



Università degli Studi di Cagliari
Facoltà di Scienze MM. FF. NN.

DOTTORATO DI RICERCA

Scienze della Terra

Ciclo XXVI

Settore scientifico disciplinare di afferenza GEO/07

Metamorfismo varisico dell'Unità tettonica del Monte Grighini,
Sardegna centrale.

Presentata da:

Spano Maria Elena

Coordinatore Dottorato

Prof. Franceschelli Marcello

Tutor/Relatore

Prof. Franceschelli Marcello

Esame finale anno accademico 2012 – 2013

Sommario

ABSTRACT	1
RIASSUNTO	3
INTRODUZIONE.....	7
1 – IL BASAMENTO PALEOZOICO DELLA SARDEGNA.....	9
1.1 – Zona esterna	10
1.2 – Zona a falde	10
1.3 - Zona assiale	11
1.4 – Magmatismo varisico.....	12
1.5 – Evoluzione tettono-metamorfica varisica del basamento sardo	14
2 - MODELLI GEODINAMICI	19
2.1 – Il modello geodinamico della “Zona di Sutura”	19
2.2 - Il modello geodinamico di Rossi et al. (2009)	21
2.3 – Il modello geodinamico del “prisma di accrezione”	23
2.4 – Il modello dei terreni peri-gondwaniani.....	24
3 - L’UNITÁ DEL MONTE GRIGHINI	31
3.1 – Studi precedenti.....	33
3.2 – La Carta Geologica del Monte Grighini.....	35
3.3 – Stratigrafia del Complesso del Monte Grighini	36
3.4 – Le formazioni terziarie	55
3.5 – Elementi strutturali.....	56
4 - ANALISI MINERALOGICO-PETROGRAFICHE	63
4.1- La Formazione di Truzzulla	63
4.2 - La Formazione di Toccori.....	65
4.3 – Il granito milonitico.....	77
Associazione mineralogica di alcuni campioni della Formazione di Truzzulla	80
Associazione mineralogica di alcuni campioni del complesso intrusivo	80
Associazione mineralogica di alcuni campioni della Formazione di Toccori.....	81
5- ZONEOGRAFIA METAMORFICA	83
5. 1 - La zoneografia metamorfica: studi precedenti	83
5.2 - Distribuzione del granato, staurolite, andalusite e sillimanite nell’Unità del Monte Grighini	84
5.3 – La nuova zoneografia metamorfica	87
6 - ANALISI CHIMICHE DEI MINERALI	91
6.1 – La Formazione di Truzzulla	92

6.2 - La Formazione di Toccori	97
6.3 - Il granito milonitico	113
7 - ANALISI GEOCHIMICHE	125
7.1 – Formazione di Truzzulla	125
7.2 – Formazione di Toccori	131
8 - DATAZIONI RADIOMETRICHE	135
8.1 – Tecniche analitiche.....	135
8.2 – Risultati.....	135
8.3 – Discussione.....	142
9 - MODELLIZZAZIONE TERMODINAMICA	145
9.1 - Il software Perple_X.....	146
9.2 – Modellizzazione termodinamica dei campioni dell’Unità del Monte Grighini	148
9.3 – Ricostruzione del P-T path dei campioni G49, G53, G57 e BD6.....	168
9.4 – Ricostruzione delle condizioni P-T dei graniti	176
10 - IL COMPLESSO DEL MONTE GRIGHINI NEL CONTESTO GEODINAMICO DELLA CATENA VARISICA SARDA.....	185
10.1 – Il P-T path dell’Unità del Monte Grighini	185
10.2 – Evoluzione tettono-metamorfica del Monte Grighini	188
CONCLUSIONI.....	193
Ringraziamenti	197
BIBLIOGRAFIA.....	199

ABSTRACT

Monte Grighini Complex (central Sardinia) consists, from the bottom to the the top of Monte Grighini Unit, Castello Medusa Unit and Gerrei Unit. Monte Grighini Unit is characterized by medium grade metamorphism evidenced by mineral such garnet, staurolite, andalusite and sillimanite, and by the presence of a syn-kinematic late-Variscan intrusive complex related to a shear zone marked by ultramylonites and cataclasites.

Geological map in scale 1:25000 of the Monte Grighini Complex has been done by combining geopetrographical data with previous geological and structural data (Musumeci et al., under revision). A lito-stratigraphic column has also been done. That column shows relations between the two formations of the Monte Grighini Unit (from bottom to the top): Truzzulla Formation that consist of metavolcanics, metarkoses and metasandstones, and Toccori Formation formed by quartzites, micaschists, paragneiss, phyllites, graphitic phyllites and marbles.

Monte Grighini Unit has been interested by four deformation phases. The phase D_1 is characterized by the blastesis of biotite and potassic white mica; this phase is almost transposed by the D_2 deformational phase. The phase D_2 is the main foliation both at the outcrop and micro-scale and it is characterized by folds, foliation and blastesis of garnet, staurolite, biotite, potassic white mica, andalusite, sillimanite and cordierite. The phase D_3 produces F_3 macroscale folds. The D_4 deformation phase is related to the development of the shear zone resulting in ultramylonites and cataclasites.

Zircon U/Pb analyses in metavolcanics and metasandstones samples yield 447 ± 4 Ma (Katian – Upper Ordovician) and $419 \pm 5 - 450$ Ma (Middle Ordovician) respectively. This indicates that the Ordovician calc-alkaline volcanism went on until Upper Ordovician.

