nell'ambito dell'analisi cinematica di una popolazione di faglie, che ha come obiettivo quello di definire la direzione ed il senso di movimento delle faglie stesse. A partire da questi dati, l'analisi dinamica serve invece a definire l'orientazione dell'ellissoide di stress agente su quella particolare popolazione di faglie e l'eventuale sua variazione nel tempo (tettonica polifasica); per far ciò si applica un metodo di inversione dei dati cinematici.

2.4.1. Indicatori di cinematica fragile

Sulla superficie di faglia, che comunemente appare levigata a causa del movimento lungo la struttura stessa, spesso troviamo delle striature definibili come *slickensides*; esse rappresentano l'evidenza principale del movimento di slip lungo una faglia e permettono di ricavare la direzione del movimento stesso. A questi elementi sono associate alcune famiglie di fratture secondarie classificate secondo **Tchalenko (1970)** in quattro gruppi (**fig. 17 e**):

- Fratture T (Tension) sono fratture tensionali aperte, spesso con riempimento. Esse non presentano evidenze di taglio e formano con la faglia principale un angolo di circa 45°.
- Fratture R (Riedel sintetiche) sono fratture di taglio che mostrano quindi una superficie striata. Esse formano un angolo di circa 15° con la faglia principale, rispetto alla quale hanno un movimento sintetico.
- R' (Riedel antitetiche) sono fratture di taglio anch'esse caratterizzate strie. Esse appaiono coniugate alle fratture R e si formano con un angolo di circa 75° rispetto alla faglia maggiore. Presentano un movimento antitetico rispetto alle fratture R e alla faglia principale.
- Fratture P (P sintetiche) sono fratture di taglio spesso striate, formatesi a basso angolo rispetto alla faglia principale (circa 10°).

Basandosi sull'osservazione di queste fratture secondarie sono stati elaborati una serie di criteri che permettono di ricavare il senso di shear lungo la faglia principale (**Petit 1987**), (**fig. 17 a-d, f-h**). Oltre a questi elementi sul piano di faglia possiamo trovare altri indicatori cinematici importanti, quali: fibre di minerali, come quarzo e calcite, che si accrescono in corrispondenza di irregolarità sul piano di faglia con una direzione di crescita coassiale alla direzione di movimento, e solchi (*grooves*), formati per frizione di elementi più duri sul piano di faglia durante il movimento ed indicanti la direzione del movimento stesso (**fig. 18**). Una classificazione dei diversi indicatori cinematici in base a caratteristiche morfologiche e geometriche viene data da **Doblas et. al. (1997)**, associando ad ogni indicatore un indice di qualità, in base al quale ricavare in maniera più o meno certa il senso di shear.

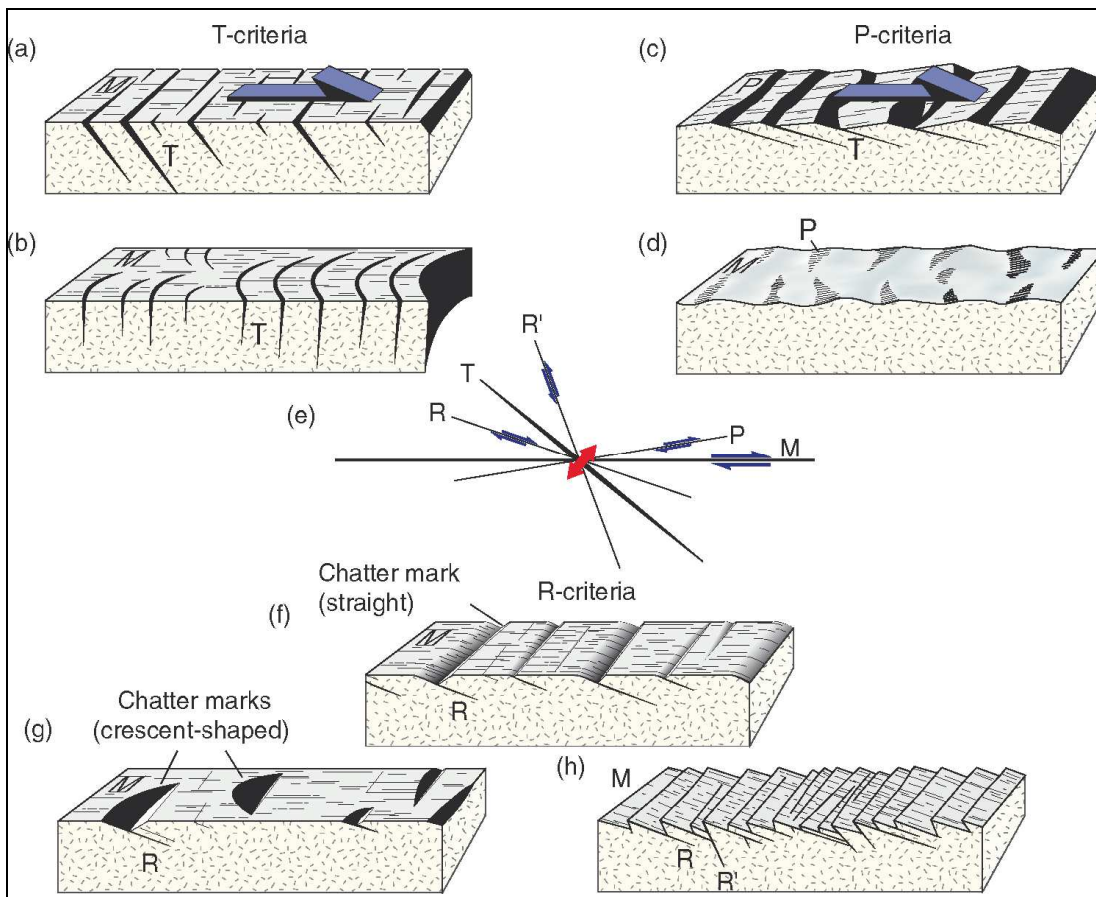


Figura 17: (a)-(d), (f)-(h): criteri cinematici per la determinazione del senso di shear per una faglia destra, utilizzando fratture secondarie ed irregolarità del piano di faglia, da Fossen, (2010); basato su Petit (1987). (e): fratture secondarie associate ad una faglia destra, (Fossen, 2010).

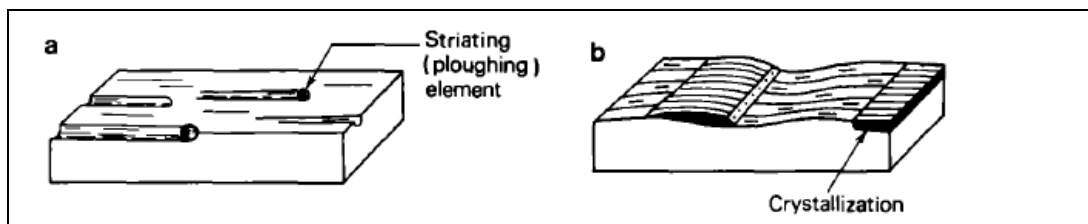


Figura 18: a) grooves, (b) fibre di accrescimento, da Petit (1987).

2.4.2. Calcolo del paleostress e metodi di inversione

Il calcolo del paleostress a partire dai dati delle faglie raccolti in campagna permette di ricavare il “*reduced stress tensor*”, cioè un tensore di stress che esprime l’orientazione e la forma dell’ellissoide di stress, ma non la sua dimensione. I quattro parametri del *reduced stress tensor* sono i tre assi principali di stress (massimo σ_1 ,

intermedio σ_2 , minimo σ_3) ed il rapporto tra le differenze degli stress principali, definito *stress ratio*:

$$R = \frac{(\sigma_2 - \sigma_3)}{(\sigma_1 - \sigma_3)}$$

Con R compreso tra 0 e 1.

I dati che vengono utilizzati ai fini della ricostruzione del paleostress includono *strike* e *dip* del piano di faglia, l'orientazione della lineazione ed il senso di movimento; a questi ci si riferisce complessivamente con il termine di *fault slip data*. Nel tempo sono stati elaborati numerosi metodi, detti di inversione dello stress, che permettono il calcolo del tensore di stress, responsabile per una data popolazione di faglie, a partire dai *fault slip data* e da pseudo-soluzioni di meccanismi focali.

I metodi di inversione dello stress si basano sull'assunzione fondamentale che lo scivolamento lungo il piano di faglia avviene nella direzione del massimo sforzo di taglio (**Wallace 1951, Bott 1959**), e vengono assunti inoltre i seguenti requisiti:

- Lo stress deve essere omogeneo.
- Lo slip su una data faglia non deve essere influenzato dall'interazione meccanica con altre faglie.
- Il campionamento deve essere rappresentativo.
- Non vi deve essere stata una riorientazione post-fagliazione del volume di roccia in esame.

Esistono una grande varietà di metodi per la ricostruzione del tensore di paleostress, essi possono essere metodi diretti (usando il metodo dei minimi quadrati), o metodi interattivi, se testano una gran numero di possibili tensori (*grid search methods*). Tra i metodi di inversione dello stress diretti ricordiamo il metodo del diedro retto, che consiste nel definire, per ogni faglia considerata, un piano ausiliare perpendicolare alla faglia e alla lineazione su di essa. In questo modo il diagramma della proiezione stereografica viene diviso in quattro quadranti, dei quali due saranno in estensione e due in compressione. Ciascuna di tali coppie di quadranti corrisponde al possibile range di orientazione di un asse principale di stress. Dal senso di slip della faglia è possibile desumere quale coppia di quadranti è in estensione (e contiene σ_3) e quale

è in compressione (e contiene σ_1). L'asse di stress intermedio σ_2 è preso come ortogonale a σ_1 e σ_3 .

Il funzionamento metodo interattivo *grid search* viene illustrato nel paragrafo seguente (**cap. 2.4.3**).

2.4.3. Win-Tensor

Nel seguente lavoro il calcolo del paleostress è stato effettuato tramite il programma Win Tensor 3.0.0, messo a punto da Delvaux nel 1993. Questo programma, oltre a permettere l'applicazione di vari metodi di inversione, tra cui quello del diedro retto, consente di applicare il *Rotational Optimization method*: un metodo di inversione interattiva introdotto dallo stesso Delvaux, (**Delvaux 1997; Delvaux & Sperner 2003**), con cui definire la stabilità degli assi $\sigma_1, \sigma_2, \sigma_3$ indicata come la rotazione consentita dall'inversione attorno a ciascun asse.

Al fine della ricostruzione del tensore di stress, nel caso in cui non sia stato possibile determinare il senso di slip, il programma Win Tensor 3.0.0, permette di considerare, oltre ai consueti fault slip data, altri tipi di fratture secondarie (Riedel sintetiche e antitetiche e fratture tensionali) associate ad un piano di faglia (**Delvaux & Sperner 2003**). Inoltre Win Tensor 3.0.0 prevede il calcolo non solo dello *stress ratio* (R) ma anche del parametro R' detto *stress regime index* (**Delvaux 1997**). Il valore dello *stress ratio* varia tra 0 e 1 ed assume un valore di 0,5 per i regimi puramente compressionali (σ_3 verticale), estensionali (σ_1 verticale) o trascorrenti (σ_2 verticale). Non è sempre semplice individuare i diversi regimi di stress basandosi sul solo valore dello *stress ratio* (un regime estensionale con R=0.8 è equivalente ad un regime trascorrente con R=0.8 etc.); per meglio operare tale distinzione viene introdotto il parametro R': nel caso di regime estensionale (σ_1 verticale) $R'=R$, per un regime trascorrente (σ_2 verticale) $R'=2-R$ e per un regime compressionale (σ_3 verticale) $R'=2+R$. Il parametro R' così definito può variare da 0 a 3 ed acquisire un valore di 0,5 per pura estensione, 1,5 per pura trascorrenza e 2,5 per pura compressione. Nel caso di regimi non puri R' mostra un valore di 1.0, per regime transtensivo e 2.0, per regime transpressivo.

Per quanto riguarda l'applicazione del *Rotational Optimization method*, questo come tutti i metodi interattivi si basa sull'analisi di numerosi tensori di stress con la finalità di minimizzare l'errore di inversione tramite l'utilizzo di una *misfit function*. Tale metodo inizialmente prevede l'applicazione del metodo del diedro retto al fine di stimare i tensori di stress e permette di minimizzare gli errori di inversione tramite una funzione del tipo:

$$F_j = \frac{\sum(f_j(i) \times w(i))}{n \times \sum w(i)}$$

dove $w(i)$ è il peso da assegnare ai singoli dati, n è il numero dei dati ed $f_j(i)$ è la funzione da minimizzare (per esempio la funzione $f_j(i) = \alpha(i)$ con cui si tende a minimizzare l'angolo α tra il vettore di slip e lo shear stress risolto sul piano di faglia), (**Delvaux & Sperner 2003**).

La determinazione del tensore di stress con il *Rotational Optimization method* si basa sull'utilizzo di un *grid search* 4D che comprende delle rotazioni successive del tensore attorno ai tre assi principali di stress ($\sigma_1, \sigma_2, \sigma_3$) ed un test equivalente per lo *stress ratio* (R). Ne risultano quattro diagrammi cartesiani (**fig. 19**): tre inerenti la possibile rotazione attorno agli assi principali di stress ed uno relativo allo *stress regime index* R', il cui valore dipende direttamente da R. In questi diagrammi i dati plottati vengono interpolati tramite curve di regressione. I grafici relativi ai tre assi di stress riportano in ascissa l'angolo di rotazione ed in ordinata i valori della funzione di misfit; è possibile così individuare graficamente per quale angolo di rotazione la funzione di misfit assume un valore minimo. Dopo la rotazione attorno ai tre assi principali di stress viene testato in maniera simile il parametro R'; ne risulta un grafico che mostra il variare della funzione di misfit (in ordinata) al variare del valore di R' (in ascissa). Questo processo di ottimizzazione, avente come punto di partenza i risultati ricavati con il metodo del diedro retto, viene reiterato più volte finché il tensore si stabilizza ed un'ulteriore rotazione attorno agli assi o una modificazione del valore di R' non porta ad un miglioramento dei risultati, (**Delvaux & Sperner 2003**). Come punto di partenza per ogni test successivo vengono presi i valori di $\sigma_1, \sigma_2, \sigma_3$ ed R' che hanno dato il minimo valore della *misfit function*.

Una volta ricavati i quattro grafici della stabilità di σ_1 , σ_2 , σ_3 ed R' la bontà del risultato può essere valutata considerando il parametro della *Function Variability* (% FV), che viene espressa in percentuale e calcolata come:

$$\% FV = \frac{(f_{\max} - f_{\min})}{f_{\max}} \times 100$$

dove f_{\max} è il valore massimo della funzione di misfit e f_{\min} è il suo valore minimo. Questo parametro esprime la profondità della depressione della curva di regressione: più è alto il valore della *Function variability* più la curva di regressione si dimostra depressa, indicando una grande stabilità attorno all'asse in questione (**fig. 19 B**). Al contrario, un basso valore della *Function variability* implica una *regression curve* poco depressa ed una forte instabilità di rotazione intorno all'asse considerato (**fig. 19 A**). Un altro modo per definire la stabilità degli assi si basa sulla valutazione della forma e della simmetria della curva di regressione di ciascun asse. Questo viene fatto andando ad individuare sulla curva gli angoli di rotazione, in senso orario ed antiorario, corrispondenti a $f_{\min} + 5\%$ della differenza tra valore massimo e minimo della funzione di misfit stessa ($f_{\max} - f_{\min}$). Questo rappresenta il range di rotazione per una variabilità del 5% della funzione al di sopra del suo valore minimo; più i valori dei due angoli sono simili più la possibilità di rotazione è simmetrica.

Per quanto riguarda le elaborazioni dei dati rilevati nell'area di studio attraverso Win Tensor 3.0.0, Il programma ha consentito innanzitutto la visualizzazione delle proiezioni stereografiche relative ai dati di ogni stazione di misura (vedi stereoplots del **cap. 3.2**). Una volta proiettati i dati è stato possibile applicare uno dei metodi di inversione diretti. Per il seguente lavoro è stato scelto il metodo del diedro retto, tramite cui ricavare la rappresentazione grafica a *beach ball*, che ci illustra i quadranti in estensione e in compressione, ed una prima stima delle orientazioni degli assi principali di stress. A partire da questo primo risultato viene messa in atto una procedura di separazione dei dati (*data separation procedure*), con la quale l'iniziale set di dati inserito nel programma viene ridotto. Questo viene fatto calcolando, con il *right dihedron method*, il tensore di stress per l'insieme dei dati iniziali e rimuovendo progressivamente, in una procedura interattiva, quei dati che non appaiono compatibili con il risultato ottenuto. Alla fine di questo processo di

separazione viene calcolato il tensore di stress relativo al set di dati selezionati, il quale sarà il punto di partenza per l'applicazione del *Rotational Optimisation method*. In questo metodo interattivo, come spiegato in precedenza, un tensore di stress iniziale è progressivamente adattato al set di dati tramite una procedura interattiva che analizza numerosi tensori di stress con la finalità di minimizzare l'errore di inversione tramite l'utilizzo di una *misfit function*. Questa procedura cerca quindi di definire la configurazione dei 4 parametri del *reduced stress tensor* per i quali la *misfit function* acquisisce il valore minimo.

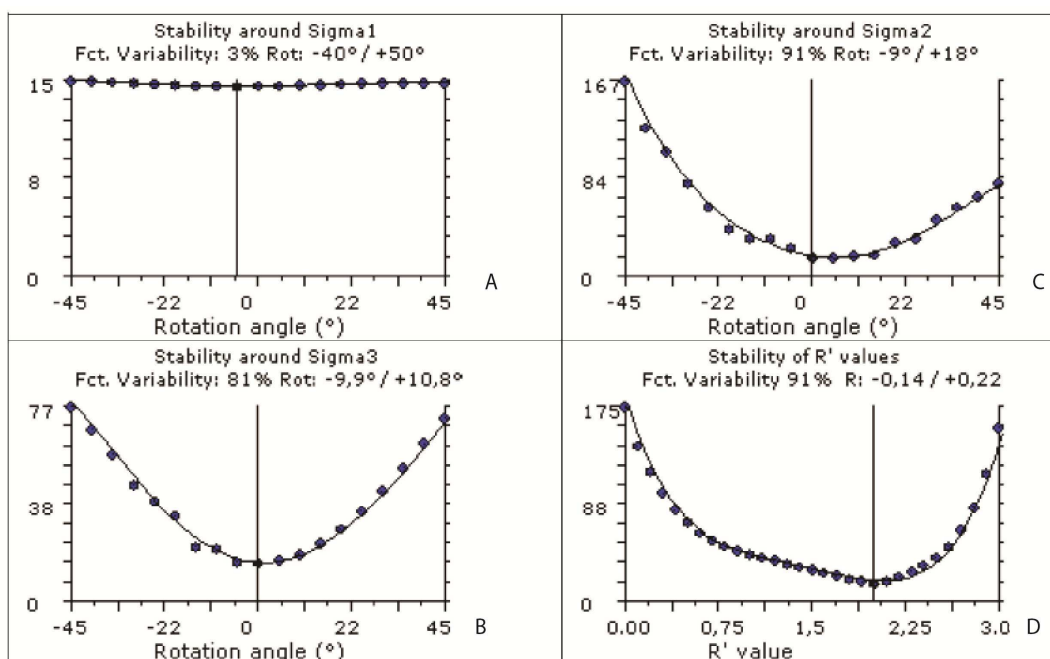


Figura 19: Regression curves per una faglia strike-slip con probabile attività nel Cretaceo, associata al margine della placca del Mar Morto in Giordania (Zain Eldeen et. al. 2002).

Il grafico di stabilità intorno all'asse σ_3 (B) mostra una depressione accentuata in corrispondenza di un angolo di rotazione di 0° ; questo indica che la posizione degli assi σ_1 e σ_2 è ottimale per quella particolare posizione dell'asse σ_3 . Questo viene riscontrato nell'elevato valore della *Function variability* per l'asse σ_3 , calcolato come $\%FV = [(f_{max} - f_{min}) / f_{max}] \times 100 = [(77 - 14,63) / 77] \times 100 = 81\%$. Ugualmente la valutazione della simmetria della curva di regressione per l'asse σ_3 ci conferma la buona stabilità di σ_1 e σ_2 attorno all'asse in esame. Questa viene stimata, secondo il processo descritto nel testo, come $(f_{max} - f_{min}) = 77 - 14,63 = 62,37$; il 5% di 62,37 è 3,12; $14,63 + 3,12 = 17,73$. Dalla curva ricaviamo gli angoli corrispondenti ad un valore della misfit function di 17,73: $9,9^\circ$ in senso antiorario e $10,8^\circ$ in senso orario. Il grafico di stabilità intorno all'asse σ_1 (A) mostra una curva molto piatta associata ad un valore molto basso della *Function variability* ($\%FV = 3\%$), ciò denota una scarsa stabilità degli assi σ_2 e σ_3 attorno a σ_1 . In questo caso il range di rotazione per una variabilità del 5% della funzione sopra il suo valore minimo è più alto (40° in senso orario e 50° in senso anti orario). Infine il valore di R' circa uguale a 2 (D) definisce un regime di tipo transpressivo ed è giustificato da un valore di R circa pari a zero. I valori di σ_2 e σ_3 sono quindi molto vicini; questo spiega la loro scarsa stabilità attorno all'asse σ_1 (A).

Nel programma Win Tensor 3.0.0 esistono diverse funzioni di misfit che vengono applicate a diversi data set a seconda della loro tipologia (piani di faglia con direzione di slip, fratture tensionali, fratture coniugate etc.). Nel seguente lavoro la funzione di misfit scelta per elaborare i dati è la funzione composita F5, adatta a data set misti, cioè comprendenti diverse tipologie di *fault slip data*.

L'iniziale procedura di separazione dei dati e la consecutiva applicazione del *Rotational Optimisation method* vengono applicate solamente a quelle stazioni di misura dove è stato possibile ricavare un numero statisticamente rappresentativo di dati. Per quelle stazioni aventi pochi dati e con simile orientazione non si può applicare un metodo di inversione interattivo. Per tale motivo, si è deciso di utilizzare in questi casi il metodo del diedro retto. In generale, per le stazioni aventi un numero di dati maggiore di 10 vengono ricavate le curve di regressione, in modo da poter valutare la bontà del risultato ottenuto.

3. Risultati

3.1. Risultati dell'analisi in spettroscopia e confronto con petrografia ed analisi in diffrazione a raggi x

Durante il rilevamento di campagna si sono campionate le principali litologie affioranti nell'area, cercando di raccogliere per ogni tipologia di roccia campioni di superfici sia alterate che fresche. Sono state inoltre campionate le rocce di faglia associate ad alcune strutture tettoniche che mostravano un'ampia zona di *core* e di danneggiamento. I campioni di roccia così ottenuti sono stati tagliati in sezione sottile ed analizzati al microscopio ottico in modo da definire l'associazione mineralogica tipica delle varie litologie (**tab. 6**). I medesimi campioni sono stati sottoposti alle misure di riflettenza emisferica con lo spettrometro Varian Cary 5000 sia per le superfici alterate che fresche. La composizione mineralogica dei campioni di roccia di faglia è stata invece ricavata tramite l'analisi in diffrazioni ai raggi x, mentre le firme spettrali di tali campioni sono state ricavate tramite lo spettrometro Field-Pro montato su un goniometro. In **figura 20** sono evidenziate le posizioni da cui si sono prelevati i campioni analizzati nell'area di studio.

In questo paragrafo illustreremo i risultati dell'analisi in spettroscopia così da correlare le caratteristiche spettrali e la petrografia dei campioni studiati. I campioni verranno riportati così come organizzati e descritti nella carta geologica (vedi **cap. 3.4.1**).

Campione	Litologia	Unità	associazione mineralogica
LB003A	BASALTO OLIVINICO	Complesso vulcanico Vicuña Pampa, Plio-Pleistocene (Fm. Negro Caranchi auct.)	plagioclasio, olivina, iddingsite, pirosseno, minerali opachi
LB008B	IGNIMBRITE	Complesso vulcanico Cerro Galan, Pliocene	quarzo, plagioclasio, biotite, in matrice caolinitizzata, minerali opachi
LB007	TUFO	Complesso vulcanico Pucarilla-Cerro Tipillas, Miocene (Fm. Lagunuba Blanca auct?)	plagioclasio, quarzo, biotite, pirosseno, anfibolo, rutilo, in matrice caolinitizzata, minerali opachi
LB026	TUFO	Complesso vulcano-sedimentario, Miocene (Fm. El Aspero, Gruppo El Bolsòn auct.)	quarzo, plagioclasio, muscovite, biotite, clorite, orneblenda, rutilo, minerali opachi e calcite secondaria in cavità
LB024	ARENARIA	Complesso vulcano-sedimentario, Miocene (Fm. El Morterito o Calchaquanse, Gruppo El Bolsòn auct.)	Clasti di quarzo, calcite, plagioclasio e frammenti di roccia polimineralici (a qtz, pl, ms), minerali opachi, sericite, matrice argillosa
LB010	GRANODIORITE	Complesso intrusivo, Ordoviciano (Fm. Chango Real auct?)	Quarzo, plagioclasio, biotite, muscovite, feldspato potassico, apatite, caolinite, sericite, clorite, zircone
LB020	GRANITO	Complesso intrusivo, Ordoviciano (Fm. Chango Real auct?)	quarzo, plagioclasio, feldspato potassico, biotite, muscovite, apatite, clorite, epidoto, caolinite, minerali opachi, zircone

Campione	Litologia	Unità	Associazione mineralogica
LB012	GNEISS OCCHIADINO	Complesso gneissico del basamento metamorfico, Precambriano (Fm. Famabalasto auct)	plagioclasio, quarzo, feldspato potassico, clorite, epidoto, muscovite, biotite, apatite, sericite, caolinite
LB011a	GNEISS	Complesso gneissico del basamento metamorfico, Precambriano (Fm. Famabalasto auct)	plagioclasio, quarzo, muscovite, minerali opachi
LB0017	GNEISS	Complesso gneissico del basamento metamorfico, Precambriano (Fm. Famabalasto auct)	quarzo, plagioclasio, feldspato potassico, muscovite, biotite, granato, caolinite, epidoto, clorite
LB023	GNEISS OCCHIADINO	Complesso gneissico del basamento metamorfico, Precambriano (Fm. Famabalasto auct)	plagioclasio, quarzo, feldspato potassico, biotite, muscovite, clorite, , apatite, epidoto, sericite minerali opachi
LB016	METABASITE	Basamento metamorfico, Precambriano (Fm. Loma Coral auct.)	quarzo, muscovite, clorite, albite, biotite

Tabella 6: Risultati dell'analisi dell'associazione mineralogica in microscopia ottica. Per la descrizione delle unità si veda il capitolo 3.4.

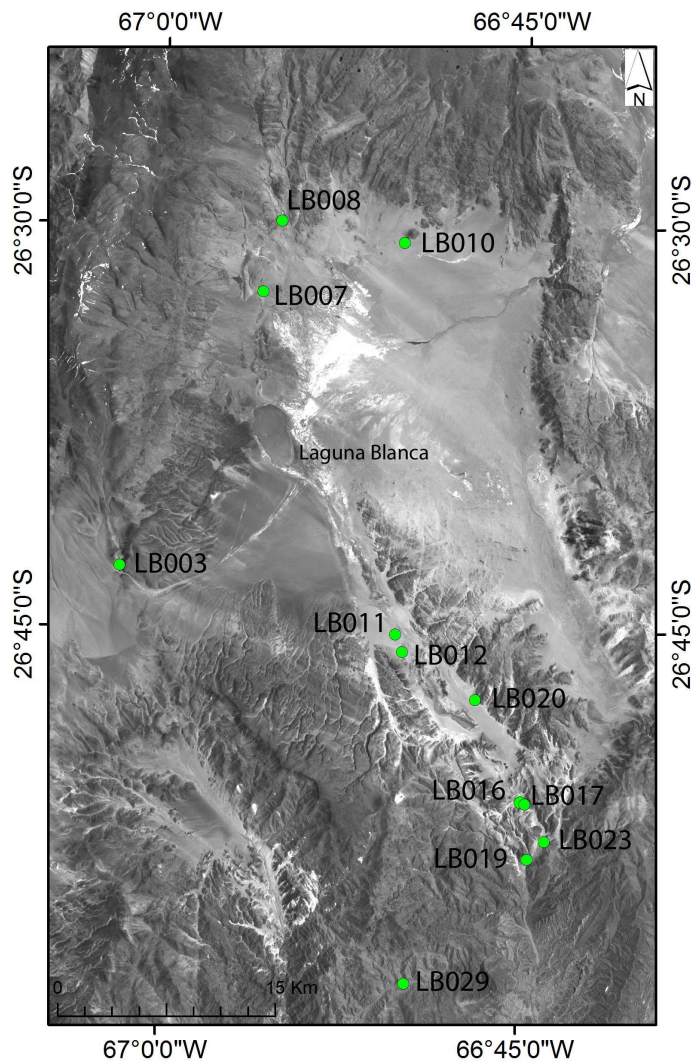


Figura 20: localizzazione dei campioni nell'area della Laguna Blanca. Non sono riportati i campioni LB024 e LB026 in quanto fuori area ed aventi rispettivamente coordinate di 27° 14' 20,3352'' S - 66° 52' 51,2444'' W e 27° 14' 25,4076'' S - 66° 52' 51,1483'' W.

3.1.1. Basamento metamorfico precambriano

Il basamento metamorfico precambriano comprende l'unità degli scisti e metabasiti (Fm. Loma Coral auct.) e il complesso metamorfico a prevalenti ortogneiss (Fm. Famabalasto auct.) (**cap. 3.4.1**). Nel caso di rocce foliate la misura dello spettro di riflettenza è stata effettuata sia parallelamente che ortogonalmente alla foliazione, senza però rivelare una differenza consistente tra gli spettri.

Il campione **LB016** è una metabasite, che assieme agli scisti costituiscono l'unità più antica del basamento precambriano (Fm. Loma Coral auct.). Le firme spettrali di laboratorio per la superficie fresca ed alterata presentano un andamento differente, ma entrambe dimostrano un albedo molto basso, dovuto al colore scuro della roccia (**fig. 21** e **fig. 22**). La firma della superficie fresca ha un andamento piuttosto piatto, mostra una riflettenza maggiore nelle lunghezze d'onda del visibile e assorbimenti a circa $1,4\mu\text{m}$, $2,2\mu\text{m}$ e $2,34\mu\text{m}$, tipici della muscovite e presenti anche nella firma della superficie alterata. Quest'ultima è caratterizzata oltre che dall'assorbimento a $1,4\mu\text{m}$ (dovuto allo ione ossidrile OH^-) anche da un picco a $1,9\mu\text{m}$, che definisce la presenza di fasi idrate sulla superficie alterata. Per la superficie alterata, gli assorbimenti presenti nella regione del visibile e vicino infrarosso (a circa $500\mu\text{m}$, $700\mu\text{m}$ e $900\mu\text{m}$) ricordano quelli dovuti ai processi di trasferimento di carica dello ione Fe^{2+} o Fe^{3+} , presenti negli spettri di ematite, goethite e limonite, che spiegherebbero anche l'assorbimento a $1,9\mu\text{m}$. Questo viene confermato anche dall'osservazione macroscopica del campione, che appare caratterizzato da una patina rossastra di ossidazione superficiale (**fig. 22**). Il riconoscimento delle fasi mineralogiche che costituiscono il campione LB016 è stato effettuato tramite la diffrazione ai raggi x da polveri; in quanto l'analisi in microscopia ottica non aveva permesso buoni risultati, a causa della grana estremamente fina del campione stesso. In **figura 23** riportiamo i risultati della diffrazione ai raggi x, da cui la roccia risulta costituita da quarzo, muscovite, clorite, albite e biotite.

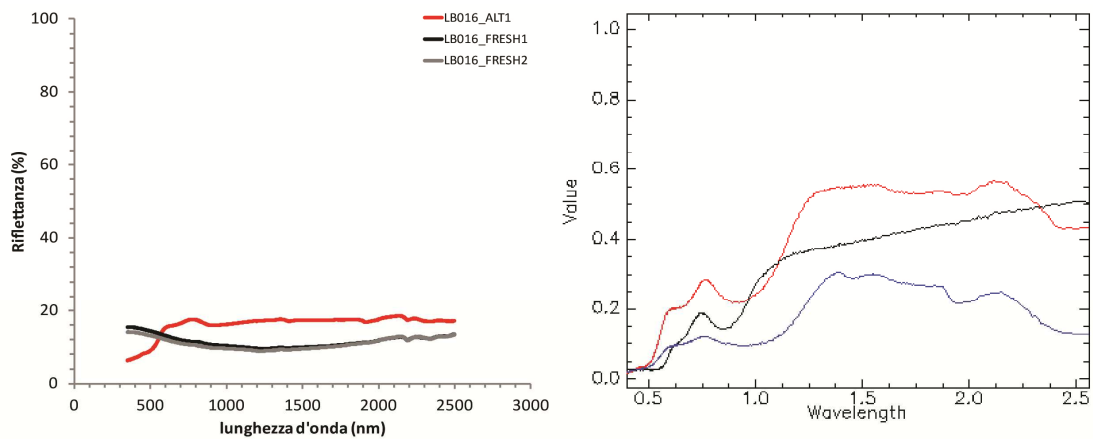
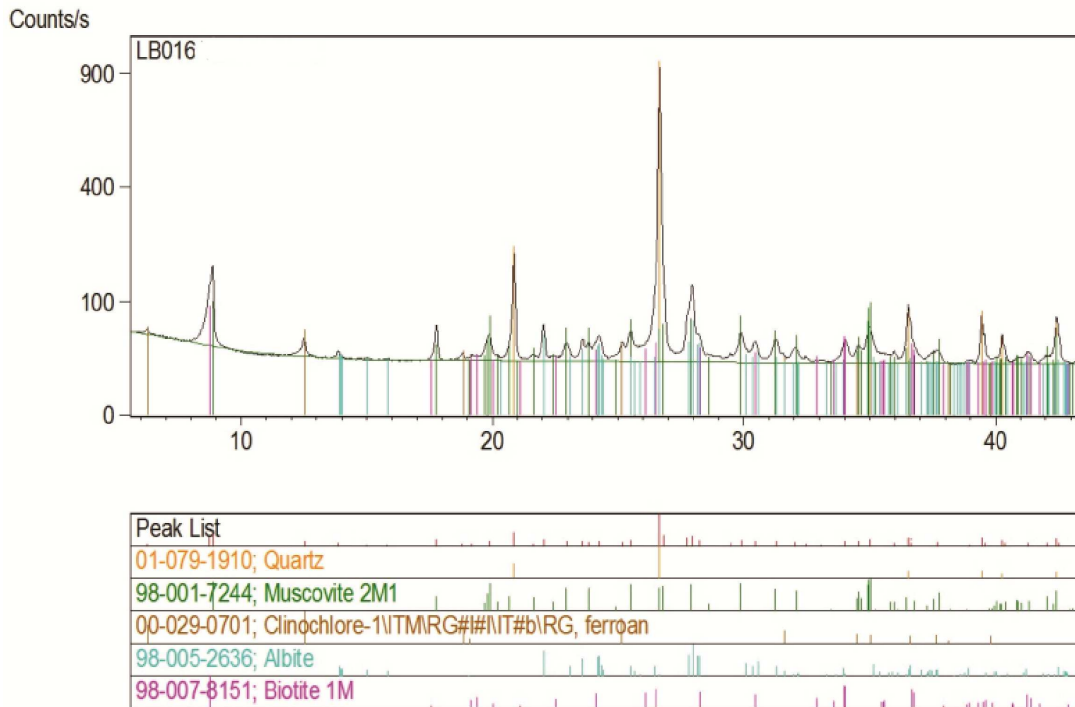


Figura 21: Firme spettrali di laboratorio per il campione LB016 (metabasite del basamento precambriano, Fm. Loma Coral auct) e confronto con firme spettrali di: goethite (rosso), ematite (nero), limonite (blu); libreria spettrale USGS.



Figura 22: Campione LB016 (metabasite del basamento precambriano, Fm. Loma Coral auct.) con superficie alterata a sinistra e superficie fresca a destra.

I campioni **LB011a**, **LB012**, **LB017** e **LB023** sono costituiti da gneiss e gneiss occhiadini (Fm. Famabalasto auct.). Il campione **LB011a** è un gneiss a grana fine ed in sezione sottile appare composto da plagioclasio, quarzo e muscovite. La foliazione è data dall'isorientazione dei letti di muscovite e da quarzo in aggregati di ricristallizzazione allungati. Le risposte spettrali ricavate dalla superficie fresca ed alterata presentano figure di assorbimento analoghe e sono caratterizzate da un'albedo media, leggermente inferiore per la superficie alterata (LB011A_ALT1). L'andamento globale di questi spettri rispecchia la firma della muscovite, come si nota in **figura 24**.



Analista Dott. Federico Zorzi

Università di Padova

Figura 23: Risultati della diffrazione ai raggi x da polvere per il campione LB016.

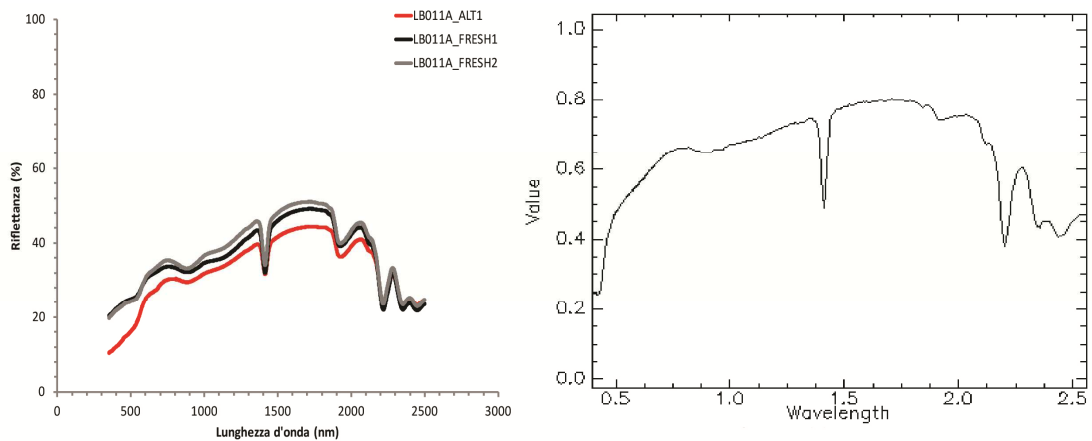


Figura 24: Firma spettrale di laboratorio del campione LB011a (gneiss, complesso metamorfico del basamento precambriano, Fm. Famabalasto auct.) a confronto con la firma spettrale della muscovite, libreria spettrale USGS.

Della muscovite riconosciamo infatti i picchi dovuti al legame Al-OH, il principale a $2,20\mu\text{m}$ ed i minori a $2,35\mu\text{m}$ e $2,45\mu\text{m}$, ed i picchi dovuti alla presenza di acqua nella struttura cristallina a $1,4\mu\text{m}$ e $1,9\mu\text{m}$. La firma della superficie alterata presenta un *reddening* dovuto all'ossidazione superficiale, questo si dimostra con la presenza di un assorbimento più marcato a lunghezze d'onda minori di $0,6\mu\text{m}$.

Il campione **LB012** è costituito da uno gneiss occhiadino melanocratico. In sezione sottile appare composto da plagioclasio, costituente i porfiroclasti di dimensioni maggiori, quarzo, feldspato potassico, clorite, epidoto, muscovite, biotite, apatite e caolinite e sericite come fasi di alterazione. La foliazione è data dai letti micacei e dallo stiramento del quarzo in aggregati di ricristallizzazione. La firma spettrale del campione presenta un'albedo media, con valori minori nella regione del visibile e vicino infrarosso, dovuti al colore scuro della roccia. Le misure di riflettenza sulla superficie alterata e fresca del campione non mostrano sostanziali differenze, se non in termini di albedo (**fig. 25**). La risposta spettrale del campione appare influenzata maggiormente dal contributo dato dalla firma della clorite (**fig. 25**), probabilmente perché il campione contiene molta clorite a causa di un metamorfismo spinto in facies scisti verdi.

