

Indice

Abstract	pg. 2
Riassunto	pg. 2
Introduzione	pg. 3
1. Inquadramento geologico dell'area	pg. 5
2. Analisi microstrutturale	pg. 7
2.1. Introduzione	pg. 7
2.2. Descrizione delle sezioni sottili	pg. 7
3. Metodo di analisi termocronologica (U-Th)/He su apatite	pg. 15
3.1. Introduzione	pg. 15
3.2. Termocronometria (U-Th)/He	pg. 15
3.3. Preparazione dei campioni	pg. 17
4. Dati termocronologici	pg. 22
5. Discussione dei dati	pg. 25
6. Conclusioni	pg. 28
Bibliografia	pg. 30

Abstract

This thesis focuses on the thermochronometric data and micro-structural analysis of seven samples coming from the new Brenner basis tunnel, whose railway system will connect Italy to Austria. The sampling place is near the Pusteria Fault: more precisely, the analysed samples include granite rocks belonging to the Brixen Granite, in the South Alps area, and post-orogenic intrusive igneous rocks of Tonalitic Lamella. The samples were accurately prepared and subsequently analysed using the (U-Th)/He thermochronometer to date apatites. The resulting ages allow to suppose a reset in the He system due to the presence of hot circulating fluid. Moreover, the micro-structural analysis highlighted an undeformed state of rocks belonging to the Brixen Granite and a strong mylonitic foliation as far as samples inside the Tonalitic Lamella are concerned, especially near the Pusteria Fault.

Riassunto

Il lavoro svolto in questa tesi triennale consiste in analisi termocronologiche e microstrutturali di sette campioni provenienti dal nuovo tunnel del Brennero, che metterà in collegamento ferroviario l'Italia con l'Austria. Il luogo di campionamento si trova nei pressi della Linea della Pusteria e, più precisamente, le unità analizzate comprendono rocce granitiche appartenenti al Granito di Bressanone, dell'unità Sudalpina, e rocce intrusive magmatiche post-orogeniche della Lamella Tonalitica. I campioni sono stati adeguatamente preparati e successivamente sottoposti ad analisi, tramite l'utilizzo del termocronometro (U-Th)/He su apatite. Le età ottenute hanno dunque permesso di ipotizzare un reset del sistema He a causa della presenza di fluidi caldi circolanti. Le analisi microstrutturali poi hanno evidenziato uno stato indeformato delle rocce appartenenti al Granito di Bressanone e una foliazione di tipo milonitico molto spinta per quanto riguarda i campioni all'interno della Lamella Tonalitica, specialmente in prossimità della Linea della Pusteria.

Introduzione

La Galleria di Base del Brennero (BBT) si estende tra Innsbruck, sul lato austriaco, e Fortezza, sul lato italiano, per una lunghezza di circa 55 km e costituisce la parte centrale del corridoio ferroviario Monaco di Baviera – Verona. I sette campioni analizzati in questo lavoro sono stati recuperati durante la realizzazione del cunicolo esplorativo della galleria, utile per una prospezione preventiva approfondita del valico e per chiarire i caratteri geologici ed idrogeologici. Dal punto di vista geologico il luogo esatto in cui sono stati prelevati i campioni attraversa la Linea della Pusteria subito a meridione della Finestra dei Tauri, sul margine occidentale (figura 1).

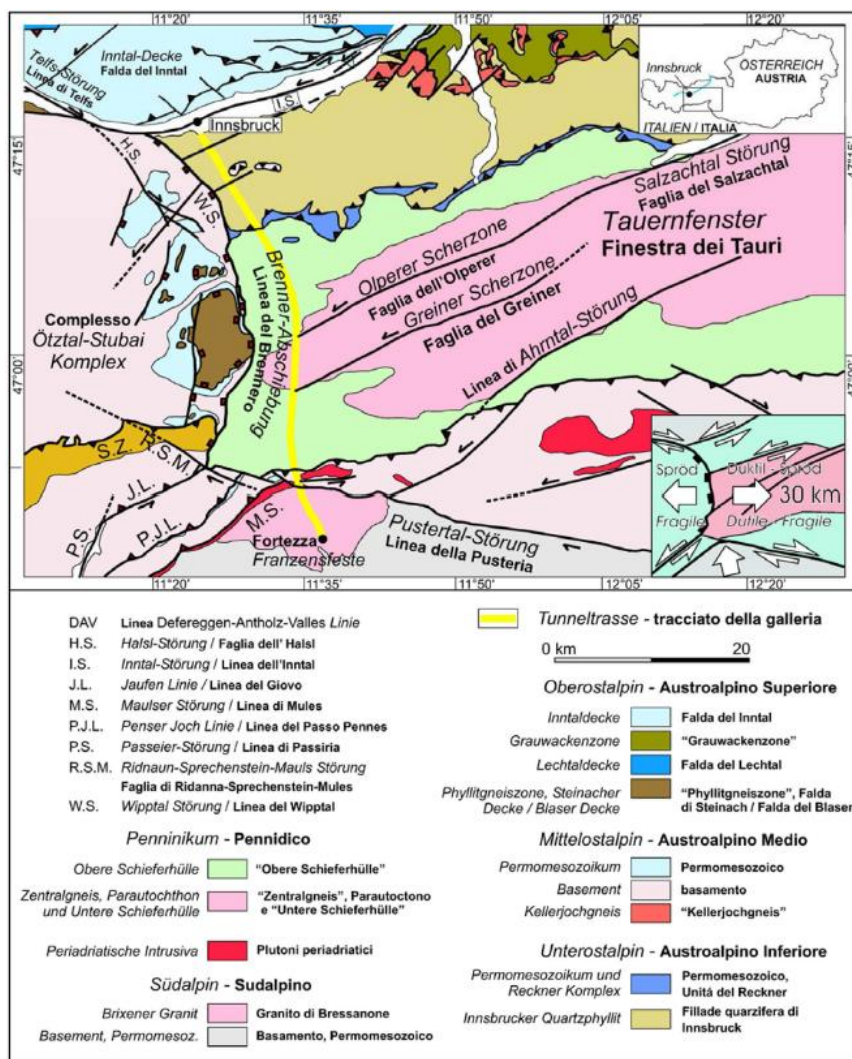
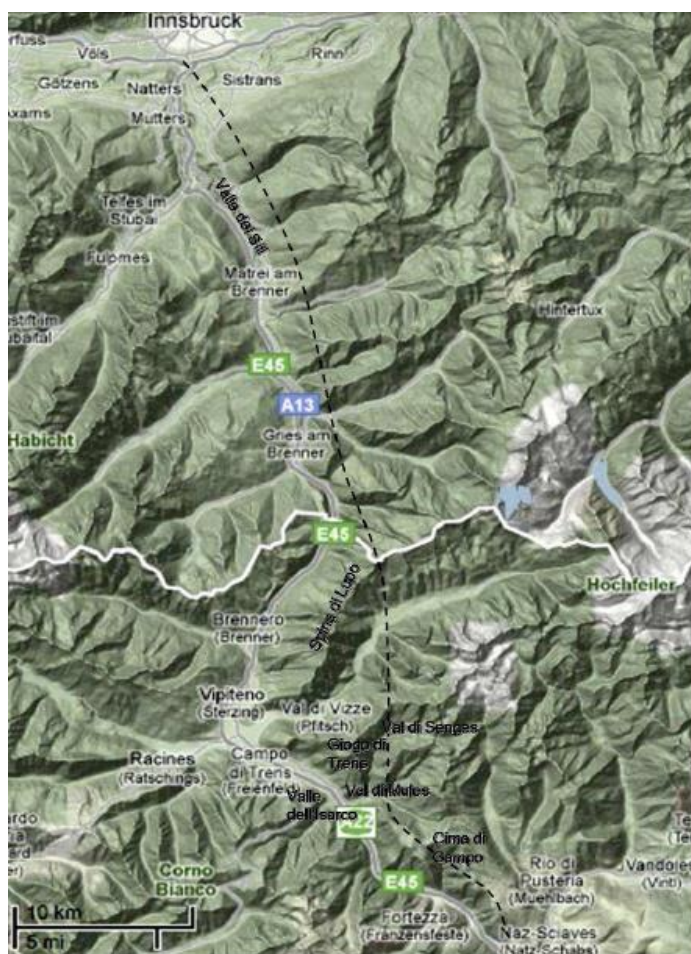