Micro-structural, minero-petrographic and chemical data has been done in micaschists and phyllites of Toccori Formation and metamorphic zoneography has changed. Three zones have been set: garnet zone, andalusite and staurolite zone and sillimanite zone. Biotite zone were removed and andalusite zone and staurolite zone were merged.

Mineralogical, structural and minero-chemical analyses shown that garnet of Toccori has compositional zoning in fact, almandine and pirope increasing and grossular and spessartin decrease, from the core to the rim (mineral association: $Grt + Wmca + Bt + Qtz \pm St \pm And$). A rare heuedral garnet without compositional zoning was observed in hornfels closed to the intrusive complex.

Pseudosections of garnet and staurolite micaschists, garnet and sillimanite hornfels of Toccori Formation and leucogranite were calculated.

P-T path of micaschists were done through garnet zoning yielding $P = 6.5 - 9.5$ kbar and $T = 450 - 540^\circ\text{C}$ for garnet core and $P = 3-5.8$ kbar e $T = 510-580^\circ\text{C}$ for garnet rim.

The P-T path obtained starts with the baric peak ($P = 6.5 - 9.5$ kbar) and continues its path to the thermal peak ($T = 510 - 580^\circ\text{C}$). A retrograde path is showing by chlorite and ilmenite growing.

Thermodynamic modeling in garnet and sillimanite hornfels gave $P = 3.5 - 4.5$ kbar and $T = 510 - 575^\circ\text{C}$ on the basis of garnet composition; these pressure and temperature are compatible to the condition of that obtained modeling garnet rim in zoned garnet.

The emplacement of granitic intrusion conditions has been obtained by the intersection of the solidus curve and silica content in magmatic potassic white mica getting pressures between 4.2 and 5.5 kbar which corresponds to 16-21 km depth. These pressures of emplacement are consistent with those of the thermal peak of micaschists.

A model of Monte Grighini Complex has been done. In the first stage the crustal thickening occurs with development of polyphasic foliations (phases D_1 and earlier- D_2) under green-schists and amphibolitic facies. During the second stage deformational phase D_2 occurs with forming minerals such as biotite, garnet, staurolite, etc in the Monte Grighini Unit. During this stage an incipient shear zone and an early stage granite emplacement occur. In the third stage granites finish its emplacement with a strong developing of shear zone resulting in mylonites and ultramylonites. In the fourth stage the brittle deformation finish. Detachment structure marked by cataclasites occurs.

RIASSUNTO

Il Complesso del Monte Grighini è localizzato nella Sardegna centrale ed è costituito dalle unità (dalla più profonda alla più superficiale) del Monte Grighini, di Castello Medusa del Gerrei. L'Unità del Monte Grighini è caratterizzata da un metamorfismo di medio grado testimoniato dalla presenza di minerali quali granato, staurolite, andalusite e sillimanite, e dalla presenza di un granito tardo-varisico che ha prodotto una vasta zona di *shear* marcata da ultramiloniti e cataclasi.

Studi geo-petrografici integranti studi geologico-strutturali, hanno permesso la realizzazione della carta geologica del Complesso del Monte Grighini in scala 1:25000 (Musumeci et al., in revisione) e la realizzazione della colonna litostratigrafica. Sono state distinte due formazioni che dal basso verso l'alto sono: Formazione di Truzzulla, costituita da metavulcaniti, metarose e metarenarie e Formazione di Toccori formata da quarziti, micascisti, filladi carboniose e marmi. Le fasi deformative che hanno interessato l'Unità del Monte Grighini sono riconducibili a quattro: la fase deformativa D_1 con blastesi di biotite e muscovite osservabile solamente in rari microlithons; la fase D_2 produce pieghe F_2 scistosità S_2 ed è la fase deformativa predominante sia alla scala dell'affioramento sia alla microscala. Durante questa fase si formano minerali quali granato, staurolite, biotite, muscovite, andalusite e sillimanite; la fase D_3 produce soprattutto pieghe F_3 osservabili maggiormente alla macroscala e una scistosità S_3 piuttosto blanda; la fase D_4 è infine correlata allo sviluppo della zona di *shear* e, con un regime deformativo essenzialmente di tipo fragile produce ultramiloniti e cataclasi. Studi geochimici mostrano la natura calcocalina delle metavulcaniti e le datazioni radiometriche U/Pb su zircone hanno dato un'età di 447 ± 4 Ma (Katiano, Ordoviciano superiore) testimoniando un prolungamento del vulcanismo calcocalino dell'Ordoviciano medio.

Nella Formazione di Toccori sono stati effettuati studi microstrutturali, mineralogico-petrografici, chimici e minero-chimici che hanno portato alla rivisitazione della zoneografia metamorfica in tre zone parallele all'intrusione granitica: zona a granato, zona ad andalusite e staurolite e zona a sillimanite. Rispetto alla zoneografia esistente in letteratura è stata eliminata la zona a biotite e la zona a staurolite mentre la zona ad andalusite sono state accorpate.

Analisi mineralogico-strutturali e minero-chimiche hanno evidenziato la zonazione composizionale del granato (in associazione mineralogica con: $Ms + Bt + Qtz \pm St \pm And$) caratterizzato da un aumento di ferro e magnesio ed una diminuzione di calcio e manganese dal cuore verso il bordo del cristallo; in prossimità dell'intrusione granitica il granato è euedrale con una lieve zonazione composizionale nel bordo più esterno (in associazione mineralogica con: $Ms + Bt + Qtz + Sil$).

Attraverso l'utilizzo delle pseudosezioni e dei dati minero-chimici sono stati ricostruiti i percorsi P-T dei micascisti dell'Unità Monte Grighini e le pressioni di messa in posto dell'intrusione granitica.