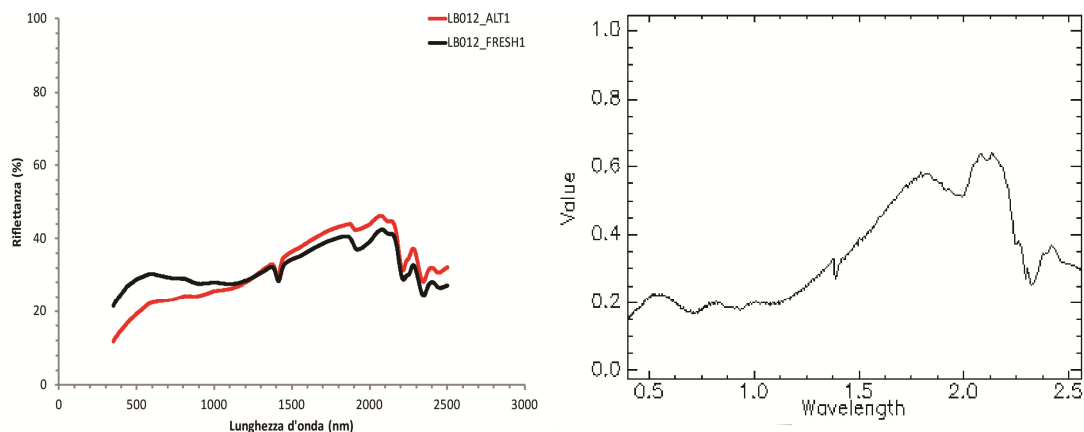


Figura 25: Firma spettrale di laboratorio del campione LB012 (gneiss occhiadino melanocratico, complesso metamorfico del basamento precambriano, Fm. Famabalasto auct.) a confronto con la firma spettrale della clorite, libreria spettrale USGS.

LB017 è costituito da uno gneiss leucocratico a quarzo, plagioclasio, feldspato potassico, muscovite, biotite, granato, clorite, epidoto e caolinite. La firma spettrale del campione presenta un'albedo leggermente maggiore rispetto ai campioni precedenti. Nuovamente la firma della muscovite domina la risposta spettrale del campione sia per la superficie fresca che alterata (**fig. 26**). Quest'ultima mostra un'albedo leggermente minore ed un più marcato assorbimento a lunghezze d'onda inferiori a $0,6\mu\text{m}$, dato probabilmente dalla presenza di ossidi superficiali (*reddening*).

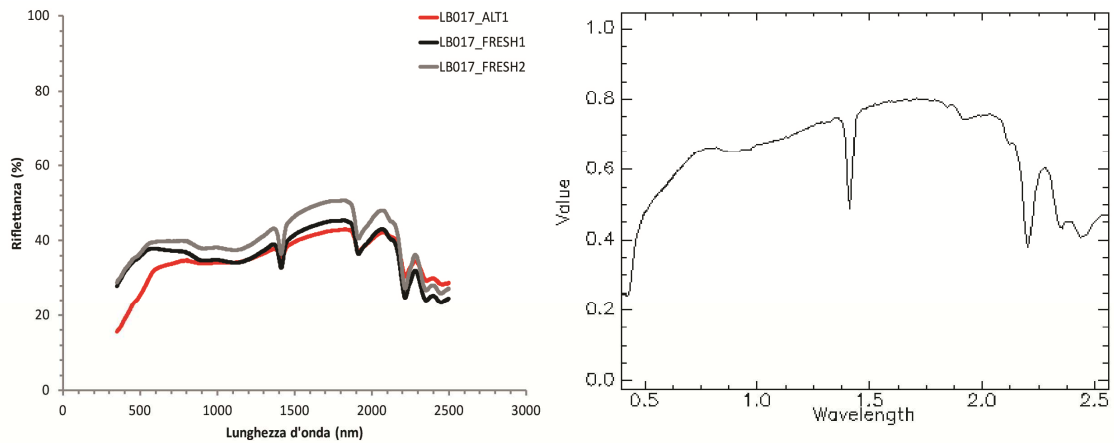


Figura 26: Firma spettrale di laboratorio del campione LB017 (gneiss leucocratico, complesso metamorfico del basamento precambriano, Fm. Famabalasto auct.) a confronto con la firma spettrale della muscovite, libreria spettrale USGS.

Infine il campione **LB023** si presenta come uno gneiss occhiadino melanocratico a plagioclasio (costituente i porfiroclasti, che preservano una zonatura magmatica), quarzo, feldspato potassico, biotite, muscovite, clorite, apatite, epidoto (in aggregati di saussuritizzazione), caolinite e sericite (come alterazione dei porfiroclasti). Gli spettri di riflettenza di questo campione mostrano un'albedo medio-bassa e delle differenze marcate tra il comportamento della superficie fresca e di quella alterata (**fig. 27**). Quest'ultima presenta una firma piatta, con assorbimenti molto meno profondi rispetto alle firme della superficie fresca; fa eccezione l'assorbimento a lunghezze d'onda inferiori di $0,6\mu\text{m}$, molto più marcato per la superficie alterata e legato alla presenza di ossidi di Fe e Mn superficiali. Per la superficie fresca sono state misurate due firme, una in una porzione più leucocratica, ricca in porfiroclasti di plagioclasio (LB023_FRESH2), l'altra in una porzione più melanocratica, con grana minore e priva di porfiroclasti (LB023_FRESH1) (**fig. 28**). La firma derivante dalla porzione leucocratica mostra un maggior albedo e presenta gli assorbimenti diagnostici della muscovite ($1,4\mu\text{m}$, $1,9\mu\text{m}$, $2,20\mu\text{m}$, $2,35\mu\text{m}$ e $2,45\mu\text{m}$). La firma ricavata dalla porzione melanocratica invece è chiaramente dominata dal contributo della biotite (**fig. 27**), si nota soprattutto l'ampio assorbimento a circa $1,25\mu\text{m}$ (dovuto alla presenza del ferro), il quale influenza profondamente anche l'andamento della firma ricavata per la porzione leucocratica.

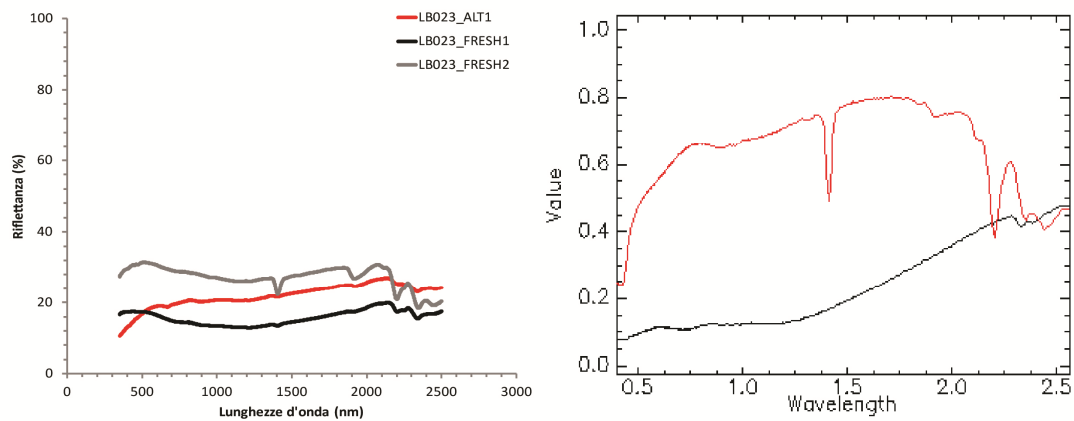


Figura 27: Firma spettrale di laboratorio del campione LB023 (gneiss occhiadino melanocratico, complesso metamorfico del basamento precambriano, Fm. Famabalasto auct.) a confronto con la firma spettrale della muscovite (rosso) e biotite (nero), libreria spettrale USGS.

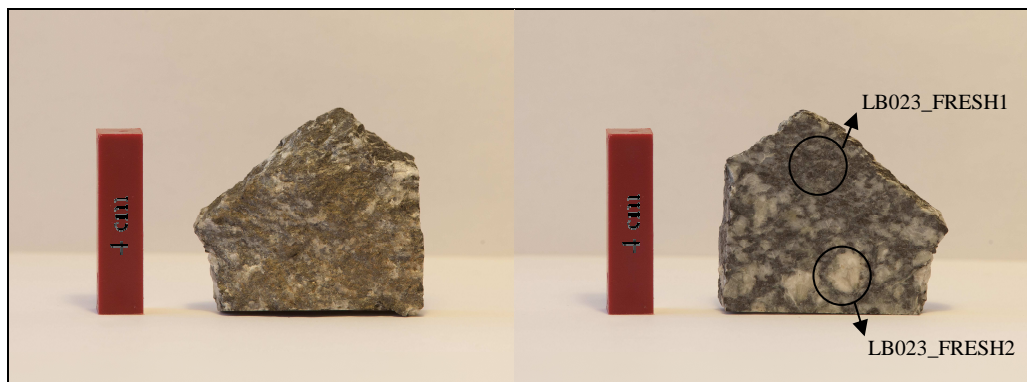


Figura 28: Campione LB023 (gneiss occhiadino melanocratico, complesso metamorfico del basamento precambriano, Fm. Famabalasto auct.) superficie alterata a sinistra e superficie fresca a destra, con evidenziate le aree di misura degli spettri LB023_FRESH1 e LB023_FRESH2.

3.1.2. Complesso intrusivo ordoviciano

Tra le rocce del complesso intrusivo ordoviciano troviamo graniti, granodioriti e dioriti, (formazione di Chango Real auct?) (**cap. 3.4.1**). Il campione **LB010** rappresenta una granodiorite a plagioclasio, quarzo, biotite, muscovite, feldspato potassico, apatite, caolinite, sericite e clorite. Il campione mostra inoltre una debole deformazione gneissica. Le firme spettrali ricavate per la superficie fresca presentano un'albedo media, mentre si nota un'albedo più bassa per la superficie alterata (**fig. 29**). Ci troviamo in un caso molto simile a quello del campione precedente (LB023) dove riconosciamo gli assorbimenti dovuti alle vibrazioni del legame Al-OH e dello ione OH^- , tipiche della muscovite, in una firma che complessivamente ricalca quella della biotite (specialmente nel caso della superficie alterata). Della biotite riconosciamo una debole banda di assorbimento a circa

0,72 μ m, dovuta alle transizioni degli ioni Fe²⁺ ed Fe³⁺, ed un ampio assorbimento a circa 1,25 μ m, dovuto alla presenza del ferro.

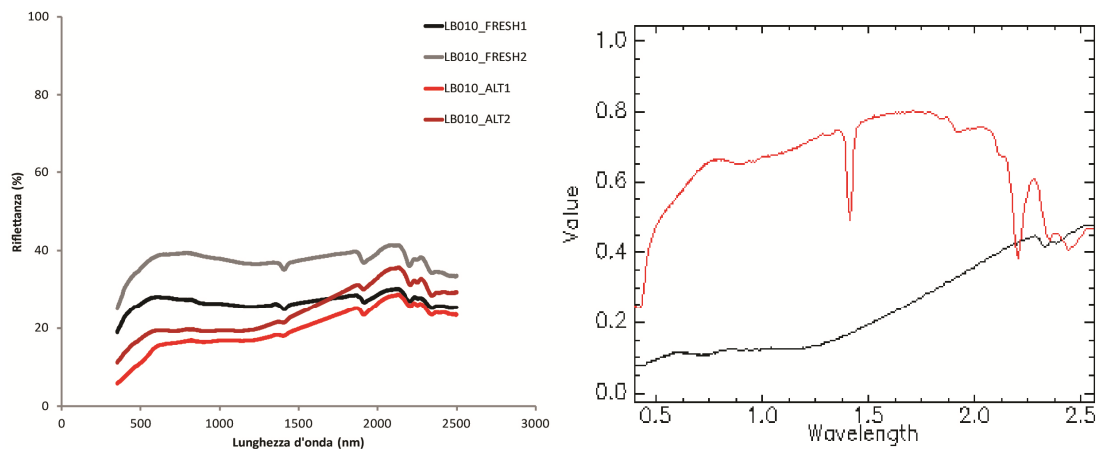


Figura 29: Firma spettrale di laboratorio del campione LB010 (granodiorite, complesso intrusivo ordoviciano, Fm Chango Real auct?) a confronto con la firma spettrale della muscovite (rosso) e biotite (nero), libreria spettrale USGS.

Il campione **LB020** è un granito a quarzo, plagioclasio, feldspato potassico, biotite, muscovite, apatite, clorite, epidoto (saussuritizzazione) e caolinite come fase di alterazione. Esso mostra uno spettro con albedo medio-bassa, dove le firme relative alla superficie alterata e alla superficie fresca hanno un andamento leggermente diverso (**fig. 30**), ma presentano gli stessi assorbimenti diagnostici, che ricalcano quello che è già stato descritto per il campione LB010.

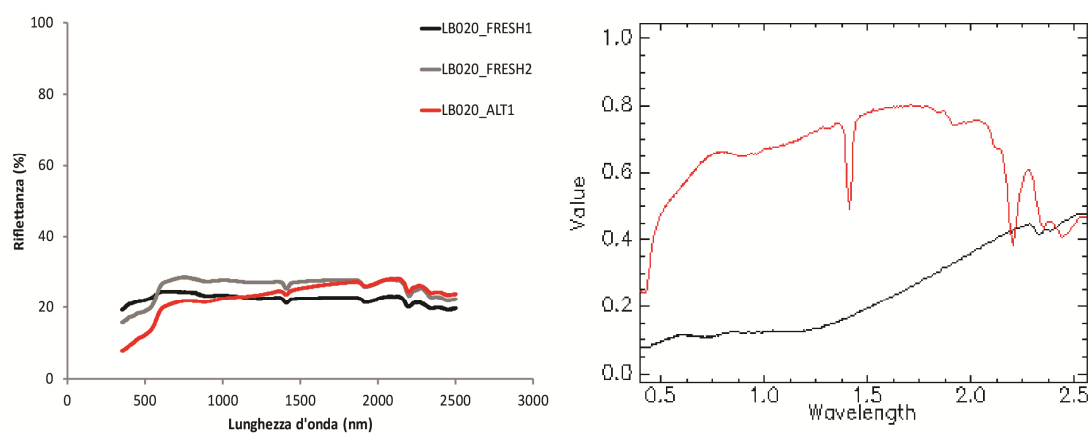


Figura 30: Firma spettrale di laboratorio del campione LB020 (granito, complesso intrusivo ordoviciano, Fm Chango Real auct?) a confronto con la firma spettrale della muscovite (rosso) e biotite (nero), libreria spettrale USGS.

3.1.3. Complesso vulcano-sedimentario

Le rocce terziarie nell'area di studio sono costituite da sedimenti di origine continentale ed intercalazioni vulcaniche (gruppo El Bolsòn auct.) (**cap. 3.4.1**).

Queste rocce terziarie di probabile età miocenica, (**Allmendinger, 1986**), vengono divise in tre unità: la formazione El Morterito o Calchaquense, la formazione El Aspero e la formazione El Cajón o Aracuanense (**Turner, 1973**). Nell'area di studio sono state campionate solo l'unità inferiore e intermedia del gruppo El Bolsòn.

Il campione **LB024** è costituito da un'arenaria arcossica di color rossastro, tipica della parte basale della formazione Calchaquense (**Allmendinger, 1986**). L'analisi in sezione sottile mostra una roccia clastosostenuta con matrice interstiziale argillosa e grani costituiti da quarzo, plagioclasio, calcite, minerali opachi e frammenti di roccia di origine metamorfica (Qtz, Pl, Ms). Le firme spettrali ricavate per la superficie fresca ed alterata mostrano un andamento simile ed un' albedo bassa (**fig. 31**).

Notiamo assorbimenti nella regione del visibile e vicino infrarosso (a 500µm, 700µm e 900µm), simili a quelli di ematite, goethite e limonite, dovuti ai processi di trasferimento di carica dello ione Fe^{2+} o Fe^{3+} , assorbimenti poco marcati legati alla presenza di fasi idrate (a 1,4µm e 1,9µm), ed infine due assorbimenti parzialmente sovrapposti (a 2,16µm e 2,20µm) costituenti una banda di assorbimento complessa, dovuta probabilmente ai minerali argillosi della matrice.

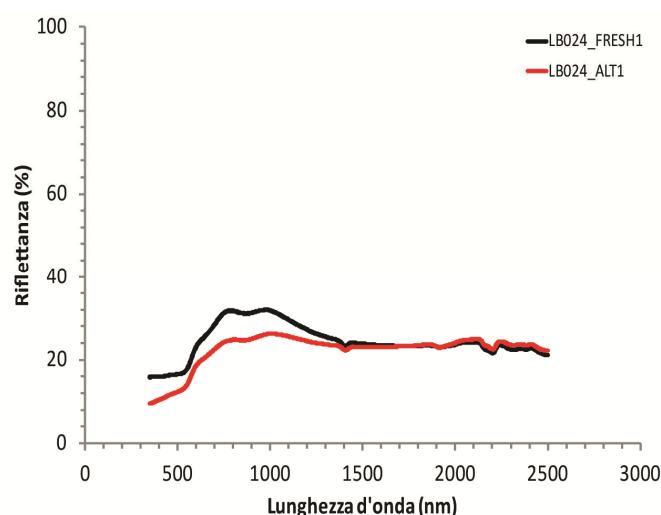


Figura 31: Firma spettrale di laboratorio del campione LB024(arenaria, complesso vulcano-sedimentario, Fm. El Morterito, gruppo El Bolsòn auct.).

Il campione **LB026** è un tufo appartenente all'unità vulcanica intermedia (Fm. El Aspero auct.) ed è costituito da una pasta di fondo caolinitizzata in cui sono inseriti cristalli di quarzo, plagioclasio, muscovite, biotite, clorite, orneblenda, rutilo e minerali opachi, con calcite secondaria che riempie alcuni spazi interstiziali. Di questo campione è stato possibile indagare solamente la superficie fresca, che ci dà una firma spettrale con un' albedo media e dei marcati assorbimenti a 1,4 μ m e 1,9 μ m, dovuti alla presenza di fasi idrate (**fig. 32**). Altri assorbimenti importanti sono quelli a circa 2,22 μ m e 2,34 μ m, legati rispettivamente ai moti vibrazionali del legame Al-OH e Mg-OH, e l'assorbimento a circa 2,5 μ m, che, assieme a quello a 2,34 μ m, rappresentano le principali *features* spettrali della calcite. Anche qui la regione del visibile e vicino infrarosso è caratterizzata dagli assorbimenti legati alla presenza di ossidi e idrossidi di ferro (500 μ m, 700 μ m e 900 μ m).

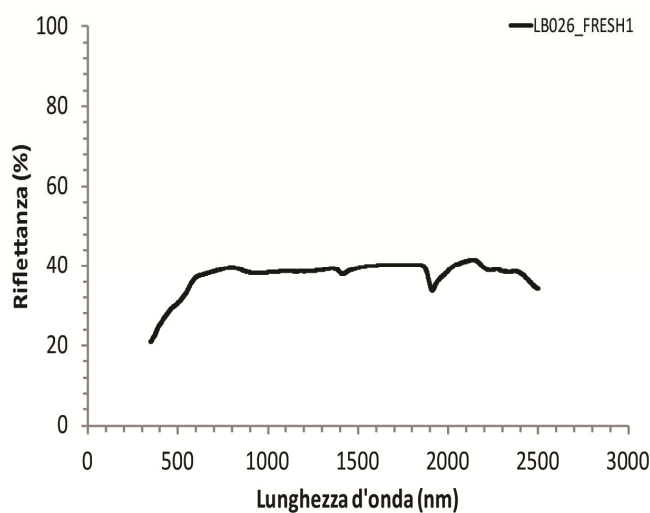


Figura 32: Firma spettrale di laboratorio del campione LB026 (tufo, complesso vulcano-sedimentario, Fm. El Aspero, gruppo El Bolsón auct.).

3.1.4. Complesso vulcanico Cerro Galan

Il Complesso vulcanico del Cerro Galan (**Folkes 2011**) nell'area della Laguna Blanca è costituito solamente da ignimbriti plioceniche (**cap. 3.4.1**). Il campione **LB008B** è un'ignimbrite costituita da una pasta di fondo caolinitizzata in cui si riconoscono cristalli di quarzo, plagioclasio, biotite e minerali opachi. La firma spettrale per la superficie fresca dimostra un'albedo maggiore di quella ricavata per la superficie alterata. Nelle lunghezze d'onda dal visibile e vicino infrarosso la firma è dominata dal contributo degli ossidi e idrossidi di ferro, mentre la banda di

assorbimento complessa che si trova circa tra $2,2\mu\text{m}$ e $2,3\mu\text{m}$ è data dalla sovrapposizione degli assorbimenti caratteristici di biotite e caolinite. Il forte assorbimento a $1,9\mu\text{m}$ rivela invece la presenza di caolinite come fase idrata (**fig. 33**).

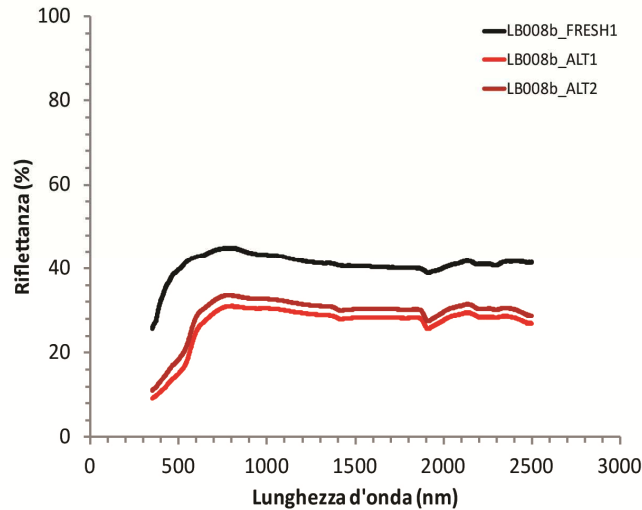


Figura 33: Firma spettrale di laboratorio del campione LB008B (ignimbrite, Complesso vulcanico del Cerro Galan).

3.1.5. Complesso vulcanico Pucarilla-Cerro Tipillas

Il Complesso vulcanico Pucarilla-Cerro Tipillas (**Folkes 2011**) nell'area di studio è costituito da una serie di colate con intercalazioni di ignimbriti-tufi (**cap. 3.4.1**). Il campione **LB007** è un tufo composto da una matrice caolinitizzata in cui riconosciamo cristalli di plagioclasio, quarzo, biotite, pirosseno, orneblenda, rutilo e minerali opachi. Le firme spettrali della superficie fresca ed alterata del campione mostrano un'albedo medio-elevata ed alcuni assorbimenti caratteristici (**fig. 34**). Nelle lunghezze d'onda dal visibile e vicino infrarosso la firma è dominata dal contributo degli ossidi e idrossidi di ferro (assorbimenti a $500\mu\text{m}$, $700\mu\text{m}$ e $900\mu\text{m}$), mentre la banda di assorbimento complessa che si trova circa tra $2,2\mu\text{m}$ e $2,3\mu\text{m}$ è data dalla sovrapposizione degli assorbimenti caratteristici di anfibolo, biotite e caolinite. Il forte assorbimento a $1,9\mu\text{m}$ rivela invece la presenza di fasi idrate.

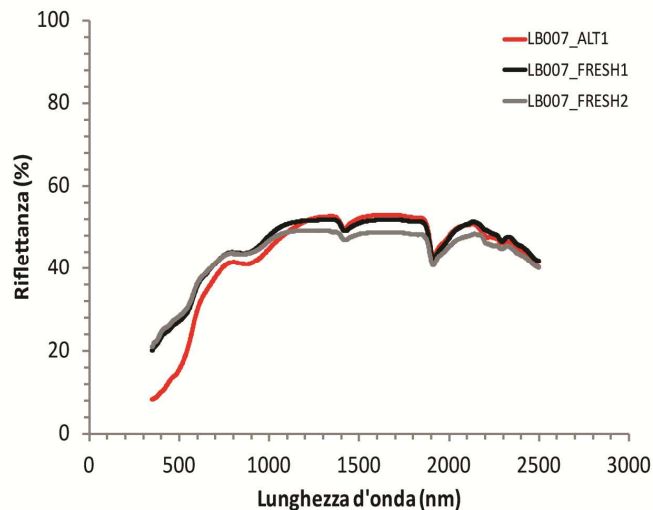


Figura 34: Firma spettrale di laboratorio del campione LB007 (tufo, complesso vulcanico Pucarilla-Cerro Tipillas, Fm. Laguna Blanca auct?).

3.1.6. Complesso vulcanico Vicuña Pampa

Nell'area della Laguna Blanca il Complesso vulcanico della Vicuña Pampa è caratterizzato da colate di basalti e andesiti attribuite al plio-pleistocene (formazione Negro Caranchi auct.) (cap. 3.4.1). Il campione **LB003** è costituito un basalto olivino, di cui sono stati raccolti tre campioni differenti: **LB003A**, che proviene dal *core* della colata basaltica, **LB003B**, che rappresenta la colata intermedia, e **LB003C** che è costituito dalla parte superficiale della colata (fig. 35).



Figura 35: Campioni LB003 (basalto olivino, complesso vulcanico Vicuña Pampa, Fm. Negro Caranchi auct.). Da sinistra a destra: campione LB003A (core della colata), LB003B (colata intermedia) e LB003C (colata superficiale).

L'analisi in sezione sottile è stata effettuata per il campione con un maggior grado di freschezza, cioè **LB003A**. Questo risulta una roccia porfirica avente abbondanti fenocristalli di plagioclasio, olivina alterata in iddingsite, e minerali opachi immersi in una matrice a grana fine, in cui si riconoscono plagioclasio, pirosseno e minerali opachi. La risposta spettrale di questo campione ha un'albedo estremamente bassa e degli assorbimenti poco pronunciati probabilmente imputabili alla presenza di iddingsite, aggregato di alterazione dell'olivina, costituita da minerali delle argille, ossidi e idrossidi di Fe, molto abbondante nella roccia in esame (**fig. 36**).

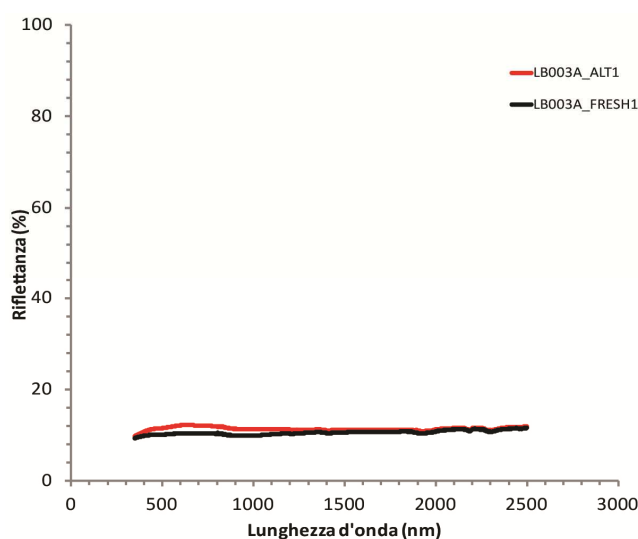


Figura 36: Firma spettrale di laboratorio del campione LB003A (core di colata basaltica, complesso vulcanico Vicuña Pampa, Fm. Negro Caranchi auct.).

La firma spettrale del campione **LB003B** (**fig. 37**) mostra ugualmente un'albedo molto bassa ma degli assorbimenti più marcati dovuti sia alla presenza dell'alterazione in iddingsite, sia alla presenza di ossidi di Fe superficiali. Analogamente, il campione **LB003C** mostra una firma con un'albedo mediamente maggiore ed un andamento profondamente influenzato dalla presenza di ossidi superficiali, come dimostrato dal confronto con la firma spettrale dell'ematite in **figura 37**.

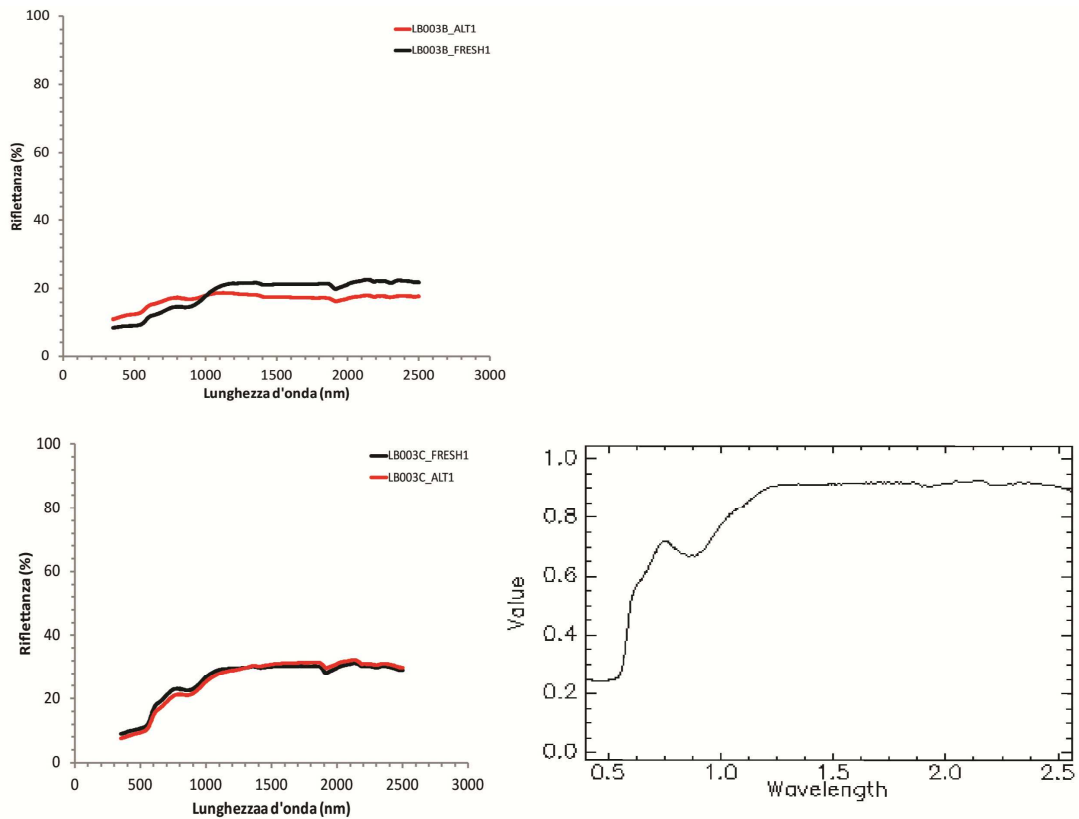


Figura 37: Sopra: firma spettrale di laboratorio del campione LB003B (colata basaltica intermedia, complesso vulcanico Vicuña Pampa, Fm. Negro Caranchi auct.). Sotto: firma spettrale di laboratorio del campione LB003C (colata basaltica superficiale, complesso vulcanico Vicuña Pampa, Fm. Negro Caranchi auct.) a confronto con la firma spettrale dell’ematite, libreria spettrale USGS.

3.1.7. Campioni di rocce di faglia

Il campionamento della zona di *core* e di danneggiamento delle faglie nell’area di studio è avvenuto su rocce di faglia incoerenti. Questo ha reso necessario l’utilizzo dello spettrometro Field Pro (strumento portatile montato su goniometro), per ricavare le firme spettrali dei campioni, e l’analisi in diffrazione a raggi x da polvere, per definirne l’associazione mineralogica. La posizione dei campioni di rocce di faglia così analizzati è visibile in **figura 20** (campioni LB019 e LB029).

Il campione **LB019** rappresenta una breccia di faglia incoerente ed è stato prelevato dalla zona di danneggiamento, prossimale al *core*, di una faglia avente spessore di almeno 20 m. Si tratta di una struttura a grande scala con direzione NNE-SSW in metabasiti del basamento precambriano. Per il campione LB019, tramite lo spettrometro Field Pro è stato possibile misurare:

- lo spettro sul campione ridotto in polvere, con granulometria inferiore a 150 μm. La polvere è stata raccolta in una “pastiglia” sulla cui superficie sono stati

ricavati due spettri in due punti diversi (LB019a.000 e LB019a.001); questi dimostrano lo stesso comportamento spettrale (**fig. 39 A**).

- lo spettro sul campione avente la sua granulometria originale (mediamente inferiore a 0,5 cm). Dalla pastiglia creata raccogliendo il campione si sono misurati quattro spettri in quattro punti differenti (LB019C.000, LB019C.001, LB019C.002 e LB019C.003). Questi dimostrano albedo variabili, ma sono caratterizzati dalle stesse figure di assorbimento (**fig. 39 B**).
- tre spettri sulla superficie fresca e altri tre spettri sulla superficie alterata (**fig. 39 C**) di un frammento con dimensioni di circa 2cm x 2cm.

In **figura 38** riportiamo invece i risultati della diffrazione ai raggi x da polvere per il campione LB019, il quale risulta composto da quarzo, albite, clorite, muscovite e gesso.

Osservando l'andamento generale degli spettri notiamo una forte somiglianza tra le firme del campione in polvere e granulare. Queste mostrano un forte assorbimento a lunghezze d'onda inferiori ai 0,6 μ m (*reddening* della firma, dovuto alla presenza di ossidi di Fe e Mn, probabilmente non rilevati della diffrazione ai raggi x perché in forma amorfa) e due assorbimenti a circa 0,7 μ m e 0,9 μ m, tipici dello spettro della clorite (**fig. 40**) e dovuti a processi elettronici legati alla presenza del Fe nel reticolo cristallino. A 1,4 μ m troviamo l'assorbimento legato alla prima armonica composta della molecola d'acqua, tipico degli spettri di clorite, muscovite e gesso, minerali idrati (**fig. 40**). Nelle firme del campione granulare notiamo un blando assorbimento a 1,74 μ m ed un profondo assorbimento composito centrato a 1,94 μ m. Questo assorbimento è presente anche nella firma del campione in polvere, ma qui appare come la somma di due assorbimenti adiacenti a 1,9 μ m e 1,94 μ m. L'assorbimento a 1,74 μ m è presente nella firma del gesso, anche se con profondità più marcata, mentre l'assorbimento composito a circa 1,9 μ m, dovuto alla presenza della molecola d'acqua, è legato alla sovrapposizione degli spettri di muscovite e gesso, per i quali tale assorbimento si presenta rispettivamente a 1,90 μ m e a 1,94 μ m. Infine notiamo gli assorbimenti a 2,20 μ m, 2,26 μ m e 2,34 μ m, dovuti alle vibrazioni rotazionali del legame metallo- OH^- e allo stiramento dello stesso ossidrilico (OH^-). In particolare l'assorbimento a 2,20 μ m è diagnostico della presenza del legame Al- OH^- ed è tipico dello spettro della muscovite, l'assorbimento a circa 2,26 μ m è dovuto alle vibrazioni del legame Fe- OH^- e si riscontra nello spettro della clorite,

l'assorbimento a $2.34\mu\text{m}$ è presente sia nello spettro della clorite (dovuto al legame Mg-OH^-), che nello spettro della muscovite, come assorbimento secondario dovuto alle vibrazioni del legame Al-OH^- . Confrontando le firme spettrali di muscovite, clorite e gesso (**fig. 40**) con le firme del campione in analisi (**fig. 39 A e B**), possiamo infine notare come quest'ultime siano dominate inizialmente dalla firma della clorite (da circa $0,35\mu\text{m}$ a $1.7\mu\text{m}$) e successivamente dalla firma del gesso (da circa $1.7\mu\text{m}$ a $2,0\mu\text{m}$).

Le firme spettrali ricavate sulla superficie fresca ed alterata del frammento di roccia (**fig. 39 C**) mostrano i medesimi assorbimenti delle firme per il campione in polvere e granulare, ma con profondità minore. Esse sono caratterizzate inoltre da un picco di riflettanza a circa $0.6\mu\text{m}$ e da un'albedo minore nella regione spettrale del VNIR e dello SWIR, dove mostrano un andamento piatto. Infine possiamo notare come le firme ricavate sulla superficie fresca abbiano un'albedo generalmente maggiore delle firme misurate sulla superficie alterata.

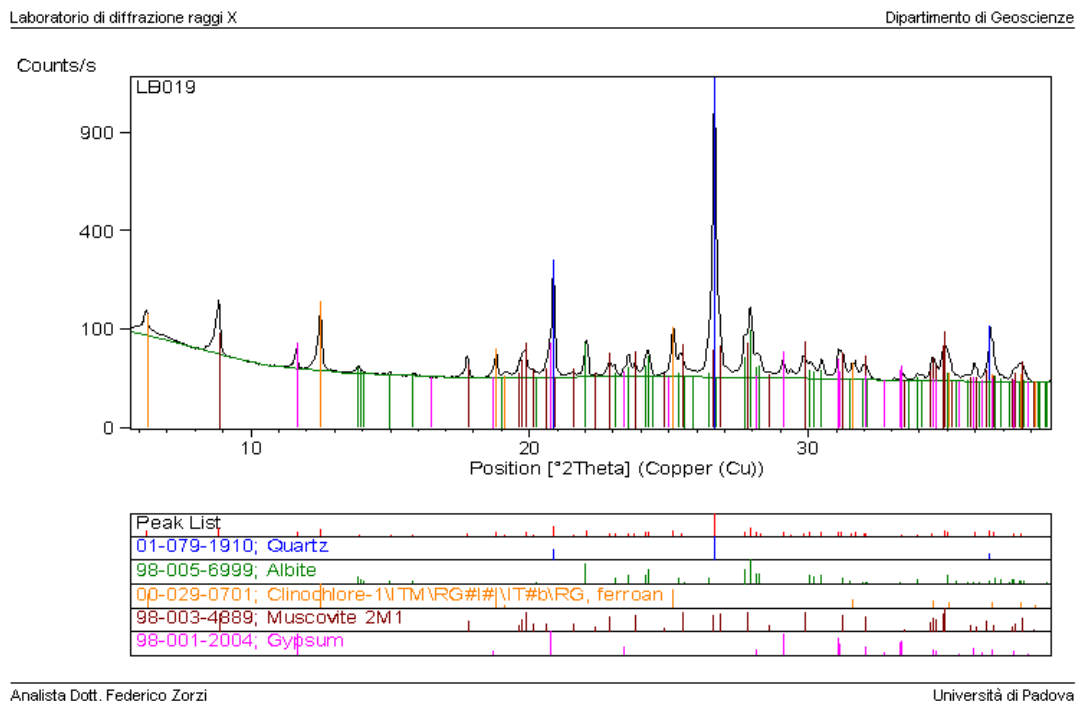
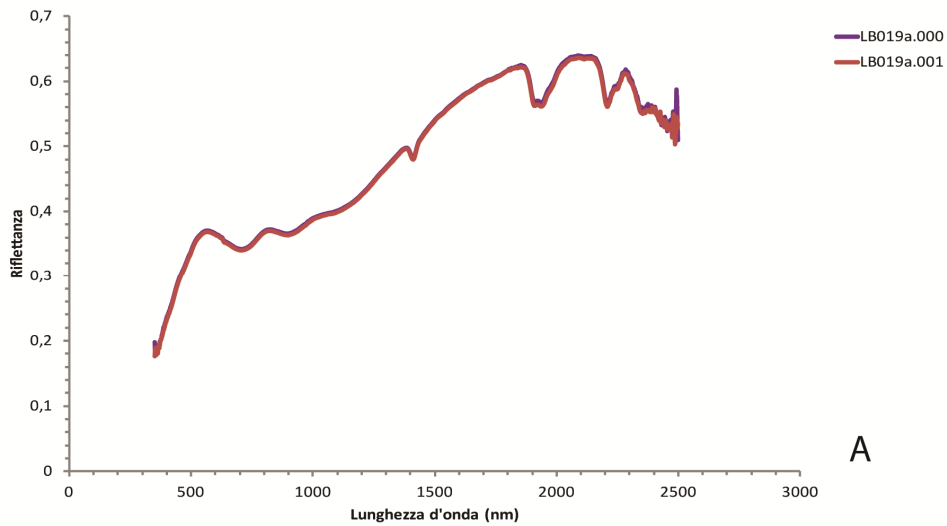
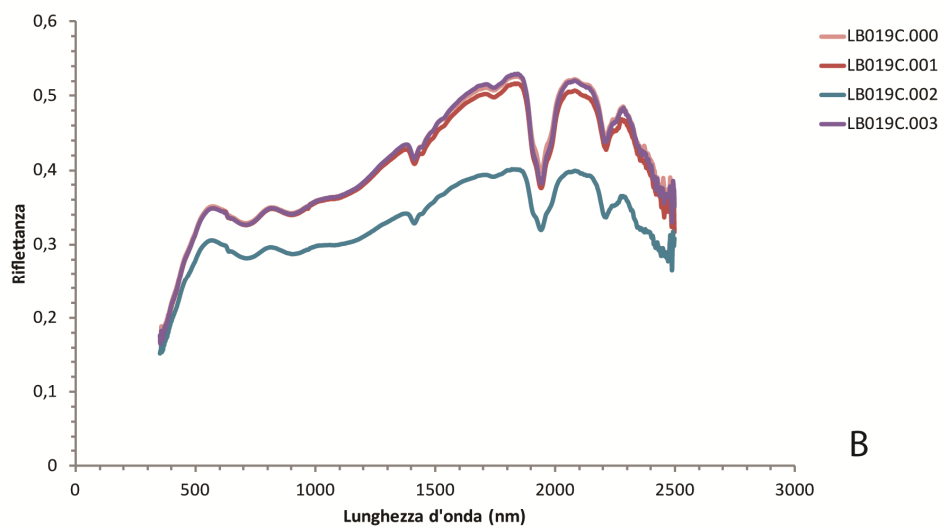


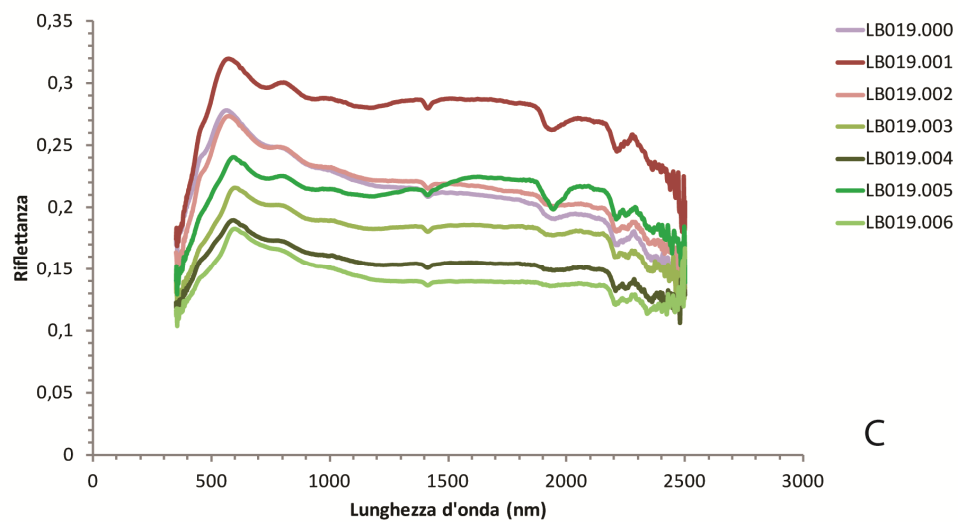
Figura 38: Risultati della diffrazione ai raggi x da polvere per il campione LB019.