Figura 1. Carta geologico-strutturale del Brennero (relazione BBT, 2008), che sintetizza le falde affioranti nella regione oggetto di studio.

Il dominio Sudalpino, più precisamente il Granito di Bressanone, viene messo in contatto tettonico con le intrusioni tonalitiche oligoceniche della Lamella Tonalitica lungo la Linea della Pusteria, facente parte del Lineamento Periadriatico. Questo lavoro ha lo scopo di datare le rocce tramite analisi termocronologiche (U-Th)/He su apatite e di confrontare quindi i risultati con un'analisi microstrutturale delle alterazioni e deformazioni individuate in sezione sottile.



Carta topografica della regione oggetto di studio. La linea bianca segna il confine tra Italia e Austria, mentre la linea tratteggiata rappresenta il traforo ferroviario.

1. Inquadramento geologico dell'area

L'evoluzione della catena alpina è il risultato di una storia deformativa iniziata nel Cretaceo e protrattasi fino ai giorni nostri, che ha visto la progressiva subduzione dell'Oceano Ligure-Piemontese, seguita dalla successiva collisione della parte settentrionale della placca Africana (Adria) con la placca Europea. La catena alpina si suddivide in due porzioni: una a vergenza europea (le Alpi in senso stretto) e una a vergenza africana, costituita dall'unità Sudalpina. Queste due porzioni sono separate dal Lineamento Periadriatico (o Insubrico) di età Oligo-Miocenica, che costituisce un sistema di faglie che si sviluppa parallelamente alla catena stessa. La catena a vergenza europea, ha subito processi subduttivo-collisionali e si suddivide in tre sistemi di falde principali: l'Austroalpino, costituito da unità appartenenti all'estremo margine settentrionale della placca Adria, il Pennidico, derivante dalla litosfera oceanica subdotta dell'Oceano Ligure-Piemontese e da unità continentali di pertinenza europea, ed infine la zona Elvetica, costituita da rocce dell'antico margine europeo, è presente nella parte esterna della catena (Dal Piaz G.V. et al., 2003). Le unità pennidiche compaiono al di sotto delle falde austroalpine all'interno di finestre tettoniche quali la Finestra del Tauri. Il corridoio BBT attraversa così le pile di falde austroalpine e pennidiche aventi vergenza europea e, procedendo da Nord verso Sud, incontra varie unità tettoniche (figura 1.1).

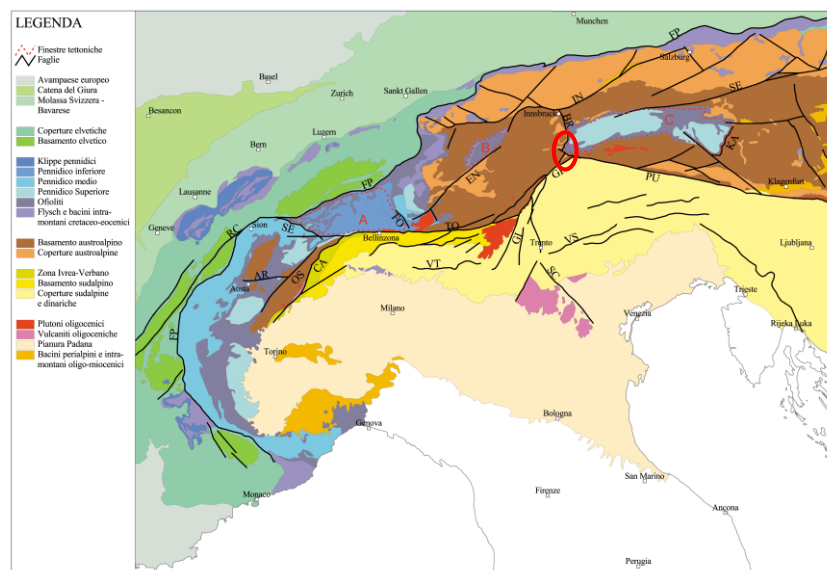


Figura 1.1. Schema tettonico delle Alpi in cui sono indicate le principali faglie, le finestre tettoniche e le unità tettoniche. Il cerchio rosso evidenzia la zona di studio.

In particolare, nella regione più settentrionale si incontra l'unità di basamento austroalpino dominata dalla Fillade di Innsbruck, costituita da filladi quarzifere con alternanze di micascisti granatiferi, filloniti, marmi calcarei e dolomitici e metabasiti. Più a Sud la galleria incontra le falde pennidiche della Finestra dei Tauri, che sono costituite dal complesso dello Gneiss centrale con relative coperture e falde ofiolitiche a prevalenti calcescisti e minori serpentiniti e metabasiti. Successivamente si incontra il basamento polimetamorfico austroalpino, costituito da paragneiss spesso con pegmatiti ed intercalazioni di anfiboliti, metagabbri e marmi antichi. Quest'ultima unità presenta intrusioni di granitoidi post-orogenici di età Oligocenica quali il plutone di Rensen, Ike Vedrette di Ries e la Lamella Tonalitica. Quest'ultima si presenta di forma stretta ed allungata e si è intrusa lungo la linea della Pusteria che separa il prisma orogenico con le sue unità austroalpine dal Sud-alpino, qui rappresentato dal granito di Bressanone. Questa intrusione risulta particolarmente importante per il nostro lavoro poiché testimonia come l'intero sistema di faglie del lineamento Periadriatico, sia stato una via di risalita di magmi mantellici in una fase magmatica post-collisionale. Nella porzione più meridionale il tracciato attraversa infine le rocce del Granito di Bressanone, appartenente al basamento sudalpino.

2. Analisi microstrutturale

2.1 Introduzione

Il campionamento per le analisi microstrutturali e le datazioni termocronologiche su apatiti è stato effettuato durante lo scavo del tunnel esplorativo della Galleria di Base del Brennero. I campioni sono stati siglati e numerati seguendo una progressiva in chilometri (tabella 1). I campioni da PK1 a PK4 si trovano all'interno del Granito di Bressanone, mentre PK5, PK6 e PK7 fanno parte della Lamella Tonalitica. Queste due unità sono messe in contatto attraverso la faglia della Pusteria (figura 2.1 e 2.2).