Lo studio della zonazione composizionale del granato e la formazione di minerali sin-cinematici, nei campioni di micascisti della Formazione di Toccori, hanno permesso di ricostruire il P-T path. Per il cuore del granato sono state ottenute condizioni di $P = 6.5 - 9.5$ kbar e $T = 450 - 540^\circ\text{C}$ e per il bordo $P = 3 - 5.8$ kbar e $T = 510 - 580^\circ\text{C}$. Il P-T path ottenuto per i micascisti di tipo orario è caratterizzato da un incremento della temperatura e diminuzione della pressione durante la crescita del granato.

Il picco termico è stato raggiunto alla fine della seconda fase deformativa D_2 .

Il percorso retrogrado al picco termico è documentato dalla formazione di minerali retrogradi come clorite, biotite e ilmenite sui pre-esistenti minerali.

In prossimità dell'intrusione granitica per alcuni campioni a granato e sillimanite, con evidente impronta termometamorfica sono state ottenute pressioni e temperature compatibili con quelle del bordo del granato dei micascisti ($P = 3.5 - 4.5$ kbar e $T = 510 - 575^\circ\text{C}$).

Ciò potrebbe essere dovuto al fatto che l'intrusione granitica si sia messa in posto ad un livello crostale nel quale le condizioni di temperatura delle rocce circostanti non erano significativamente diverse.

Le condizioni di messa in posto dell'intrusione granitica sono state ottenute attraverso l'intersezione della curva di solidus con l'isopleta relativa al contenuto in silice nella mica chiara potassica magmatica ottenendo pressioni comprese tra 4.2 e 5.5 kbar che corrispondono a 16-21 km di profondità. Queste pressioni di messa in posto sono compatibili con quelle relative al picco termico dei micascisti.

E' stato realizzato un modello di evoluzione del complesso del Monte Grighini articolato in quattro fasi. Nel primo stadio (fase di ispessimento crostale) le Unità del Monte Grighini, di Castello Medusa e del Gerrei sono impilate dal basso verso l'alto. Nell'Unità del Monte Grighini, si sviluppa un'intensa foliazione polifasica (fasi deformative D_1 e D_2) in facies scisti verdi e anfibolitica. Durante il secondo stadio si verifica la decompressione (sin- D_2) con blastesi nell'Unità del Monte Grighini di biotite, granato, staurolite, etc. Durante questo stadio inizia a svilupparsi la zona di *shear* con direzione NW-SE. Nello stadio successivo si verifica la messa in posto del complesso granitico determinando un aumento progressivo dello *shear* producendo miloniti ed ultramiloniti. Nell'ultimo stadio termina la deformazione in regime fragile e si producono sui fianchi del complesso delle strutture di scollamento marcate da cataclasi.

INTRODUZIONE

L'Unità del Monte Grighini, è l'unità più profonda dell'edificio a falde (Sardegna centrale; Carmignani et al., 2001 e bibliografia). L'Unità del Monte Ghighini è stata oggetto di studi soprattutto negli anni '80 e '90 (Carmignani e Pertusati, 1977; Cherchi - Tesi di Laurea, 1985; Musumeci - Tesi di Laurea, 1985; Cherchi e Musumeci; 1986; Carosi et al., 1990a; Elter et al., 1990; Del Moro et al., 1991; Musumeci - Tesi Dottorato, 1991a; Musumeci, 1992; Carosi et al., 1992) per la presenza di metamorfiti con grado intermedio (facies anfibolitica) e maggiore, apparentemente discontinuo, rispetto alle altre unità tettoniche sovrastanti la pila delle falde e anomalo rispetto alla distribuzione regionale delle fasce metamorfiche (Carmignani et al., 1982). Inoltre la presenza di un'ampia zona di *shear*, una delle prime descritte in Sardegna, legata all'esumazione di corpi compositi di granitoidi di età tardo-carbonifera (Carmignani et al., 1985; Laurenzi et al., 1991; Carmignani et al., 2001), costituisce anch'essa una caratteristica geologica peculiare nell'ambito della catena varisica della Sardegna centrale.

Secondo Carmignani e Pertusati (1977), l'Unità tettonica del Monte Grighini era costituita da una serie paleozoica di basso grado e da micascisti polimetamorfici di alto grado interpretati come un vecchio zoccolo riferibile all'orogenesi Assintica, intrusi da un ortogneiss. Successivamente questo "ortogneiss" sarà riconosciuto, attraverso analisi petrografiche e datazioni radiometriche, come un granito varisico di età carbonifera (Cherchi, 1985; Musumeci, 1985). L'intrusione granitica, infatti, potrebbe aver contribuito allo sviluppo di fasi mineralogiche legate all'alta temperatura (ad esempio la sillimanite) a causa di un metamorfismo di contatto sovrainposto al precedente metamorfismo di tipo regionale (Musumeci, 1992).

Lo scopo di questa tesi di dottorato di ricerca è lo studio dell'Unità del Monte Grighini con un approccio multidisciplinare: geologico, petrografico-petrologico e geochimico.