A



B



C

Figura 39: firma spettrale di laboratorio del campione LB019. A: Firme spettrali del campione LB019 ridotto in polvere (dimensioni <math>< 150 \mu\text{m}</math>). B: Firme spettrali del campione LB019 granulare. C: Firme spettrali del campione LB019 sulla superficie fresca (LB019.000-LB019.002) ed alterata (LB019.003-LB019.006) di un frammento di roccia.

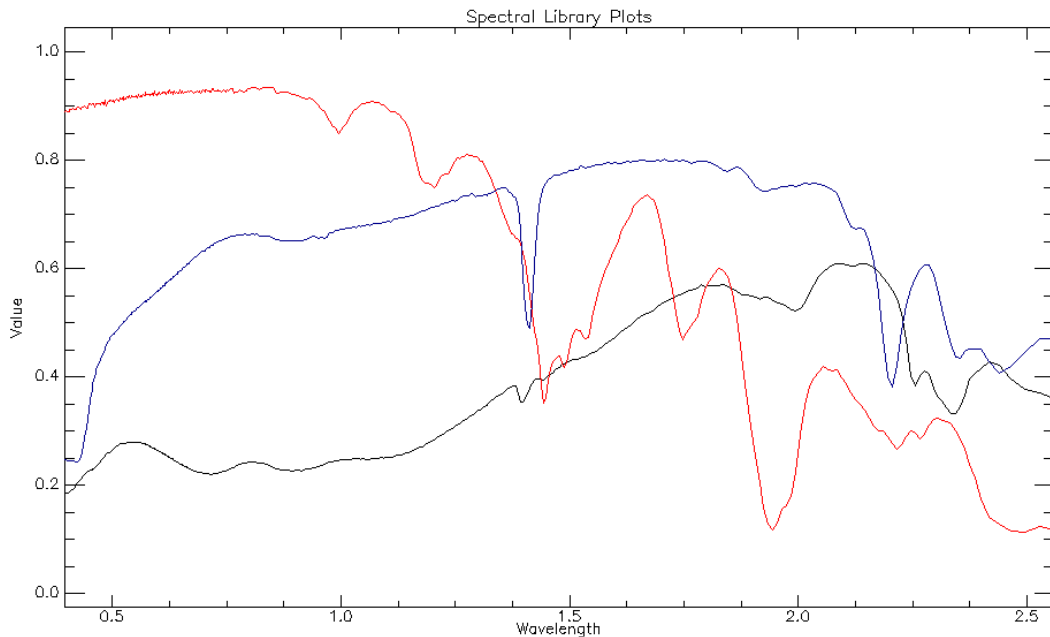


Figura 40: Firme spettrali di clorite (nero), gesso (rosso) e muscovite (blu), libreria spettrale USGS.

I campioni **LB029A** e **LB029B** sono stati prelevati in una zona di faglia avente uno spessore di circa 15 m e sono costituiti da una breccia di faglia incoerente, appartenente alla zona di danneggiamento. La faglia campionata è una struttura a grande scala con direzione NE-SW, affiorante nei granitoidi del complesso intrusivo ordoviciano, al margine meridionale dell'area di studio. Le rocce di faglia presenti in questa zona presentano un colore diverso a seconda del grado di alterazione. Il campione LB029A è stato prelevato in una porzione meno alterata di colore bianco, mentre il campione LB029B proviene da una zona con maggior grado di alterazione, avente un colore rossastro. Per i campioni LB029A e LB029B, tramite lo spettrometro Field Pro è stato possibile misurare:

- lo spettro sul campione ridotto in polvere, con granulometria inferiore a 150 μm . Per ogni campione, sono stati ricavati due spettri in due punti diversi della superficie della pastiglia (LB029A_a.000 , LB029A_a.001 e LB029B_a.000 , LB029B_a.001). Gli spettri ricavati dai due punti sullo stesso campione risultano praticamente identici (**fig. 41 A** e **42 A**).
- lo spettro sul campione avente la sua granulometria originale (inferiore a 0,4 cm). Sulla superficie di ogni pastiglia, creata raccogliendo i due campioni granulari, si sono misurati quattro spettri in quattro punti differenti (LB029A_C.000, LB029A_C.001, LB029A_C.002 , LB029A_C.003 e

LB029B_C.000, LB029B_C.001, LB029B_C.002 , LB029B_C.003). Le quattro firme spettrali, così ricavate per ogni campione, mostrano le stesse figure di assorbimento, ma sono caratterizzate da un'albedo variabile (**fig. 41 B e 42 B**).

In **figura 44 e 45** riportiamo invece i risultati della diffrazione ai raggi x da polvere, rispettivamente per i campioni LB029A e LB029B. Il campione LB029A risulta composto da quarzo, albite, microclino, biotite e caolinite; mentre la composizione mineralogica del campione LB029B comprende quarzo, albite, microclino, caolinite, biotite e muscovite.

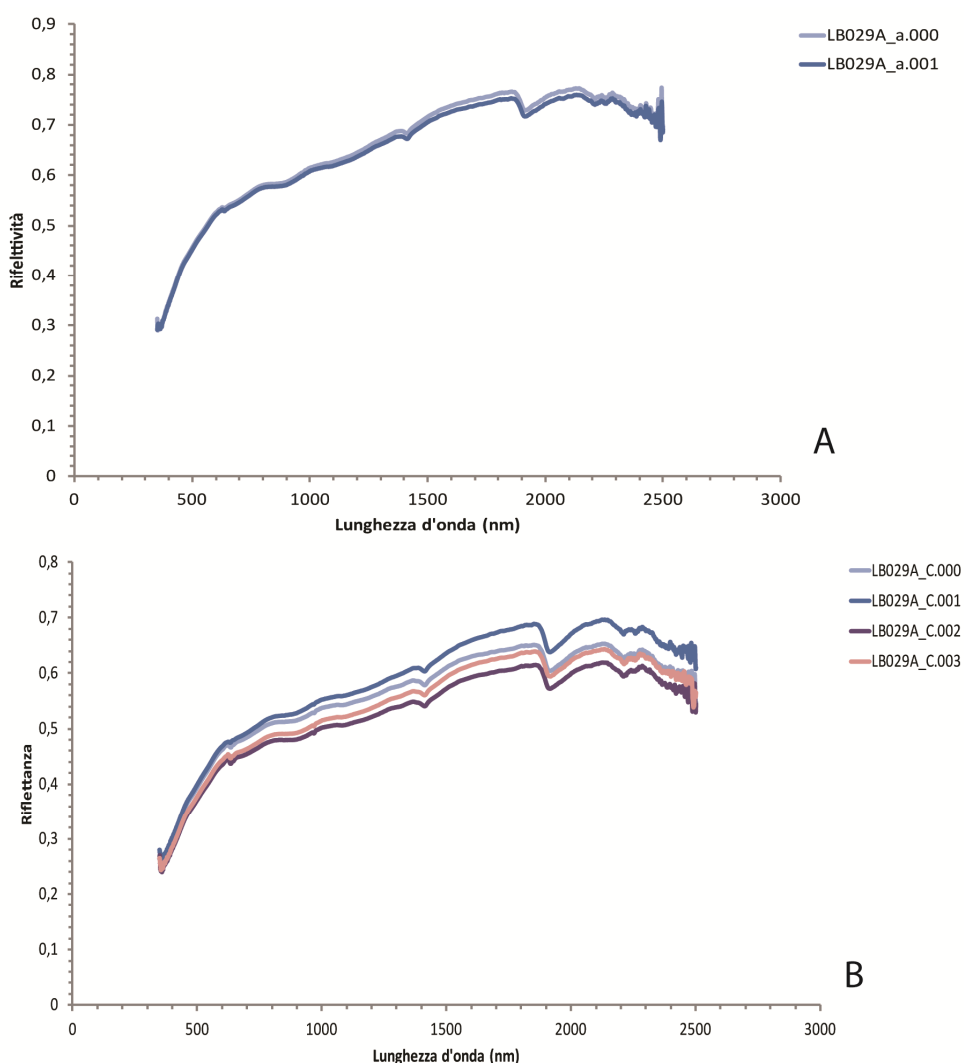


Figura 41: firma spettrale di laboratorio del campione LB029A. A: Firme spettrali del campione LB029A ridotto in polvere (dimensioni < 150 μm). B: Firme spettrali del campione LB029A granulare.

Le firme spettrali ricavate per il campione LB029A in polvere e granulare sono analoghe, mostrano un'albedo elevata ed i medesimi assorbimenti. Per entrambi i

campioni gli spettri sono caratterizzati da un *reddening* della firma, cioè un assorbimento per lunghezze d'onda inferiori a $0,6\mu\text{m}$, probabilmente dovuto a processi elettronici legati alla presenza del Fe in ossidi amorfi. Notiamo inoltre la presenza di tre blandi assorbimenti a $0,7\mu\text{m}$, $0,9\mu\text{m}$ e $1,1\mu\text{m}$, tipici della biotite (**fig. 43**) ed anch'essi legati ai processi elettronici del Fe nel reticolo cristallino. A $1,4\mu\text{m}$ e $1,9\mu\text{m}$ troviamo gli assorbimenti legati alla presenza della molecola d'acqua, tipici della caolinite come minerale idrato (**fig. 43**). Infine notiamo l'assorbimento a $2,20\mu\text{m}$, diagnostico per il legame Al-OH^- , dovuto alla presenza della caolinite, mentre l'assorbimento a $2,26\mu\text{m}$, dovuto alle vibrazioni del legame Fe-OH^- , è associabile alla presenza della biotite.

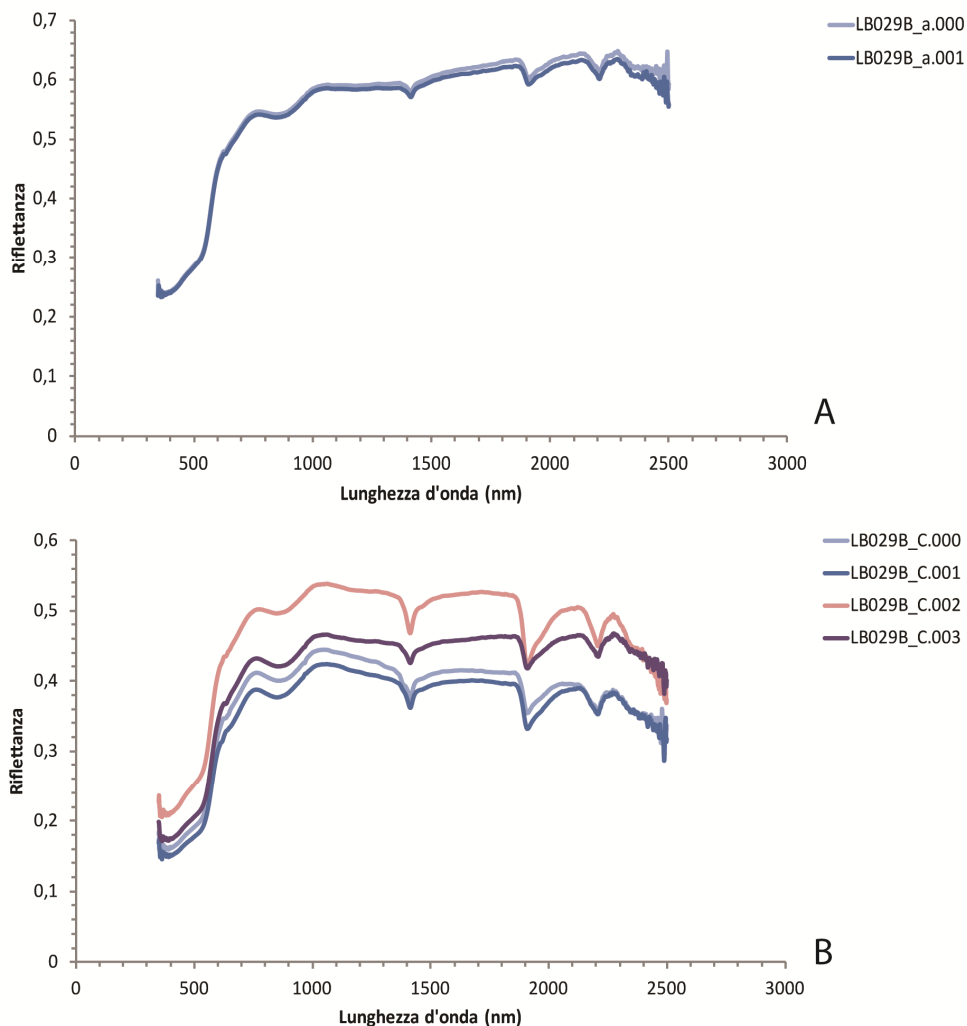


Figura 42: firma spettrale di laboratorio del campione LB029B. A: Firme spettrali del campione LB029B ridotto in polvere (dimensioni $< 150\mu\text{m}$). B: Firme spettrali del campione LB029B granulare.

Le firme spettrali ricavate per il campione LB029B, con la grana originale e ridotto in polvere, hanno un andamento molto simile, presentano gli stessi assorbimenti e mostrano un'albedo medio-elevata, leggermente inferiore rispetto al campione LB029A. Come nel caso precedente, troviamo un assorbimento composto per lunghezze d'onda inferiori di $0,6\mu\text{m}$, probabilmente legato alla presenza di ossidi di Fe amorfi. A circa $0,9\mu\text{m}$ notiamo un ampio assorbimento (**fig. 42**) anch'esso dovuto alla presenza di ossidi e idrossidi di Fe (tipico delle firme spettrali di ematite e goethite); mentre a $1,4\mu\text{m}$ e $1,9\mu\text{m}$ troviamo gli assorbimenti legati alla presenza della molecola d'acqua, tipici degli spettri di caolinite e muscovite, come minerali idrati (**fig. 43**). Infine notiamo l'assorbimento a circa $2,20\mu\text{m}$ dovuto alle vibrazioni del legame Al-OH^- , presente negli spettri di caolinite e muscovite. In generale, il contributo di questi due minerali domina la firma spettrale del campione LB029B.

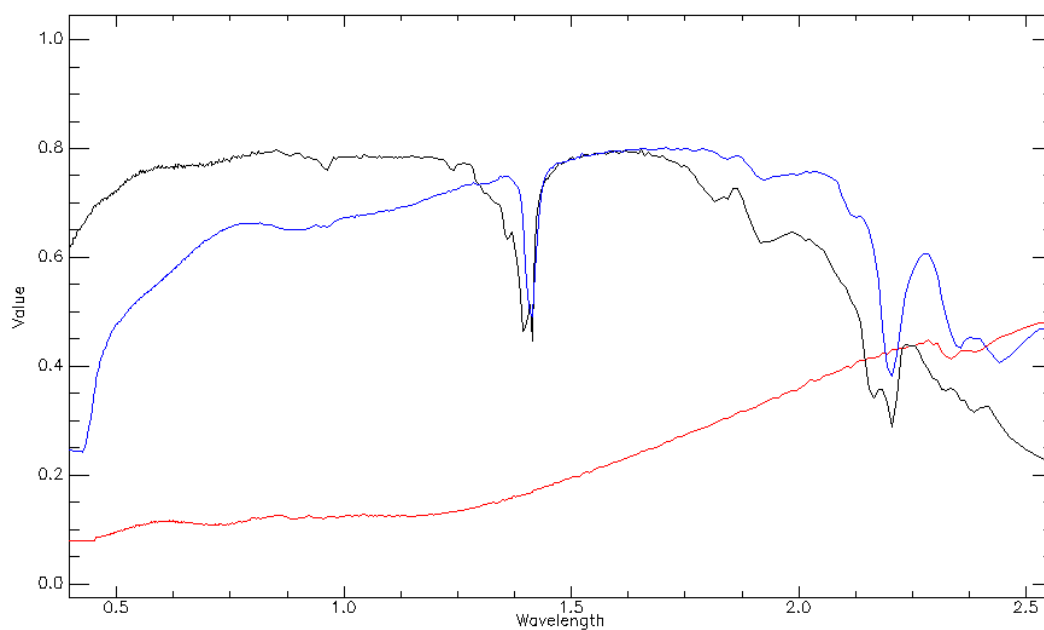
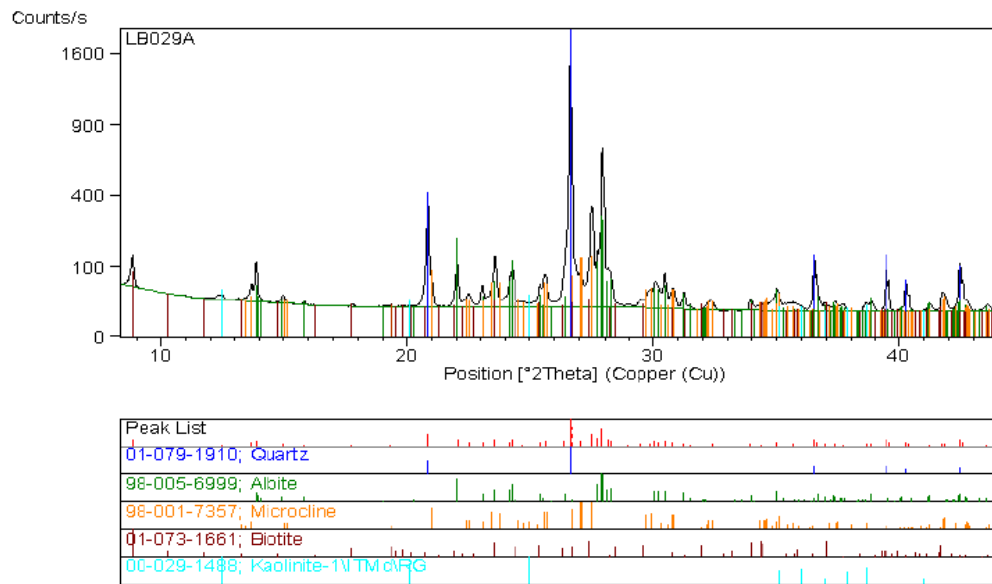


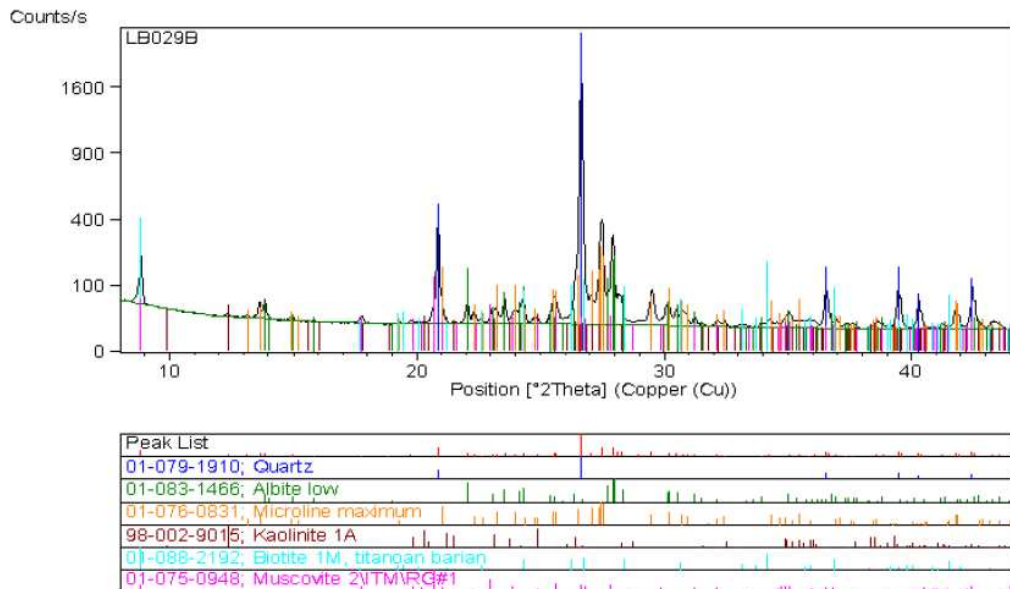
Figura 43: Firme spettrali di caolinite (nero), biotite (rosso) e muscovite (blu), libreria spettrale USGS.



Analista Dott. Federico Zorzi

Università di Padova

Figura 44: Risultati della diffrazione ai raggi x da polvere per il campione LB029A.



Analista Dott. Federico Zorzi

Università di Padova

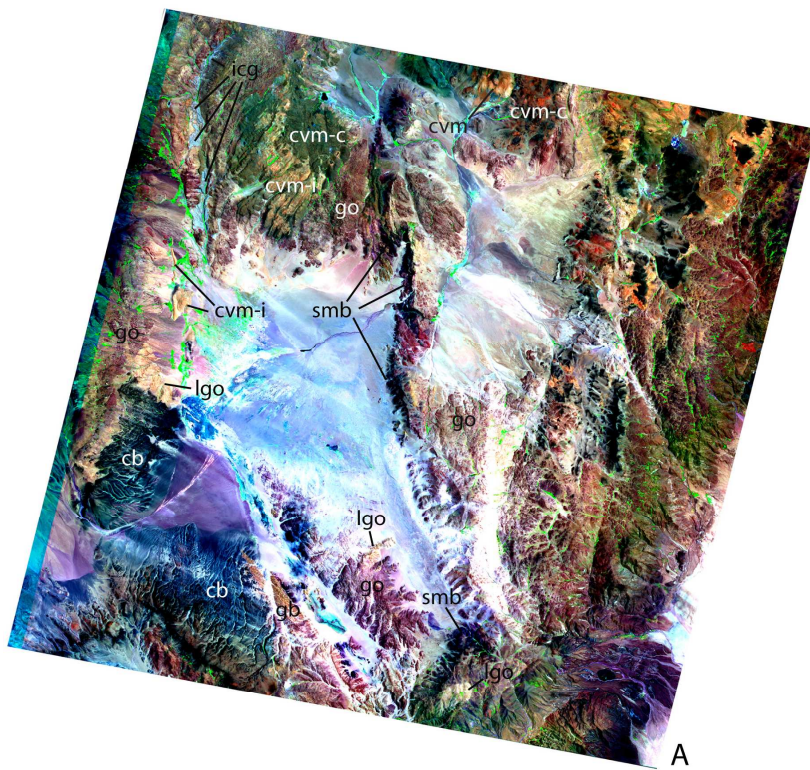
Figura 45: Risultati della diffrazione ai raggi x da polvere per il campione LB029B.

3.2. Risultati dei metodi di elaborazione delle immagini ASTER

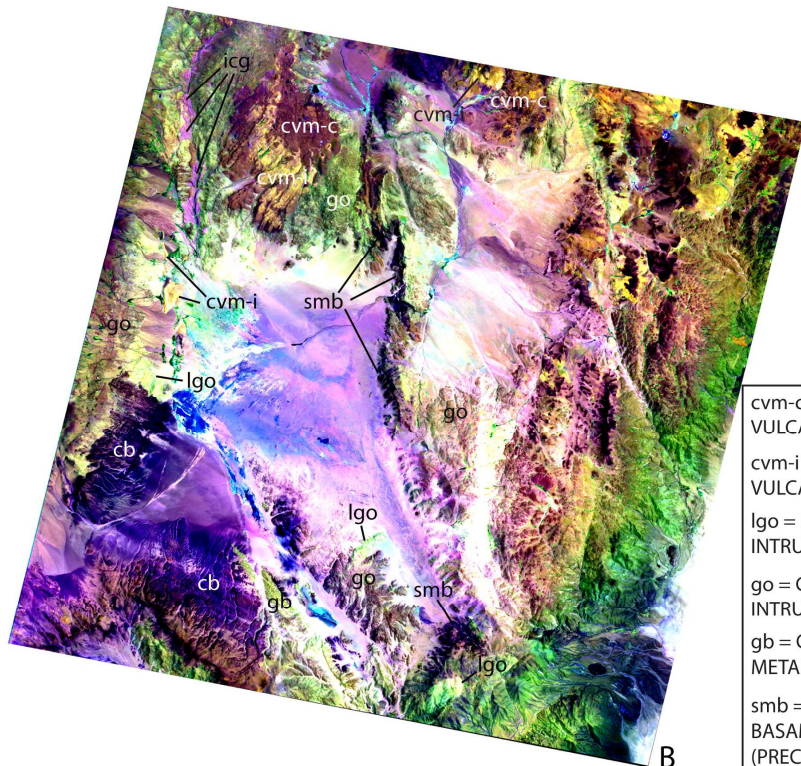
Le elaborazioni applicate alle immagini ASTER sono state finalizzate alla discriminazione e mappatura delle diverse litologie presenti nell'area di studio (vedi **cap. 3.4.1**). A tale scopo si sono visualizzate le bande del sensore ASTER, i rapporti tra bande (BR) e i *Relative Absorption Band-Depth* (RBD) tramite scala di grigi e composizione a falsi colori.

Le composizioni RGB in falsi colori sono state realizzate utilizzando le bande ASTER del visibile e del vicino e medio infrarosso. Le bande utilizzate per tali composizioni sono state scelte sulla base delle firme spettrali dei campioni di roccia misurate in laboratorio e ricampionate alla risoluzione del sensore ASTER (**fig. 47**). Notiamo come le firme ricampionate mostrano meno chiaramente le figure di assorbimento presenti nelle firme di laboratorio, a causa della minor risoluzione spettrale del sensore ASTER rispetto allo spettrometro di laboratorio.

La composizione a falsi colori delle bande 321 (**fig. 50**), ci permette di ottenere un'immagine con buona risoluzione spaziale (15m/pixel, avendo combinato le tre bande del VNIR), ma non consente una chiara distinzione delle litologie principali. Una buona distinzione di quest'ultime è possibile considerando la composizione RGB a falsi colori delle bande 731 (**fig. 46 A**), con la quale riusciamo ad individuare chiaramente le colate di basalti olivinici plio-pleistocenici (complesso vulcanico Vicuña Pampa) ed i prodotti vulcanici miocenici (complesso vulcanico Pucarilla-Cerro Tipillas), dalle rocce del basamento precambriano e del complesso intrusivo ordoviciano (Fm. Loma Coral, Fm. Famabalasto e Fm. Chango Real auct. rispettivamente). In particolare la banda 7 è caratterizzata dal contributo degli assorbimenti dovuti alle vibrazioni del legame Al-OH, di muscovite e minerali delle argille. Nelle bande 1 e 3 cadono invece gli assorbimenti dovuti ai processi elettronici dei metalli di transizione, tipici degli ossidi ed idrossidi di Fe; in particolare la banda 3 risente di questi assorbimenti a causa della presenza di olivina, pirosseno e anfibolo.



A



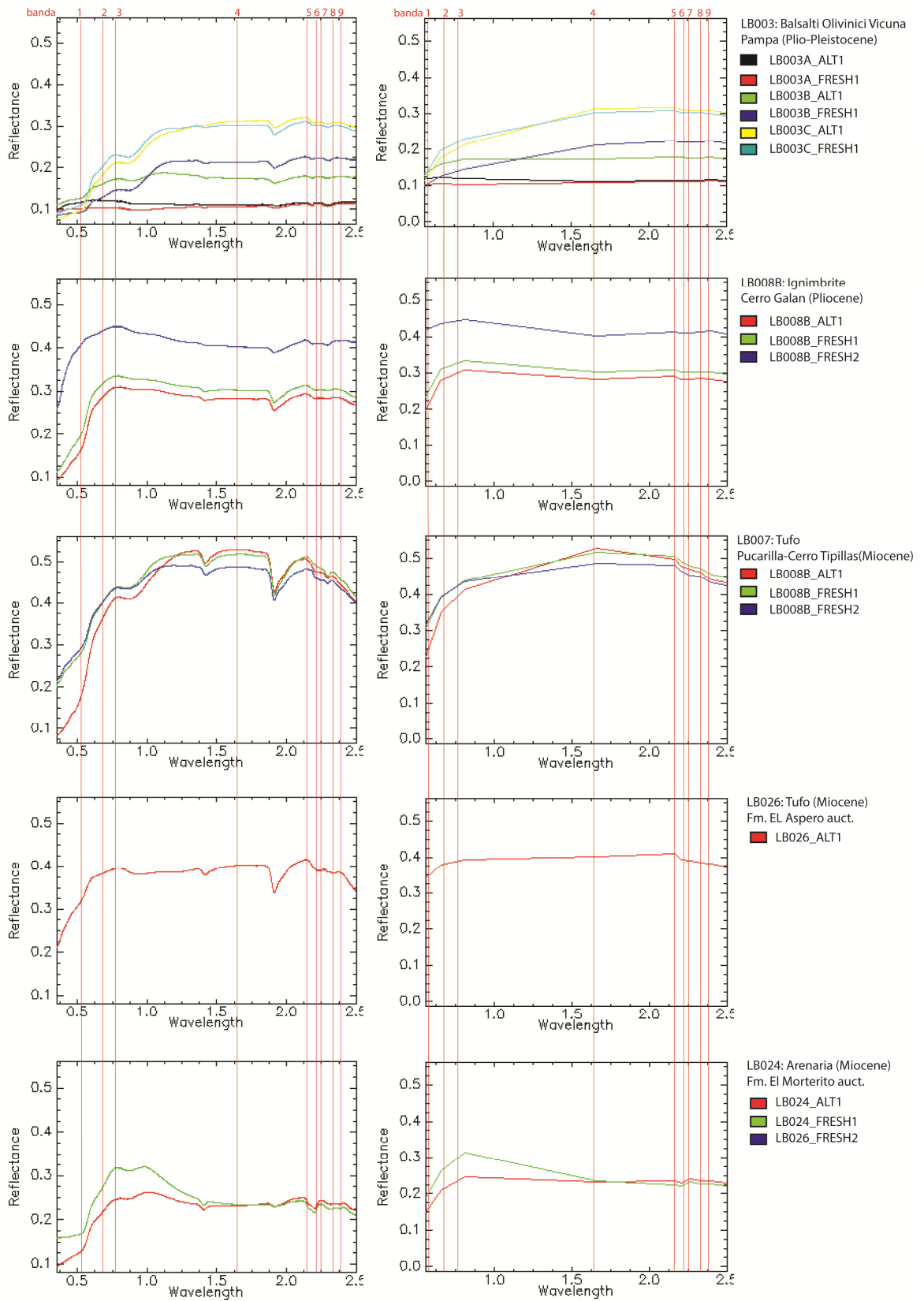
B

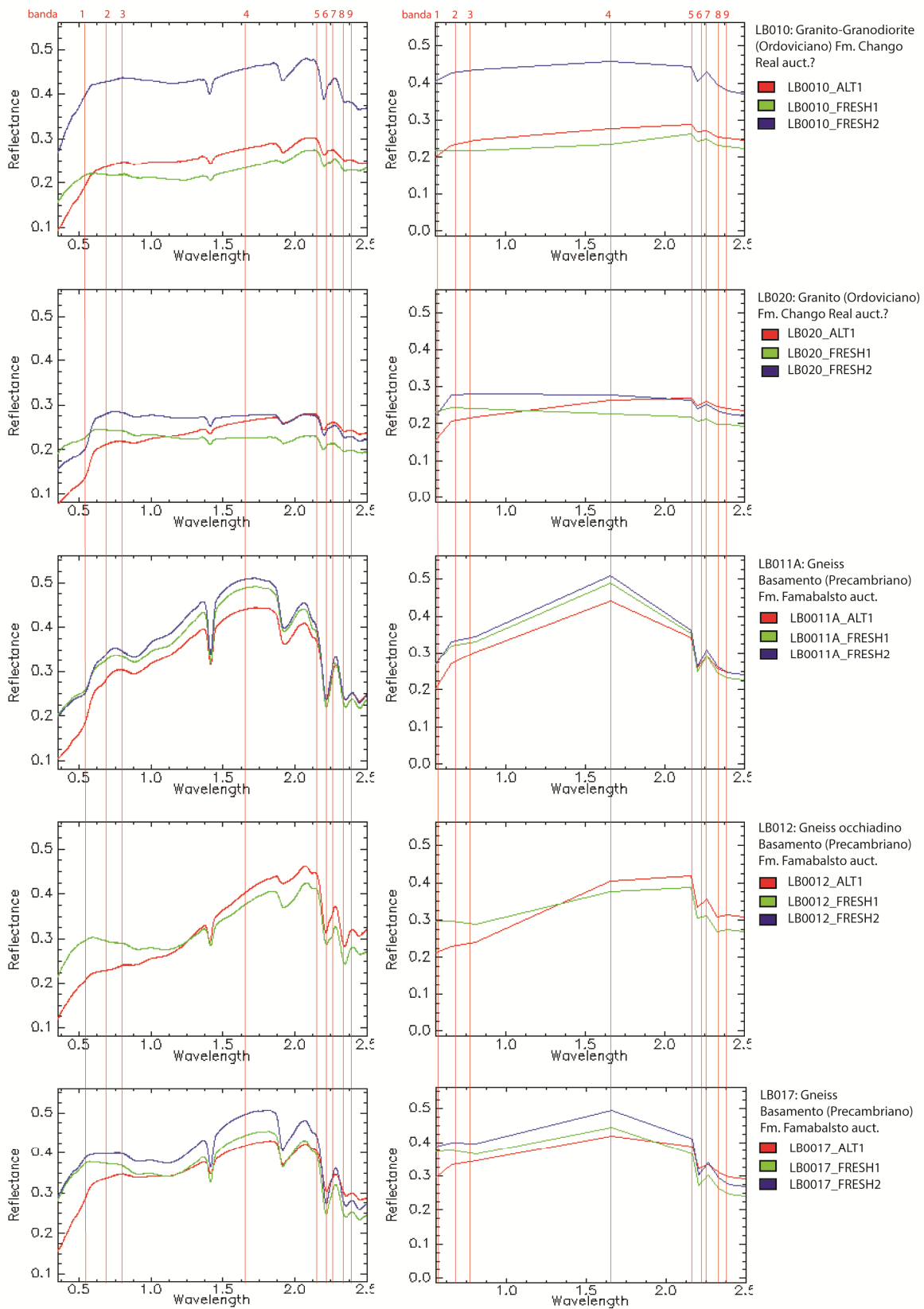
cvm-c = COLATE COMPLESSO VULCANICO (MIOCENE)
cvm-i = IGNIMBRITI-TUFI COMPLESSO VULCANICO (MIOCENE)
lgo = LEUCOGRANITOIDI COMPLESSO INTRUSIVO (ORDOVICIANO)
go = GRANITOIDI COMPLESSO INTRUSIVO (ORDOVICIANO)
gb = GNEISS DEL BASAMENTO METAMORFICO (PRECAMBRIANO)
smb = SCISTI E METABASITI DEL BASAMENTO METAMORFICO (PRECAMBRIANO)

Figura 46: (A) composizione RGB in falsi colori 731, (B) composizione RGB in falsi colori 941.

Le rocce del complesso intrusivo (Fm. Chango Real auct.) si presentano di colore rossastro, dovuto ad una minor riflettività nelle bande 1 e 3, rispetto alla banda 7; come ci si aspetta osservando gli spettri ricampionati in **figura 47** delle superfici alterate dei campioni LB010 e LB020. Quest'ultime mostrano infatti un *reddening* della firma, che provoca una minor riflettenza nella bande 1 e 3, probabilmente legato alla presenza di patine di ossidi superficiali, che ricoprono tipicamente le superfici di rocce granitiche in climi aridi e semiaridi. All'interno di questi granitoidi sono inoltre distinguibili intrusioni leucogranitiche con colore giallo-arancio, le cui tonalità chiare sono dovute alla maggior riflettenza relativa di tali rocce. Per le colate basaltiche quaternarie troviamo invece un colore blu cupo, le cui tonalità scure sono principalmente dovute alla loro minor riflettenza relativa di tali rocce, legata all'abbondanza di minerali femici (**fig. 47** campione LB003). Le colate mioceniche appaiono invece di colore verde-blu, a causa di pronunciati assorbimenti nella banda 7, dovuti alla maggior alterazione e parziale argillificazione rispetto alle colate quaternarie; mentre le ignimbriti-tufi che troviamo intercalati a tali colate presentano un colore arancio, dovuto ad una bassa riflettenza nella banda 1, ed in secondo luogo nella banda 3 (**fig. 47** campione LB007). Le ignimbriti plioceniche mostrano un colore ciano, dovuto ad una minor riflettività nella banda 7, in corrispondenza della quale abbiamo un assorbimento legato probabilmente all'abbondanza di caolinite (**fig. 47** campione LB008b).

Nel tentativo di distinguere ulteriormente le principali litologie, un risultato visivamente migliore può essere ricavato prendendo in considerazione la composizione a falsi colori delle bande 941 (**fig. 46 B**). Nella banda 9 cadono gli assorbimenti vibrazionali dei legami Mg-OH e Fe-OH (tipici di anfiboli, clorite, biotite), mentre nella banda 1 troviamo gli assorbimenti legati ai processi elettronici dei metalli di transizione (ossidi di Fe etc.). La stessa banda 4 risente della spalla di assorbimento dovuta ai processi elettronici del Fe.