Campione	Progressiva	Data
PK1	10 + 990	07/02/2012
PK2	11 + 020	13/02/2012
PK3	11 + 082	01/03/2012
PK4	11 + 109	29/03/2012
PK5	11 + 140	07/08/2012
PK6	11 + 173	23/05/2012
PK7	11 + 201	30/05/2012

Tabella 1. Sigle dei campioni con la relativa progressiva.

2.2 Descrizione delle sezioni sottili

L'osservazione delle sezioni sottili dei sette campioni analizzati ha evidenziato un progressivo aumento della deformazione a partire dal campione PK1 fino a PK7. In generale si è potuto dedurre che i campioni all'interno del Granito di Bressanone, più precisamente PK1 e PK2, sono indeformati o minimamente deformati, e procedendo verso la faglia della Pusteria, nel campione PK4, la deformazione aumenta. All'interno della Lamella Tonalitica sempre interessata da foliazione duttile e *Grain Boundary Migration* del quarzo, sono anche ben evidenti livelli da protocataclastici a cataclastici, fino a ultracataclastici in PK7, sintomo di una deformazione fragile spinta (figura 2.3).

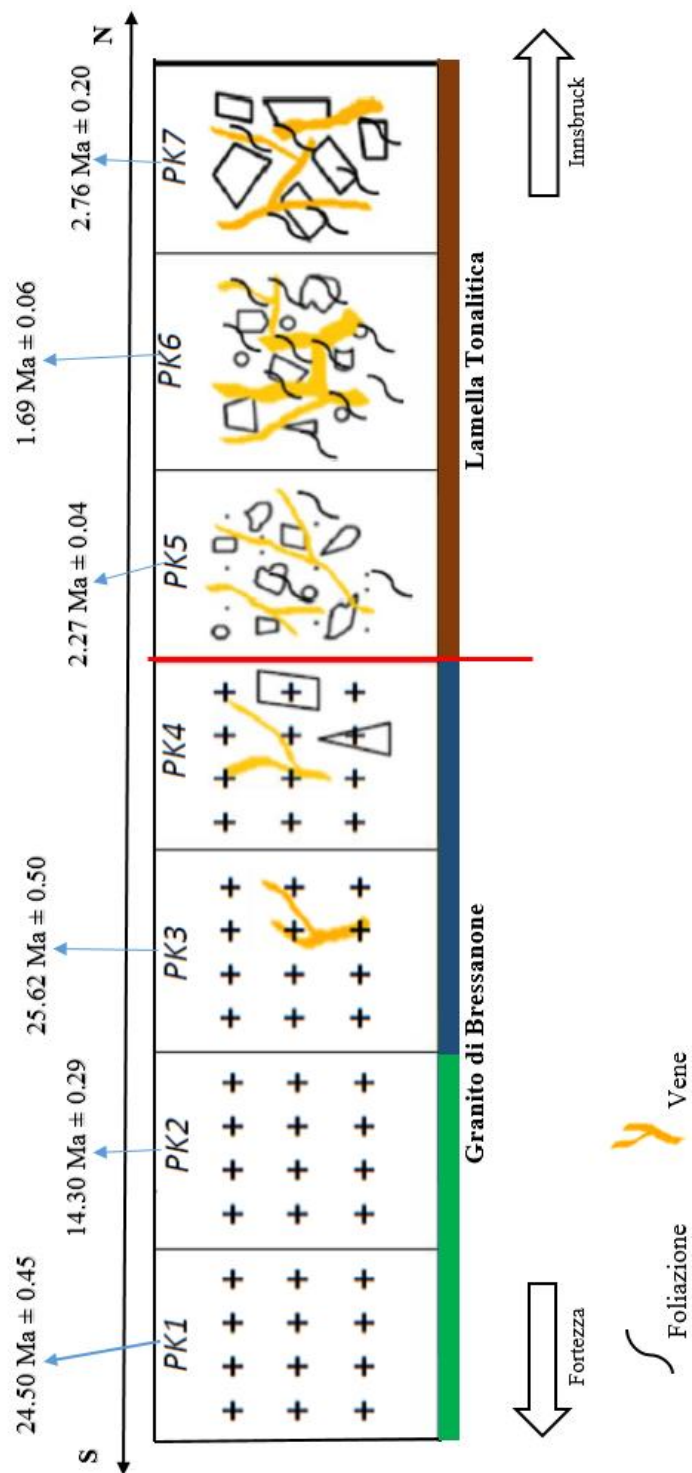


Figura 2.3. ■ Roccia non deformata con feldspato potassico debolmente alterato; ■ Roccia più alterata con un discreto numero di fratture e vene che crescono nel campione di granito più prossimo alla Lamella Tonalitica, dove si vedono livelli cataclastici ; ■ Roccia fortemente deformata con crescente numero di fratture, presenza di strutture di flusso cataclastico, presenza di vene a zeolite e foliazione da spinta fino a milonitica. Nello schema sono riportate inoltre le età dei campioni, in milioni di anni, risultanti dalle datazioni (U-Th)/He su apatite.

Nel primo campione (**PK1**) la deformazione non è ancora evidente in modo significativo e i cristalli sono generalmente indeformati. Solo alcuni cristalli presentano un inizio di trasformazione in clorite.

Nel secondo campione (**PK2**), simile a PK1, si nota la biotite lievemente alterata di colore verde, a luce parallela, e con colori di alterazione tendenti ad un blu tenue a nicols incrociati; questo sta ad indicare un inizio di cloritizzazione del minerale. Il feldspato potassico, presente in questo campione in grani piuttosto grossi, presenta una visibile alterazione a sericite e caolino. Il quarzo compare quasi totalmente inalterato e indeformato.

Osservando poi la sezione sottile **PK3** si notano cristalli di biotite, deformati e allotriomorfi, con un'alterazione a clorite sempre più spinta. Si nota inoltre come il quarzo, a nicols incrociati, presenti una lieve estinzione ondulata, sintomo di deformazione della roccia.

Procediamo con l'osservazione della sezione sottile di **PK4**: è una roccia da protoclastica a cataclastica con i clasti di quarzo e feldspato, situata in posizione più prossimale alla faglia. Il feldspato potassico è chiaramente molto alterato (caolinitizzato). Sono presenti inoltre parecchia clorite ed epidoto a testimoniare circolazione di fluidi ed un'alterazione sempre più spinta man mano che ci si avvicina alla faglia. Si trovano inoltre alcune fratture riempite a clorite, livelli a ossidi e sporadiche vene ad epidoto e zeolite.

PK5 è una roccia cataclastica con una tessitura molto più minuta rispetto ai campioni precedenti. Il quarzo presenta una forte ricristallizzazione dinamica, derivata da deformazione duttile, chiamata *Grain Boundary Migration* (GBM) (figura 2.4). Il feldspato potassico mostra una caolinitizzazione sempre più marcata. La biotite, qui fortemente cloritizzata, è sempre più rara. La comparsa dell'orneblenda in questo campione è di importanza fondamentale per testimoniare l'ingresso all'interno della Lamella Tonalitica: si notano cristalli di rilievo medio e pleocroismo che varia da giallo a verde.