Questa ricerca è stata articolata nelle seguenti fasi:

- Acquisizione dati bibliografici;
- Rilevamento geo-petrografico e campionamento volto ad un'integrazione di dati e redazione della carta geologica del Complesso del Monte Grighini;
- Studio mineralogico-petrografico di sezioni sottili e analisi microstrutturali mediante l'utilizzo del microscopio ottico ed elettronico a scansione (SEM) delle diverse litologie campionate;
- Analisi minero-chimiche (EPMA) su campioni selezionati delle varie litologie;
- Analisi chimiche degli elementi maggiori, in tracce e terre rare su campioni di rocce selezionate;
- Ricostruzione della zoneografia metamorfica;
- Analisi radiometriche U/Pb su campioni selezionati di metavulcanite e matarenaria (CNR, Pavia);
- Ricostruzione dell'evoluzione metamorfica e del P-T path mediante modellizzazione termodinamica.

Gli obiettivi di questa ricerca sono il miglioramento delle conoscenze petrografiche dei litotipi e delle sequenze vulcano-sedimentarie affioranti nel Monte Grighini, la definizione dell'età dei protoliti ignei e la ricostruzione della cronologia delle deformazioni, la redazione di una carta geopetrografica che sintetizzi i nuovi dati di terreno e di laboratorio con quelli già esistenti in letteratura.

Inoltre un altro importante obiettivo è la ricostruzione della zonazione del metamorfismo, dell'evoluzione metamorfica e la ricostruzione della traiettoria P-T al fine di inquadrare l'evoluzione tettono-metamorfica del Complesso Monte Grighini nel contesto regionale dell'orogenesi varisca.

1 – IL BASAMENTO PALEOZOICO DELLA SARDEGNA

Il basamento paleozoico della Sardegna è un segmento della catena varisca sud-europea che ha avuto la principale impronta metamorfica durante l'orogenesi varisca. Questo basamento mostra una zonazione tettono-metamorfica tipica delle catene orogenetiche collisionali con andamento NE-SW (Fig. 1.1). La zonazione tettono-metamorfica è evidenziata dalla presenza di falde con vergenza verso sud-ovest interposte tra il complesso di alto grado metamorfico a nord-est e una zona esterna debolmente metamorfica e deformata che affiora nella parte meridionale dell'isola.

Il basamento della Sardegna è stato suddiviso in quattro zone tettono-metamorfiche caratterizzate da un incremento del grado metamorfico da SW a NE (Carmignani et al., 1994, 2001):

- Zona esterna (Sardegna sud-occidentale);
- Zona delle falde esterne (Sardegna centro-meridionale);
- Zona delle falde interne (Sardegna centro-settentrionale);
- Zona interna o assiale (Sardegna settentrionale).

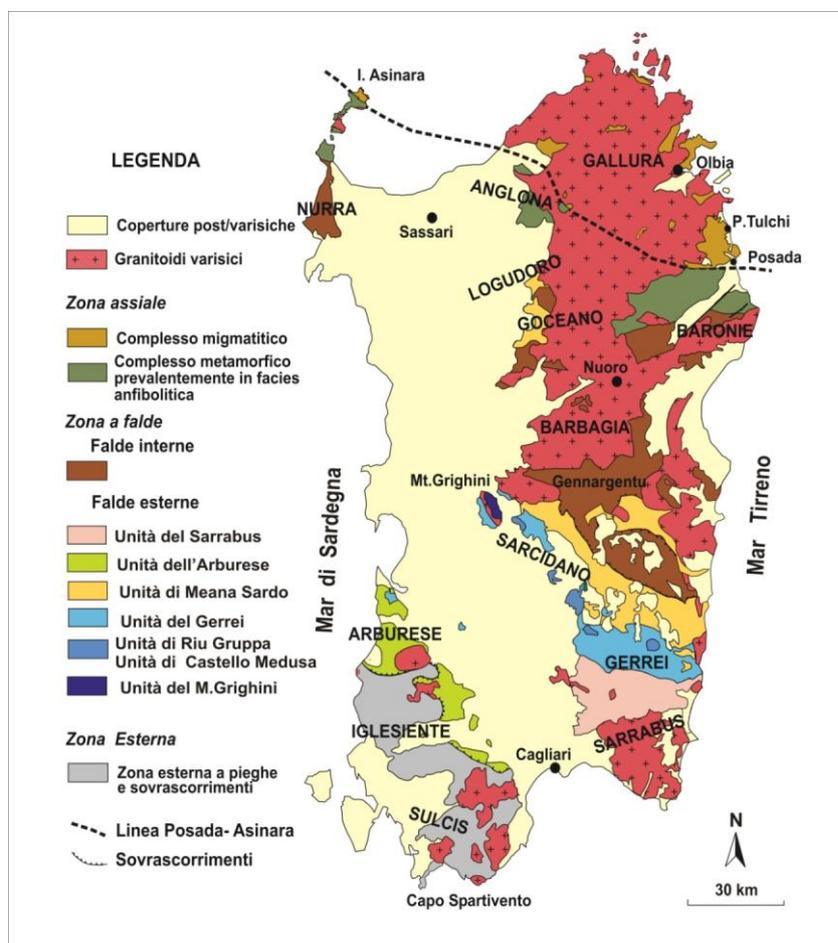


Figura 1.1 – Principali unità tettono-metamorfiche del basamento paleozoico della Sardegna (da Carmignani et al., 2001, modificato).