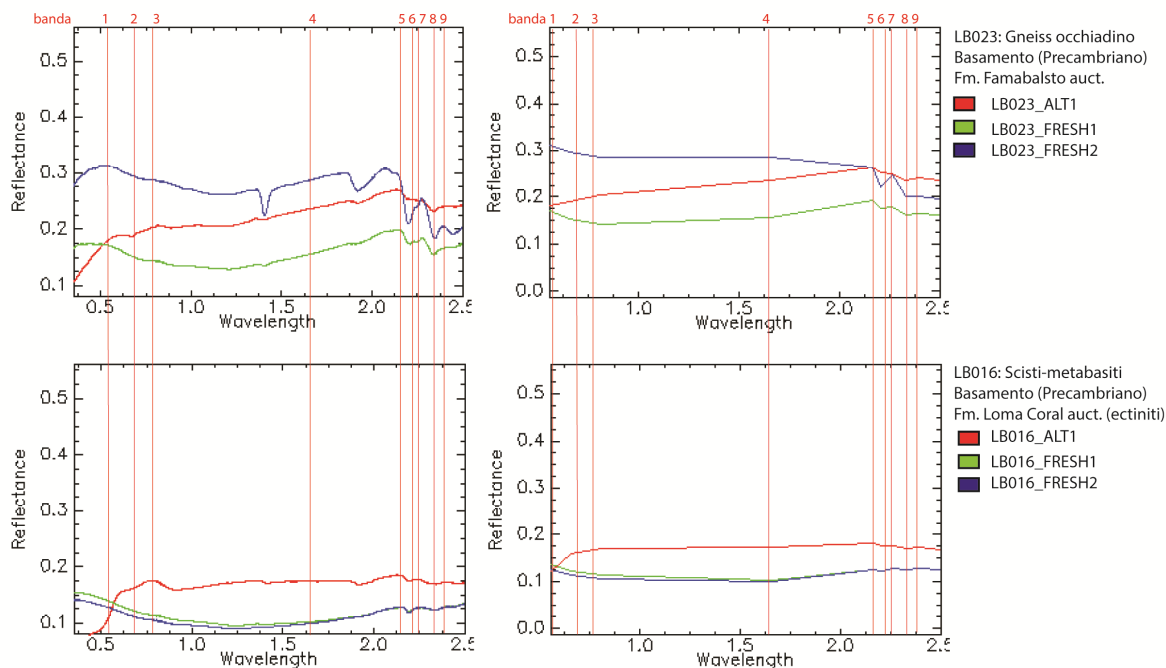
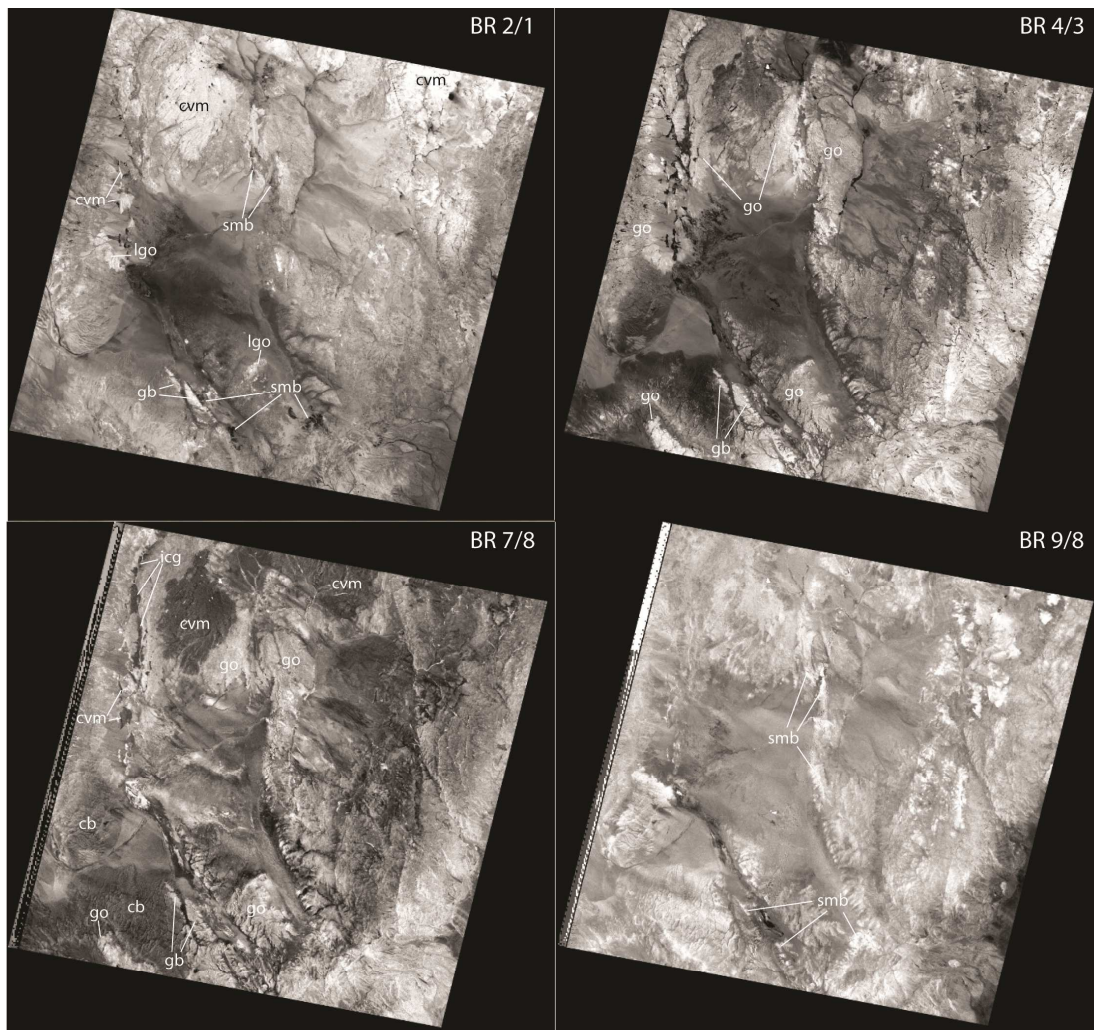


Figura 47: firme spettrali di laboratorio dei campioni con risoluzione originale (colonna di sinistra) e ricampionate alla risoluzione del sensore ASTER (colonna di destra).

Con la composizione in falsi colori 941 riusciamo a distinguere la maggior parte delle litologie presenti nell'area di studio, ed in particolare, rispetto alla composizione 731, si possono distinguere più chiaramente gli gneiss del basamento (Fm. Famabalasto auct.) dal complesso intrusivo. Gli gneiss presentano un colore verde-giallo dovuto all'elevata riflettenza nella banda 4 e ai forti assorbimenti nelle bande 9 e 1 (**fig. 47** campioni LB011A, LB012, LB017), mentre i granitoidi del complesso intrusivo (**fig. 47** campioni LB010 e LB020) mostrano un colore violaceo dovuto ad una minor riflettenza nella banda 4, legata al forte contributo della biotite nella firma spettrale di tali rocce (vedi **cap. 3.1.2**). In alcuni tratti tali granitoidi mostrano però un colore verde, probabilmente dove le rocce sono coperte da vernice del deserto (che provoca assorbimenti nelle bande 9 e 1 per la rispettiva presenza di minerali delle argille e ossidi). Le rocce del basamento costituite da metabasiti (Fm. Loma Coral, auct.) possono essere distinte a causa del loro colore blu cupo, dovuto ad una bassa riflettenza in tutte le bande, con valori leggermente più elevati per la banda 1. Questo è probabilmente dovuto alla forte presenza di muscovite, clorite e biotite che determinano assorbimenti nelle bande 4 e 9 (**fig. 47** campione LB016).

Ulteriori informazioni riguardo la distinzione delle litologie dell'area di studio sono state ricavate applicando i rapporti tra banda (BR) e gli assorbimenti relativi tra bande (RBD). In particolare, il rapporto tra bande 2/1 (**fig. 48**) evidenzia con bassi valori gli scisti e metabasiti (Fm. Loma Coral auct.), a causa del loro elevato contenuto in clorite, e con elevati valori le litologie che presentano una probabile patina di ossidazione superficiale a causa un *reddening* della firma spettrale (in particolare: gneis precambriani, leucogranitoidi ordoviciani, colate ed ignimbriti-tufi del complesso vulcanico Pucarilla-Cerro Tipillas) (**fig. 47**). Il rapporto 4/3 (**fig. 48**) permette invece di distinguere le rocce del complesso intrusivo ordoviciano e gli gneiss del basamento precambriano, per i quali mostra valori medio-elevati, a causa della presenza di materiali molto riflettenti nell'infrarosso medio (banda 4) e poco nel vicino infrarosso (banda 3) come i minerali idrati (**fig. 47**). Un risultato analogo viene ottenuto dal rapporto 7/8 (**fig. 48**), per il quale gli gneiss del basamento ed il complesso intrusivo ordoviciano presentano un elevato valore, in contrasto con il basso valore per le colate quaternarie ed il complesso vulcanico Pucarilla-Cerro Tipillas (colate intercalate ad ignimbriti-tufi). Questo rapporto infatti presenta un valore elevato per tutti quei minerali contenenti gruppi OH legati a metalli (Mg-Fe), che causano assorbimenti nella banda 8. Le rocce del basamento e del complesso intrusivo ordoviciano, contenenti miche e anfibolo, mostrano quindi elevati valori del rapporto 7/8; mentre le colate, contenenti pirosseno ed olivina, mostrano valori bassi del rapporto stesso. Infine il rapporto 9/8 (**fig. 48**) mostra elevati valori per quei minerali contenti legami Fe/Mg-OH. Esso permette quindi di evidenziare le metabasiti (Fm. Loma Coral auct.) all'interno del basamento precambriano (per l'alto contenuto in clorite e biotite).

Per Quanto riguarda gli assorbimenti relativi tra bande (RBD), anch'essi contribuiscono ad una miglior distinzione delle litologie dell'area. RBD5 $((b4+b6)/b5)$ mostra valori estremamente bassi per le metabasiti del basamento (Fm. Loma Coral auct.), rendendole maggiormente distinguibili all'interno del basamento precambriano (**fig. 49**). Questo è principalmente dovuto all'abbondanza di clorite e biotite in queste rocce, che causano una minor riflettenza nella banda 6 legata agli assorbimenti vibrazionali del legame Fe-OH.



cb = BASALTI OLIVINICI (PLIO-PLEISTOCENE)

icg = IGNIMBRITI (PLIOCENE)

cvm = COLATE E IGNIMBRITI-TUFI COMPLESSO VULCANICO (MIOCENE)

go = GRANITOIDI COMPLESSO INTRUSIVO (ORDOVICIANO)

lgo = LEUCOGRANITOIDI COMPLESSO INTRUSIVO (ORDOVICIANO)

gb = GNEISS DEL BASAMENTO METAMORFICO (PRECAMBRIANO)

smb = SCISTI E METABASITI DEL BASAMENTO METAMORFICO (PRECAMBRIANO)

Figura 48: rapporti tra banda (BR) applicati all'immagine ASTER.

RBD6 ((b5+b7)/b6) è centrato sull'assorbimento dovuto alla vibrazione del legame AL-OH e mostra valori particolarmente bassi per ignimbriti plioceniche (complesso vulcanico Cerro Galan) e colate ed ignimbriti-tufi miocenici (complesso vulcanico Pucarilla-Cerro Tipillas), valori medi per le rocce del complesso intrusivo ordoviciano ed elevati per le rocce del basamento precambriano (a causa dell'abbondante contenuto in muscovite) (**fig. 49**). Al contrario RBD7 ((b6+b8)/b7) mostra i fillosilicati contenenti Al-OH (muscovite) con valori bassi. Questo rapporto evidenzia con colori chiari le colate ed ignimbriti-tufi del Miocenice, le ignimbriti plioceniche e le colate quaternarie mentre mostra valori medio-bassi per i granitoidi ordoviciani e bassi per le rocce del basamento (**fig. 49**).

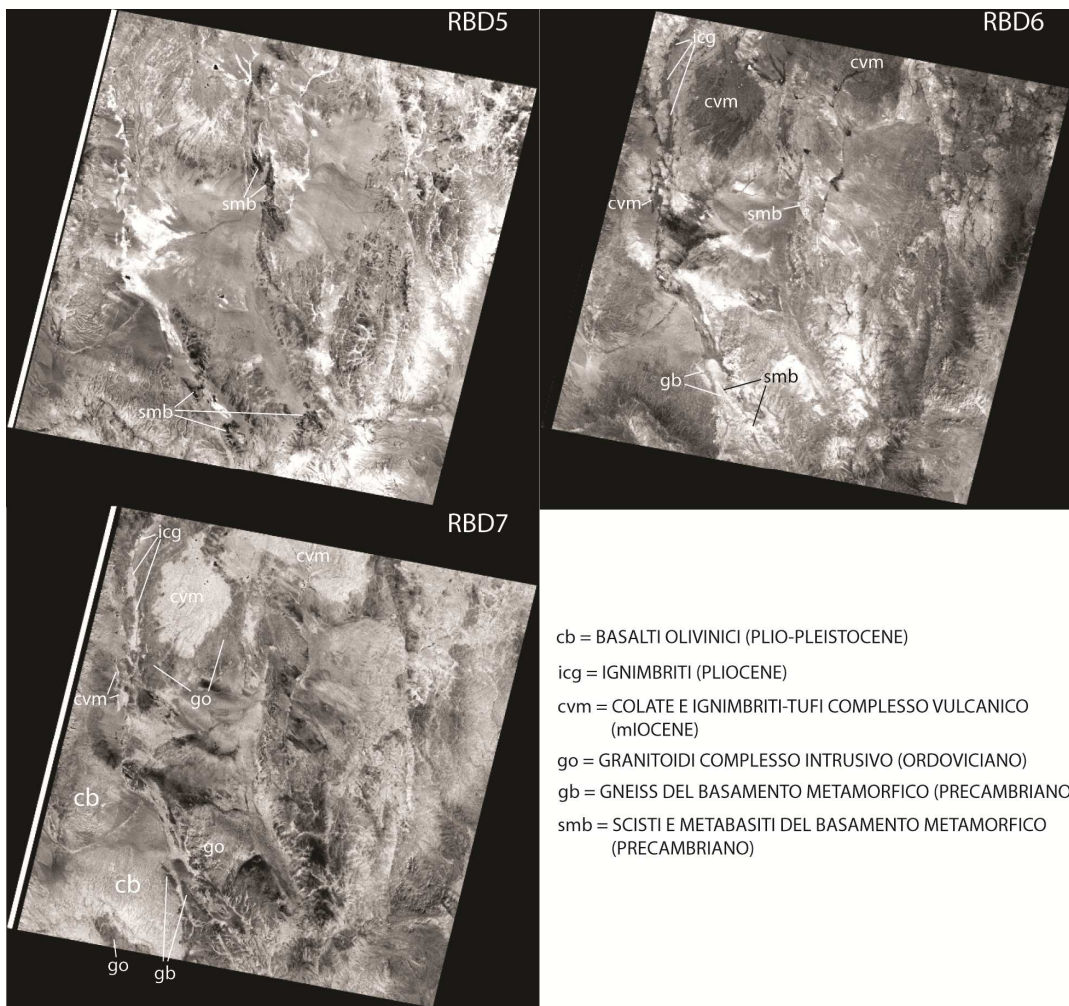


Figura 49: assorbimenti relativi tra bande (RBD) applicati all'immagine ASTER

Con la finalità di effettuare una mappatura geologica a partire dai dati telerilevati, l'immagine ASTER è stata sottoposta alla classificazione *Spectral Angle Mapper* (SAM), nelle bande del VNIR e dello SWIR. Per far ciò si sono individuate sull'immagine ASTER delle ROI (*Region of Interest*) (**fig. 50**), dalle quali si sono ricavate le firme spettrali, utilizzate nella classificazione SAM (**fig. 50**). Per questa classificazione si sono scelte inizialmente due diverse aperture angolari di 0,015 e 0,025 radianti (rispettivamente **fig. 51 A e B**). La classificazione applicata con l'apertura angolare più stretta riesce a classificare un numero di pixel inferiore rispetto a quella effettuata con l'apertura di 0,025 radianti; allo stesso tempo quest'ultima risulta però molto meno precisa, attribuendo in maniera errata alcune zone. Si noti infatti come i sedimenti accumulati nella depressione dove è situata la Laguna Blanca vengano classificati come appartenenti alle ignimbriti plioceniche o

ai basalti olivini. Per evitare tale errore, si è applicata la classificazione SAM attribuendo ad ogni classe uno specifico valore di apertura angolare (**fig. 51 C**), ottenendo così un miglior risultato. In particolare notiamo come la maggior parte delle classi venga attribuita in maniera precisa, con l'eccezione della classe definita per le ignimbriti plioceniche. Questo può essere legato al fatto che esse affiorano in porzioni molto limitate nell'immagine analizzata e non è stato quindi possibile individuare una ROI adeguata per questa litologia. Un altro aspetto in cui questa classificazione risulta carente è la distinzione degli gneiss del basamento precambriano dai granitoidi del complesso intrusivo ordoviciano, specialmente nella parte settentrionale dell'immagine. Questo può essere dovuto a varie cause, la principale viene data dal fatto che questo complesso intrusivo comprende rocce che mostrano un'ampia variabilità composizionale e difficilmente la scelta delle ROI riesce a rispecchiare al meglio tale variabilità. Inoltre queste rocce sono caratterizzate da patine di ossidazione superficiali, che possono interessare in maniera diversa i differenti granitoidi del complesso intrusivo; in aggiunta, la differenza tra la composizione mineralogica degli gneiss precambriani (prevalentemente ortogneiss) e dei granitoidi ordoviciani può non essere così marcata.

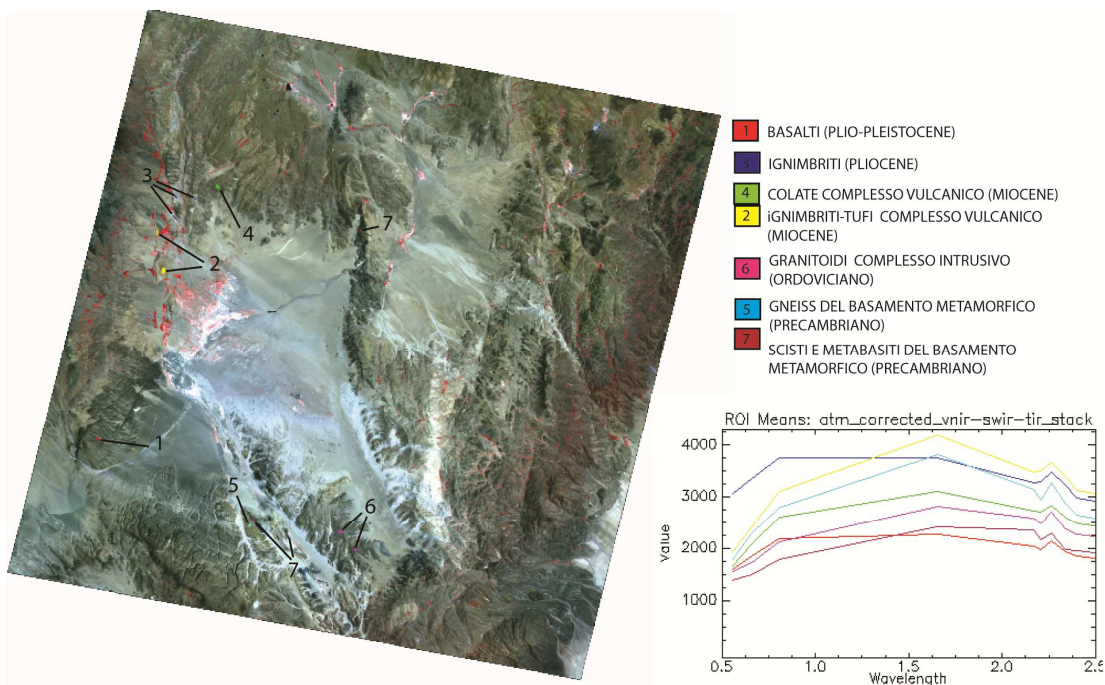


Figura 50: Composizione RGB in falsi colori 321, con localizzazione delle ROI e relativi spettri ricavati dall'immagine ASTER ed usati per la classificazione SAM.

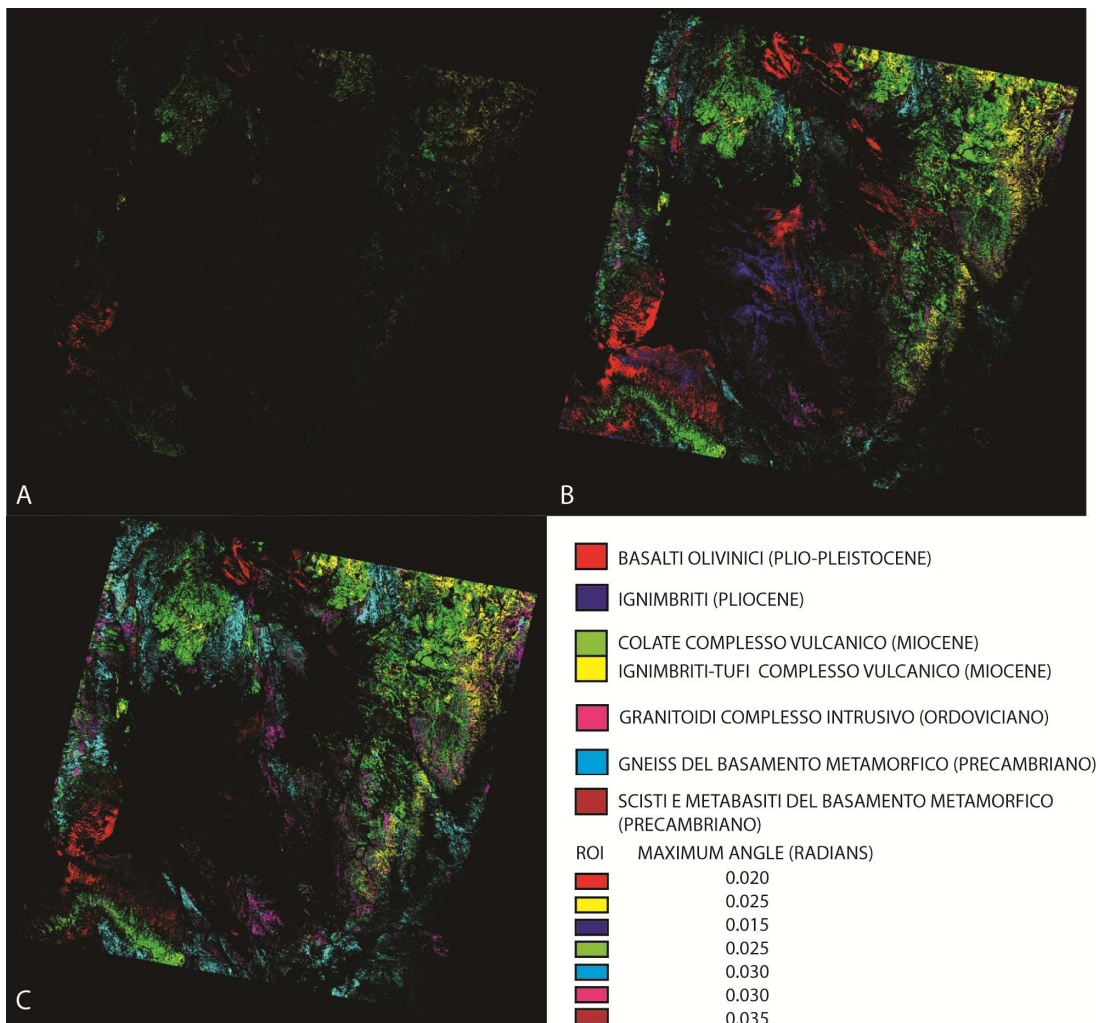


Figura 51: Classificazione SAM considerando le firme ricavate dalle ROI, con: (A) apertura angolare di 0,015 radianti, (B) apertura angolare di 0,025 radianti, (C) aperture angolari specifiche per ogni classe (vedi legenda a fianco).

La classificazione supervisionata *Spectral Angle Mapper* è stata inoltre applicata utilizzando le firme spettrali di laboratorio ricampionate alla risoluzione ASTER. Prima di considerare i risultati di questa classificazione, è innanzitutto importante fare un confronto tra le firme spettrali ricavate dalle ROI tracciate sull'immagine ASTER e le firme spettrali dei campioni di roccia misurate in laboratorio e ricampionate alla risoluzione del sensore ASTER (**fig. 52**). Notiamo che le firme ricampionate per i basalti plio-pleistocenici, le ignimbriti plioceniche e le metabasiti del basamento precambriano hanno un andamento molto piatto rispetto alle firme ricavate dalle ROI per tali litologie. Vi è invece una buona corrispondenza tra le firme ricampionate e quelle derivanti dalle ROI per gli gneiss del basamento precambriano, i granitoidi ordoviciani e le ignimbriti-tufi del Miocene (**fig. 52**).

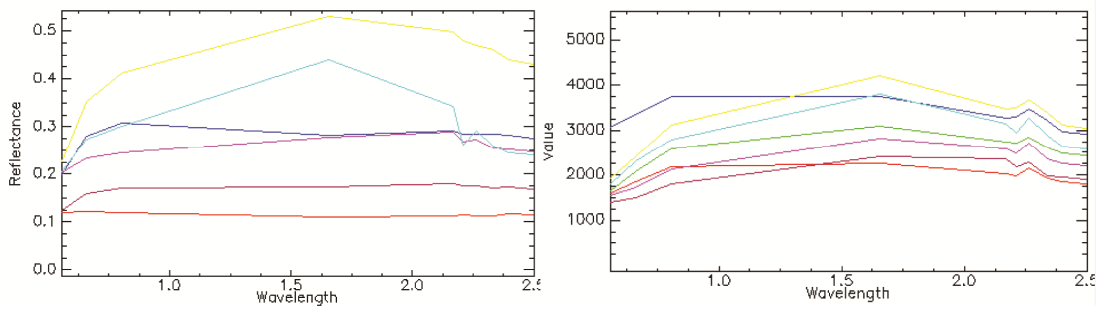


Figura 52: Confronto tra firme spettrali di laboratorio ricampionate alla risoluzione del sensore ASTER (a destra) e firme spettrali ricavate dalle ROI tracciate sull'immagine ASTER (a sinistra), con: basalti (Plio-Pleistocene) in rosso, ignimbriti (Pliocene) in blu, ignimbriti-tufi del complesso vulcanico (Miocene) in giallo, granitoidi (Ordoviciano) in magenta, gneiss del basamento in ciano e scisti e meta basiti del basamento in marrone.

La classificazione SAM applicata utilizzando le firme spettrali di laboratorio ricampionate alla risoluzione ASTER mostra dei risultati di scarsa qualità. Innanzitutto, scegliendo le aperture angolari di 0,015 e 0,025 radianti, utilizzate precedentemente, nessun pixel dell'immagine viene classificato. Con apertura angolare maggiore, pari a 0,06 radianti, buona parte dei pixel viene classificata, ma associata principalmente a due classi (magenta, granitoidi ordoviciani, e giallo, ignimbriti-tufi miocenici); includendo in esse anche aree erroneamente attribuite, costituite soprattutto dai sedimenti del cono di deiezione a SW del bacino della Laguna Blanca (**fig. 53**).

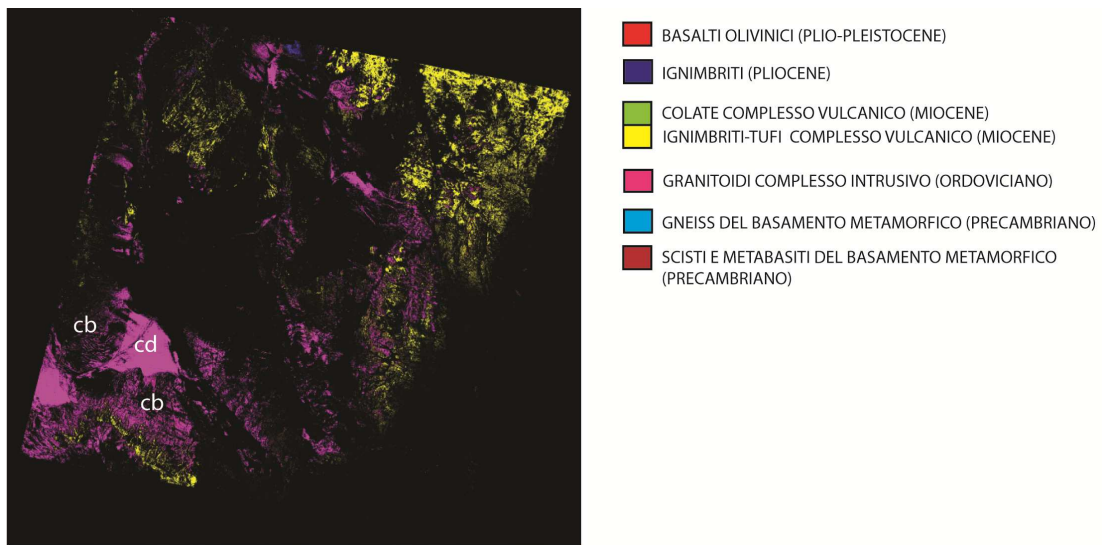


Figura 53: Classificazione SAM considerando le firme dei campioni ricampionate alla risoluzione del sensore ASTER e utilizzando un'apertura angolare di 0,06 radianti. Cb=colate basaltiche, cd=cono di deiezione, indicati nelle aree di erronea attribuzione.

La SAM dimostra tuttavia una certa capacità di classificare appropriatamente i pixels dell'immagine relativi alla classe definita dalla firma ricampionata delle ignimbriti-tufi miocenici (complesso vulcanico Pucarilla-Cerro Tipillas). Ciò è dovuto al fatto che tali rocce mostrano una forte somiglianza tra la firma di laboratorio ricampionata e la firma ricavata tramite le ROI dall'immagine ASTER.

Migliori risultati vengono ottenuti considerando aperture angolari specifiche per le diverse classi (**fig. 54**).

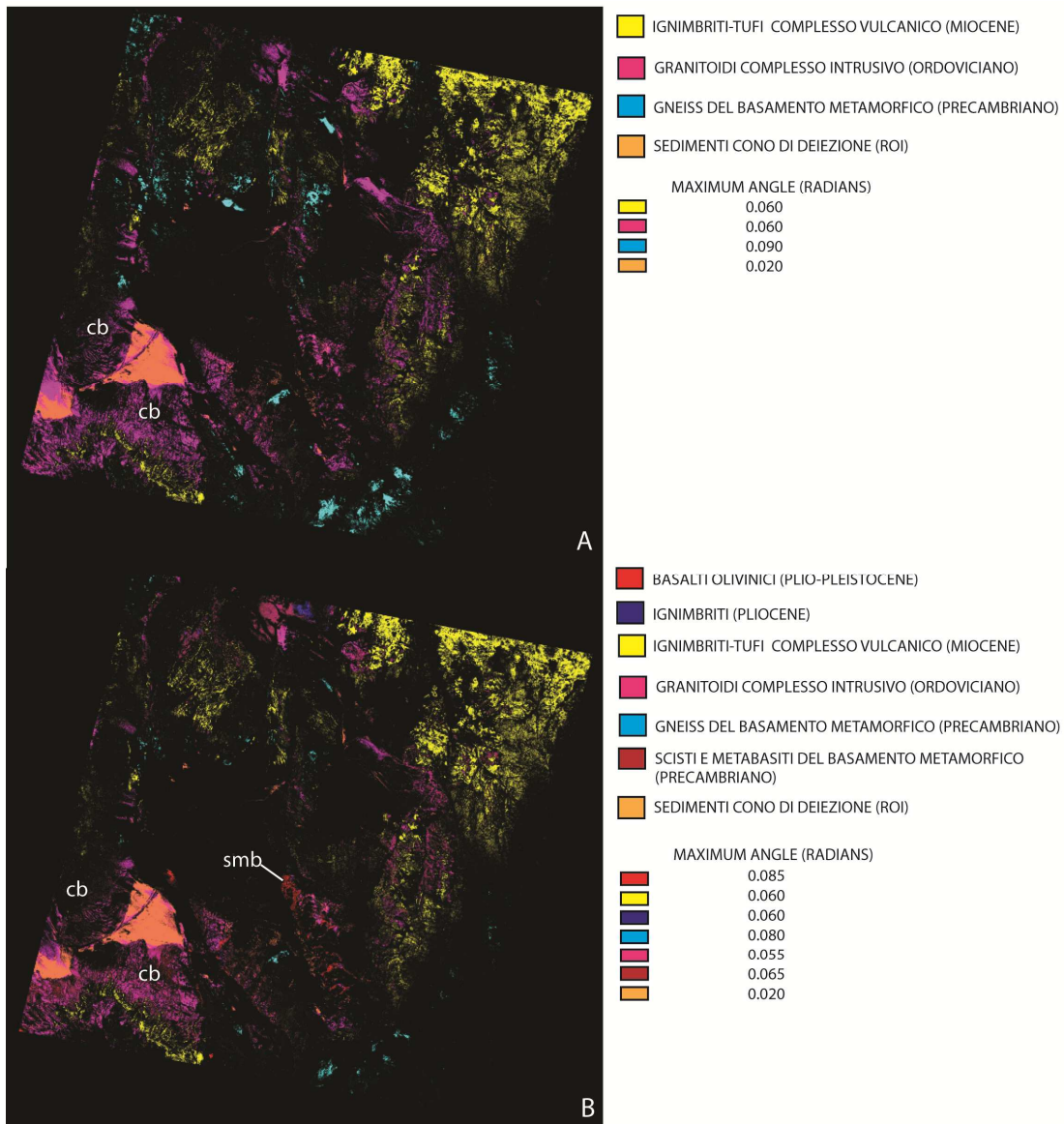


Figura 54: Classificazione SAM considerando le firme dei campioni ricampionate alla risoluzione del sensore ASTER: (A) considerando le classi relative alle firme ricampionate più simili alle firme ricavate dalle ROI, con aperture angolari specifiche per ogni classe (vedi legenda a fianco); (B) considerando le classi relative a tutte le firme ricampionate, con aperture angolari specifiche per ogni classe (vedi legenda a fianco). Cb=colate basaltiche, smb=scisti e metabasiti del basamento, indicati nelle aree di erronea attribuzione.

In particolare, nella **figura 54 A** sono riportati i risultati della classificazione SAM applicata usando le firme ricampionate alla risoluzione ASTER che dimostrano una buona somiglianza con le firme ricavate dalle ROI (i.e. gneiss del basamento precambriano, granitoidi ordoviciani ed ignimbriti-tufi miocenici). Per evitare che vengano erroneamente classificati i depositi del cono di deiezione di SW, si è individuata su quest'ultimi una ROI dalla quale si è ricavata la firma spettrale, anch'essa utilizzata nella classificazione SAM. Rimangono alcune aree erroneamente attribuite, come quelle delle colate basaltiche plio-pleistoceniche classificate come granitoidi ordoviciani (**fig. 54 A**). In **figura 54 B** sono riportati i risultati della classificazione SAM applicata usando tutte le firme ricampionate a cui sono stati associati diversi valori di aperture angolari. In particolare qui si nota la difficoltà di individuare e distinguere la classe dei basalti plio-pleistocenici e la classe degli scisti e metabasiti del basamento precambriano. Questo può principalmente essere legato al fatto che nell'area quest'ultima unità di basamento è costituita da metabasiti, da qui la difficoltà di distinzione con i basalti.

3.3. Elaborazione immagini ASTER per individuazione delle zone di faglia

La classificazione supervisionata *Spectral Angle Mapper* è stata utilizzata nel tentativo di individuare sulle immagini ASTER le ampie zone di *core* e di danneggiamento di alcune faglie nell'area di studio. Per far ciò si sono individuate sull'immagine ASTER delle ROI in corrispondenza di due zone di faglia (**fig. 55 e 56**), dalle quali si sono ricavate le firme spettrali, utilizzate nella classificazione SAM. Preme specificare che, data la risoluzione spaziale dell'immagine ASTER, si sono riscontrate difficoltà nell'individuazione delle ROI in corrispondenza delle zone di faglia. La classificazione supervisionata SAM è stata applicata separatamente per le due faglie analizzate; utilizzando un'apertura angolare di 0,016 radianti per la faglia all'interno delle metabasiti di basamento precambriano (osservata in campagna presso LB019) e di 0,012 radianti per la faglia che taglia i granitoidi ordoviciani (osservata in campagna presso LB029). In **figura 55 e 56** possiamo osservare come vengano classificati alcuni pixels coincidenti con la zona di faglia, ma anche pixels delle rocce incassanti non interessate direttamente dalla faglia stessa.

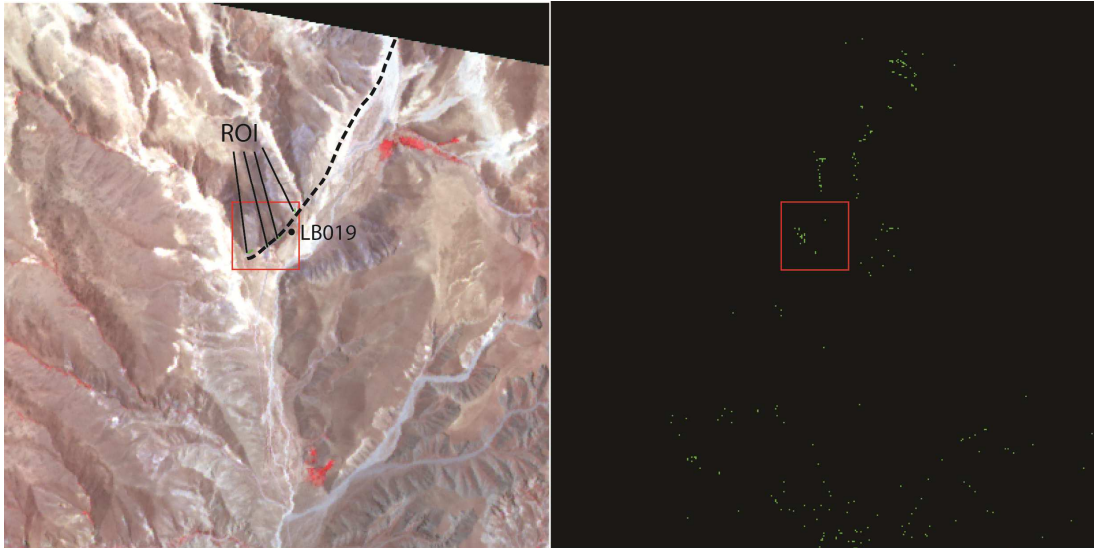


Figura 55: A destra, immagine ASTER in composizione in falsi colori RGB 321 con ROI relative alla zona di faglia in metabasiti del basamento precambriano (presso LB019, riquadro rosso). A sinistra, classificazione SAM considerando la firma ricavata dalle ROI, con apertura angolare di 0,016 radianti.

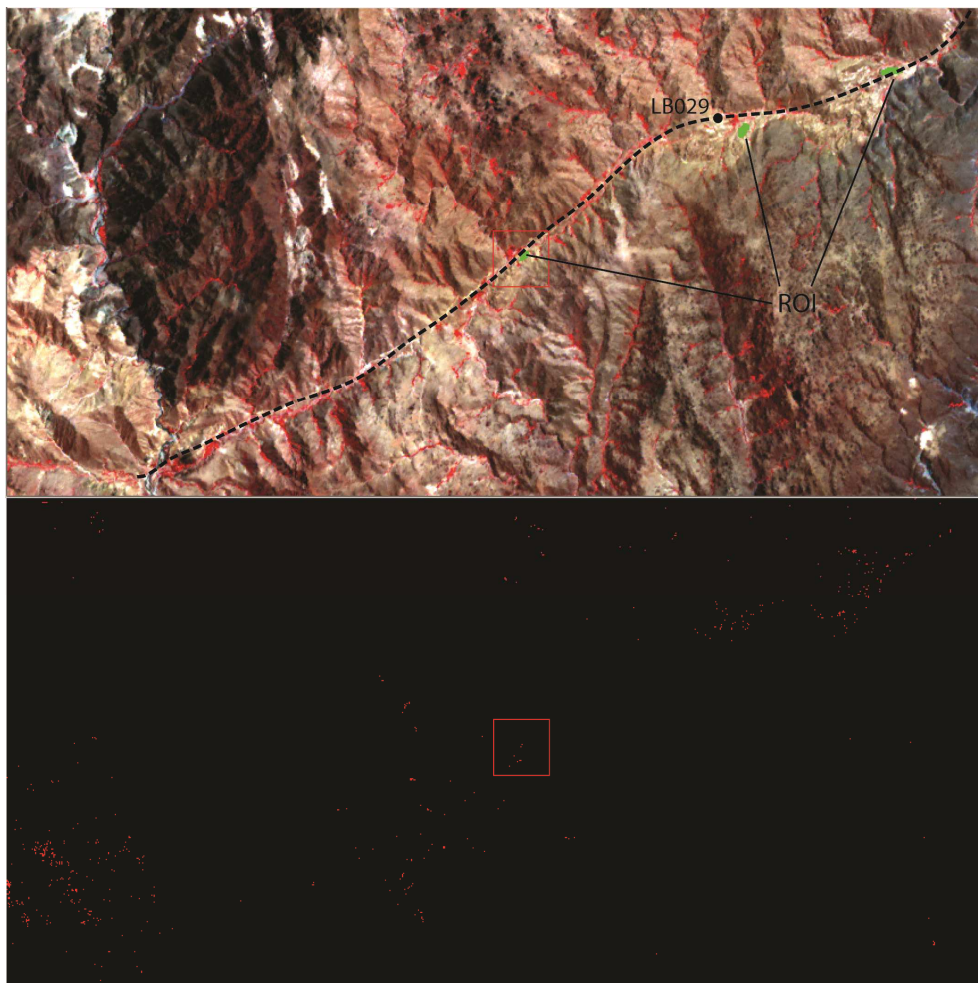


Figura 56: Sopra, immagine ASTER in composizione in falsi colori RGB 321 con ROI relative alla zona di faglia in granito idi ordoviciani (presso LB029). Sotto, classificazione SAM considerando la firma ricavata dalle ROI, con apertura angolare di 0,012 radianti.

La classificazione supervisionata SAM è stata applicata anche utilizzando le firme di laboratorio delle rocce di faglia ricampionate alla risoluzione ASTER, che vengono confrontate con le firme ricavate dalle ROI per le medesime faglie in **figura 57**.