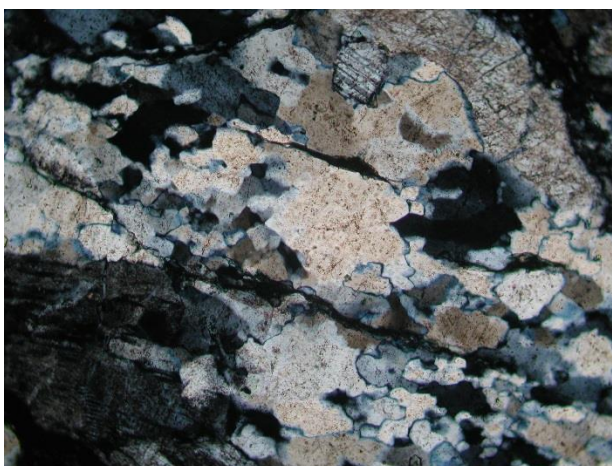


Figura 2.4. *Grain Boundary Migration* del quarzo evidente nel campione PK7 (ingr. 10X, nicols incrociati).

In **PK6** si osserva una struttura molto foliata, fino a milonitica, con la presenza di vene a zeoliti notevoli (figura 2.5), carattere spesso distintivo all'interno della Lamella Tonalitica. L'orneblenda è uno dei minerali fondamentali, ben riconoscibile dai colori d'interferenza massimi sul blu/viola. I cristalli di biotite sono molto deformati e cloritizzati. Anche qui è presente *Grain Boundary Migration* del quarzo. Diversamente dagli altri campioni, in questo compaiono grossi clasti di granato, piuttosto fratturati (figura 2.6).



Figura 2.5. Vena a zeoliti nel campione PK6 (ingr. 10X, nicols incrociati)

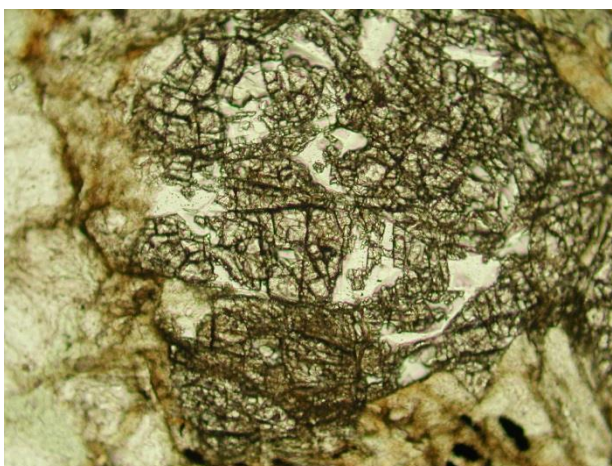


Figura 2.6. Cristallo di granato molto fratturato nel campione PK6 (ingr. 10X, nicols paralleli)

L'ultimo campione della nostra progressiva, **PK7**, consiste in una cataclasite ricca di clasti angolosi ed ha una granulometria molto minuta. E' possibile osservare anche un livello di ultracataclasite (figura 2.7), testimone del flusso cataclastico avvenuto lungo la foliazione. E' presente feldspato potassico notevolmente deformato. Il quarzo continua a mostrare microstrutture tipo GBM.

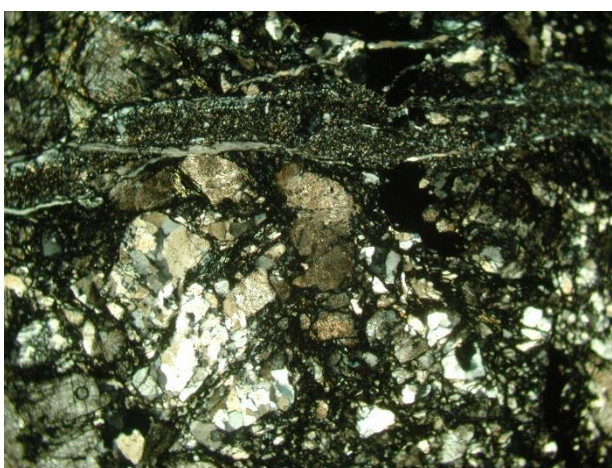


Figura 2.7. Livello di ultracataclasite in cataclasite nel campione PK7 (ingr. 4X, nicols incrociati)

In conclusione quindi all'interno della Lamella Tonalitica sono presenti strutture generatesi in condizione di deformazione duttile, come la ricristallizzazione dinamica del quarzo (GBM), ma anche processi generati in condizione di deformazione fragile con livelli cataclastici che si sviluppano parallelamente alla

foliazione. Questi livelli, costituiti da clasti con forma angolosa all'interno di una matrice più fine, sono intersecati da vene a prevalenti zeoliti che tagliano la struttura principale e testimoniano intensa circolazione di fluidi.

3. Metodo di analisi termocronologica (U-Th)/He su apatite

3.1 Introduzione

Le datazioni termocronologiche sono basate sul decadimento radioattivo. I nuclei degli atomi si possono trovare in stati quantizzati eccitati e instabili; il decadimento radioattivo consiste in un insieme di processi tramite i quali gli atomi instabili (nuclidi) raggiungono uno stato di stabilità emettendo energia e particelle subatomiche. Quest'ultime possono consistere in raggi gamma, raggi alfa, raggi beta o neutroni. Il decadimento inoltre avviene ad una velocità che dipende solo dalla caratteristica o dallo stato energetico del nucleo in questione. E' impossibile prevedere quando un nucleo decadrà, ma si può prevedere la probabilità che il decadimento avvenga tramite l'equazione: $dN/dt = -\lambda N$, con λ =costante di decadimento e N =numero di nuclidi; posso quindi ricavare il tasso di decadimento di N nuclidi in un tempo dt . Il principio basilare su cui si fonda la termocronologia è che, all'interno di un dato minerale contenuto in un ammasso roccioso, viene trattenuto il prodotto del decadimento radioattivo degli isotopi contenuti in esso. Tale ritenzione avviene solo al di sotto di una determinata temperatura, detta temperatura di chiusura (T_c), alla quale la diffusione degli isotopi approssima a zero (è caratteristica dell'elemento e del minerale).