1.1 – Zona esterna

La zona esterna affiora nella Sardegna sud-occidentale da Capo Spartivento a sud, fino all'Unità dell'Arburese a nord. Le successioni metamorfiche sono costituite dagli ortogneiss di "Monte Filau", dai micascisti di "Monte Settiballas" e dalla Formazione di Bithia che è costituita di metarenarie e argilloscisti datati al Precambriano superiore – Cambriano inferiore (Junker e Schneider, 1983). In continuità troviamo, sopra l'Unità di Bithia (Pavanetto et al., 2012), la successione cambrica che può essere suddivisa in: Gruppo di Nebida, Gruppo di Gonnese e Gruppo di Iglesias (Pillola, 1990). Questa successione è caratterizzata da un metamorfismo varisco di bassissimo e basso grado nel quale è ancora possibile riconoscere le strutture sedimentarie originarie. Al di sopra della Formazione di Cabitza poggia in discordanza angolare un conglomerato poligenico noto come "Puddinga Ordoviciano" Auct. costituita da clasti provenienti dai sottostanti gruppi.

Il basamento metamorfico della Sardegna sud-occidentale, classicamente interpretato come un basamento sostanzialmente autoctono che rappresenta il margine deposizionale del Gondwana (Carmignani et al., 2001) è stato di recente interpretato come formato, almeno in parte, da terreni alloctoni tettonicamente sovrapposti sulla zona esterna della catena. L'Unità di Bithia in particolare, considerata precedentemente come unità metamorfica in facies scisti verdi di età Precambrica, è stata datata a 457.01 ± 0.17 Ma (Ordoviciano superiore) da Pavanetto et al. (2012) ed interpretata dagli stessi autori come appartenente alle litologie della zona a falde.

1.2 – Zona a falde

Le unità tettoniche costituenti la zona a falde affiorano tra la Linea Posada-Asinara a nord e il Sulcis-Iglesiente a sud ed hanno un'età compresa tra il Cambriano ed il Carbonifero Inferiore. La struttura tettonica più importante presente in questa zona è costituita dall'antiforme del Flumendosa. L'antiforme del Flumendosa ha un andamento NW-SE e si estende dal Complesso del Monte Grighini fino alla foce del fiume Flumendosa. A sud di essa affiorano sovrapposte le Unità del Gerrei e del Sarrabus, mentre nel versante settentrionale dell'antiforme affiorano le Unità del Gerrei, di Meana Sardo ed il Complesso Metamorfico di Basso Grado della Barbagia. L'Unità del Monte Grighini, affiorante esclusivamente in corrispondenza nell'omonimo complesso, è l'unità strutturalmente più profonda di tutto l'edificio a falde ricoperta tettonicamente dall'Unità di Castello Medusa.

Nella Sardegna sud-orientale il livello di scollamento delle falde è stato localizzato alla base delle "Arenarie di S.Vito" (Calvino, 1961), nella Sardegna centrale alla base delle "Arenarie di Solanas" (Minzoni, 1975) mentre nel Massiccio del Gennargentu e nell'Arburese il livello di scollamento viene localizzato alla base del cosiddetto Postgotlandiano Auct.

Differenze presenti nelle successioni stratigrafiche e nell'evoluzione strutturale permettono di suddividere la zona a falde in due zone distinte:

- Zona delle falde esterne comprendente Arburese, Sarrabus, Gerrei, Sarcidano e Barbagia.
- Zona delle falde interne che invece include Nurra meridionale, Goceano, Baronie e Gennargentu.

1.2.1 – Zona delle falde esterne

La zona delle falde esterne è caratterizzata principalmente dalla presenza di uno spesso livello di vulcaniti originate da episodi effusivi di età compresa tra l'Ordoviciano inferiore e superiore. La successione sedimentaria comprende litologie come metarose, metarenarie con livelli

conglomeratici, filladi carbonatiche, metasiltiti fossilifere, metacalcari e metavulcaniti basiche, metapeliti carboniose a graptoliti e calcari ad orthoceras del Siluriano, metapeliti e metacalcari nodulari del Devoniano. Le unità tettoniche costituenti la zona delle falde esterne mostrano un metamorfismo crescente dalle unità più superficiali fino a quelle più profonde. Esse sono: Sarrabus, Meana Sardo, Gerrei, Riu Gruppa (unità che localmente prende anche i nomi di Castello di Quirra o Castello Medusa), Monte Grighini.

La migliore esposizione delle falde affiora in corrispondenza dell'antiforme del Flumendosa (Carmignani et al., 1982). Lungo questa antiforme sono presenti diverse finestre tettoniche dove affiorano l'Unità di Riu Gruppa (che cambia nome in base alle località di affioramento) e l'Unità del Monte Grighini, ritenuta la più profonda dell'edificio a falde.

Nella zona delle falde esterne il metamorfismo aumenta di grado dalla zona a clorite in condizioni di facies scisti verdi nelle unità affioranti nella Sardegna centro-meridionale, alla zona a biotite nell'Unità di Castello Medusa, fino alla facies anfibolitica nell'Unità del Monte Grighini.

1.2.2 - Zona delle falde interne

A nord dell'Unità di Meana Sardo si trova il Complesso di Basso Grado Metamorfico della Barbagia che ricade nella zona delle falde interne.

La zona delle falde interne è caratterizzata, a differenza della zona delle falde esterne, da rare o assenti vulcaniti ordoviciane e da facies pelitiche.

Gran parte del Complesso Metamorfico di Basso Grado della Barbagia è costituito da una successione terrigena epimetamorfica (Postgotlandiano) che affiora nel nucleo della sinforme della Barbagia e costituisce parte del Massiccio del Gennargentu.

Alcuni autori (Dessau et al., 1983) sostengono che le falde interne siano costituite da tre unità tettoniche sovrapposte: Unità di Fontana Bona, Unità di Riu Curreboi, Postgotlandiano Auct., le quali corrispondono strutturalmente a megapieghe isoclinali con fianchi rovesci ben preservati.