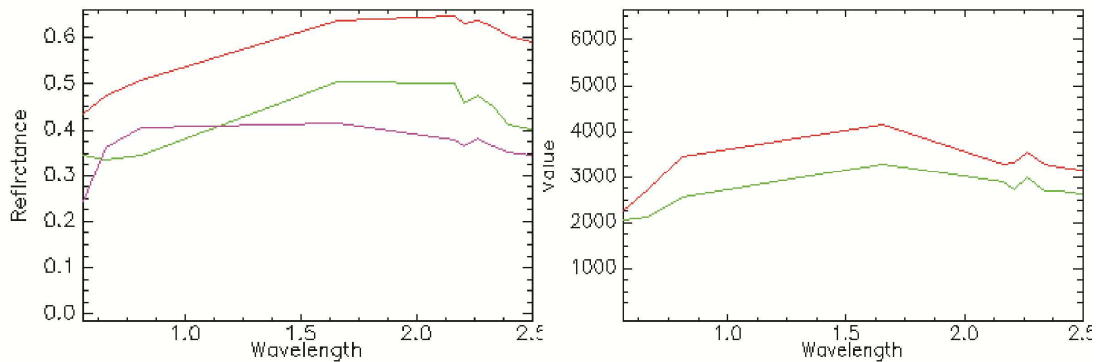


Figura 57: Confronto tra firme spettrali di laboratorio ricampionate alla risoluzione del sensore ASTER (a sinistra) e firme spettrali ricavate dalle ROI tracciate sull'immagine ASTER (a destra), firme per zona di faglia in metabasiti del basamento precambriano (presso LB019) in verde, firme per zona di faglia in granitoidi ordoviciani in rosso (LB029A porzione meno alterata di colore bianco) e in magenta (LB029B porzione più alterata di colore rossastro).

La classificazione è stata applicata separatamente per le due faglie analizzate, utilizzando un'apertura angolare di 0,06 radianti sia per la firma ricampionata LB019 (roccia di faglia in metabasiti del basamento precambriano), sia per le firme ricampionate delle rocce di faglia in granitoidi ordoviciani: LB029A (porzione meno alterata di colore bianco) e LB029B (porzione con maggior grado di alterazione di colore rossastro). In **figura 58** riportiamo il risultato della classificazione SAM per la zona di faglia in metabasiti presso LB019; in questo caso vengono individuati i pixels corrispondenti alla zona di faglia campionata, mostrando nell'insieme una direzione NE-SW. Allo stesso tempo vengono classificati anche pixels appartenenti ad una faglia con direzione circa E-W, adiacente a quella campionata. Ugualmente, la classificazione SAM riesce a distinguere chiaramente la faglia in granitoidi ordoviciani (campionata presso LB029), specialmente utilizzando la firma relativa alle rocce di faglia con maggior grado di alterazione (LB029B) (**fig. 59**).

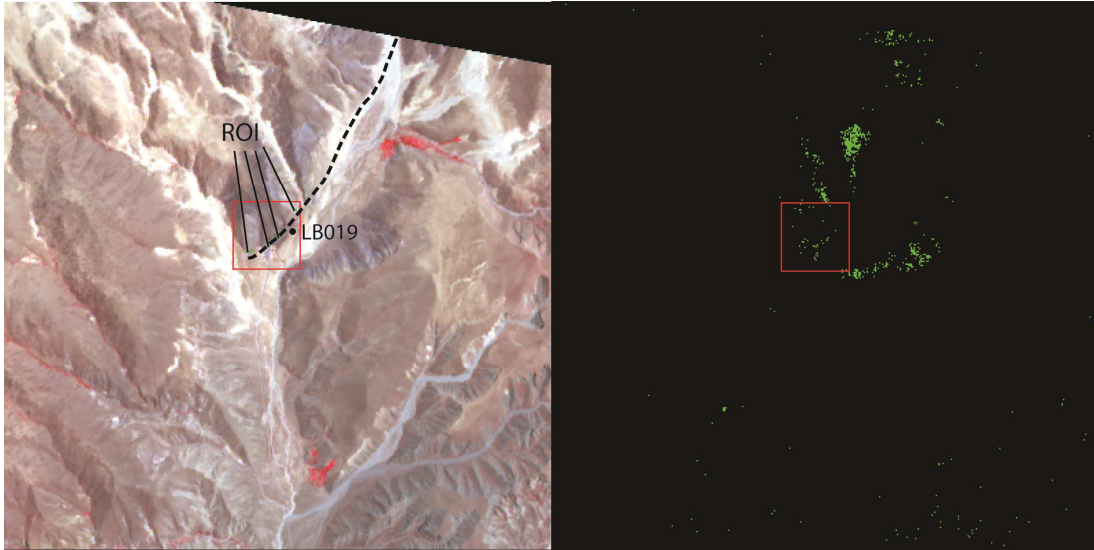


Figura 58: A destra, immagine ASTER in composizione in falsi colori RGB 321, con zona di faglia in metabasiti del basamento precambriano (presso LB019) nel riquadro rosso. A sinistra, classificazione SAM con apertura angolare di 0,07 radianti, considerando le firma di laboratorio LB019 delle rocce di faglia ricampionate alla risoluzione ASTER.

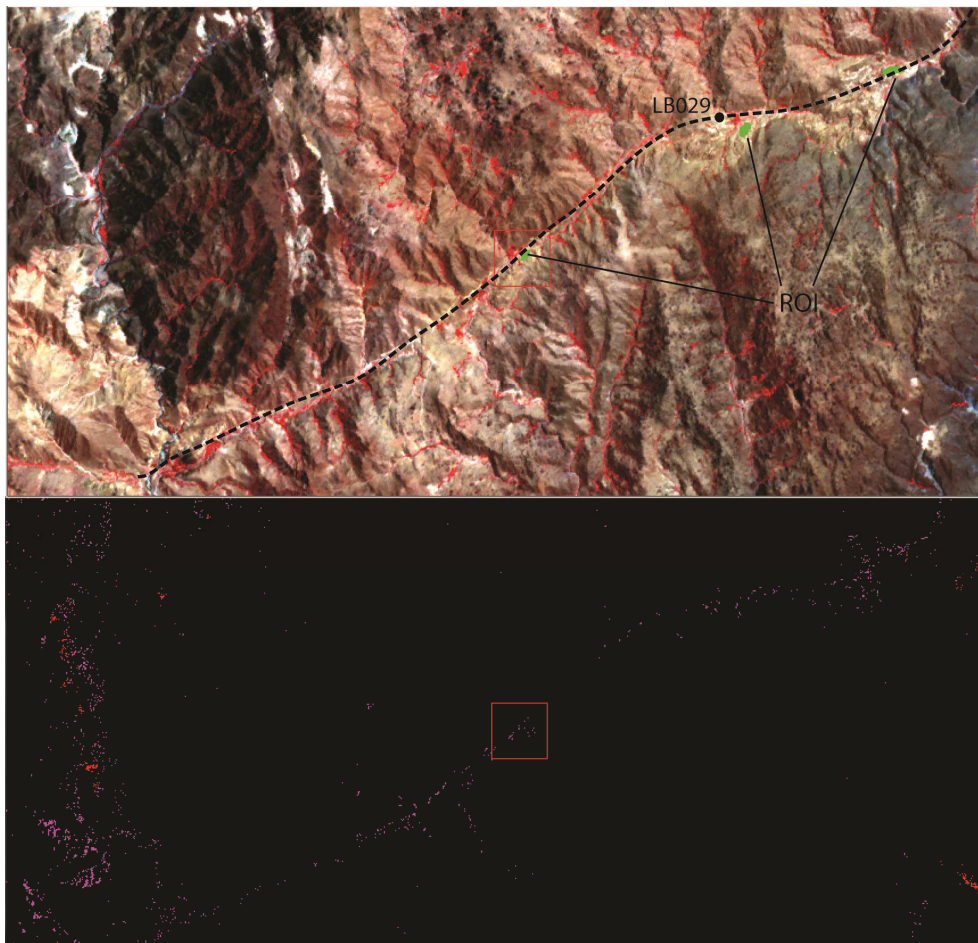


Figura 59: Sopra, immagine ASTER in composizione in falsi colori RGB 321 presso la zona di faglia in granitoidi ordoviciani (LB029). Sotto, classificazione SAM con apertura angolare di 0,06 radianti, considerando le firme di laboratorio delle rocce di faglia ricampionate alla risoluzione ASTER (LB029A in rosso e LB029B in magenta).

Ne concludiamo che, data la risoluzione spaziale e spettrale del sensore ASTER non è sempre possibile, tramite la classificazione *Spectral Angle Mapper*, individuare con chiarezza le zone di faglia analizzate, se si utilizzano come riferimento le firme spettrali ricavate da ROI, individuate sull'immagine stessa. Risultati migliori vengono ricavati tramite la classificazione SAM, utilizzando le firme di laboratorio delle rocce di faglia ricampionate alla risoluzione ASTER. Questa classificazione potrebbe dare risultati più accurati se applicata ad immagini iperspettrali aventi maggior risoluzione spaziale (e.g. Hyperion).

3.4. Carta geologica della Laguna Blanca

L'elaborazione e l'interpretazione delle immagini ASTER e Landsat 7 ETM+ (attraverso il processo di *image sharpening*, **cap. 2.3.2.2**) e dei DTM (da cui si sono ricavati i relativi modelli ombreggiati del terreno, **cap. 2.3.6**) hanno permesso di realizzare una prima stesura della carta geologica dell'area studiata. Questa è stata successivamente completata e revisionata grazie alle verifiche di terreno. La cartografia geologica delle aree che non si sono potute raggiungere durante la verifica in campagna è stata compilata sulla base dell'interpretazione delle immagini satellitari e facendo riferimento a carte e schemi geologici pubblicati: il foglio Laguna Blanca (scala 1:200.000) (**Turner 1974**), le carte presenti in **Folkes (2011)** e la carta geologica digitale del plateau della Puna centro-meridionale (scala 1:250.000) (**Schnurr 2006**). La digitalizzazione della carta geologica della Laguna Blanca è stata realizzata utilizzando il programma ArcGIS, (**allegato 1**).

3.4.1. Unità geologiche

Le unità riportate nella carta geologica della presente tesi si sono ispirate al foglio Laguna Blanca (**Turner, 1974**) ed ai lavori di **Allmendinger (1986)** e **Folkes (2011)**. Il risultato è una nuova legenda che cerca di armonizzare le informazioni bibliografiche con quelle di terreno e con le evidenze derivate dal telerilevamento. Particolarmente innovativa rispetto alle carte precedenti dell'area è stata la decisione di associare i prodotti vulcanici a distinti complessi, attribuiti in base ai loro centri di emissione. Di seguito vengono descritte le varie unità riportate in legenda.

- **Il Basamento precambriano** è stato distinto in due unità:

- Scisti e metabasiti: costituiscono l'unità più antica affiorante nell'area di studio e comprendono rocce a grana fine, con una foliazione pervasiva. Le rocce di questa unità vengono descritte in **Turner (1974)** come *ectiniti*, cioè rocce metamorfiche senza apporto magmatico, comprendenti scisti, ardesie e filladi; esse vengono raggruppate dall'autore nella formazione Loma Coral. Tuttavia i nostri rilievi evidenziano nell'area di studio una netta prevalenza di metabasiti in facies scisti verdi e paragenesi a quarzo, muscovite, clorite, albite e biotite.
- Complesso metamorfico a prevalenti ortogneiss: costituisce un'unità comprendente gneiss e gneiss occhiadini (con occhi costituiti da porfitroclasti di plagioclasio, preservanti l'originale zonazione magmatica) e presenta un'impronta metamorfica in facies scisti verdi. Questa unità viene definita da **Turner (1974)** come formazione Famabalasto.
- **Complesso intrusivo ordoviciano.** Questo complesso può essere probabilmente associato alla formazione Chango Real, descritta in **Turner (1974)**, come costituita da rocce granitiche precambriane, **Allmendinger (1986)** ne riconosce i rapporti intrusivi con il basamento precambriano e attribuisce ai corpi granitoidi un'età ordoviciana. Nella carta geologica elaborata, tale complesso intrusivo viene distinto in due unità:
 - Granitoidi indifferenziati; mostrano una grande variabilità (graniti, granodioriti, dioriti) e costituiscono l'unità maggiormente affiorante nell'area di studio. Questi granitoidi comprendono rocce indeformate e rocce con debole deformazione gneissica, all'interno delle quali troviamo fasce milonitiche concentrate, descritte anche da **Turner (1974)** e **Allmendinger (1986)**.
 - Leucogranitoidi, costituenti intrusioni poco estese all'interno dei granitoidi indifferenziati.
- **Complesso vulcano-sedimentario (Miocene-Pliocene),** affiorante a S-E dell'area di studio, è definito da **Turner (1974)** e **Allmendinger (1986)** come gruppo El Bolsòn. Tale complesso è costituito da rocce sedimentarie di origine continentale con intercalazioni vulcaniche ed è diviso in tre unità:

- Arenarie e conglomerati (Miocene), tale unità è stata campionata durante il rilievo di campagna ed è risultata essere costituita da prevalenti arenarie arcose. Essa rappresenta l'unità inferiore del gruppo El Bolsòn e viene riportata da **Turner (1974)** e **Allmendinger (1986)** come formazione El Morterito, detta anche Calchaquense.
- Complesso vulcanico miocenico: costituito da breccie e tufi. Esso viene descritto da **Turner (1974)** e **Allmendinger (1986)** come formazione El Aspero ed è l'unità intermedia del gruppo El Bolsòn.
- Arenarie tufacee: definite da **Turner (1974)** come formazione El Cajòn, sono l'unità superiore del gruppo El Bolsòn. Queste vengono descritte anche da **Allmendinger (1986)** come arenarie tufacee a grana medio-fine con lenti di conglomerati e orizzonti tufacei. Durante il rilievo di campagna non è stato possibile campionare tale formazione.
- **Complesso vulcanico Pucarilla-Cerro Tipilla (Miocene)**, descritto da **Folkes (2011)**. Questa unità affiora nella parte settentrionale dell'area mappata ed attraverso l'interpretazione delle immagini satellitari si sono distinte diverse colate con intercalazioni di ignimbriti-tufi. Durante il rilevamento di campagna sono stati campionati tufi relativi a questa unità.
- **Complesso vulcanico del Cerro Galan (Pliocene)** introdotto sulla base di **Folkes (2011)** è qui costituito solo da Ignimbriti, affioranti a N-W dell'area di studio. Sulle immagini satellitari è chiaramente distinguibile dalle ignimbriti-tufi del complesso vulcanico Pucarilla-Cerro Tipilla.
- **Complesso vulcanico della Vicuña Pampa (Pliocene-Pleistocene?)** costituito da basalti ed andesiti, affioranti a S-W dell'area di studio, in una serie di colate sovrapposte. I basalti da noi campionati si presentano porfirici, di colore scuro, aventi abbondanti fenocristalli di plagioclasio, olivina (alterata in iddingsite), minerali opachi e rari pirosseni, immersi in una matrice a grana fine (a plagioclasio e minerali opachi). Queste rocce vengono descritte da **Turner (1974)** come colate andesitiche, costituenti la formazione Negro Caranchi (Quaternario Inferiore).

3.4.2. Forme e depositi quaternari

L'area della laguna Blanca presenta delle forme legate principalmente agli elementi tettonici presenti, tra le quali di principale importanza è il bacino romboidale della Laguna Blanca (*Campo de la Laguna Blanca*). Esso presenta un'altitudine di circa 3400 m e viene limitato sul lato occidentale dalla *Sierra Laguna Blanca* (5900 m) e sul lato orientale da una cresta con altitudine media di 4200 m. Da un punto di vista morfologico la forma romboidale del bacino e l'entità dei dislivelli dei rilievi che lo limitano fanno supporre che esso abbia un'origine tettonica. Di origine simile, anche se con minore dimensione, notiamo un secondo bacino romboidale a N-E rispetto al *Campo de la Laguna Blanca*. Di importanza non secondaria sono le forme legate ai processi vulcanici, quali: le colate di lava (presenti a N e a SW dell'area studiata), i coni di lava e la grande caldera sub-circolare, individuata nella parte sud-occidentale dell'area rilevata (*Vicuña Pampa*).

Per quanto riguarda le forme di accumulo, nelle aree depresse vi sono depositi alluvionali e colluviali sciolti, con granulometria sabbioso-limoso. In particolare il bacino della Laguna Blanca è interessato dalla presenza di due grandi coni di deiezione che dai vertici di SW e di NE si espandono verso il centro del bacino stesso. La presenza del grande cono di deiezione che si riversa nel bacino Laguna Blanca dal vertice di SW sembra essere dovuta ad un fenomeno di cattura fluviale, legato ad un continuo ribassamento del bacino stesso. Le acque superficiali, il cui deflusso in quest'area è comunque legato a corsi d'acqua effimeri, deviano la loro iniziale direzione N-S e si riversano nel bacino. Questo fenomeno di cattura fluviale contribuisce a sostenere la natura tettonica del bacino. Ai piedi dei rilievi, che costituiscono il margine occidentale e orientale del bacino, si accumulano invece depositi di versante che costituiscono una falda e dei coni detritici. Inoltre, in alcune aree, si notano depositi di origine eolica, quali: dune, dovute all'accumulo di sabbia in corrispondenza di zone coperte da vegetazione, e accumuli di *loess*. Queste forme eoliche sono tipiche del clima semiarido che contraddistingue quest'area. Tali condizioni ambientali favoriscono anche la presenza di accumuli di sale (*salar*), che si trovano in corrispondenza delle lagune, le quali vengono periodicamente sottoposte a forti processi di evaporazione.

3.4.3. Elementi strutturali

Alla macroscala l'area risulta interessata da una serie di elementi tettonici rilevanti, tra i quali notiamo delle prominenti faglie con direzione circa N-S. Esse possono essere tracciate per decine di chilometri e si impostano su terreni appartenenti sia al basamento precambriano ed al complesso intrusivo ordoviciano, che alle unità mioceniche (Complesso vulcanico Pucarilla-Cerro Tipilla) e plio-pleistoceniche (basalti olivini del Complesso vulcanico Vicuña Pampa). Tra queste notiamo una faglia che corre lungo tutto il margine occidentale dell'area rilevata, alla quale possiamo associare un movimento sinistro (**fig. 60**). Tale cinematica viene ricavata grazie all'andamento sinuoso della faglia stessa, che individua una *bend* estensionale, in corrispondenza del quale viene dislocata e ribassata verso N-E la caldera dell'area della *Vicuña Pampa*.

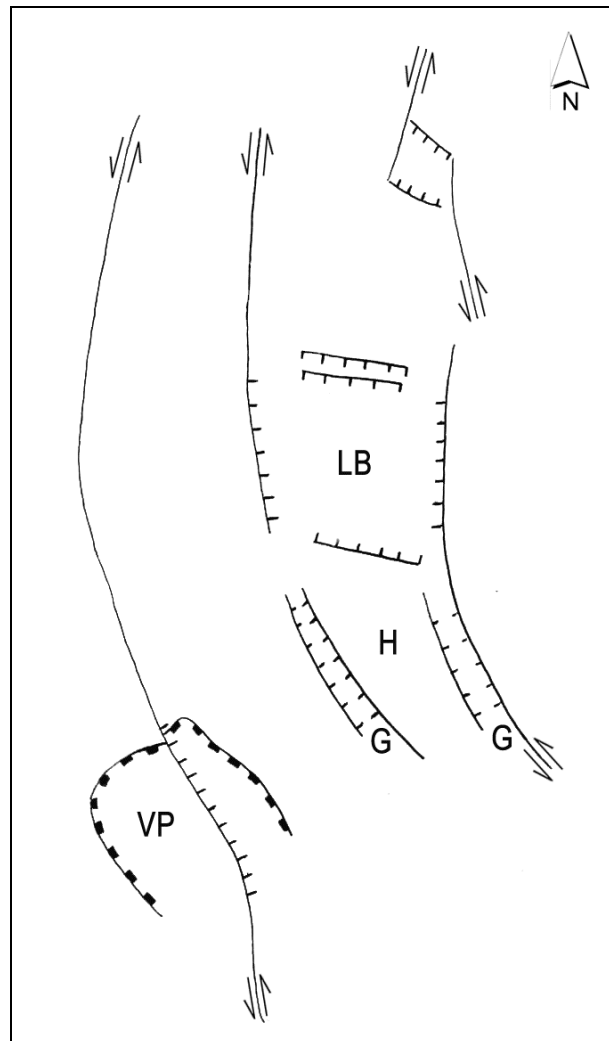


Figura 60: schema degli elementi strutturali presenti nell'area di studio. VP= caldera nell'area della Vicuña Pampa, LB= bacino Laguna Blanca, H= horst, G= graben.

La cinematica sinistra sulle faglie di direzione N-S può essere ricavata anche osservando il più piccolo bacino romboedrico, a N-E dell'area mappata, bordato da faglie di direzione circa N-S ed associabile ad un dominio estensionale, legato ad uno *stepover* sinistro. Lo stesso bacino Laguna Blanca sembra, a livello macroscopico, essere legato al medesimo meccanismo (**fig. 60**). Direttamente a Sud del bacino della Laguna Blanca troviamo un'area con evidenze estensionali caratterizzata dalla presenza di due stretti graben con orientazione NW-SE, separati da un alto strutturale centrale di basamento (**fig. 60**). L'evoluzione di questi graben è probabilmente legata alla curvatura delle faglie *strike-slip* da N-S a NW-SE, la quale, interessando faglie trascorrenti sinistre, determina una zona di tipo *releasing bend*. Oltre alle faglie di direzione N-S, nella carta geologica possiamo notare la presenza di una serie di lineamenti con direzione NE-SW, per i quali non si riscontrano evidenze macroscopiche da cui ricavare il senso di shear.

3.4.4. Sezione geologica

La sezione geologica è stata effettuata su un transetto che taglia la piana della Laguna Blanca in direzione E-W (**fig. 61**). Il profilo altimetrico è stato ricavato dal modello digitale del terreno SRTM utilizzando una funzione di ArcGIS. La scala verticale della sezione è stata enfatizzata ($V=3H$) per facilitarne la visualizzazione e comprensione. La direzione della sezione è stata scelta perpendicolare alle faglie direttrici N-S, che limitano il bacino, in modo da evidenziare la dinamica di formazione dello stesso. In particolare il bacino è delimitato sul lato occidentale e orientale da faglie normali-oblique coniugate ed immergenti verso la piana centrale. Tali faglie sono responsabili del basculamento verso W delle stratificazioni dei tufi miocenici che localmente appaiono intercalati a conglomerati, affioranti lungo il margine occidentale della piana interna ed aventi un'inclinazione di 25°.

3.5. Risultati dell'analisi meso-strutturale e calcolo del paleostress

Il rilevamento meso-strutturale nell'area di studio ha permesso l'analisi di alcune delle zone di faglia individuate grazie all'iniziale interpretazione delle immagini telerilevate. Durante questo rilievo si sono raccolti 50 dati di piani di faglie e relative *slickensides*. L'insieme dei dati rilevati viene riportato nella tabella in **appendice 2**. Per ricostruire la storia deformativa dell'area i *fault-slip data* raccolti nelle stazioni di misura sono stati elaborati tramite l'uso di Win Tensor 3.0.0, programma che permette la ricostruzione interattiva del paleostress (**Delvaux, 1997**).

Di seguito verranno illustrati i risultati dell'analisi meso-strutturale e del calcolo del paleostress relativi alle stazioni di misura effettuate; le cui posizioni sono evidenziate in **figura 62**.

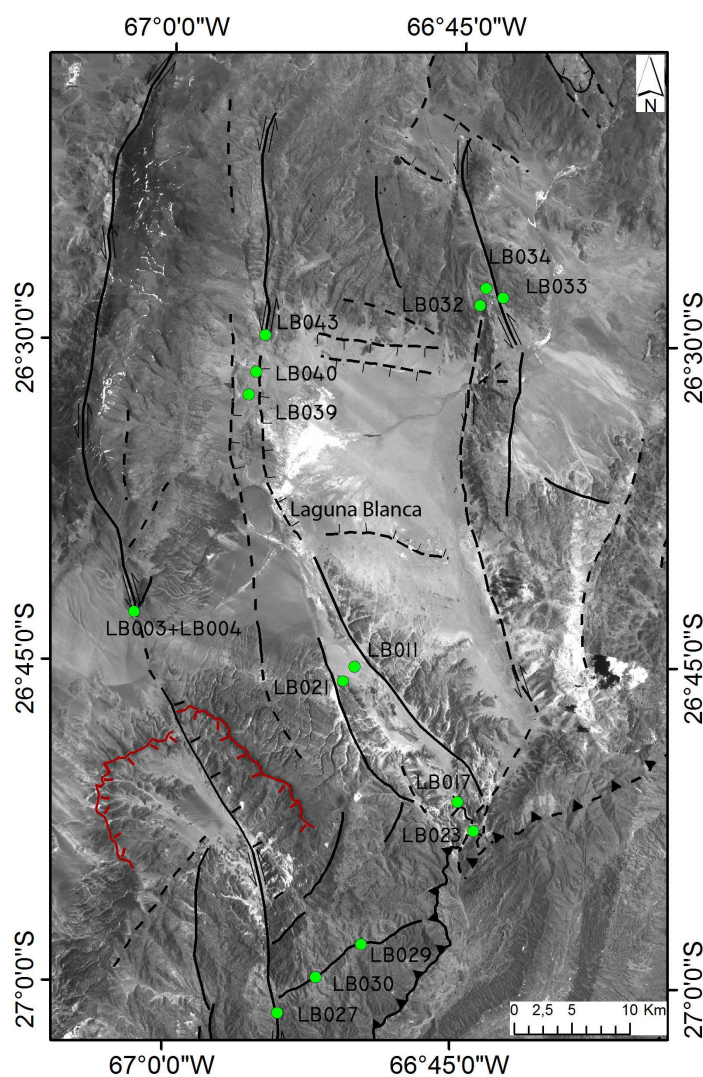


Figura 62: localizzazione delle stazioni di misura dell'analisi meso-strutturale nell'area della Laguna Blanca.

LB003 e LB004 (26°42'6,5232''S-67°1'44,9611''W)

La stazione di misura **LB003** è stata effettuata su una zona di faglia in colate del complesso vulcanico della Vicuña Pampa (Fm. Negro Caranchi auct.).

L'affioramento si trova in destra idrografica di una stretta valle a canyon che incide le colate di basalti olivinici. Quest'ultime possono essere distinte in più eventi successivi di cui riconosciamo la parte superficiale e quella interna (**fig. 63 A**).

Macroscopicamente le rocce che appartengono al *core* della colata mostrano un gran numero di fenocristalli di plagioclasio immersi in una matrice afirica di colore scuro (**fig. 63 B**); mentre quelle che costituiscono la parte superficiale della colata hanno un colore rossastro, non presentano fenocristalli visibili e mostrano una struttura vacuolare.

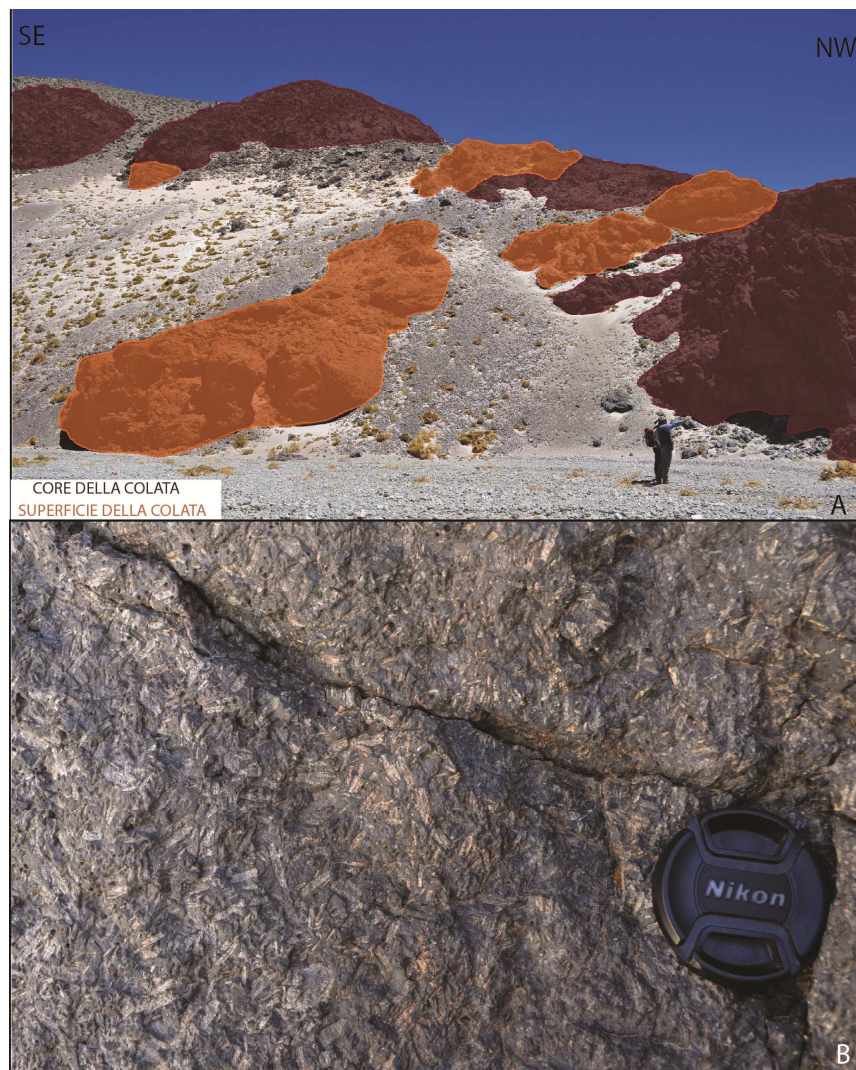


Figura 63: (A) esempio di colate di basalti olivinici sovrapposti presso LB003. Distinguiamo in marrone la parte più interna della colata ed in arancione la parte più esterna. (B) esempio di basalto olivinico costituente il *core* della colata, presso LB003.

Oltre alla distinzione delle varie colate sovrapposte in questa stazione è stato possibile rilevare una faglia principale con giacitura azimuthale 280/80 e con lineazione variabile tra 005/29 a 345/26. Associate a questa struttura principale troviamo alcune fratture secondarie, quali fratture tensionali T (215/65), fratture di Riedel sintetiche R (240/75) e fratture di Riedel antitetiche R' (337/78). Ai fini della ricostruzione del paleostress i dati strutturali ricavati nella stazione **LB003** sono stati considerati assieme a quelli della stazione **LB004**, situata poco più a valle della precedente. In **figura 64** riportiamo lo schema dell'affioramento studiato e lo stereoplot delle strutture rilevate: complessivamente si tratta di struttura a fiore positivo con movimento sinistro.

La ricostruzione del paleostress per le stazioni LB003+LB004 è stata effettuata tramite il metodo del diedro retto. A partire da questo sono stati applicati la procedura di separazione dei dati ed il *Rotational Optimisation method*, per ricavare le curve di regressione. I risultati ottenuti sono riportati in **figura 65**, da cui ricaviamo le orientazioni di σ_1 , σ_2 e σ_3 , rispettivamente a 142/05, 242/64, 049/26 ed un valore di R pari a 0.64. Le curve di regressione mostrano un valore di R' circa uguale a 2 con una buona stabilità, desunta dall'alto valore della *Function variability* (FV% = 93%). Il valore di R' prossimo a 2 definisce la presenza di un regime transpressivo, ricavato anche dalle osservazioni di campagna, dove si era descritta una struttura a fiore positiva. Osservando le curve di regressione in **figura 65**, possiamo notare una buona stabilità di rotazione attorno all'asse σ_2 (FV% =96%), ed una minor stabilità attorno agli assi σ_1 e σ_3 . Ciò può essere legato alla difficoltà di vincolare la posizione di σ_2 a partire dai dati analizzati.

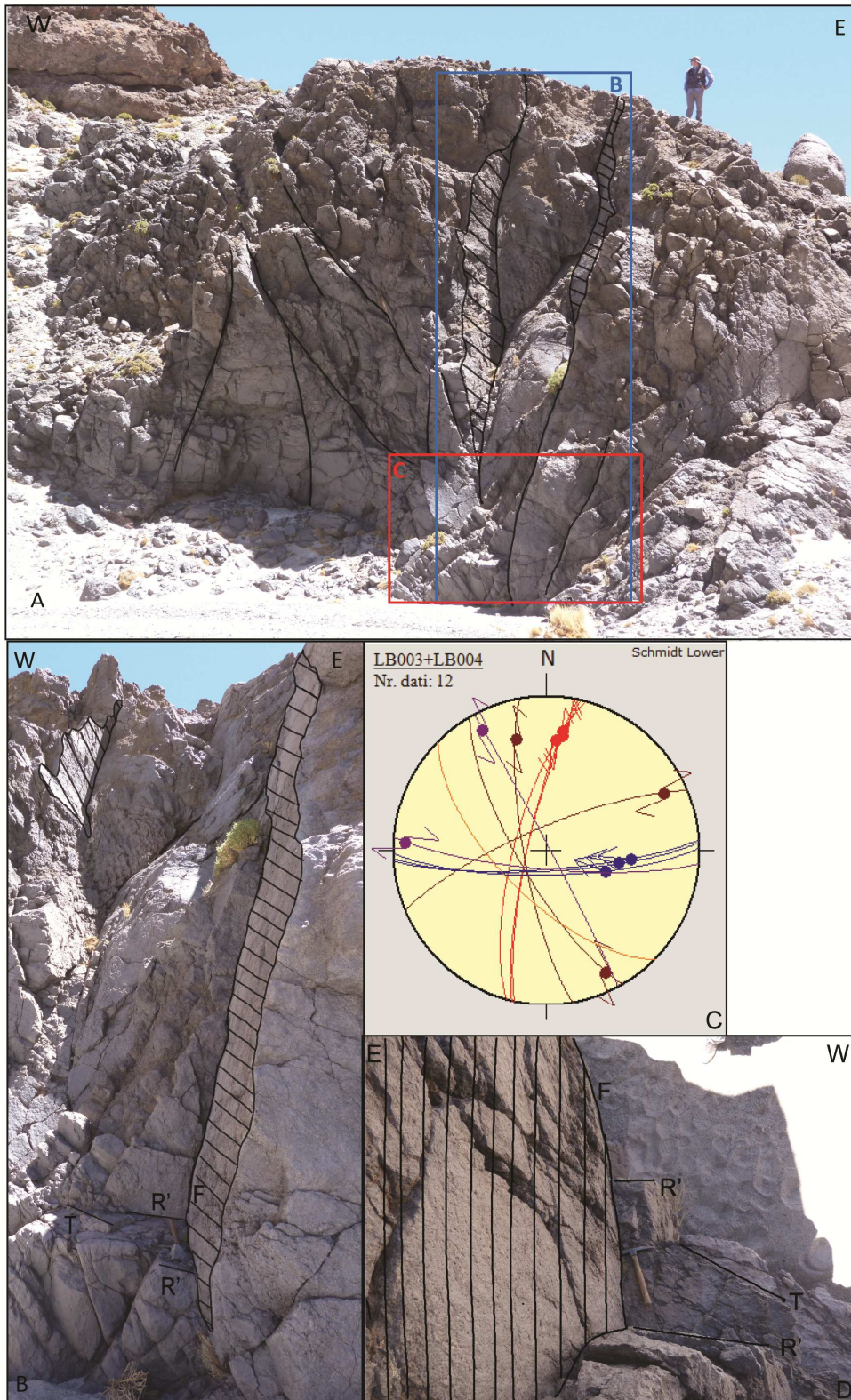


Figura 64: A: schema interpretativo dell'affioramento presso LB003. B e D: particolare dell'affioramento illustrante i rapporti spaziali tra la faglia principale (F) e fratture secondarie R' e T. C: stereoplot dei fault-slip data delle stazioni LB003 e LB004. Per la stazione LB003 si hanno: faglie principali e lineazioni associate in rosso, fratture di Riedel sintetiche e antitetiche (R e R') in marrone, fratture T in arancio. Per la stazione LB004 si hanno: faglie e lineazioni associate in blu e fratture di Riedel sintetiche e antitetiche (R e R') in viola.

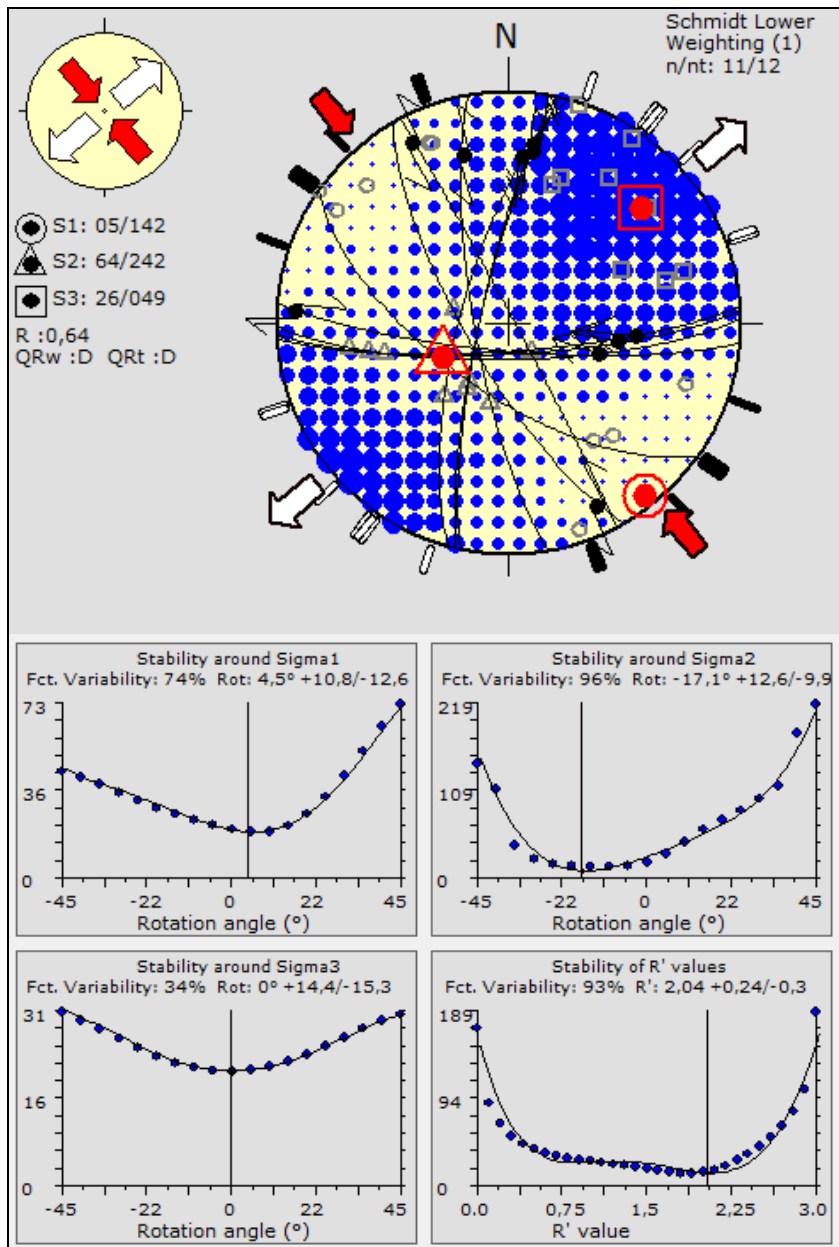


Figura 65: Sopra: Risultati dell'applicazione del Metodo del diedro retto, per la stazione LB003+LB004. Sotto: Grafici di stabilità degli assi principali di stress e di R', per la stazione LB003+LB004.

LB011 (26°44'32,7624''S-66°50'15,2569''W)

La stazione **LB011** è stata effettuata in corrispondenza di una zona di faglia in gneiss a mica chiara, appartenenti al complesso metamorfico del basamento precambriano (Fm. Famabalasto auct.). Essi presentano una foliazione pervasiva con giacitura 246/50. La faglia principale osservata è una struttura rilevante alla mesoscala con giacitura 270/72 ed è associata ad una zona di danneggiamento, costituita da breccie di faglia, avente uno spessore di circa 5 m (**fig. 66 A**). Associate a questa struttura principale troviamo fratture secondarie di tipo Riedel sintetico (con giacitura

variabile tra 226/65 e 244/85), sulle quali è possibile misurare una *slickenside*, di giacitura compresa tra 203/69 e 175/77 (**fig. 66 B**). Queste fratture secondarie si formano sfruttando la foliazione preesistente e mostrano un movimento distensivo quasi puro; esse ci permettono di definire per la faglia principale un movimento transtensivo sinistro.