3.2 Termocronometria (U-Th)/He

La termocronometria (o termocronologia) è la disciplina che ricostruisce la storia termica di una roccia usando diverse tecniche di datazione radioisotopica. In questo lavoro è stato utilizzato il termocronometro (U-Th)/He su apatite, basato sul decadimento α di Uranio e Torio. Questi elementi, pesanti e instabili, decadono producendo nuclei di He stabili (particelle α), costituiti da due protoni e due neutroni. Il decadimento α di Uranio e Torio ed il relativo accumulo di Elio è stato uno dei primi metodi usati in geocronologia per la datazione delle rocce (Rutherford, 1905; Strutt, 1905), ma si è cominciato ad utilizzarlo come strumento

di routine solo negli ultimi anni. Le datazioni con (U-Th)/He si svolgono su minerali accessori in cui U e Th risultano essere presenti con concentrazioni superiori a pochi ppm. Questa scarsa abbondanza è comunque in una certa misura controbilanciata dalla velocità di produzione effettiva di He. Bisogna poi tenere presente che mentre i gas nobili hanno in generale un limite di rilevabilità molto basso, le misurazioni di quantità anche minime di ^4He sono piuttosto semplici. Inoltre la concentrazione di He nell'atmosfera è piuttosto bassa, intorno a 1 ppm, e le età dell'He non richiedono quindi correzioni per la parte atmosferica. Le datazioni si fanno principalmente su apatite [$\text{Ca}_5(\text{PO}_4)_3(\text{F}, \text{Cl}, \text{OH})$], minerale molto diffuso in qualsiasi ambiente geologico. Le apatiti contengono generalmente da 2 a 20 ppm di U, ma può arrivare a concentrazioni nettamente superiori. L'interesse per questo minerale in particolare è dovuto alla sua ubiquità, al suo contenuto piuttosto elevato di Uranio e Torio e al relativo buon grado di conoscenza che abbiamo a proposito delle relazioni tra diffusione dell'He e temperatura. A questo proposito, bisogna ricordare che l'accumulo di Elio si crea solamente al di sotto dei 70-75°C (Ehlers, Farley, 2003). Tale temperatura è sensibilmente più bassa delle temperature di chiusura di qualsiasi altro sistema termocronometrico, ed è quindi la più sensibile al monitoraggio dei sollevamenti che avvengono sulla superficie terrestre, documentando gli ultimi stadi del raffreddamento della parte più superficiale della crosta. Una complicazione deriva dall'alta energia cinetica impartita alle particelle α durante il decadimento: esse vengono dislocate di diversi micron attraverso il minerale ospitante e in tal modo si genera una separazione spaziale tra atomi padri e figli. Nel caso in cui i minerali abbiano dimensioni circa uguali alla lunghezza dell'eiezione dell'elio, una buona parte di questo può perdersi all'esterno del minerale. Solitamente è la parte più esterna del minerale, con uno spessore di circa 20 μm , ad essere interessata da questo fenomeno. Per ridurre questo problema è necessario fare una stima della quantità di Elio eiettata e procedere ad una correzione dell'età osservata (figura 3.1).

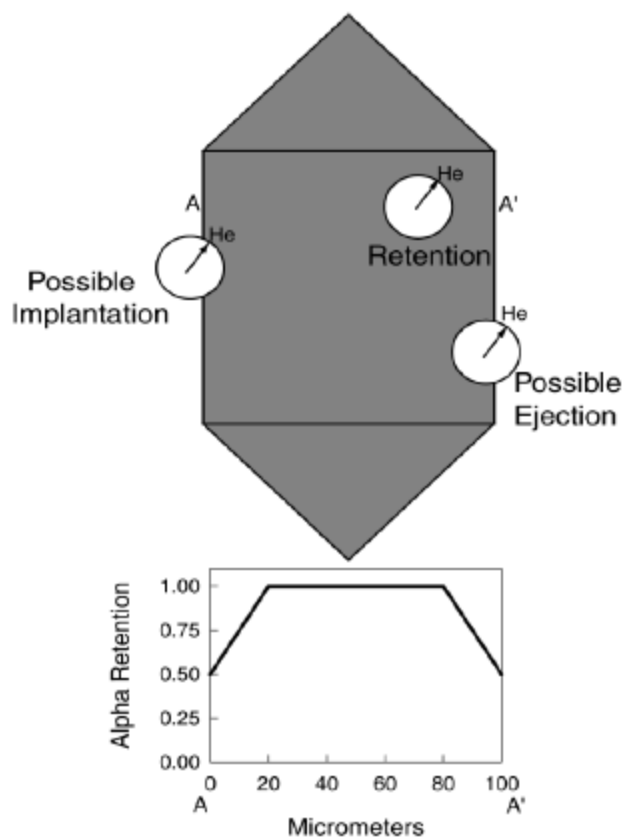


Figura 3.1 Mostra le tre possibilità di dislocazione di particelle alfa all'interno di un teorico cristallo di apatite: ritenuta, possibile espulsione e possibile fissaggio delle particelle. Il centro del cerchio bianco indica il sito dove stanno i nuclidi padri di U e Th, mentre il contorno è il luogo dei punti dove le particelle alfa potrebbero stare; la freccia indica una possibile traiettoria. Il diagramma sotto mostra schematicamente come la ritenuta di particelle alfa cambi dal margine al centro e poi di nuovo al margine del cristallo lungo la sezione A-A'. (Farley, 2002).

Il rapporto superficie-volume del cristallo è il fattore determinante per l'eiezione di particelle α e per questo motivo è pratica comune quella di misurare le dimensioni fisiche del cristallo da datare.

3.3 Preparazione dei campioni

Per poter effettuare la termocronometria (U-Th)/He su apatiti abbiamo dovuto seguire un preciso procedimento di preparazione dei sette campioni di partenza che erano stati prelevati dal corridoio BBT. Per prima cosa abbiamo rotto grossolanamente i campioni di roccia con una mazzetta fino ad ottenere pezzi della

grandezza di alcuni centimetri, in modo che potessero essere inseriti nel *mulino a ganasce*, macchinario necessario per una prima frantumazione grezza. Abbiamo in seguito setacciato il materiale ottenuto attraverso un *vaglio a 250 μm* e messo poi nella *tavola a scosse ad acqua* (figura 3.2), la quale separa i grani più pesanti da quelli più leggeri: la miscela viene messa in un imbuto e fatta cadere gradualmente nella tavola vibrante con una frequenza regolata dall'operatore; al tempo stesso una pellicola d'acqua fuoriesce da alcune bocchette seguendo l'inclinazione della tavola e si raccoglie poi nei filtri. I minerali con un peso specifico maggiore, resistendo meglio al trascinarsi dell'acqua, avranno una traiettoria diversa da quelli a peso specifico minore e la raccolta avverrà così in filtri separati.



Figura 3.2. Tavola a scosse ad acqua.

Abbiamo poi essiccato le miscele in forno a 60°C . Successivamente la parte secca più pesante è stata posta nel *separatore magnetico (Frantz)* (figura 3.3), che permette di separare con molta cura minerali a diversa sensibilità magnetica: la miscela viene messa in un imbuto e costretta a passare in un canale attraverso un campo magnetico. Poiché il canale è inclinato lateralmente, i minerali sensibili al campo magnetico vengono attratti da questo e seguono il margine anteriore della canaletta mentre gli altri vengono raccolti a parte. La parte di materiale diamagnetico è stata sottoposta ad un'ulteriore separazione per densità tramite *politungstato di sodio* (a densità 2.96 g/cm^3).



Figura 3.3. Separatore magnetico, Frantz.

E' stata quindi raccolta la parte più densa, depositatasi sul fondo, poiché il nostro scopo era quello di ottenere una miscela ricca di cristalli di apatite, aventi una densità media di circa 3.20 g/cm^3 . Il passo successivo è stato quello di selezione (*picking*) e di impacchettamento al microscopio ottico (figura 3.4) di tre cristalli di apatite per ogni campione.



Figura 3.4. Microscopio ottico.