La successione litologica è costituita da:

metarenarie, quarziti e filladi (Cambriano-Ordoviciano);

complesso metavulcanico correlato con il complesso vulcanico Ordoviciano della zona delle falde esterne;

filladi nere, marmi e calcescisti, correlati con la successione della Sardegna centrale (Siluriano-Devoniano).

1.3 - Zona assiale

La zona assiale o interna della catena varisica sarda è localizzata nella Sardegna settentrionale. Essa è costituita da due complessi separati dalla Linea Posada-Asinara (Carmignani et al., 1994, 2001):

1) Complesso Metamorfico Ercinico prevalentemente in Facies Anfibolitica che affiora a sud della Linea Posada-Asinara (conosciuto anche come Low- to Medium-Grade Metamorphic Complex);

2) Complesso Migmatitico Ercinico che affiora a nord della Linea Posada-Asinara (conosciuto anche come High-Grade Metamorphic Complex).

Il Complesso Metamorfico prevalentemente in Facies Anfibolitica è costituito da rocce in facies scisti verdi (zona a clorite e zona a biotite) fino ad arrivare, in corrispondenza della Linea Posada-Asinara, alla facies anfibolitica. Le litologie sono costituite essenzialmente da micascisti, gneiss (sia para- che

orto-derivati), ed anfiboliti con relitti di paragenesi eclogitica, che affiorano lungo la Valle del Posada, in Anglona, nell'Isola dell'Asinara.

A nord della Linea Posada-Asinara, il Complesso Migmatitico è costituito da gneiss e migmatiti (metatessiti e diatessiti) che raggiungono le massime condizioni P-T nella zona a sillimanite + K-feldspato (Franceschelli et al., 1982). Il complesso è caratterizzato dalla presenza di lenti e corpi di ortogneiss, da metabasiti con relitti di paragenesi eclogitiche e granulitiche e da noduli calco-silicatici.

1.4 – Magmatismo varisico

1.4.1 – Magmatismo del Paleozoico inferiore

Oggiano et al. (2009) hanno messo in evidenza tre principali cicli vulcanici utilizzando il metodo U/Pb su zirconi di vulcaniti paleozoiche (Fig. 1.2). Il primo ciclo è caratterizzato da rocce vulcaniche transizionali da felsiche ad intermedie per la maggior parte costituite da dicchi e più raramente da ignimbriti che tagliano i sedimenti epicontinentali clastico-arenacei. Questi prodotti sono stati documentati in entrambe le zone a falde. L'età di questo ciclo è compresa tra 491.7 ± 3.5 e 479.9 ± 2.1 Ma, quindi in un periodo antecedente la Fase Sarda. Il secondo ciclo è costituito da riodaciti calcaline con età di 465.4 ± 1.4 Ma, legate al processo di subduzione dell'Oceano Reico e alla formazione di un arco vulcanico di tipo andino sul margine settentrionale di Gondwana. Questo ciclo magmatico è presente in quasi tutte le zone della catena sarda ad eccezione della zona esterna. Il terzo ciclo, al limite tra Ordoviciano e Siluriano, è invece caratterizzato da attività vulcanica di tipo alcalino. Alcune metaepiclastiti alcaline rinvenute nella zona delle falde esterne hanno dato un'età di 440 ± 1.7 Ma. Queste metaepiclastiti si sono formate probabilmente in un contesto di rifting che ha prodotto il collasso dell'arco vulcanico.

1.4.2 - Magmatismo Carbonifero-Permiano

Il batolite sardo-corso si estende per una lunghezza di 400 km ed una larghezza di 50 km ed è considerato il batolite più importante della Catena Ercinica Europea. Gli eventi tettono - metamorfici varisici furono accompagnati da una pervasiva attività plutonica (Carmignani e Rossi, 1999) nella quale si possono riconoscere tre principali cicli:

Un primo ciclo intrusivo è rappresentato dalle intrusioni della suite Mg-K con affinità shoshonitica. L'età è compresa tra 340 e 320 Ma. La facies principale è costituita da rocce granitoidi associate a subordinate rocce mafiche note in letteratura come "vaugneriti". Questo ciclo vulcanico è presente solamente in Corsica.

Il secondo ciclo è rappresentato da rocce granitoidi a biotite e orneblenda con affinità calcalina ricche in potassio, da subordinati corpi intrusivi peralluminosi e da mafiti. L'età di messa in posto è compresa tra 310 e 280 Ma dunque tardo-post-tettonica. Questo ciclo vulcanico è presente sia in Corsica sia in Sardegna (Rossi e Cocherié, 1991).

Il terzo ciclo intrusivo è costituito da un'associazione di prodotti peralluminosi ed è avvenuto con la messa in posto di leucograniti e subordinati gabbri sub-alcalini e intrusioni peralcaline. L'età di messa in posto è compresa tra 290 e 280 Ma.

La messa in posto del batolite sardo-corso è avvenuta in circa 50-60 Ma, intervallo di tempo nel quale il processo tettonico estensionale ha portato al collasso gravitativo della catena ercinica.