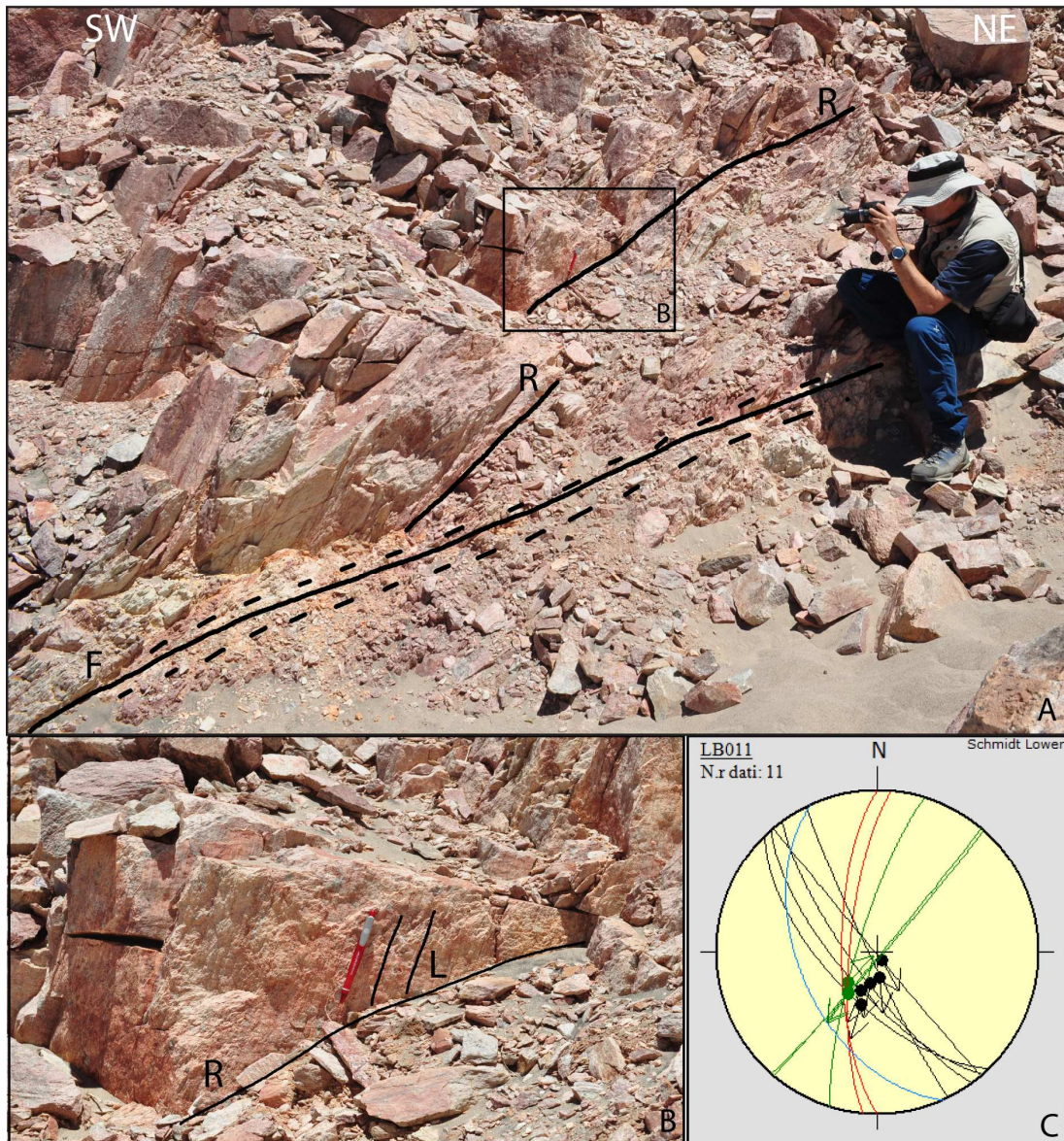


Figura 66:A: schema interpretativo dell'affioramento presso LB011, con evidenziata la faglia principale (F), la zona di danneggiamento associata e le fratture secondarie di Riedel (R). B: particolare della *slickenside* (L) osservata sulla frattura di Riedel (R). C: stereoplot dei *fault-slip data* per LB004, con faglia principale in rosso, fratture di Riedel in nero, foliazione in blu ed altre faglie minori in verde.

La ricostruzione del paleostress, a partire dai *fault slip data* rilevati nella stazione LB011, è stata effettuata tramite il metodo del diedro retto, per i cui risultati si sono

calcolate le curve di regressione, tramite il *Rotational Optimisation method*. La **figura 67** mostra le orientazioni di σ_1 , σ_2 e σ_3 rispettivamente a 022/61, 289/01, 198/29 ed un valore di R pari a 0,34. Dalle curve di regressione (**fig. 67**) ricaviamo un valore di R' circa uguale a 0.4 con una elevata stabilità (FV% = 96%); essendo $R \cong R'$ il regime calcolato è di tipo estensionale. Le curve di regressione ci mostrano una buona stabilità di rotazione attorno agli assi σ_1 , σ_2 e σ_3 , con elevati valori della *Function variability* (FV%).

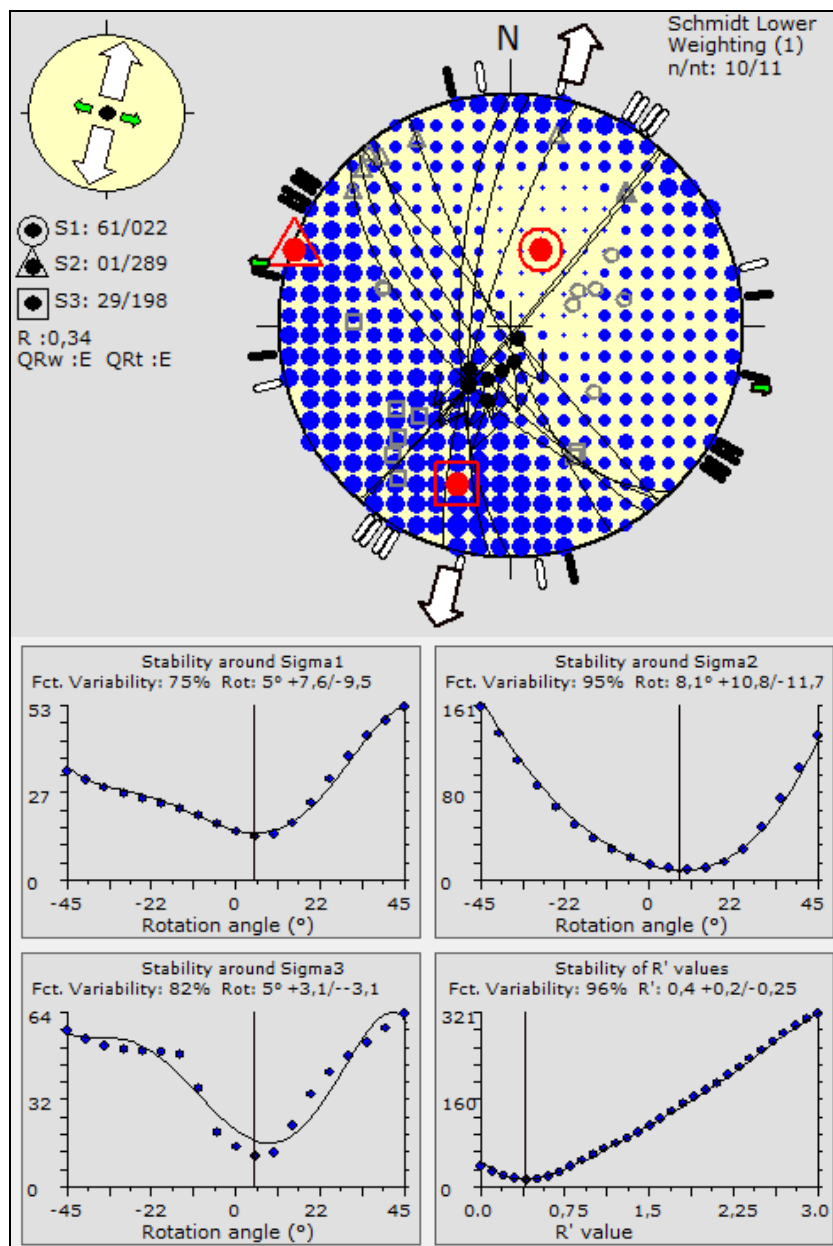


Figura 67: Sopra: Risultati dell'applicazione del Metodo del diedro retto, per la stazione LB011. Sotto: Grafici di stabilità degli assi principali di stress e di R', per la stazione LB011.

LB017 (26°50'46,8168''S-66°44'45,8769''W)

La stazione di misura **LB017** è stata effettuata presso un'ampia zona di faglia in gneiss leucocratici del basamento precambriano (Fm. Famabalasto auct). Possiamo riconoscere diversi tratti della faglia principale, con giacitura di circa 250/50, associata ad un'ampia zona di danneggiamento costituita da una breccia di faglia incoerente (**fig. 68 A**). Anche in questo caso alla faglia principale sono associate fratture secondarie di Riedel, con giacitura di circa 240/60, sulle quali osserviamo *slickensides* (con giacitura compresa tra 185/63 e 250/60) e fratture di Riedel antitetiche R'(106/82). Grazie alla presenza di queste strutture secondarie riusciamo a ricavare per la faglia principale un movimento da normale a transtensivo sinistro.

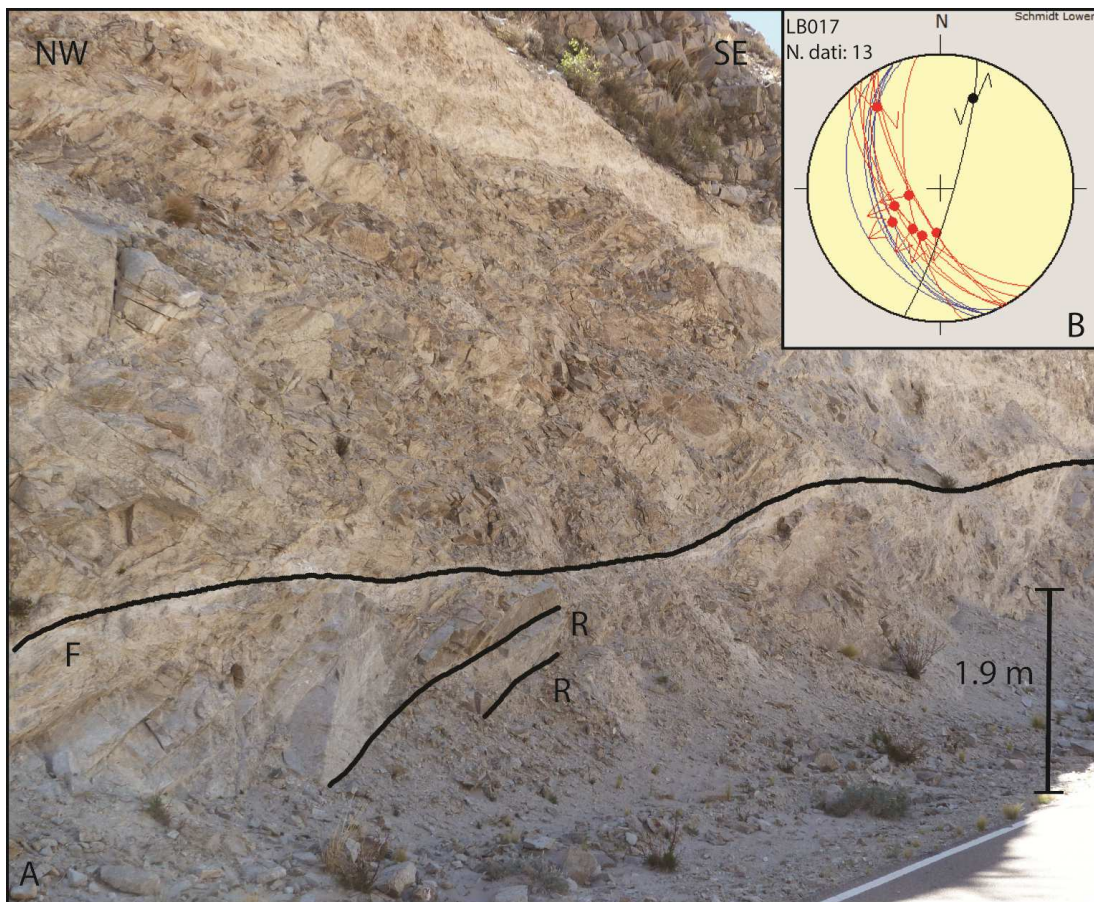


Figura 68: A: schema interpretativo dell'affioramento presso LB017. B: stereoplot dei fault-slip data per LB017, con faglia principale in blu, fratture di Riedel sintetiche (R) in rosso e antitetiche (R') in nero.

La ricostruzione del tensore di paleostress è stata effettuata tramite il metodo del diedro retto, contestualmente al quale viene applicata la *data separation procedure*. Le curve di regressione, per i risultati del diedro retto, sono state ricavate tramite il

Rotational Optimisation method. La **figura 69** mostra le orientazioni di σ_1 , σ_2 e σ_3 , rispettivamente a 331/69, 150/21 e 240/00, ed un valore di R pari a 0,82. Dai grafici in **figura 69** ricaviamo R' con un valore di circa 1, da cui ricaviamo un regime di tipo transtensivo. Dalle curve di regressione notiamo una minor stabilità di rotazione attorno all'asse σ_3 (FV%=67%); ciò denota che gli assi σ_1 e σ_2 non sono ben vincolati nelle loro posizioni, causando quindi una transizione tra regime trascorrente (σ_1 verticale) e regime estensionale (σ_2 verticale). Lo stesso asse σ_3 mostra una certa variabilità di orientazione sebbene attorno ad una generale direzione NE-SW.

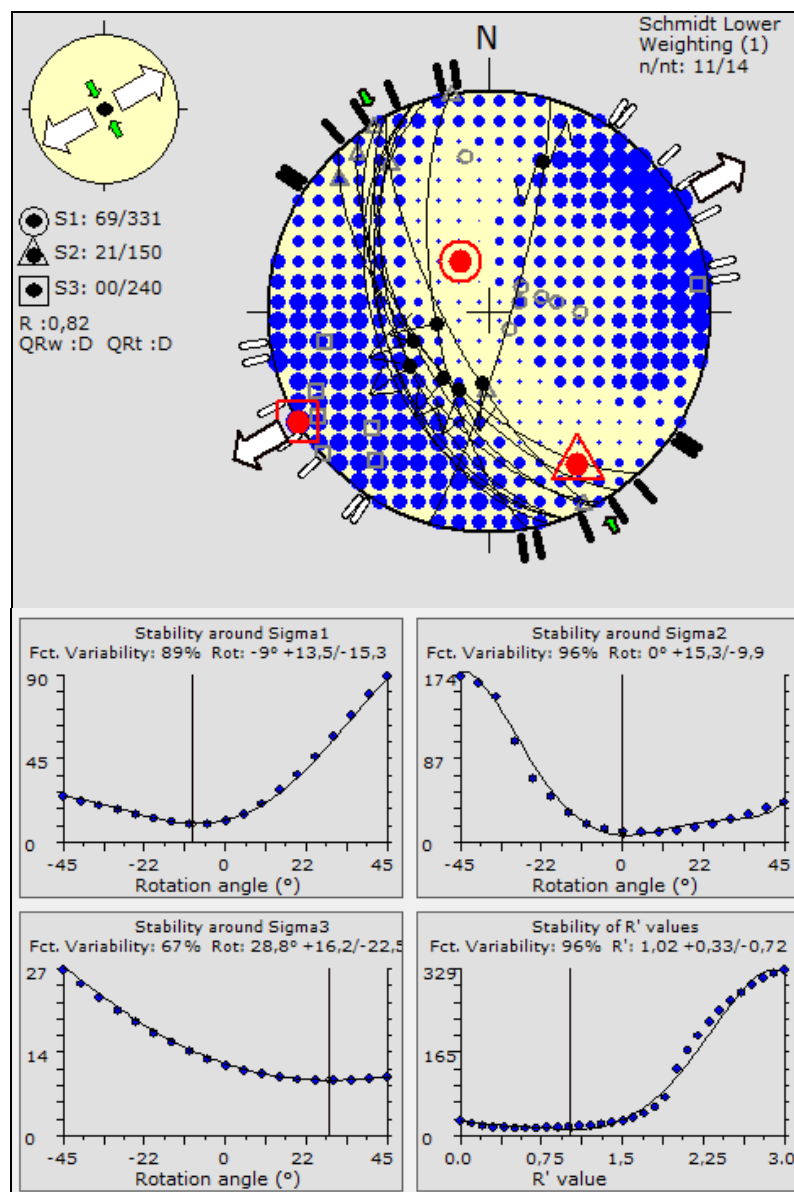


Figura 69: Sopra: Risultati dell'applicazione del Metodo del diedro retto, per la stazione LB017. Sotto: Grafici di stabilità degli assi principali di stress e di R', per la stazione LB017.

LB021 (26°44'54,4596''S-66°51'9,3365''W)

La stazione di misura **LB021** è stata effettuata lungo una faglia con andamento NNW-SSE, precedentemente individuata tramite telerilevamento (**fig. 70 A**). L'abbondanza dei depositi quaternari ha permesso di rilevare solamente una serie di giunti e fratture associati alla faglia principale. Questi affiorano in uno gneiss del basamento precambriano (Fm. Famabalasto auct.), avente foliazione con giacitura di 070/80; quest'ultima appare spesso riattivata per la presenza di cataclasiti. La famiglia di giunti rilevata presenta una giacitura variabile tra 160/80 e 335/87, mentre una serie di faglie inverse, dislocanti filoni aptitici, mostrano giacitura di 255/33. La faglia principale, ricavata dalle immagini telerilevate sembra avere una direzione che ricalca quella della foliazione dello gneiss. I dati rilevati in questa stazione non sono stati considerati idonei ed in numero sufficiente per applicare i metodi di inversione dello stress.

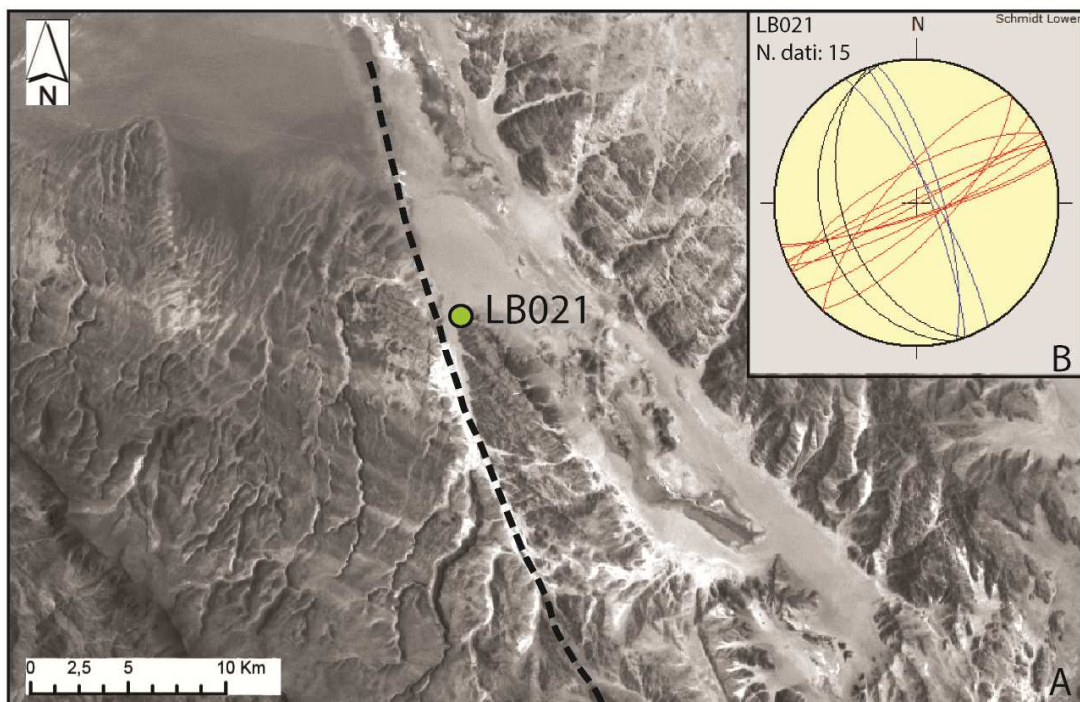


Figura 70: A: Particolare dell'immagine Landsat 7 ETM+ (banda 8) in cui è possibile individuare la posizione della stazione di misura LB021 e l'andamento della faglia principale (linea nera tratteggiata). B: stereoplot dei fault-slip data per LB021, con giunti in rosso, foliazione in blu e faglie inverse in nero.

LB023 (26°52'9,3576''S-66°43'54,2845''W)

La stazione di misura **LB023** è stata effettuata presso una zona di faglia affiorante in gneiss occhiadino del basamento precambriano (Fm. Famabalasto auct.), caratterizzato da una foliazione di giacitura 124/77. Lo schema interpretato dell'affioramento (**fig. 71 A**) mostra una struttura a fiore positiva in cui riconosciamo una faglia principale (270/80), che presenta una zona di danneggiamento di circa 4 m di spessore. A questa struttura è associata una famiglia di faglie inverse, con giacitura 234/56 e movimento inverso ricavato dalla presenza di filoni dislocati. E' presente anche una seconda famiglia di faglie, con movimento inverso destro (160/80), aventi una superficie cloritizzata sulla quale è stato possibile misurare una *slickenside* (**fig. 71 B**). Notiamo inoltre la presenza di un filone di quarzo, con giacitura 120/85, che viene tagliato in profondità dalla zona di faglia. Analizzando più ampiamente l'area dell'affioramento, si percepisce come esso si trovi in una zona di intersezione tra due faglie maggiori, quella con di giacitura 270/80 ed un'altra faglia, con andamento circa E-W. A quest'ultima struttura possiamo associare la famiglia di faglie inverse di giacitura 160/80.

Nell'affioramento presso la stazione LB023 sono state quindi rilevate una serie di strutture associate al movimento di due faglie principali, rispettivamente di direzione circa N-S ed E-W. Nell'ambito della ricostruzione del paleostress i dati relativi all'attivazione delle due diverse faglie principali sono stati considerati separatamente. Solamente per i *fault slip data* delle strutture associate alla faglia di direzione E-W è stato possibile applicare il metodo di inversione del diedro retto; i cui risultati sono riportati in **figura 72**. Da quest'ultima ricaviamo un regime di tipo transpressivo, con σ_1 , σ_2 e σ_3 , rispettivamente a 116/10, 228/65 e 021/22. Sebbene i risultati siano da considerare con la dovuta cautela, a causa del numero esiguo di dati, essi si dimostrano coerenti con le stazioni aventi un maggior numero di dati.

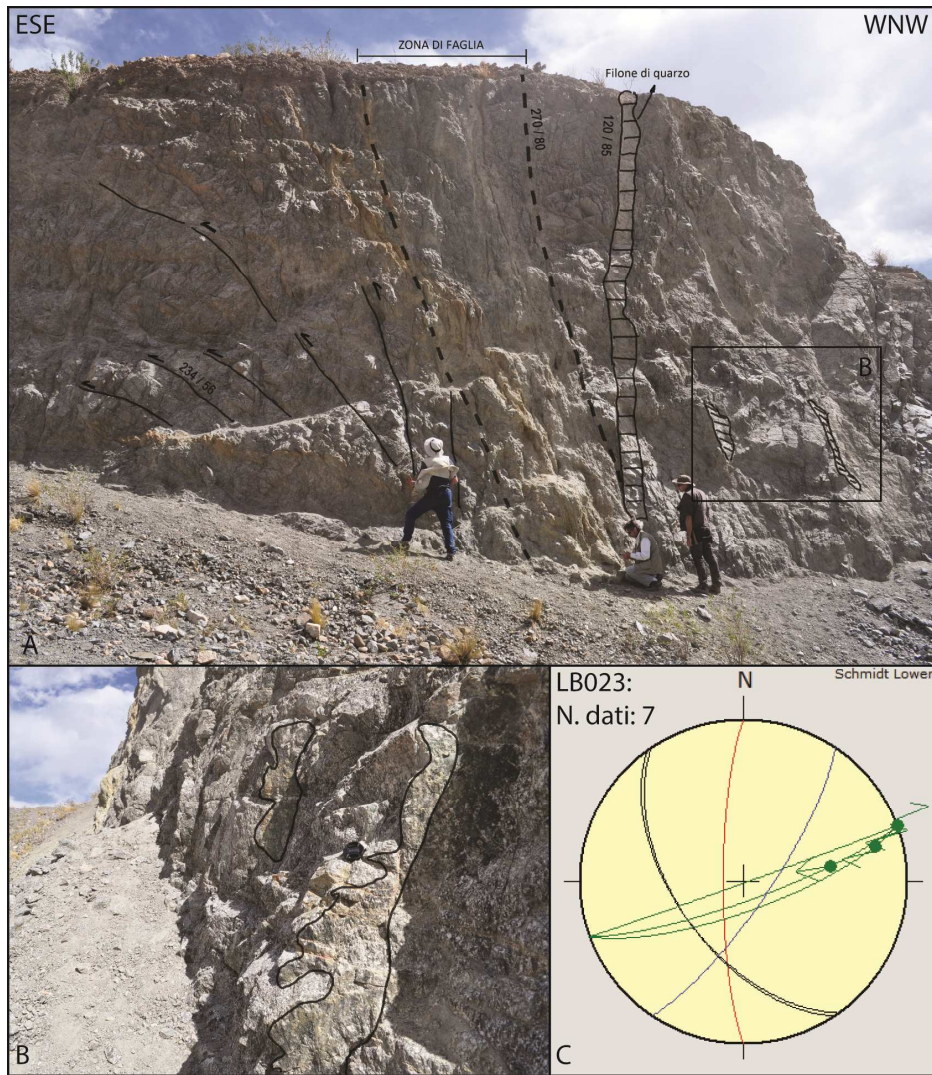


Figura 71: A: schema interpretativo dell'affioramento presso LB023 (struttura a fiore compressiva). B: faglie inverse di giacitura 160/80 con superficie cloritizzata. C: stereoplot dei fault-slip data per LB023, con faglia principale in rosso, foliazione in blu, famiglia di faglie inverse in nero, famiglia di faglie inverse con patina di clorite in verde.

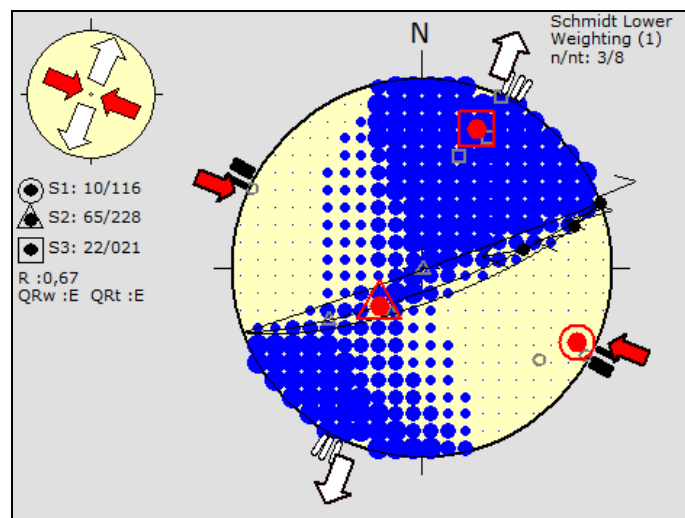


Figura 72: A: Risultati dell'applicazione del Metodo del diedro retto, per i dati della stazione LB023, associati alla faglia principale di direzione circa E-W.

LB027 (27°00'45,7632''S-66°33'58,1885''W)

La stazione di misura **LB027** è stata effettuata su un affioramento in metabasiti del basamento precambriano (Fm. Loma Coral auct.) che presentano una foliazione di giacitura 146/85, caratterizzata da patine di clorite superficiali. Oltre alla foliazione è possibile osservare un clivaggio pervasivo, con giacitura di 071/50 e *slickensides* superficiali (035/41). Associate a queste superfici di clivaggio, attivate con movimento di taglio, riconosciamo fratture secondarie di Riedel sintetiche (R) e antitetiche (R'), con giacitura rispettivamente di 064/56 e 252/60 (**fig. 73**). Da queste strutture complessivamente ricaviamo un movimento di tipo normale con componente obliqua sinistra.

Per il calcolo del paleostress, i *fault slip data* rilevati nella stazione di misura LB027 sono stati sottoposti al metodo di inversione del diedro retto; i cui risultati sono riportati in **figura 74**. Le orientazioni degli assi σ_1 , σ_2 e σ_3 vengono calcolate rispettivamente a 214/89, 329/00 e 059/00, mentre R assume un valore di 0,64. Da questi risultati, il regime calcolato risulta di tipo estensionale.

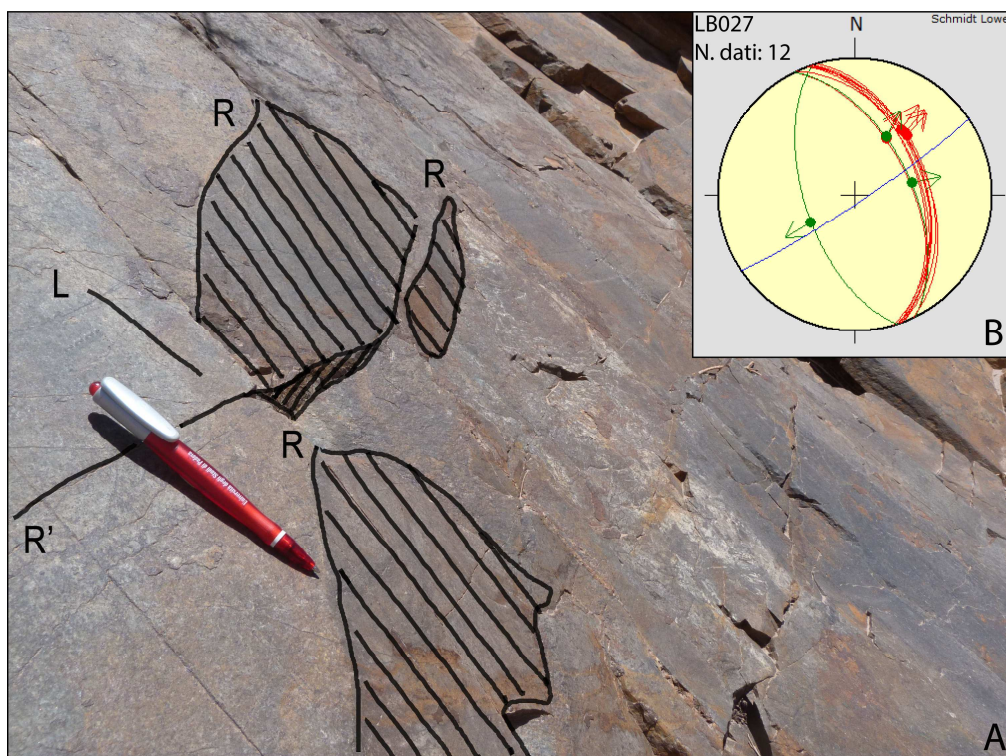


Figura 73: A: schema interpretativo dell'affioramento presso LB027 che mostra la posizione relativa di R, R' e della superficie di clivaggio. C: stereoplot dei fault-slip data per LB027, con foliazione in blu, superfici di clivaggio riattivate in rosso, fratture secondarie R e R' in verde.

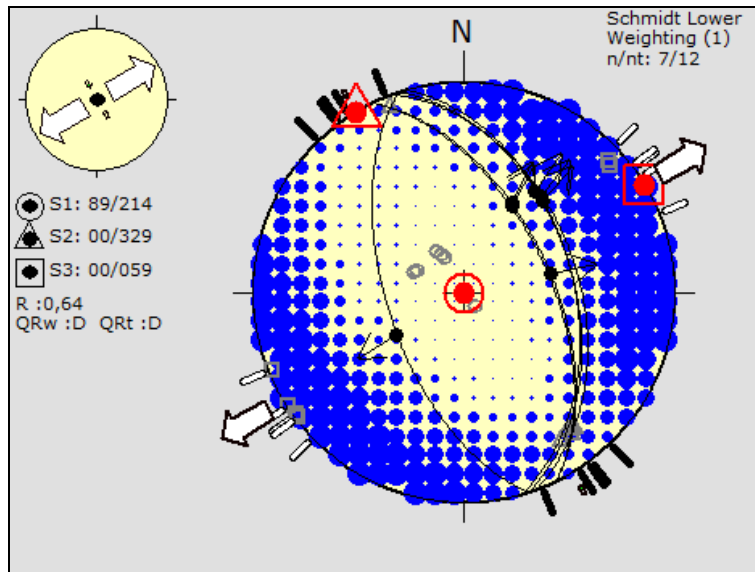


Figura 74: Risultati dell'applicazione del Metodo del diedro retto, per la stazione LB027.

LB029 (26°57'30,5244''S-66°49'39,9701''W)

La stazione di misura **LB029** è stata effettuata presso una zona di faglia in un granito del complesso intrusivo ordoviciano (Fm. Chango Real auct.). La zona di danneggiamento associata a tale faglia presenta uno spessore di circa 15 m ed una colorazione che dal bianco varia verso il rosso dove il granito danneggiato è stato alterato (**fig. 75**). La faglia principale ha una giacitura di 316/60 e presenta sul piano di faglia *slickensides* con giacitura 044/17. Questa è accompagnata dalla presenza di altre strutture quali: una faglia con movimento inverso destro, di giacitura 160/88 e *slickensides* a 115/88, per la quale sono state rilevate fratture secondarie di tipo R (162/52), e delle faglie con giacitura di circa 021/76, *slickensides* a 080/39 e cinematica destra. Non essendo stato possibile determinare con chiarezza il senso di movimento sulla faglia principale, i dati rilevati in questa stazione non sono stati considerati idonei per applicare i metodi di inversione dello stress.

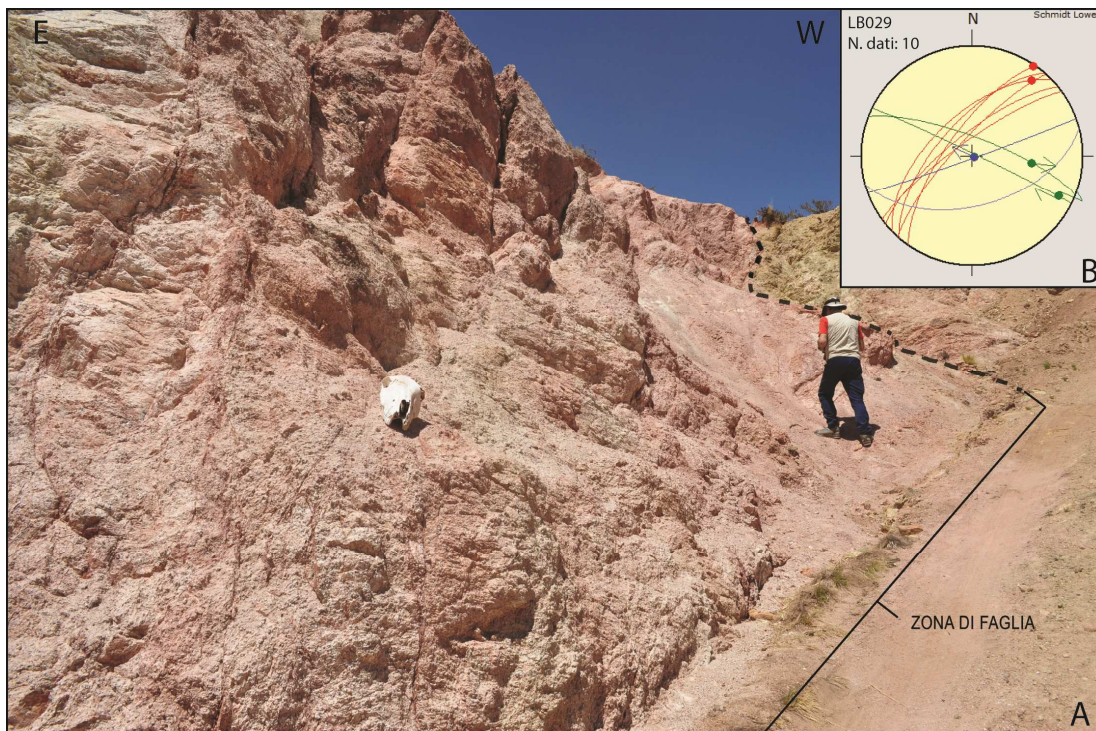


Figura 75: A: Zona di faglia presso LB029. B: Stereoplot dei fault-slip data per LB029, con faglie principali in rosso, faglia con movimento inverso destro (160/88) in blu e frattura R ad essa associata in azzurro, faglie destre (021/76) in verde.

LB030 (26°59'5,1252''S-66°51'59,5494''W)

La stazione di misura **LB030** si trova poco più a valle della stazione precedente e mostra un affioramento in granito (complesso intrusivo ordoviciano) dove è stata rilevata una faglia di giacitura 165/76 e lineazione 070/15, associata a fratture secondarie estensionali T (115/42) e a fratture di Riedel antitetiche R' (055/68) (**fig. 76**). Grazie alla presenza di queste strutture secondarie ricaviamo per la faglia un movimento destro. I dati rilevati in questa stazione non sono stati considerati in numero sufficiente per applicare i metodi di inversione dello stress.

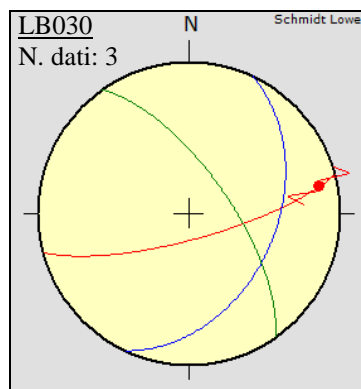


Figura 76: Stereoplot dei fault-slip data per LB030, con faglia principale e slickenside associata in rosso, fratture secondarie estensionali T (115/42) in blu e fratture di Riedel antitetiche R' (055/68) in verde.

LB032 (26°27'31,3180''S-66°44'2,8138''W)

La stazione **LB032** è stata effettuata presso un affioramento in metabasiti del basamento precambriano (Fm. Loma Coral auct.), caratterizzate da una foliazione di giacitura 090/20 e da una fratturazione pervasiva costituita da un sistema di giunti di giacitura 060/50 e spaziatura di 10 cm. Associata a questo sistema di fratturazione è stata rilevata una faglia di giacitura 130/60 avente una doppia *slikensides* sul piano, con giacitura di 110/52 (L) e 202/38 (L'). Questa struttura è stata quindi interessata da una doppia attivazione del piano di faglia. La lineazione L testimonia un movimento di tipo transtensivo sinistro; mentre dalla lineazione L' ricaviamo un movimento di tipo transpressivo sinistro, a cui sono associate fratture secondarie di tipo P (085/25) e R? (160/73). Notiamo inoltre come le fratture di tipo P hanno giacitura molto simile alla foliazione metamorfica (**fig. 77**).

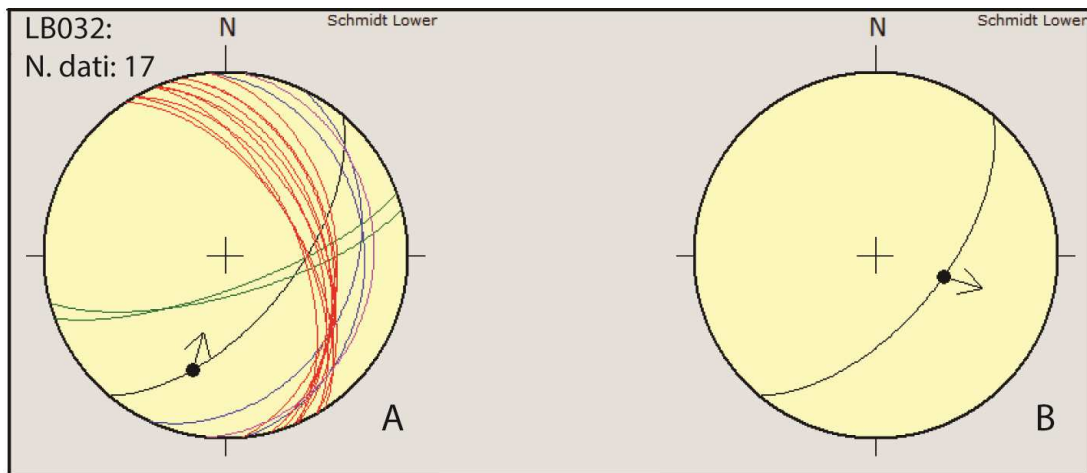


Figura 77: A: stereonet delle strutture rilevate presso LB032, associate all'attivazione della faglia principale (in nero) secondo la lineazione L', con fratture secondarie R? in verde, P in blu, sistema di giunti in rosso e foliazione in rosa. B: stereonet delle strutture rilevate presso LB032, associate all'attivazione della faglia principale secondo la lineazione L (in nero).