Per poter ottenere risultati attendibili da questo tipo di datazione, le apatiti sono state selezionate dai campioni secondo criteri ben precisi: il cristallo dev'essere euedrale, intatto, senza abrasioni né inclusioni di altri grani o impurità e con dimensioni non inferiori ai 60 μm lungo l'asse più corto (figura 3.5).

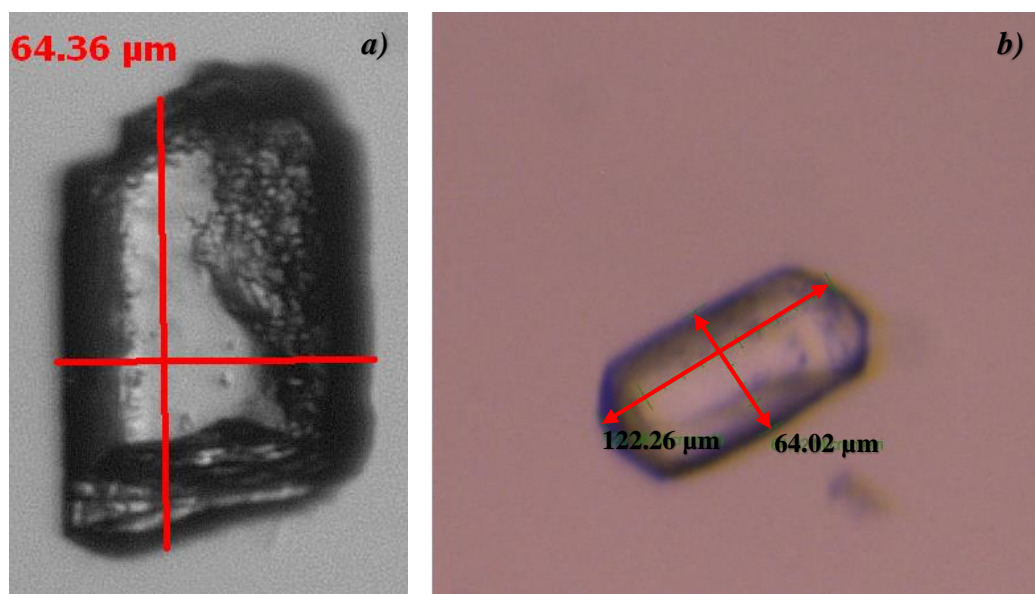


Figura 3.5. a) cristallo di apatite non idoneo alla datazione in quanto troppo abraso e fratturato; b) cristallo di apatite selezionato dal campione PK5, successivamente impacchettato e spedito.

Sul campione di roccia PK4 non si sono potute effettuare datazioni poiché non c'erano apatiti che rispondessero a questi parametri. Successivamente le apatiti selezionate sono state misurate, fotografate e schedate. Si è dunque passati alla fase di impacchettamento (*packing*) delle stesse in tubetti metallici di Nb (figura 3.6), che sono stati poi inviati all'Università dell'Arizona (Tucson, USA) per l'analisi vera e propria.

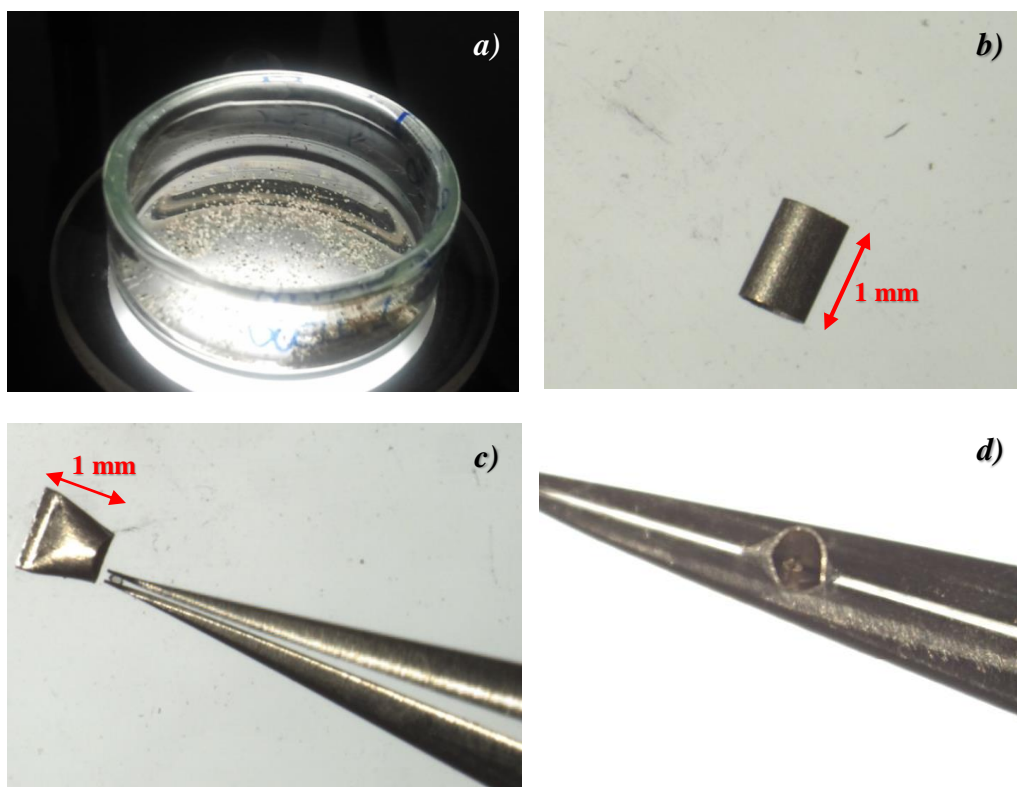


Figura 3.6. a) il preparato finale viene posto in un contenitore in vetro da cui i cristalli di apatite vengono selezionati, fotografati e misurati; b) tubetto metallico di Nb iniziale; c) inserimento del cristallo all'interno del tubetto tramite l'uso di apposite pinzette; d) cristallo di apatite all'interno del pacchetto.

La procedura utilizzata per la misurazione di ^4He , U, Th e Sm è divisa in due fasi: la prima in cui il cristallo viene degassato tramite riscaldamento e viene misurato l' ^4He tramite uno spettrometro di massa; nella seconda fase, dopo la dissoluzione chimica del cristallo, vengono misurati invece U, Th e Sm tramite la “spettrometria di massa a plasma accoppiato induttivamente”.

4. Dati termocronologici

Come già accennato in precedenza la termocronometria (U-Th)/He si basa sulla produzione di nuclei di Elio (particelle α) dal decadimento di Uranio e Torio e in parte minore di Samario (^{147}Sm). L'equazione che definisce la produzione di He in un determinato tempo (t) è:

$${}^4\text{He} = 8^{238}\text{U}(e^{\lambda_{238}t} - 1) + 7^{235}\text{U}(e^{\lambda_{235}t} - 1) + {}^{232}\text{Th}(e^{\lambda_{232}t} - 1) + {}^{147}\text{Sm}(e^{\lambda_{147}t} - 1)$$

dove U, Th, He e Sm rappresentano i quantitativi degli elementi all'interno dei cristalli e λ la costante di decadimento.