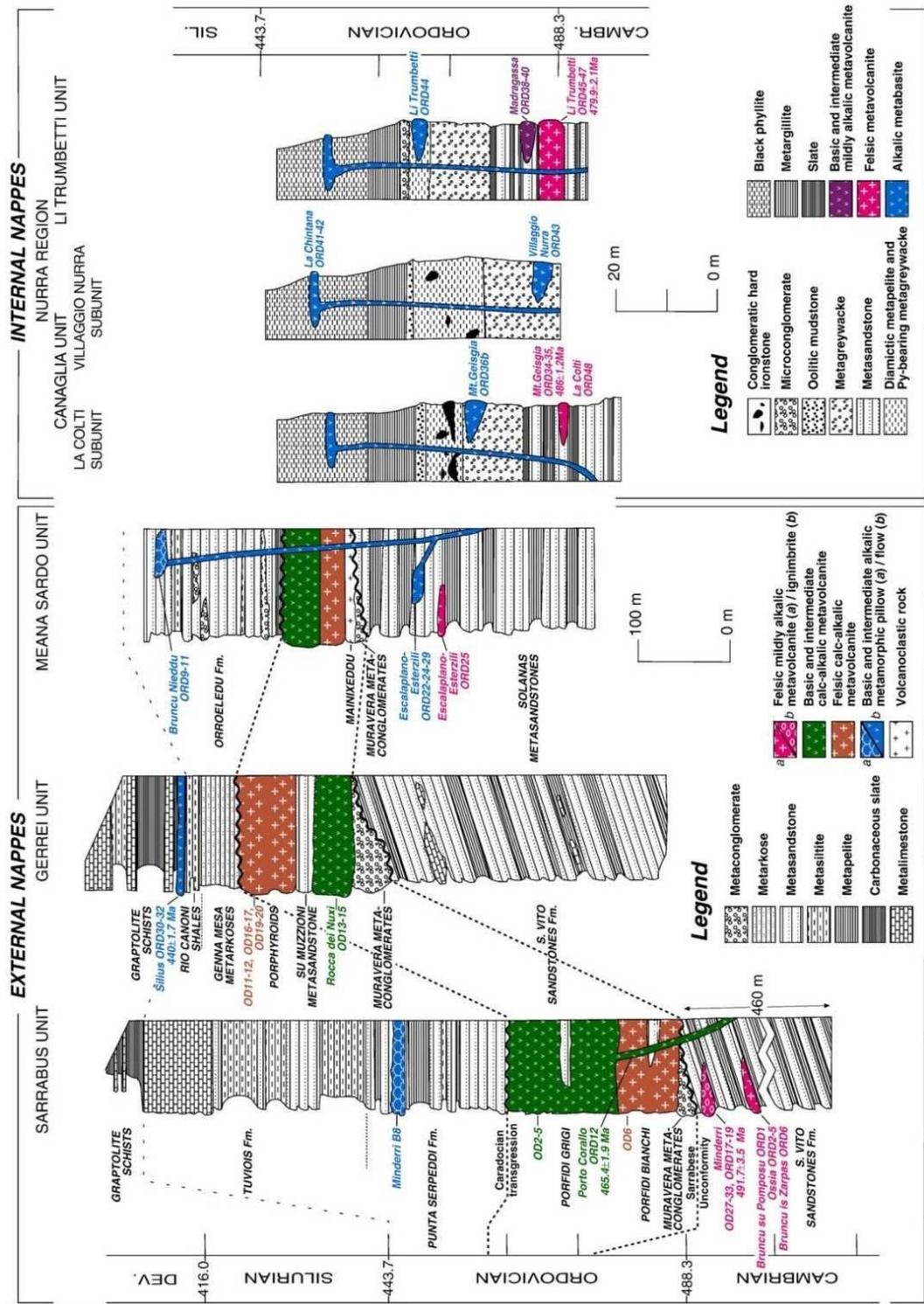


Figura 1.2 - Schema delle successioni Paleozoiche della Sardegna centro-meridionale e della Nurra (Oggiano et al., 2009).

1.5 – Evoluzione tettono-metamorfica varisica del basamento sardo

1.5.1 – Deformazione varisica

Gli stadi più importanti dell'evoluzione del basamento tettono-metamorfico sardo, sono correlati con la tipica evoluzione di un margine continentale interessato da subduzione seguita da collisione di tipo continentale. La deformazione presenta dei caratteri diversi nella zona esterna, zona a falde e zona assiale. Di seguito sono riportati i caratteri più salienti di ciascuna zona.

1.5.1.1 – Deformazione della zona esterna

Nella zona esterna sono state riconosciute essenzialmente quattro fasi deformative con un metamorfismo da grado molto basso a basso (Arthaud, 1963):

Fase Sarda, caratterizzata da pieghe aperte con assi E-W che interessano le successioni del Cambriano – Ordoviciano inferiore. Questa fase è stata correlata con l'Orogenesi Caledoniana.

Prima fase deformativa varisica, si presenta con pieghe aperte ad assi E-W che accentuano la deformazione prodotta durante la fase precedente.

Seconda fase deformativa varisica caratterizzata da pieghe con assi N-S e una foliazione di piano assiale inclinata.

Terza fase deformativa varisica con pieghe caratterizzate da direzione assiale variabile.

1.5.1.2 - Deformazione della zona a falde

Nella zona a falde la deformazione duttile varisica è legata ad un metamorfismo in facies scisti verdi ad eccezione dell'Unità del Monte Grighini che arriva alla facies anfibolitica.

Secondo Carmignani et al. (1982), la struttura delle falde è essenzialmente dovuta a due eventi deformativi.

- Il primo evento deformativo è caratterizzato da un'importante tettonica compressiva che interessò la Sardegna sud-orientale durante il Viseano-Namuriano. Questo evento è collegato alla collisione continentale varisica, ha determinato il sovrascorrimento delle successioni paleozoiche e un metamorfismo sin-cinematico con ispessimento crostale (fase D_1).