I fault slip data misurali nella stazione LB032 mostrano una doppia attivazione del piano di faglia con giacitura 130/60. Per il calcolo del paleostress, dall'insieme dei dati iniziali si sono ricavati due set distinti, ognuno dei quali raccoglie i dati relativi alle due diverse attivazioni, che vengono considerati separatamente. Solo uno dei due data set contiene un numero di dati sufficienti all'applicazione dei metodi di inversione dello stress (**fig. 77 A**). I dati di tale set sono stati sottoposti alla *data separation procedure* ed al metodo del diedro retto. A partire dai risultati di

quest'ultimo si sono ricavate le curve di regressione tramite il *Rotational Optimisation method*. La **figura 78** mostra le orientazioni calcolate per gli assi σ_1 , σ_2 e σ_3 rispettivamente a 008/29, 120/34 e 247/53, mentre R assume un valore di 0.94. Il valore di R' (**fig. 78**) è pari a 3 ed essendo $R' \cong 2 + R$ il regime calcolato risulta di tipo compressivo. Tuttavia le curve di regressione mostrano una stabilità di rotazione attorno all'asse σ_3 molto scarsa (valore di FV%= 25%), ciò è da associare al fatto che σ_1 e σ_2 hanno valori molto simili ($R \cong 1$) e le loro posizioni sono quindi poco vincolate.

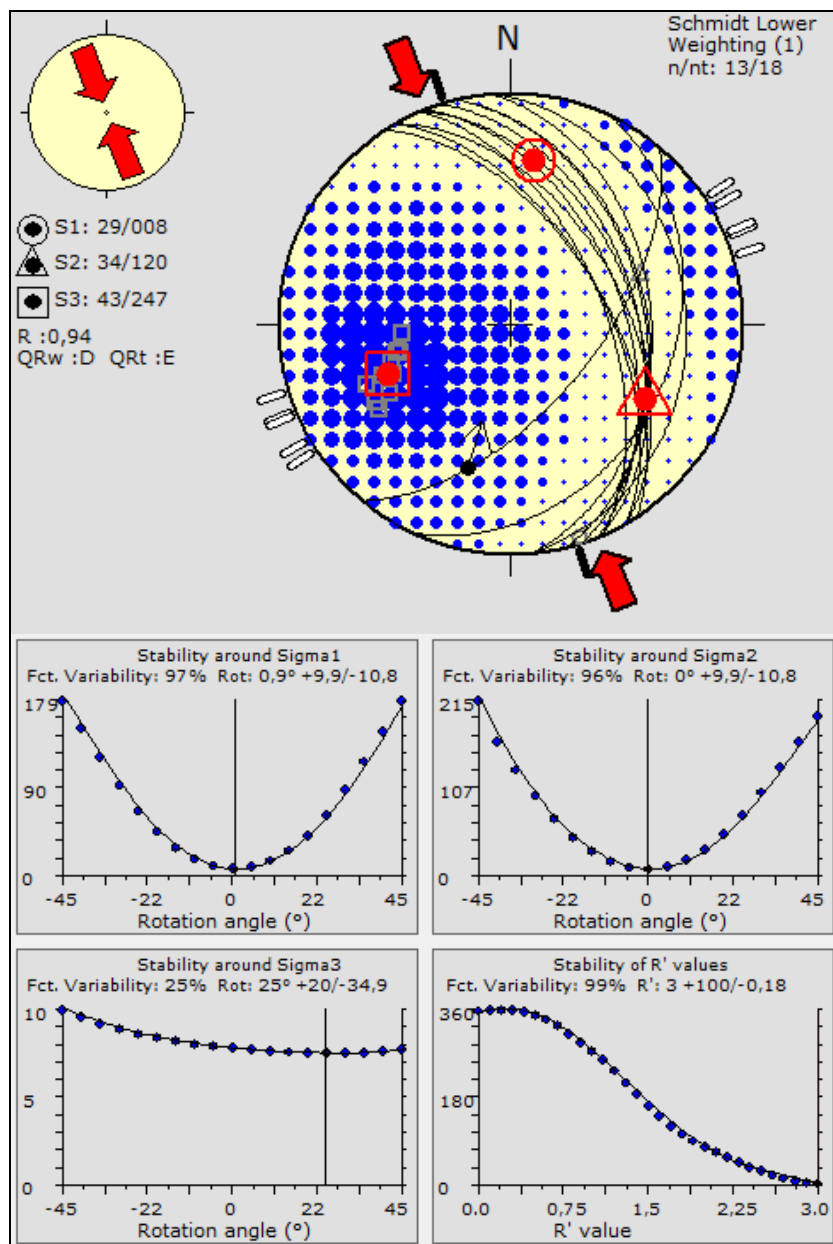


Figura 78: Sopra: Risultati dell'applicazione del Metodo del diedro retto, per la stazione LB032. Sotto: Grafici di stabilità degli assi principali di stress e di R', per la stazione LB032.

LB033 (26°27'12,8916''S-66°42'51,0107''W)

La stazione di misura **LB033** è stata effettuata in un granito del complesso intrusivo ordoviciano (Fm. Chango Real auct.), dove rileviamo una serie di faglie alla mesoscala. Tra queste una faglia di giacitura 065/50 caratterizzata da un'ultracataclasite di colore rosso (**fig. 79 A**), con spessore massimo di 2 cm, e da una doppia lineazione sul piano, L (145/10) e L' (028/49). Oltre a questa rileviamo anche un'altra faglia, di giacitura 205/62 e lineazione 130/21, con movimento destro; associate alla quale vi sono strutture secondarie di tipo R (255/45) ed R' (297/78) (**fig. 79 B**).

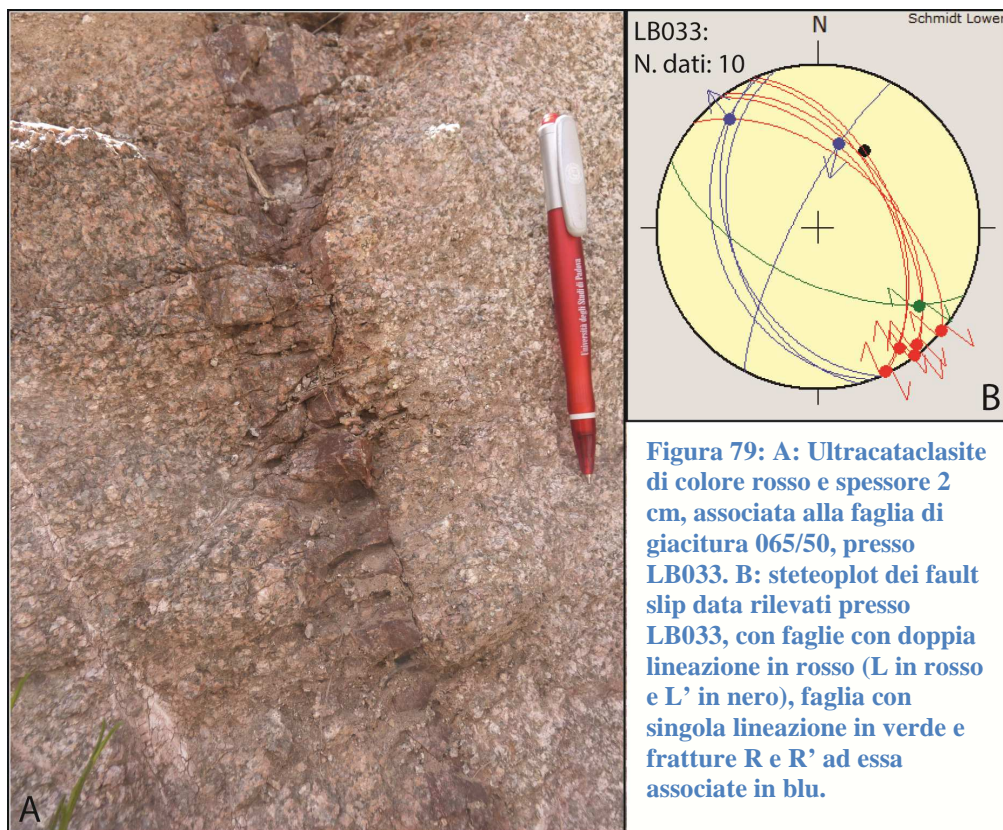


Figura 79: A: Ultracataclasite di colore rosso e spessore 2 cm, associata alla faglia di giacitura 065/50, presso LB033. B: steteoplot dei fault slip data rilevati presso LB033, con faglie con doppia lineazione in rosso (L in rosso e L' in nero), faglia con singola lineazione in verde e fratture R e R' ad essa associate in blu.

Per il calcolo del *paleostress*, i dati misurati nella stazione LB033 sono stati divisi in due data set separati, ognuno associato ad una delle due attivazioni rilevate per le strutture misurate. Dei due data set così individuati, solo uno ha un numero sufficiente di dati per applicare la procedura di inversione dello stress. I dati, appartenenti a tale set, sono stati sottoposti al metodo del diedro retto; a partire dai cui risultati si sono ricavate le curve di regressione. In **figura 80** sono riportate le orientazioni degli assi σ_1 , σ_2 e σ_3 , rispettivamente a 357/01, 264/76 e 087/14, ed il

valore di R pari a 0,62. Dalle curve di regressione ricaviamo invece un valore di R' pari a 1,7. Se consideriamo il range di rotazione di R', per una variabilità del 5% della funzione al di sopra del suo valore minimo, esso appare compreso tra +0,07 e -0,14 (**fig. 80**). Quindi notiamo come R' può variare tra 1,77 ($1,77 = 1,7 + 0,07$; valore vicino alla transpressione), e 1,56 ($1,56 = 1,7 - 0,14$; valore che indica trascorrenza), dimostrando una maggior tendenza alla trascorrenza. Osservando le curve di regressione in **figura 80**, notiamo una buona stabilità di rotazione attorno all'asse σ_2 (FV% =91%), ed una minor stabilità attorno agli assi σ_1 e σ_3 . Ciò può essere legato alla difficoltà di vincolare la posizione di σ_2 a partire dai dati analizzati.

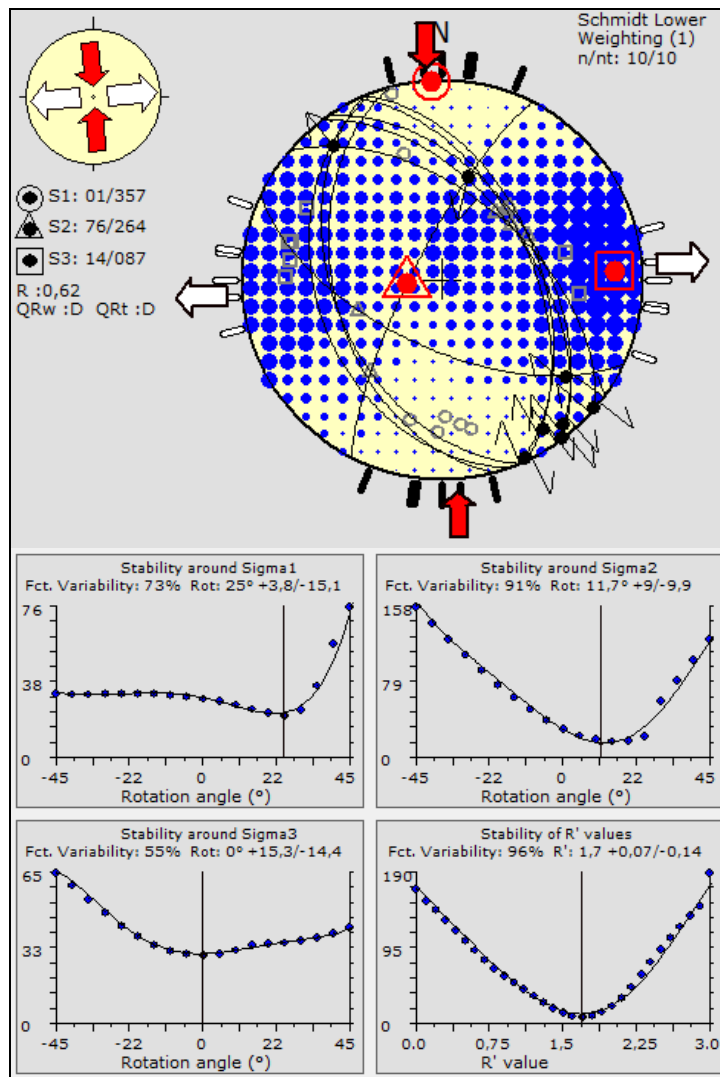


Figura 80: Sopra :risultati dell'applicazione del Metodo del diedro retto, per la stazione LB033.
Sotto: Grafici di stabilità degli assi principali di stress e di R', per la stazione LB033.

LB034 (26°26'47,0472''S-66°43'44,2759''W)

La stazione di misura **LB034** è stata effettuata su un affioramento in granito (complesso intrusivo ordoviciano), dove è stato possibile rilevare una mesofaglia di giacitura 080/75, avente due lineazioni sul piano: L e L', rispettivamente di giacitura 150/30 e 115/62; la prima associata ad un movimento di tipo sinistro, la seconda ad un movimento inverso (**fig. 81 A**). Associate a questa struttura troviamo fratture secondarie (**fig. 81 B**) di tipo T (186/60), R' (345/55) ed R (062/70), sul cui piano rileviamo due lineazioni LR (086/65) e LR' (135/30). Adiacentemente a tali strutture nel granito si trova un filone aplitico di spessore 5 cm, deformato duttilmente in senso sinistro lungo dei giunti (178/85 e 336/72) (**fig. 81 D**). Quest'ultimi vengono riattivati fragilmente ed il filone viene dislocato con movimento destro di alcuni centimetri (**fig. 81 E**). Questo dimostra come nell'affioramento studiato la presenza di elementi duttili pre-esistenti possa influenzare la giacitura delle strutture responsabili della posteriore deformazione fragile. Il campo di stress ricavato da questo affioramento sarà da considerarsi locale, in quanto profondamente influenzato dalla presenza elementi duttili precedenti.

I fault slip data misurali nella stazione LB034 rivelano, come nel caso delle due stazioni precedenti (LB032 e LB033), una doppia attivazione del piano di faglia. Per il calcolo del paleostress, dall'insieme dei dati iniziali si sono ricavati due data set (distinti nel programma utilizzando due *working index* differenti) che vengono considerati separatamente. Solo uno dei due data set contiene un numero di dati sufficienti all'applicazione dei metodi di inversione dello stress. A questo sono stati applicati la *data separation procedure* ed il metodo del diedro retto. In **figura 82** vengono riportate le orientazioni calcolate per gli assi σ_1 , σ_2 e σ_3 , rispettivamente a 287/13, 052/68, 192/17, ed il valore dello *stress ratio* R pari a 0,44. Osservando questi risultati, il regime calcolato risulta di tipo trascorrente.

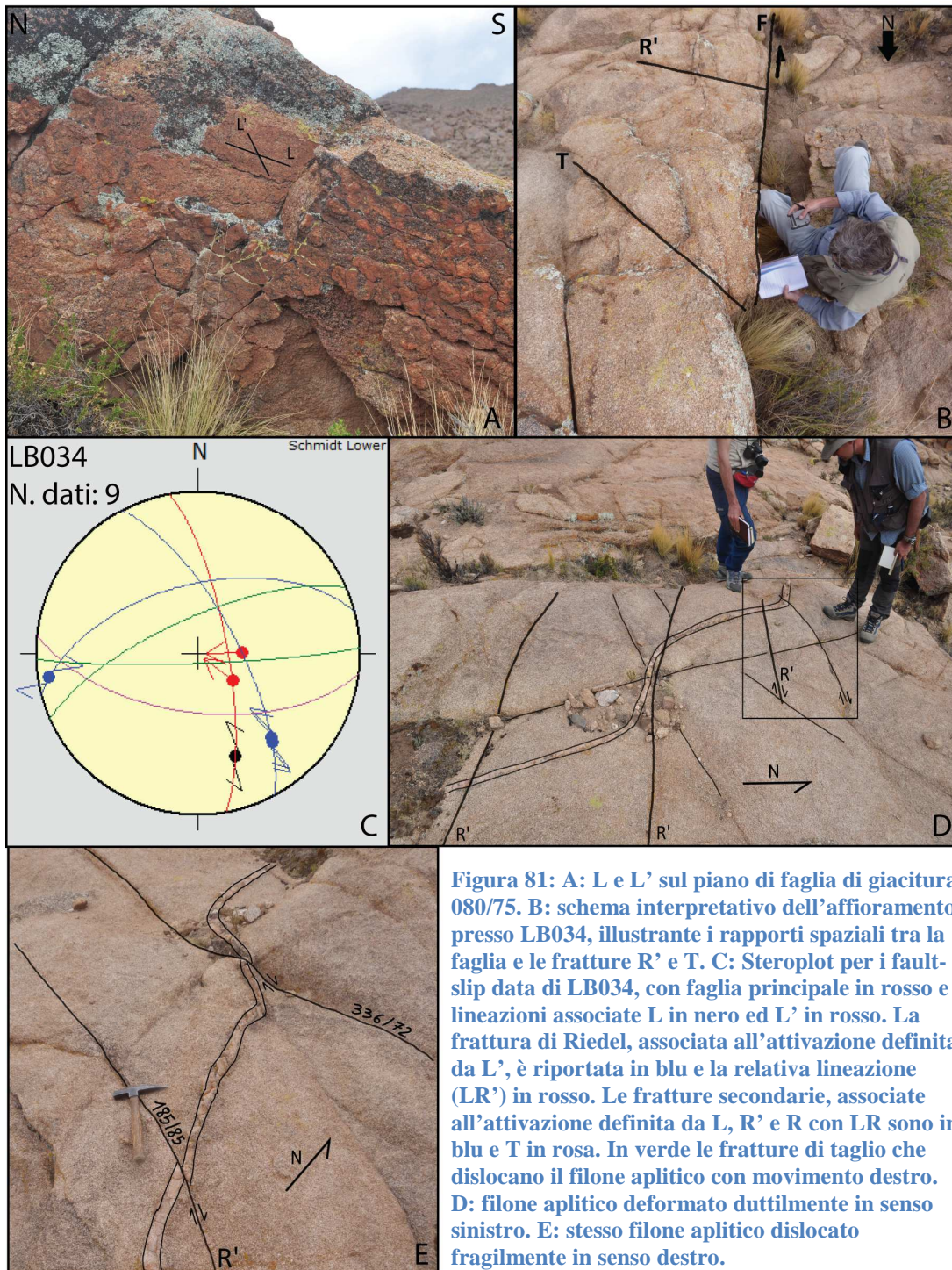


Figura 81: A: L e L' sul piano di faglia di giacitura 080/75. B: schema interpretativo dell'affioramento presso LB034, illustrante i rapporti spaziali tra la faglia e le fratture R' e T. C: Steroplot per i fault-slip data di LB034, con faglia principale in rosso e lineazioni associate L in nero ed L' in rosso. La frattura di Riedel, associata all'attivazione definita da L', è riportata in blu e la relativa lineazione (LR') in rosso. Le fratture secondarie, associate all'attivazione definita da L, R' e R con LR sono in blu e T in rosa. In verde le fratture di taglio che dislocano il filone aplitico con movimento destro. D: filone aplitico deformato duttilmente in senso sinistro. E: stesso filone aplitico dislocato fragilmente in senso destro.

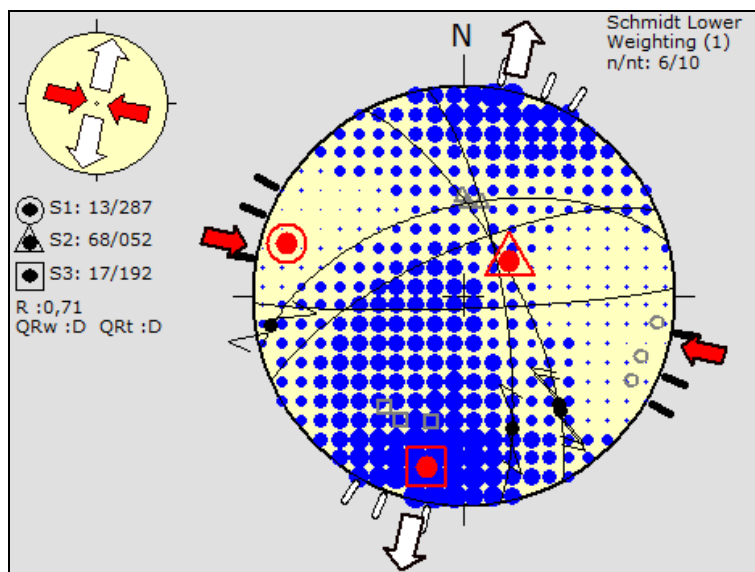


Figura 82: Risultati dell'applicazione del Metodo del diedro retto, per la stazione LB034.

LB039+LB040 (26°31'54,39''S-66°56'00,7231''W e 26°30'49,068''S-66°55'35,6030''W)

La stazione di misura **LB039** è stata effettuata su un affioramento in tufi del complesso vulcanico Pucarilla-Cerro Tipillas caratterizzati dalla presenza di diversi sistemi di giunti subverticali di giacitura: 200/76, 350/88, 117/88 e 023/70. Situata poco più a nord della precedente, la stazione **LB040** presenta il contatto tra i granitoidi del complesso intrusivo ordoviciano e i tufi sovrastanti. Anche qui rileviamo diverse famiglie di giunti che interessano sia i granitoidi (giunti con giacitura 325/85, in un sistema pervasivo), sia i tufi sovrastanti (due sistemi di giacitura 125/80 e 175/73). Inoltre nei granitoidi qui affioranti è possibile osservare delle miloniti, le cui salbande hanno giacitura 023/85 (**fig. 83 A**); anche in questo caso la presenza di elementi di deformazione duttile pre-esistenti può aver influenzato l'orientazione delle strutture fragili. A causa dell'affinità e della vicinanza di queste due stazioni di misura i dati relativi ad esse vengono rappresentati in un unico stereonet (**fig. 83 B**).

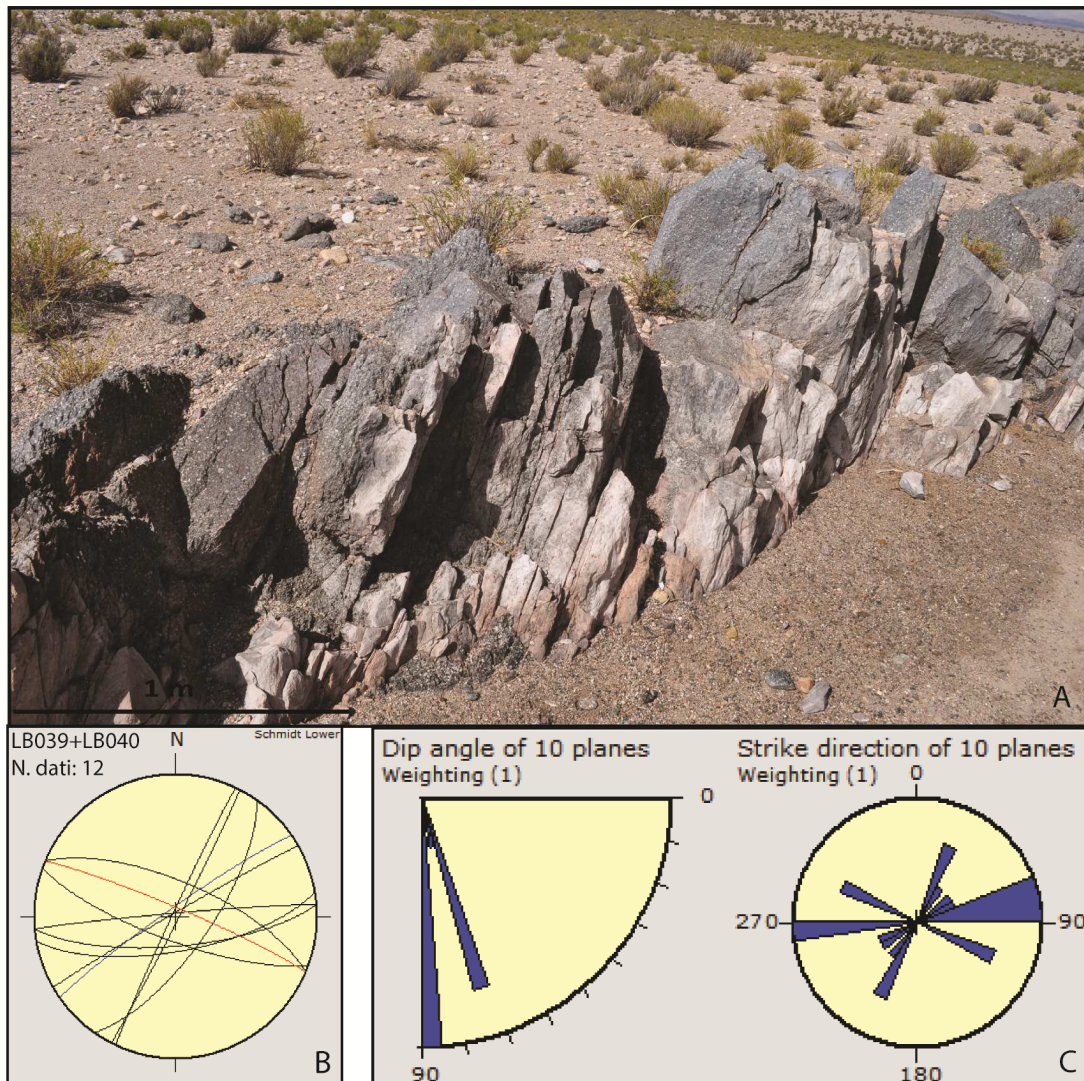


Figura 83: A: zona di shear milonitico nei granitoidi del complesso intrusivo ordoviciano, di giacitura 023/85. B: Stereoplot dei dati rilevati presso LB039 e LB040. Sistema di giunti nei granitoidi in blu, sistemi di giunti nei tuffi in nero, fascia milonitica osservata nei granitoidi del in rosso. C: Rose diagram per i sistemi di giunti rilevati presso LB039 e LB040.

LB043 (26°29'6,8100''S-66°55'10,3316''W)

La stazione di misura **LB043** è stata effettuata su un affioramento in ignimbriti (complesso vulcanico del Cerro Galan) caratterizzato dalla presenza di alcuni sistemi di giunti, con giacitura 210/87, 140/63, 150/85, 220/40, e da alcune faglie minori di giacitura 160/83 e lineazione 210/24 (**fig. 84**).

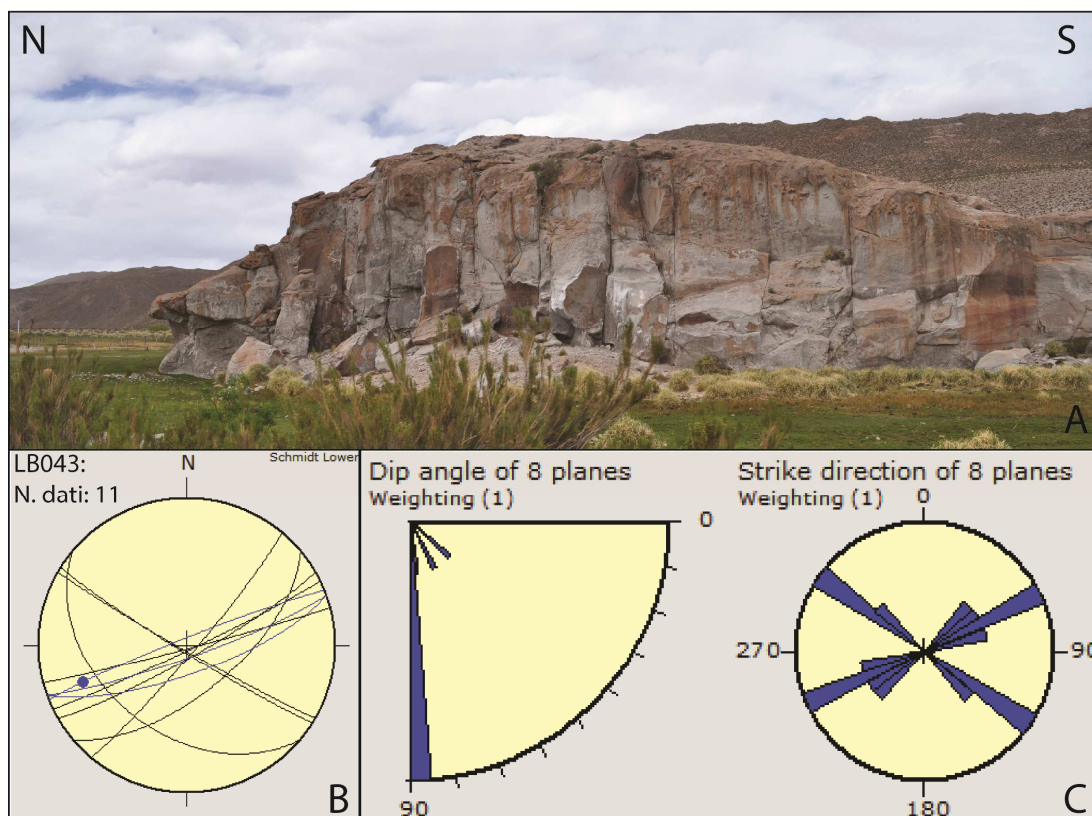


Figura 84: A: affioramento rilevato presso LB043. B: Stereoplot dei dati rilevati presso LB043 con sistemi di giunti in nero e faglie in blu. C: Rose diagram per i sistemi di giunti rilevati presso LB043.

Nell' **allegato 3** riportiamo una sintesi degli stereoplots, rappresentanti i risultati del processo di inversione dei dati delle stazioni di misura, così come forniti dal programma Win Tensor. Per la faglia N-S, che borda ad W il bacino della Laguna Blanca (vedi stazione LB003+LB004) si ricava un campo di paleostress con massimo raccorciamento orizzontale in direzione NW-SE (**fig. 85**). Le faglie misurate presso le stazioni LB017 e LB011 mostrano invece un regime estensionale puro (σ_1 verticale) con un'estensione rispettivamente in direzione NE-SW e NNE-SSW (**fig. 85**). Queste stazioni sono state infatti effettate direttamente a Sud del bacino della Laguna Blanca, nel settore caratterizzato dalla presenza di due stretti graben con orientazione NW-SE.

In tre casi le stazioni di misura hanno rivelato faglie con una doppia lineazione sul piano di scivolamento: LB032, LB033 ed LB034. Tuttavia le osservazioni di campagna non permettono di individuare chiaramente in quale sequenza queste fasi siano avvenute. In particolare, per la stazione LB032 sui piani di faglia vengono rilevati un movimento transpressivo sinistro ed un movimento transtensivo sinistro;

mentre per la stazione LB034 vengono rilevati un movimento inverso ed un movimento trascorrente sinistro. La presenza della doppia lineazione sui piani di faglia di queste stazioni non viene spiegata con un cambiamento del campo di *paleostress* a grande scala, ma viene piuttosto riferita a due ipotesi:

- la formazione del bacino della Laguna Blanca legata alla presenza di un *releasing stepover* su faglie direttrici N-S, porterebbe le faglie ai margini del bacino stesso a passare da un movimento trascorrente ad un movimento distensivo (ipotizzando quindi, per la stazione LB032, la fase transpressiva seguita da quella transtensiva).
- Le faglie N-S, derivando dalla riattivazioni di strutture mesozoiche, porterebbero i segni anche di attivazioni precedenti al Neogene (ipotizzando quindi per la stazione LB034 il movimento inverso seguito da quello trascorrente sinistro).

Preme inoltre specificare come, il regime distensivo rilevato per la stazione LB027 sia da imputare alla presenza di una *releasing bend* dovuta ad un piegamento verso sinistra di una faglia trascorrente sinistra con direzione N-S (**fig. 85**). La presenza di questa *releasing bend* viene descritta anche osservando la dislocazione ed il ribassamento verso NE della caldera dell'area della Vicuña Pampa, che appare tagliata dalla struttura stessa (vedi **cap. 3.3.3**).

In conclusione, l'inversione dei dati misurati in varie stazioni nell'area della Laguna Blanca appare compatibile con l'evoluzione di un bacino di *pull apart* controllato da due faglie principali N-S formanti uno *step* sinistro, pur non essendo l'età di deformazione delle faglie ben vincolata, in quanto i dati provengono prevalentemente da rocce di basamento.

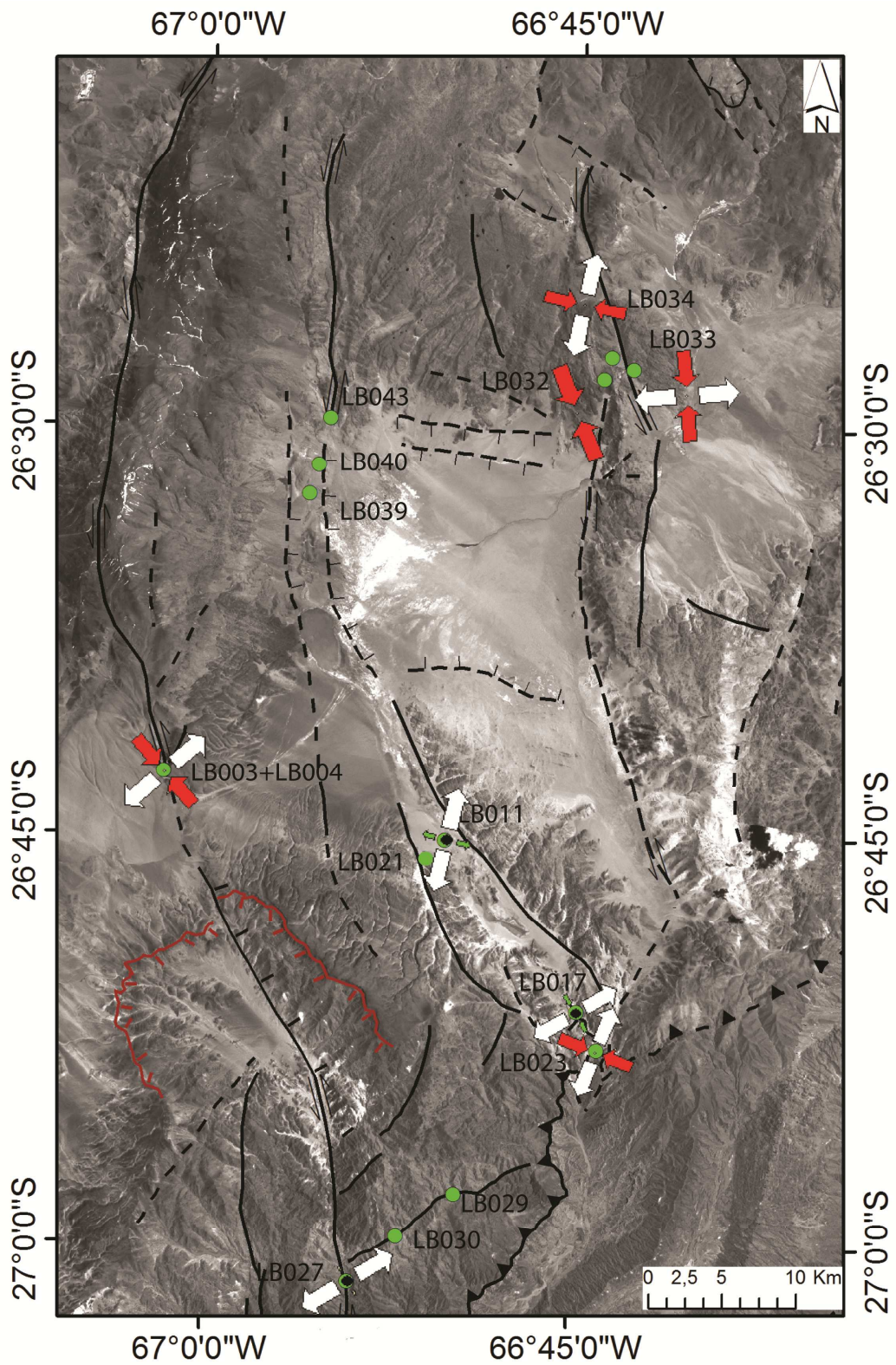


Figura 85: Sintesi dei risultati del processo di inversione dei fault slip data delle stazioni di misura analizzate.

4. Conclusioni

La presente dissertazione di tesi magistrale si è focalizzata sullo studio geologico e strutturale del bacino intramontano Laguna Blanca al margine sud-orientale del plateau della Puna argentina.

L'analisi è stata effettuata utilizzando sia elaborazioni ed interpretazioni di immagini satellitari sia specifiche indagini geologico-strutturali di terreno.

L'analisi delle immagini telerilevate dei sensori multispettrali ASTER e Landsat 7 ETM+ e dei DTM a media risoluzione (SRTM e ASTER GDEM) ha dimostrato di costituire un buon supporto per la cartografia geologica dell'area di studio.

L'utilizzo dei DTM e delle immagini Landsat, finalizzato all'individuazione degli elementi strutturali, ha dato buoni risultati, permettendo di individuare la maggior parte dei lineamenti presenti, soprattutto grazie all'*image sharpening* applicato all'immagine Landsat.

Gli studi della risposta spettrale dei campioni di roccia in laboratorio, nelle lunghezze d'onda del VNIR e dello SWIR, congiuntamente all'analisi petrografica ed in diffrazione ai raggi x dei campioni stessi, si sono rivelati fondamentali per affinare i risultati dell'interpretazione delle immagini ASTER, ai fini di discriminare le litologie presenti. In particolare, tra le elaborazioni a cui sono state sottoposte le immagini ASTER, la classificazione supervisionata *Spectral Angle Mapper* ha dato buoni risultati nel distinguere le principale litologie, basandosi sulle ROI selezionate direttamente all'interno dell'immagine. Ciò nonostante, la bassa risoluzione spettrale del sensore ASTER, non ha permesso di sfruttare a pieno le *features* spettrali delle firme di laboratorio ricavate dai campioni, allo scopo di mappare le diverse litologie. Invece la classificazione SAM, basata sulle firme di laboratorio ricampionate alla risoluzione del sensore ASTER, ha dato buoni risultati nell'individuare le zone di faglia. Ciò è stato possibile dal momento che le firme ricavate da ROI erano probabilmente inquinate dal contributo spettrale delle rocce incassanti, mentre quelle di laboratorio sono diretta espressione delle zone di faglia oggetto di indagine.

Il rilevamento di terreno ha permesso di verificare e raffinare i risultati della interpretazione preliminare delle immagini satellitari e di raccogliere una serie di dati nell'ambito di un'analisi meso-strutturale

Il margine sud-orientale del plateau della Puna è caratterizzato da una evoluzione tettonica neogenica molto dibattuta che viene spiegata attraverso due modelli principali:

- Il primo modello sostiene la presenza di una tettonica compressiva polifasica, nell'ambito della quale vengono riconosciute due fasi distinte: la prima caratterizzata da una direzione di raccorciamento NW-SE; la seconda con una direzione di raccorciamento ENE-WSW, che perdura tuttora. Nella Puna meridionale questa variazione nella direzione di raccorciamento sarebbe avvenuta tra 4 e 2 Ma a seguito di cambiamenti nella direzione del movimento della placca sud americana (**Allmendinger 1986, Marrett & Strecker 2000**).
- Il secondo modello non prevede la variazione del campo di stress a grande scala, ma l'attivazione simultanea di faglie con diversa direzione nell'ambito di una deformazione eterogenea della crosta superiore (**Riller & Oncken, 2003**). Quest'ultima appare segmentata in una serie di domini romboidali, costituiti da bacini chiusi, confinati da domini transpressivi e bordati da sistemi di faglie a direzione N-S e NE-SW. In particolare, le strutture N-S sarebbero faglie mesozoiche generalmente normali riattivate in transpressione. In questo contesto la deformazione dell'area della Puna appare dominata dagli effetti di un gradiente crostale di resistenza allo sforzo (*strength-gradient*) che aumenta da Nord a Sud. In effetti il settore andino centrale si sviluppa in corrispondenza di una *steep subduction* della placca di Nazca, dove la crosta della placca superiore (Sud Americana) risulta più calda e debole (*hot orogen*) in quanto interessata da magmatismo di arco. Al contrario, a Sud del parallelo 27°S, la crosta della placca superiore diviene più fredda e resistente a causa dell'assenza di magmatismo indotta da *flat-subduction*. La presenza di questo *gradiente di strength*, trasversale rispetto alla direzione di raccorciamento, causa un *channel-flow* della crosta intermedia verso Sud. Tale flusso comporta l'ispessimento e l'allungamento della crosta rigida più superficiale e la formazione di zone di transpressione sinuose e domini romboidali (**Riller et al. 2012**). In questo contesto le faglie N-S dovrebbero avere cinematica stabile di tipo transpressivo sinistro contrariamente a quanto ci si aspetterebbe dalla generale convergenza ENE-WSW tra la placca Nazca e quella Sud-Americana.