Di seguito è riportata la tabella (tabella 2) con i dati più significativi scelti per questo lavoro, che sono risultati dall'analisi delle apatiti selezionate dai campioni e spedite all'Università dell'Arizona. Le prime colonne riportano valori quantitativi del contenuto di Elio, in nanomoli, e di Uranio e Torio, entrambi in nanogrammi, corrispondenti quindi alle quantità totali misurate, e del rapporto Th/U, contenute in ogni singolo cristallo di apatite. Di seguito compare la colonna della *raw date*, relativa al valore dell'età misurata dei campioni, in milioni di anni (Ma), con l'errore di misurazione e percentuale. Le quantità degli isotopi di U e Th, oltre che in nanogrammi, sono riportate anche in ppm (parti per milione). L'eU (effective Uranium) è invece il contenuto di Uranio nel cristallo (calcolato tramite l'equazione $e\text{U} = \text{U} + 0,235\text{Th}$) che tiene conto oltre che di U anche di Th. Questo valore, espresso in ppm, risulta particolarmente importante in quanto entrambi questi isotopi partecipano attivamente all'emissione di particelle α . In generale quando l'eU ha valore maggiore di cinque l'età viene considerata buona: nel nostro caso quindi, essendo questa condizione sempre rispettata, tutte le età ottenute vengono ritenute buone. Infine vengono riportati i fattori di correzione Ft (fai riferimento alla tabella 2) per i quattro isotopi. L'insieme di questi dati ha permesso di arrivare a stimare l'età corretta dei nostri campioni e di calcolarne il relativo errore.

La prima cosa che si nota è l'elevato errore percentuale calcolato sull'età corretta dei tre cristalli di apatite del campione PK7: questo è causato dallo scarsissimo contenuto in Elio. Manteniamo comunque accettabili i risultati, ma affermiamo di essere ai limiti della risoluzione dello strumento. Si può inoltre osservare come l'età

del secondo cristallo di apatite del PK3 (PK3P3), rispetto agli altri due cristalli prelevati dallo stesso campione, sia molto inferiore, ma non essendoci evidenti problemi o elementi utili per scartare questo dato, dobbiamo tenerlo valido.

In generale quindi si può affermare che, sui cristalli di apatite estratti, vengono eseguiti controlli sia di tipo morfologico, riguardanti le dimensioni e la qualità del cristallo stesso, sia di tipo chimico, riguardanti la quantità di eU (dev'essere superiore a cinque) e di He (per il limite strumentale).

Di seguito è riportata una tabella riassuntiva (tabella 3), riportante l'età di ogni cristallo di apatite analizzato ed il relativo errore, per facilitare una visione d'insieme dei dati risultanti.

	Età (Ma)	Errore	Età media	Errore
PK1	19,58	0,98	24,50	0,45
	28,40	0,61		
	19,88	0,93		
PK2	13,09	0,53	14,30	0,29
	14,70	0,51		
	14,92	0,47		
PK3	31,47	0,84	25,62	0,50
	18,31	0,70		
	37,75	1,37		
PK5	6,04	0,25	2,27	0,04
	2,08	0,04		
	3,09	0,13		
PK6	0,86	0,11	1,69	0,06
	2,14	0,12		
	2,01	0,10		
PK7	2,33	0,23	2,76	0,20
	3,75	0,53		
	6,91	0,93		

Tabella 3. Tabella riassuntiva, riportante l'età di ogni singolo cristallo di apatite ed il relativo errore. E' presente anche l'età media (pesata) calcolata e l'errore di ogni campione.

5. Discussione dei dati

Il campionamento per le datazioni termocronologiche su apatiti destinate a questo lavoro è stato effettuato durante lo scavo del tunnel esplorativo della Galleria di Base del Brennero: si tratta quindi di campioni sotterranei. Per una maggiore completezza sono stati affiancati ai nostri dati quelli del lavoro di Giorgio Di Fiore (tesi di dottorato, Università di Bologna) (Tabella 4), in quanto derivanti da campioni superficiali, che pur non trovandosi in corrispondenza dei nostri in galleria (figura 5.1 e 2.1), ci permettono di verificare se vi siano similitudini che ci consentono di stabilire una continuità tra i dataset.

Campione	Latitudine	Longitudine	Quota	Unità Tettonica	Età (U-Th)/He su apatite
S3	46,85417	11,55144	869	Lamella Tonalitica	$4,1 \pm 0,2$
S4	46,83703	11,55204	1900	Granito Bressanone	$14,41 \pm 1,12$
S5	46,81134	11,60109	1700	Granito Bressanone	$16,47 \pm 1,53$

Tabella 4. Datazioni (U-Th)/He su apatite e tracce di fissione su apatite dei campioni superficiali lungo il nuovo tunnel del Brennero (Di Fiore G., tesi).

Considerando le età ottenute tramite le datazioni (U-Th)/He su apatite del lavoro di Di Fiore, notiamo subito una stretta correlazione con i dati da noi raggiunti. Il campione S3, situato nella Lamella Tonalitica, ha un'età ($4,1 \pm 0,2$ Ma) di molto inferiore rispetto a quelle dei campioni appartenenti al Granito di Bressanone (da 11,53 a 16,47 Ma).

Nell'insieme i dati mostrano quindi che l'esumazione di questo settore delle Alpi attraverso l'isoterma di 70° è avvenuta nel Miocene.

Le età dei campioni analizzati in questo lavoro non sono esattamente uguali a quelle delle analisi di Di Fiore, trovandosi i campioni a quote diverse: i primi sono sotterranei, mentre i secondi superficiali. Questo comporta un'età risultante diversa poiché i campioni di superficie dovrebbero essersi raffreddati prima, essendo esumati prima, rispetto a quelli sotterranei. Ciò è ben evidenziato per i campioni appartenenti alla Lamella Tonalitica, ma meno per quelli prelevati all'interno del granito di Bressanone, poiché questi ultimi non si trovano nella medesima verticale e sono separati da evidenti faglie. Esse

provocano infatti un'esumazione differenziale dei blocchi che mettono a contatto. Nonostante ciò le nostre analisi hanno comunque registrato la stessa discrepanza generale individuata sui campioni di superficie: le rocce all'interno della Lamella Tonalitica (PK5, PK6, PK7) hanno infatti un'età notevolmente inferiore rispetto a quelle nel Granito di Bressanone.