I risultati dell'analisi meso-strutturale, a partire dai dati rilevati nell'area di studio, hanno mostrato la presenza di un campo di paleostress con asse di massimo raccorciamento orizzontale NW-SE, ricavato per le faglie direttrici N-S, che bordano il bacino della Laguna Blanca. Addentrandosi nel bacino le faglie misurate mostrano un regime estensionale puro (σ_1 verticale) pur mantenendo un raccorciamento orizzontale NW-SE. Confrontando i risultati dell'analisi meso-strutturale con i due modelli proposti per l'evoluzione tettonica della Puna, notiamo come nello studio fatto non vi siano evidenze della presenza di una tettonica polifasica neogenica, né sulle faglie direttrici N-S che bordano il bacino, né sulle strutture limitrofe al bacino stesso. Al contrario, non si riscontrano incongruenze rispetto al secondo modello, infatti per le faglie di direzione N-S viene rilevata una cinematica sinistra. Notiamo che la direzione di raccorciamento generale NW-SE, ricavata per l'area di studio e presumibilmente attribuibile ad un'età tardo Cenozoica, deve essere comunque considerata l'effetto di un campo di sforzi locale, associato alla deformazione delle faglie direttrici N-S ed indipendente dalla convergenza WSW-ENE tra le placche. In seguito alle osservazioni alla scala sia macroscopica che mesoscopica, la genesi del bacino Laguna Blanca viene associata alla presenza di un *releasing stepover*, dovuto ad uno *step* sinistro delle faglie direttrici N-S con movimento trascorrente sinistro. Il bacino Laguna Blanca può essere quindi definito come un bacino estensionale di *pull-apart*. In particolare, le macroevidenze che sostengono questa interpretazione sono:

1. La forma romboidale del bacino della Laguna Blanca che rispecchia la tipica morfologia di alcuni bacini *pull-apart* (*Rhomboidal pull-apart basin* sensu **Mann et al. 1983**).
2. La presenza della caldera nell'area della Vicuña Pampa, al margine SW del bacino della Laguna Blanca, associata a colate recenti (Plio-Pleistocene), che si inserisce bene nell'ambito di un contesto transtensivo locale.
3. Il ribassamento della parte orientale della caldera della Vicuña Pampa in direzione NE, che avviene in corrispondenza di una *bend* sinistra della faglia direttrice N-S, la quale borda il limite occidentale dell'area di studio e taglia la caldera stessa. La presenza di questa *releasing bend* supporta una cinematica sinistra per le faglie di direzione N-S e determina un contesto transtensivo locale (il medesimo responsabile del vulcanesimo al punto 2).

4. La presenza del piccolo bacino romboidale, a NE dell'area mappata, che, bordato da faglie di direzione circa N-S, è associabile ad un dominio estensionale, anch'esso probabilmente legato ad uno *stepover* sinistro.
5. La presenza del grande cono di deiezione che si riversa nel bacino Laguna Blanca dall'angolo di SW, presumibilmente in seguito a un fenomeno di cattura fluviale causato dal continuo ribassamento del bacino stesso. Le acque superficiali, il cui deflusso in quest'area è comunque legato a corsi d'acqua effimeri, deviano la loro iniziale direzione da N a S e si riversano nel bacino con brusco cambio di direzione verso NE.

Le evidenze cinematiche e di inversione dei dati di movimento delle faglie sopra descritti contribuiscono a supportare l'interpretazione del bacino Laguna Blanca come un tipico *pull-apart*.

L'evoluzione tardo cenozoica del bacino di *pull-apart* della Laguna Blanca è provata, dal basculamento verso W delle stratificazioni di ignimbriti-tufi del Miocene, affioranti lungo il margine occidentale della piana interna. Tale basculamento è infatti attribuibile alla rotazione del blocco di tetto di una o più faglie normali immergenti verso est e che limitano ad occidente il bacino (profilo A-A'). Non è da escludere che l'evoluzione del bacino sia anche più recente dal momento che colate basaltiche attribuite al Plio-Pleistocene, affioranti al margine sud-occidentale del bacino, risultano essere tagliate da faglie a direzione N-S con componente trascorrente sinistra.

Preme sottolineare che il bacino di *pull-apart* della Laguna Blanca, pur non essendo un bacino confinato da domini transpressivi, non è in contrasto con il modello di **Riller et al. (2012)**. Infatti, la formazione di bacini di *pull-apart* alla scala delle decine di chilometri, legati alla dinamica trascorrente, è comunque compatibile con l'esistenza di domini transpressivi contenenti bacini romboidali a scala delle centinaia di chilometri. La presenza di bacini di *pull-apart*, come domini distensivi in un contesto tettonico compressivo, appare in realtà di fondamentale importanza per l'instaurazione di sistemi di alimentazione magmatica (*plumping system*) dell'importante attività vulcanica presente in questo settore dell'orogene andino.

Bibliografia

Abrams, M., Hook, S., & Ramachandran, B. (2002). ASTER User Handbook, v2: Advanced Spaceborne Thermal Emission and Reflection Radiometer. Jet Propulsion Laboratory, 135 pp.

Allmendinger, R.W. (1986). Tectonic development, southeastern border of the Puna Plateau, northwestern Argentine Andes. *Geological Society of American Bulletin*, v.97, p. 1070-1082.

Allmendinger, R.W., Jordan, T.E., Kay, S.M., Isacks, B.L. (1997). The evolution of the Altiplano-Puna Plateau of the Central Andes. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences* 25, 139e174.

Bertoldi, L. (2011). Telerilevamento di rocce granitoidi in ambiente desertico (Anti - Atlante Orientale - Marocco) ed alpino (Himalaya - Nepal Occidentale): elaborazione immagini ASTER e spettroscopia. Tesi di dottorato. Università di Padova.

Bott, M.H.P. (1959). The mechanics of oblique slip faulting. *Geol. Mag.* 96, 109–117.

Chander, G., Markham, B., and Helder, D., (2009). Summary of current radiometric calibration coefficients for Landsat MSS, TM, ETM+, and EO-1 ALI sensors. *Remote Sensing of the Environment*, Vol. 113, pp. 893-903.

Cladouhos, T.T., Allmendinger, R.W., Coira, B., Farrar, E. (1994). Late Cenozoic deformation in the Central Andes: Fault kinematics from the northern Puna, northwest Argentina and southwest Bolivia. *J. S. Am. Earth Sci.* 7:209–28

Clark, R.N., (1999). Spectroscopy of Rocks and Minerals and Principles of Spectroscopy, In: A.N. Rencz (ed.). Manual of Remote Sensing, Chapter 1, John Wiley and Sons, New York, pp. 3-58.

Crowell J. C., (1974). Origin of late Cenozoic basins in southern California. In: Dickinson W.R. (ed.) Tectonics and sedimentation. SEPM Special Publication, 22, 190-204.

Delvaux, D., Moeys, R., Stapel, G., Petit, C., Levi, K., Miroshnichenko, A., Ruzhich, V., Sankov, V., (1997). Paleostress reconstructions and geodynamics of the Baikal region, Central Asia. Part II: Cenozoic rifting. In: Cloetingh, S., Fernandez, M., Munoz, J.A., Sassi, W., and Horvath, F. (Editors), Structural controls on sedimentary basin formation. Tectonophysics 282: 1-38.

Delvaux, D., Sperner, B., (2003). Stress tensor inversion from fault kinematic indicators and focal mechanism data: the TENSOR program. In: New Insights into Structural Interpretation and Modelling (D. Nieuwland Ed.). Geological Society, London, Special Publications 212, 75-100.

Doblas, M., (1998). Slickenside kinematic indicators. Tectonophysics, 295, pp. 187-197.

Dooley, T. and McClay, K., (1997). Analog modeling of Pull-Apart Basins. AAPG Bull., 81, 1804-1826.

Dooley, T. and Schreurs, G., (2012). Analogue modelling of intraplate strike-slip tectonics: A review and new experimental results. Tectonophysics, v. 574–575, pp. 1–71

Folkes, C.B., Wright, H.M., Cas, R.A.F., De Silva, S.L., Lesti, C., Viramonte, J.G. (2011). A re-appraisal of the stratigraphy and volcanology of the Cerro Galán volcanic system, NW Argentina. Bull. Volcanology 73:1427–1454.

Folkes, C.B., De Silva, S.L., Wright, H.M., Cas, R.A.F., (2011). Geochemical homogeneity of a long-lived, large silicic system; evidence from the Cerro Galán caldera, NW Argentina. *Bull. Volcanology* 73:1455–1486.

Fossen, H., (2010), *Structural Geology*. Cambridge Press. 463 pp.

Gansser, A., (1973). Facts and theories on the Andes. *Journal of the Geological Society of London*, v.129, pp.93-131.

Hunt, G.R., (1977), Spectral signatures of particulate minerals in the visible and near-infrared: *Geophysics*, v. 42, P. 501-513.

Isacks, B.L., (1988). Uplift of the central Andean plateau and bending of the Bolivian orocline. *J. Geophys. Res.* 93:3211–31

Landsat 7 Science Data Users Handbook, updated October 2007. NASA Goddard Space Flight Center.

Lillesand, T.M. and Kiefer, R.W. (1994). *Remote Sensing and Image Interpretation*, 3rd Ed., John Wiley and Sons, Inc.: Toronto.

Marrett, R., Strecker, M. R., (2000). Response of intracontinental deformation in the central Andes to the late Cenozoic reorganization of South American Plate motions. *Tectonics* 19, 452e467

Massironi, M., Bertoldi, L., Calafa, P., Visonà, D., Bistacchi, A., Giardino, C., Schiavo, A., (2008). Interpretation and processing of ASTER data for geological mapping and granitoids detection in the Saghro massif (eastern Anti-Atlas, Morocco). *Geosphere* 4, 736-759.

Mpodozis, C., and Ramos, V.A., (1990). The Andes of Chile and Argentina, in Ericksen George, E., Pinochet Maria Teresa, C., and Reinemund John, A., eds., *Geology of the Andes and its relation to hydrocarbon and mineral resources: Circum-Pacific Council for Energy and Mineral Resources, Earth Science Series: Houston, TX, United States, Circum-Pacific Council for Energy and Mineral Resources*, p. 59-90.

Norabuena, E.O., Dixon, T.H., Stein, S., Harrison, C.G.A., (1999). Decelerating Nazca-South America and Nazca-Pacific plate motions. *Geophysical Research Letters* 26, 3,405-3,408.

Petit, J.P., (1987). Criteria for the sense of movement on fault surfaces in brittle rocks. *Journal of Structural Geology* 9, 597-608.

Ramos V.A., (1988). The tectonics of the Central Andes; 30° to 33° latitude. *Geological Society of America, Special Paper* 218.

Riller, U., Oncken, O., (2003). Growth of the central Andean Plateau by tectonic segmentation is controlled by the gradient in crustal shortening. *Journal of Geology* 111, 367 e 384.

Ramos, V.A., (2000). The Southern Central Andes, in Cordani, U., Milani, E.J., Thomaz Filho, A., and Campos, D.A., eds., *Tectonic Evolution of South America: Rio de Janeiro*, p. 577-595.

Schnurr W. B. W., Risse A., Trumbull R. B., Munier K., (2006). Digital Geological Map of the Southern and Central Puna Plateau, NW Argentina. In: Oncken O, Chong G, Franz G, Giese P, Götze H-J, Ramos VA, Strecker MR, Wigger P (eds) *The Andes – active subduction orogeny. Frontiers in Earth Science Series, Vol 1. Springer-Verlag, Berlin Heidelberg New York*, pp 563-564.

Tchalenko, J.S., (1970). Similarities between shear zones of different magnitudes. Geological Society of America Bulletin 81, 1625–1640.

Thorpe R.S., Francis P.W., Harmon, R.S., (1981). Andean andesites and crustal growth. Philos.Trans. R. Soc. London Ser. A 301:305–20

Turner, J.C.M., (1973). Descripción geológica de la Hoja 11d, Laguna Blanca, escala 1: 200.000. Servicio Nacional Minero Geológico, Boletín n.º: 142.

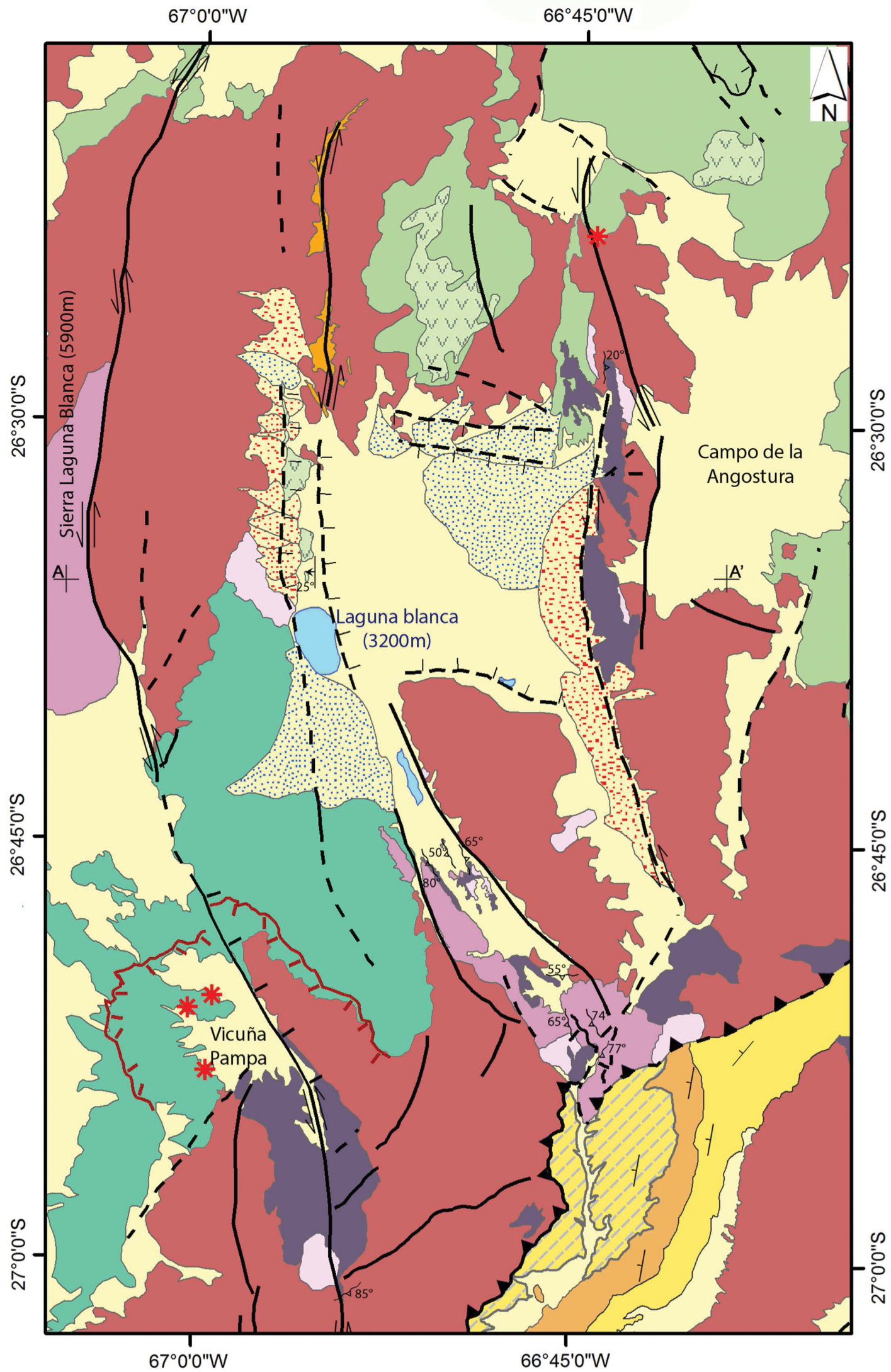
Twiss, R.J: and Moores, E.M., (2007). Structural Geology. 2nd edition. New York: H. W. Freeman and Company.

van der Meer, F.D., van der Werff, H.M.A., van Ruitenbeek, F.J.A., Hecker, C.A., Bakker, W.H., Noomen, M.F., van der Meijde, M., Carranza, E.J.M., de Smeth, J.B. and Woldai, T., (2012). Multi - and hyperspectral geologic remote sensing: a review. In: International Journal of Applied Earth Observation and Geoinformation : JAG, 14 (2012) 1 pp. 112-128

Vedder, W., (1964). Correlations between infrared spectrum and chemical composition of mica. Am. Mineral., 49, 736– 768.

Wallace, R.E., (1951). Geometry of shearing stress and relation to faulting. J. Geol. 59, 118–130.

Allegati



CARTA GEOLOGICA DELLA LAGUNA BLANCA (CATAMARCA, ARGENTINA)

ANNA TRAFORTI

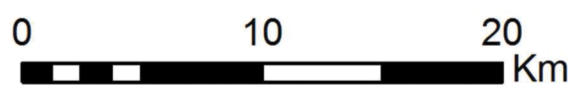
TESI DI LAUREA MAGISTRALE IN GEOLOGIA E GEOLOGIA TECNICA

UNIVERSITA' DEGLI STUDI DI PADOVA

A.A. 2013/2014

Legenda

- | | |
|---------------------------------------------------------------------------------------|-----------------------------------------------------|
| Cono detritico | laguna-salar |
| Falda detritica | Cono vulcanico |
| Cono di deiezione | |
| Depositi alluvionali, colluviali e loess | |
| Complesso Vulcanico Vicuña Pampa | |
| Basalti-Andesiti (Pliocene-Pleistocene)
Fm. Negro Caranchi auct. | |
| Complesso vulcano-sedimentario Gruppo El Bolsòn auct. | |
| Arenarie tufacee (Pliocene)
Fm. El Cajon-Aracuanense auct. | Complesso vulcanico Pucarilla-Cerro Tipillas |
| Breccia e tufi (Miocene)
Fm. El Aspero auct. | a. Colate (Miocene) |
| Conglomerato ed arenaria (Miocene)
Fm. El Morterito-Calchaqueño auct. | b. Ignimbriti-tufi (Miocene) |
| Complesso intrusivo | |
| Leucogranitoidi (Ordoviciano)
Fm. Chango Real auct.? | Complesso vulcanico Cerro Galan |
| Granitoidi indifferenziati (Ordoviciano)
Fm. Chango Real auct.? | Ignimbrite (Pliocene) |
| Basamento metamorfico | |
| Complesso metamorfico a prevalenti ortogneiss (Precambriano)
Fm. Famabalasto auct. | |
| Basamento a scisti e metabasiti (Precambriano)
Fm. Loma Coral auct. (ectiniti) | |
| Faglia | Faglia trascorrente |
| Faglia dedotta | Faglia trascorrente dedotta |
| Faglia normale | Faglia inversa |
| Faglia normale dedotta | Faglia inversa dedotta |
| Foliazione metamorfica | Giacitura di strato |
| AA' Sezione geologica | Giacitura di strato da Turner (1974) |
| | Caldera |
| | Duomo |



Fault-slip data			Input row data (User format)						Compiled data Set 1 (Standard format)					Compiled data Set 1 (Standard format)						
Id	Format	Type	Orientation 1		Orientation 2		Slip	Comments	Fault Plane		Slip Line		Slip	Subsets Final	Fault Plane		Slip Line		Slip	Subsets Final
			Ori1A	Ori1B	Ori2A	Ori2B	Sense		Dip	Dip-Dir	Azim.	Plunge	Sense		Dip	Dip-Dir	Azim.	Plunge	Sense	
LB003+4-1	22	3	282	80	215	65		faglia principale con T (LB003)	80	282	23	8	IS	0,0						
LB003+4-2	22	1	283	80	8	26	S	faglia principale con lineazione L (LB003)	80	283	26	8	IS	0,0						
LB003+4-3	22	1	260	78	345	26	S	R con lineazione L (LB003)	78	260	26	345	IS	0,0						
LB003+4-4	22	1	285	73	5	29	S	faglia principale con lineazione L (LB003)	73	285	29	5	IS	0,0						
LB003+4-5	22	2	240	75	337	78		R e R' (LB003)	75	240	13	154	NS	0,0	78	337	16	64	ND	0,9
LB003+4-6	22	3	177	79	200	56		faglia con T (LB004)	79	177	50	100	ID	0,0						
LB003+4-7	22	3	176	80	245	45		faglia con T (LB004)	80	176	44	96	ID	0,0						
LB003+4-8	22	1	179	77	109	56	D	faglia con lineazione L (LB004)	77	179	56	109	ID	0,0						
LB003+4-9	22	2	185	80	62	88		R e R' (LB004)	80	185	9	273	ND	0,0	88	62	13	332	NS	0,0
LB003+4-10	22	4	215	65			T	T (LB003)	65	215			TJ	0,0						
LB011-1	22	1	234	77	192	74	N	R faglia principale	77	234	74	192	NS	0,0						
LB011-2	22	1	244	86	175	77	N	R faglia principale	86	244	77	175	NS	0,0						
LB011-3	22	1	226	65	197	62	N	R faglia principale	65	226	62	197	NS	0,0						
LB011-4	22	1	229	71	203	69	N	R faglia principale	71	229	69	203	NS	0,0						
LB011-5	22	1	230	89	151	85	N	R faglia principale	89	230	85	151	NS	0,0						
LB011-6	22	1	130	88	216	65	D	faglia minore	88	130	65	216	ND	0,0						
LB011-7	22	1	287	80	224	69	N	faglia minore	80	287	69	224	NS	0,0						
LB011-8	22	4	270	72			N	faglia principale	72	270			NJ	0,0						
LB011-9	22	4	275	76			N	faglia principale	76	275			NJ	0,0						
LB011-10	22	4	246	50			F	foliazione	50	246			FJ	0,0						
LB011-11	22	1	131	87	215	64	D	faglia minore	87	131	64	215	ND	0,0						
LB017-1	22	4	244	35			N	faglia principale	35	244			NJ	0,9						
LB017-2	22	4	250	50			N	faglia principale	50	250			NJ	0,0						
LB017-3	22	4	254	50			N	faglia principale	50	254			NJ	0,0						
LB017-4	22	4	250	55			N	faglia principale	55	250			NJ	0,0						
LB017-5	22	4	250	47			N	faglia principale	47	250			NJ	0,0						
LB017-6	22	1	242	74	185	63	N	R faglia principale	74	242	63	185	NS	0,0						
LB017-7	22	1	242	60	249	60	N	R faglia principale	60	242	60	249	ND	0,0						
LB017-8	22	1	227	62	201	59	N	R faglia principale	62	227	59	201	NS	0,0						
LB017-9	22	1	240	55	235	54	N	R faglia principale	55	240	54	235	NS	0,0						
LB017-10	23	1	260	70	77		N	R faglia principale	70	260	70	257	NS	0,0						
LB017-11	22	2	106	82	240	73		R' e R	82	106	29	20	NS	0,0	73	240	24	322	ND	0,9
LB017-12	22	1	234	62	215	60	N	R faglia principale	62	234	60	215	NS	0,0						
LB017-13	22	4	106	82			I	R' faglia principale	82	106			IJ	0,9						
LB023-1	22	4	270	80			I	faglia principale	80	270			IJ	0,0						
LB023-2	22	4	234	56			I	faglia inversa minore	56	234			IJ	0,8						
LB023-3	22	4	236	56			I	faglia inversa minore	56	236			IJ	0,8						
LB023-4	23	1	160	89	250		I	faglia minore (con patina di clorite)	89	160	0	70	ID	0,2						
LB023-5	23	1	160	80	260		I	faglia minore (con patina di clorite)	80	160	45	80	ID	0,2						
LB023-6	23	1	160	75	255		I	faglia minore (con patina di clorite)	75	160	18	75	ID	0,2						
LB023-7	22	4	124	77			F	foliazione	77	124			FJ	0,0						

Allegato 2

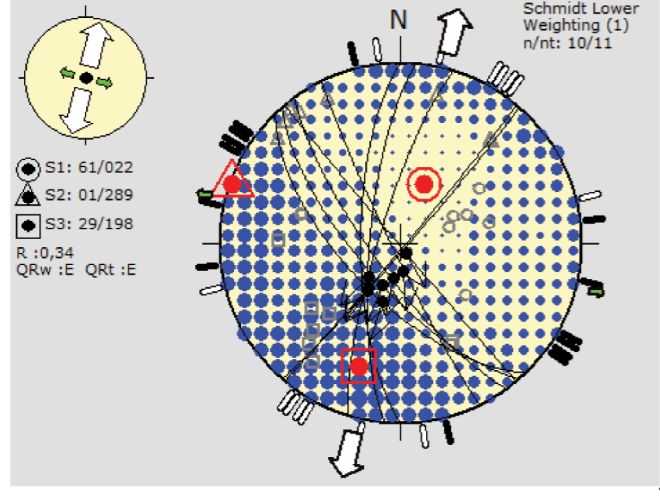
Fault-slip data			Input row data (User format)						Compiled data Set 1 (Standard format)					Compiled data Set 1 (Standard format)						
Id	Format	Type	Orientation 1		Orientation 2		Slip	Comments	Fault Plane		Slip Line		Slip	Subsets Final	Fault Plane		Slip Line		Slip	Subsets Final
			Ori1A	Ori1B	Ori2A	Ori2B	Sense		Dip	Dip-Dir	Azim.	Plunge	Sense		Dip	Dip-Dir	Azim.	Plunge	Sense	
LB027-1	22	1	74	47	41	42	N	clivaggio riattivato con lineazione L	47	74	42	41	NS	0,0						
LB027-2	22	1	64	57	29	51	N	clivaggio riattivato con lineazione L	57	64	51	29	NS	0,0						
LB027-3	22	1	70	45	39	41	N	clivaggio riattivato con lineazione L	45	70	41	39	NS	0,0						
LB027-4	22	1	72	47	35	41	N	clivaggio riattivato con lineazione L	47	72	41	35	NS	0,0						
LB027-6	22	2	64	56	252	60		R e R'	56	64	55	78	ND	0,0	60	252	59	238	NS	0,0
LB027-7	22	1	64	56	28	50	N	R con lineazione	56	64	50	28	NS	0,0						
LB027-8	22	4	70	50			F	clivaggio	50	70			FJ	0,0						
LB027-9	22	4	72	51			F	clivaggio	51	72			FJ	0,0						
LB027-10	22	4	71	48			F	clivaggio	48	71			FJ	0,0						
LB027-11	22	4	65	46			F	clivaggio	46	65			FJ	0,0						
LB027-12	22	4	146	85			F	foliazione	85	146			FJ	0,0						
LB032-1	22	1	130	60	107	58	N	faglia principale con lineazione L'	60	130	58	107	NS	0,1						
LB032-2	22	1	130	60	196	35	S	faglia principale con lineazione L	60	130	35	196	IS	0,0						
LB032-3	22	2	165	72	115	30		R e R' della faglia principale (attivata secondo L')	72	165	57	225	IS	0,0	30	115	13	181	ND	0,0
LB032-4	22	3	130	60	198	82		faglia principale (attivata secondo L') con T	60	130	4	218	IS	0,9						
LB032-5	22	4	85	39			T	joint	39	85			TJ	0,0						
LB032-6	22	4	67	46			T	joint	46	67			TJ	0,0						
LB032-7	22	4	60	50			T	joint	50	60			TJ	0,0						
LB032-8	22	4	72	45			T	joint	45	72			TJ	0,0						
LB032-9	22	4	76	41			T	joint	41	76			TJ	0,0						
LB032-10	22	4	76	42			T	joint	42	76			TJ	0,0						
LB032-11	22	4	60	57			T	joint	57	60			TJ	0,0						
LB032-12	22	4	57	57			T	joint	57	57			TJ	0,0						
LB032-13	22	4	68	50			T	joint	50	68			TJ	0,0						
LB032-14	22	4	67	57			T	joint	57	67			TJ	0,0						
LB032-15	22	2	85	25	160	75		R e R' della faglia principale (attivata secondo L')	25	85	3	169	ND	0,0	75	160	60	222	IS	0,0
LB032-16	22	4	198	82			T	T della faglia principale (attivata secondo L')	82	198			TJ	0,9						
LB032-17	22	4	96	20			F	foliazione	20	96			FJ	0,0						
LB033-1	22	1	67	50	155	2	D	faglia principale con lineazione L	50	67	2	155	ND	0,0						
LB033-2	22	1	55	50	140	6	D	faglia principale con lineazione L	50	55	6	140	ND	0,0						
LB033-3	22	1	67	50	31	44	X	faglia principale con lineazione L'	50	67	44	31	XX	0,1						
LB033-4	22	1	40	55	130	1	D	faglia principale con lineazione L	55	40	1	130	ND	0,0						
LB033-5	22	1	53	54	143	1	D	faglia principale con lineazione L	54	53	1	143	ND	0,0						
LB033-6	22	1	205	62	128	22	D	faglia secondaria con lineazione L	62	205	22	128	ID	0,0						
LB033-7	22	2	247	45	297	78		R e R' della faglia secondaria	45	247	15	321	ND	0,0	78	297	46	14	IS	0,0
LB033-8	22	1	65	53	146	11	D	faglia principale con lineazione L	53	65	11	146	ND	0,0						
LB033-9	22	4	250	37			D	R della faglia secondaria	37	250			DJ	0,0						
LB033-10	22	4	255	45			D	R della faglia secondaria	45	255			DJ	0,0						
LB034-1	22	1	80	75	160	33	S	faglia principale con lineazione L	75	80	33	160	IS	0,0						
LB034-2	22	1	80	75	128	68	I	faglia principale con lineazione L'	75	80	68	128	IS	0,1						
LB034-3	22	1	62	70	89	68	I	R con con lineazione LR	70	62	68	89	IS	0,1						
LB034-4	22	1	62	70	139	32	S	R con con lineazione LR2	70	62	32	139	IS	0,0						
LB034-5	22	2	62	70	345	55		R e R'	70	62	29	140	IS	0,0	55	345	8	261	ID	0,0
LB034-6	22	3	80	75	187	60		faglia principale con T	75	80	32	360	ID	0,9						
LB034-7	22	4	187	60			T	T	60	187			TJ	0,9						
LB034-8	22	4	178	85			D	R' dislocante filone aplitico	85	178			DJ	0,0						
LB034-9	22	4	336	72			D	frattura di shear dislocante filone aplitico	72	336			DJ	0,0						

Fault-slip data			Input row data (User format)					
Id	Format	Type	Orientation 1		Orientation 2		Slip	Comments
			Ori1A	Ori1B	Ori2A	Ori2B	Sense	
LB021-1	22	4	74	75				Foliazione
LB021-2	22	4	70	82				Foliazione
LB021-3	22	4	60	80				Foliazione
LB021-4	22	4	162	83			T	joint
LB021-5	22	4	336	88			T	joint
LB021-6	22	4	163	82			T	joint
LB021-7	22	4	311	73			T	joint
LB021-8	22	4	331	71			T	joint
LB021-9	22	4	132	71			T	joint
LB021-10	22	4	142	78			T	joint
LB021-11	22	4	154	80			T	joint
LB021-12	22	4	335	83			T	joint
LB021-13	22	4	151	89			T	joint
LB021-14	22	4	255	33			I	faglia inversa
LB021-15	22	4	250	47			I	faglia inversa
LB029-1	22	4	324	79			M	faglia principale
LB029-2	22	4	311	65			M	faglia principale
LB029-3	22	4	321	74			M	faglia principale
LB029-4	22	4	312	78			M	faglia principale
LB029-5	22	1	316	60	38	14	X	faglia principale con lineazione L
LB029-6	22	1	305	71	34	2	X	faglia principale con lineazione L
LB029-7	22	1	160	88	115	88	I	faglia minire inversa-destra con lineazione L
LB029-8	22	4	165	52			I	R della faglia minore inversa-destra
LB029-9	22	1	21	76	97	45	D	faglia minore destra con lineazione L
LB029-10	22	1	26	88	115	15	D	faglia minore destra con lineazione L
LB030-1	22	1	165	76	78	13	D	faglia
LB030-2	22	4	115	42			T	T della faglia
LB030-3	22	3	165	76	115	42		faglia con T
LB030-4	22	4	55	68				faglia con R'
LB039+40-1	22	4	200	76			T	joint in tufi
LB039+40-2	22	4	355	88			T	joint in tufi
LB039+40-3	22	4	117	88			T	joint in tufi
LB039+40-4	22	4	23	70			T	joint in tufi
LB039+40-5	22	4	295	88			T	joint in tufi
LB039+40-6	22	4	330	88			T	joint in tufi
LB039+40-7	22	4	325	85			T	joint in granitoidi
LB039+40-8	22	4	23	85				salbanda fascia milonitica in granitoidi
LB039+40-9	22	4	125	70			T	joint in tufi
LB039+40-10	22	4	170	70			T	joint in tufi
LB039+40-11	22	4	175	73			T	joint in tufi
LB039+40-12	22	1	215	70	299	16	S	faglia con lineazione L

Fault-slip data			Input row data (User format)					
Id	Format	Type	Orientation 1		Orientation 2		Slip	Comments
			Ori1A	Ori1B	Ori2A	Ori2B	Sense	
LB043-1	22	4	210	87			T	joint
LB043-2	22	4	140	63			T	joint
LB043-3	22	4	130	85			T	joint
LB043-4	22	4	154	87			T	joint
LB043-5	22	4	150	83			T	joint
LB043-6	22	4	212	86			T	joint
LB043-7	22	4	220	40			T	joint
LB043-8	22	4	165	88			T	joint
LB043-9	22	4	160	83			M	faglia
LB043-10	22	4	160	74			M	faglia
LB043-11	22	1	338	86	250	27	X	faglia con lineazione L

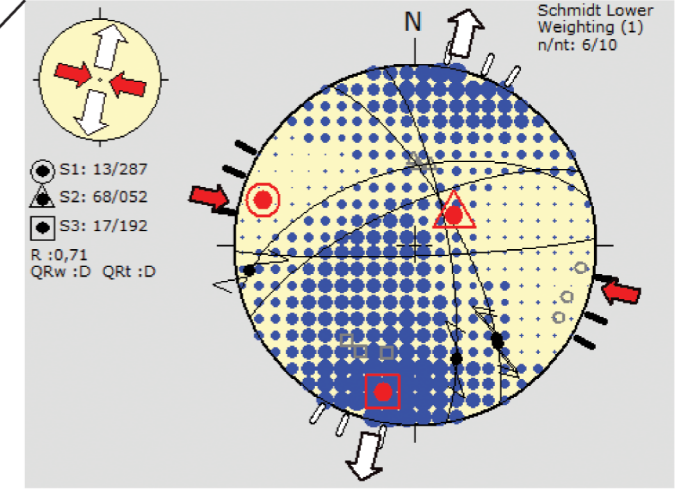
Final subset= 0,9 for data discarded during the data separation procedure	
type1= fault plane with slip line	<u>Format=22</u> : first digit (2) Ori1A=dip direction Ori1B=dip angle of fault plane, second digit (2) Ori2A=azimuth Ori2B=plunge of slip line <u>Format=23</u> : first digit (2) Ori1A=dip direction-Ori1B=dip angle of fault plane, second digit (3) Ori2A= pitch (N,E,S or W) of slip line
type 2= two conjugated shear planes	Ori1A=dip direction Ori1B=dip angle of first shear plane, Ori2A=azimuth Ori2B=plunge of second shear plane
type 3= shear plane wuth tension fracture	Ori1A=dip direction Ori1B=dip angle of shear plane, Ori2A=azimuth Ori2B=plunge of tension fracture
type4= plane alone (fractue, foliation...)	Ori1A=dip direction Ori1B=dip angle of the plane
Slip sense (or fracture type): I= shear plane, inverse N=shear plane, normal D=shear plane, dextral S=shear plane, sinistral M= plane with shear movement F= foliation T= tension fracture X= unknown	

LB011

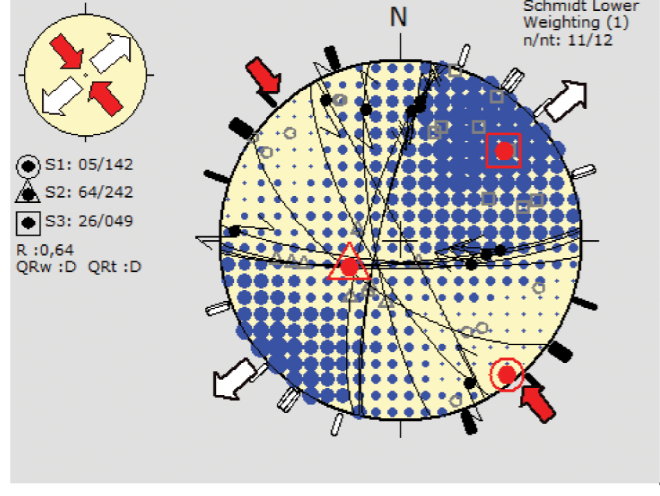


67°0'0"W 66°45'0"W

LB034



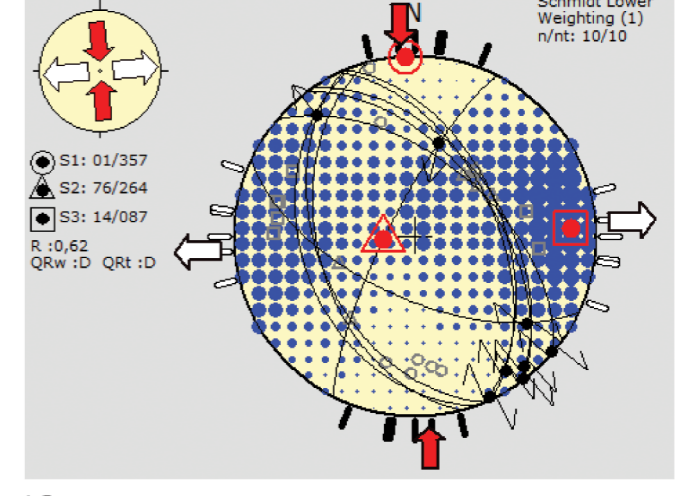
LB003 LB004



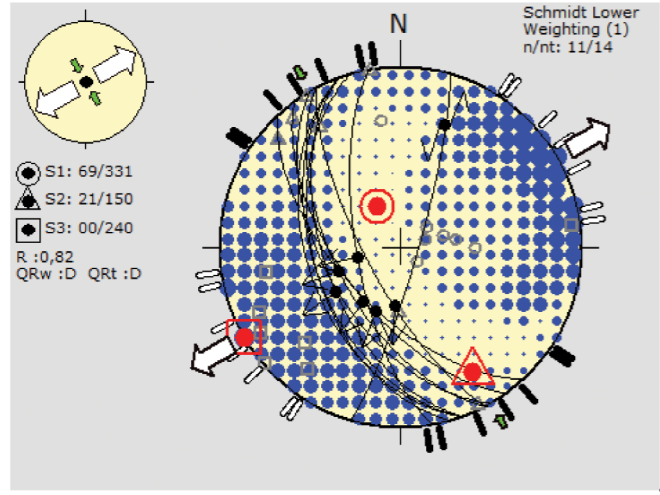
26°30'0"S

26°30'0"S

LB033



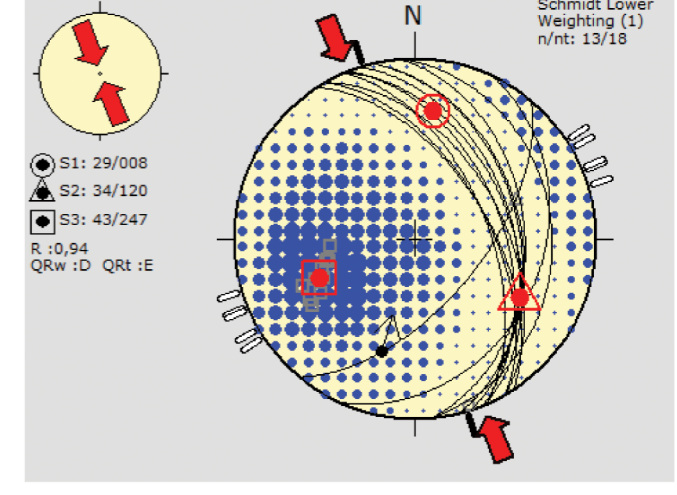
LB017



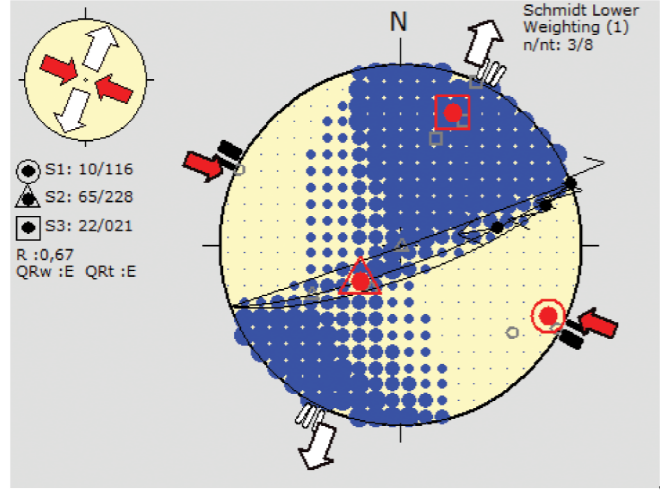
26°45'0"S

26°45'0"S

LB032



LB023



27°0'0"S

27°0'0"S

LB027