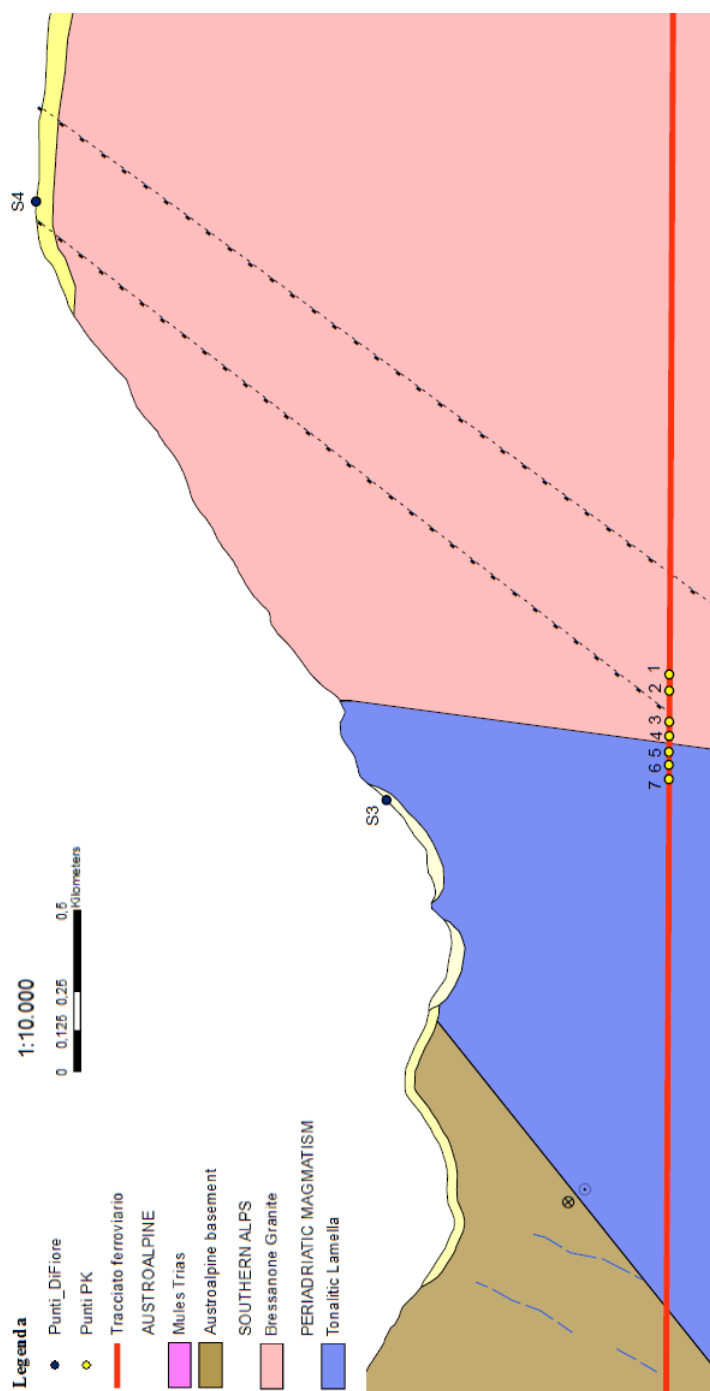


Figura 5.1. Profilo longitudinale dell'area di interesse, in cui sono riportati i sette campioni prelevati in galleria (PK) e due campioni, prelevati in superficie (S), del lavoro di Di Fiore.

6. Conclusioni

Dall'analisi microstrutturale in sezione sottile, i campioni appartenenti al Granito di Bressanone appaiono progressivamente sempre più alterati man mano che ci si avvicina alla Linea della Pusteria. Le rocce all'interno della Lamella Tonalitica presentano invece una marcata deformazione e una foliazione milonitica ben evidente, oltre ad un cataclasi e veining piuttosto spinti. Nel campione più prossimale alla faglia (PK5) cresce il numero di livelli cataclastici e al microscopio risulta essere il punto d'ingresso nella Lamella Tonalitica.

Dalla lettura dei dati prodotti dall'analisi termocronologica (U-Th)/He su apatiti si nota subito come il range di età ottenuto sia piuttosto ampio (da 2 a 37 Ma) con età molto diverse tra le due unità prese in considerazione. Essendo il gradiente geotermico medio pari a $25^{\circ}\text{C}/\text{Km}$ e la temperatura di chiusura dell'apatite di 70°C e in base alla temperatura attuale alla profondità dove sono stati prelevati i campioni (25°C a 700 m) sarebbe necessario un sollevamento del blocco della Lamella Tonalitica di circa 2 Km in 2 milioni di anni per giustificare le età termocronometriche ottenute (ca. 2Ma). Poiché siamo a conoscenza della quota a cui sono state campionate le rocce in superficie (1500 m) e in galleria (700 m), possiamo calcolare la velocità di esumazione del Granito di Bressanone, che risulta essere di 2 Km in 20 milioni di anni (età in sotterraneo ca. 24 Ma). Tra le due unità vi è quindi un sostanziale salto d'età che implicherebbe, assumendo un gradiente geotermico costante, una consistente differenza nella velocità di esumazione. Possiamo dare due diverse interpretazioni a questi risultati: un sollevamento tettonico, nel tardo Miocene-Pliocene, della Lamella Tonalitica rispetto al Granito di Bressanone oppure una circolazione di fluidi caldi all'interno della zona di faglia della Pusteria. La prima ipotesi è da scartare poiché studi geologico-strutturali recenti nell'area (Bistacchi et al. 2010) hanno indicato un sollevamento tettonico relativo (Lamella vs Granito di Bressanone) di circa 1000 metri in 7 milioni di anni quindi incompatibile con le velocità di esumazione necessarie per giustificare le età termocronometriche della Lamella Tonalitica. La seconda ipotesi invece è più attendibile come possibile causa delle età più giovani nei campioni di Lamella

analizzati perché si spiegano con un reset del sistema Elio, provocato dai fluidi caldi, il cui passaggio è stato possibile grazie alle fratturazioni delle rocce. La circolazione di questi fluidi all'interno delle rocce è testimoniata anche dalla presenza di veining, ben evidente nelle sezioni sottili dei campioni di lamella tonalitica analizzati. Alcune vene a zeoliti della zona di faglia, interessate anche in questo lavoro, sono state analizzate più in dettaglio nel lavoro di Piacentini, tramite telerilevamento, analisi al microscopio ottico, diffrazione, SEM (Scanning Electron Microscope) e spettroscopia Raman. Le fasi a zeoliti più tardive, in cui entra in gioco la cabasite, si sono sviluppate a bassa temperatura (tra i 50 e 100°C). Queste hanno quindi lo stesso campo di stabilità delle apatiti sulle quali sono state fatte le datazioni (U-Th)/He.

Bibliografia

Andreucci, B., Thermochronology of the Polish and Ukrainian Carpathians, PhD thesis University of Padua, 19-28

Bistacchi A., Dal Piaz G.V., Dal Piaz G., Martinotti G., Massironi M., Monopoli B., Schiavo A. (2003) Carta geologica e note illustrative del transetto Val di Vizzè-Fortezza (Alpi Orientali), Memorie di Sci. Geol. 169-173

Bistacchi A., Massironi M. (2001) Introduzione alla tettonica fragile neoalpina e sua influenza sull'instabilità dei versanti, JSG 9-25

Bosellini A. (2005) Storia geologica d'Italia, gli ultimi 200 milioni di anni. Zanichelli editore, 80-93

Dal Piaz G.V., Bistacchi A., Massironi M. (2003) Geological outline of the Alps, Episodes, 175-176

Ehlers T.A., Farley K.A. (2003) Apatite (U-Th)/He thermochronometry: methods and applications to problems in tectonic and surface processes, 1-6

Passchier C.W., Trouw R.A.J. (2005) Microtectonics. Springer-Verlag Berlin Heidelberg, 26

Piacentini G., Vene a zeoliti in zona di faglia: i casi delle linee Merano-Mules e Pusteria (Alto Adige), tesi di laurea magistrale Università degli studi di Padova (AA 2012/2013)

White W.M. (2009) Geochemistry. Wiley-Blackwell, 323, 327,351