Durante la fase D_1 si ha la messa in posto delle falde, che mostrano una vergenza verso SSW o SW per l'Unità del Gerrei mentre la vergenza cambia in direzione E-W per l'Unità del Sarrabus. La prima fase deformativa è caratterizzata da pieghe isoclinali, scistosità penetrativa di piano assiale (S_1) parallela al contatto stratigrafico S_0 , lineazione mineralogica e di estensione (L_1) (Carmignani et al., 2001 e bibliografia).

La deformazione al contatto tra unità diverse è di tipo cataclastico, come ad esempio il sovrascorrimento di Villasalto tra le Unità del Sarrabus e del Gerrei, oppure plastico come accade per esempio nelle unità più profonde.

Nella zona a falde la fase deformativa D_1 è stata suddivisa in quattro sub-fasi deformative (Conti et al., 2001): fase del Gerrei con deformazioni di tipo milonitico che danno foliazioni S_a parallele alla stratificazione S_0 ; fase di Meana Sardo caratterizzata da un pervasivo clivaggio da crenulazione S_b ; fase del Sarrabus, segna un cambiamento di trasporto tettonico da sud per l'Arburese, a ovest per l'Unità del Sarrabus; infine la fase del Flumendosa è caratterizzata da faglie di direzione da E-W a ESE-WNW che hanno generato l'antiforme del Flumendosa, la sinforme della Barbagia e l'antiforme del Gennargentu (Fig. 1.3).

- Il secondo evento deformativo è collegato alla deformazione tettonica estensionale tardo-orogena sviluppatasi nel Westfaliano superiore – Permiano inferiore. Questo evento è collegato al collasso della catena. Questa deformazione ripiega i precedenti elementi strutturali della fase D₁ con pieghe con assi NW-SE (A₂). Elementi caratteristici di questa fase sono pieghe con piano assiale da sub-verticale a sub-orizzontale, faglie normali e zone di taglio debolmente inclinate, faglie normali fortemente inclinate, faglie trascorrenti. Nella zona delle falde interne, la fase deformativa D₂, denominata fase Riu Gruppa, è caratterizzata da faglie normali di direzione NW-SE e clivaggio da crenulazione (Conti et al., 2001 – Fig. 1.3).
- La fase deformativa D₃ nella zona delle falde interne è caratterizzata da faglie di direzione NE-SW, clivaggio di crenulazione e pieghe a *chevron* o *kink* (Conti et al. 2001). Alcuni elementi, come ad esempio un basso grado di metamorfismo, l'ordine delle sovrapposizioni, evidenze di transpressione, fanno supporre che le fasi deformative D₂ e D₃ siano contemporanee (Fig. 1.3).

T h i s p a p e r				P r e v i o u s a u t h o r s		
TECTONIC SETTING	FEATURES	DEFORMATION PHASES	PHASE NAMES	Conti & Patta, 1998	Carosi & Pertusati, 1990	Carmignani et al., 1978
Crustal thickening	Early mylonitic deformation in the Barbagia, Meana Sardo and Riu Gruppa unit, folding and main regional schistosity in the Gerrei unit	D1	Early S-directed thrusting and folding	D1	D1	D1
	Main S-directed nappe emplacement		Meana phase		D2	
	Emplacement and main folding in the Sarrabus and Arburese units		W-directed nappe emplacement	Sarrabus phase	D1'	D1
	Large-scale upright antiforms and synforms, crenulation cleavage		Late stage N-S shortening	Flumendosa phase	D2	D3
Tectonic exhumation	Normal faulting, NW-SE folds, crenulation cleavage	D2	Rio Gruppa phase			
?	NE-SW folds, crenulation cleavage	D3	D3	D3	D4	D3

Figura 1.3 - Schema sinottico delle fasi deformative varisiche della zona a falde (da Conti et al., 2001).

1.5.1.3 - Deformazione della zona assiale

Nella zona assiale sono state identificate cinque fasi deformative: D₁, D₂, D₃, D₄ e D₅ (Carmignani et al., 2001; Carosi e Palmeri, 2002; Franceschelli et al., 2005; Helbing et al., 2006; Elter et al., 2010).

La fase deformativa D₁ è caratterizzata da scistosità di piano assiale S₁ di pieghe isoclinali a vergenza sud-occidentale. In gran parte della zona assiale questa deformazione è in sostanza obliterata ed è osservabile solo nelle zone più meridionali.

La fase deformativa D₂ è caratterizzata da scistosità di piano assiale con direzioni E-W fino a N60°. E' la fase deformativa più evidente sul terreno.

La fase D₃ si associa un clivaggio di crenulazione associato a pieghe a *chevron* o *kink* con assi N-S.

La fase D₄ è caratterizzata dal complesso milonitico con strutture di tipo S-C che passano gradatamente a strutture ultramilonitiche (Elter, 1987; Oggiano e Di Pisa, 1992).

L'ultima fase deformativa, la D₅, produce pieghe chilometriche che deformano le strutture precedenti (Helbing, 2003).

Lungo la zona assiale passa inoltre la Linea Posada-Asinara che rappresenta una zona di shear chilometrica (Elter et al., 1990; Oggiano et al., 2009) con senso di taglio destro dove affiorano delle metabasiti con relitti di facies eclogitica intruse in micascisti e paragneiss milonitici. Questa zona di taglio e la sua evoluzione sono cronologicamente correlate con la fase trascorrente tardo-varisica e, assieme allo sviluppo delle zone taglio varisiche causano l'esumazione del *core complex* (Elter et al., 1999; Padovano et al., 2012).

1.5.2 - Metamorfismo varisico

Il metamorfismo varisico aumenta progressivamente da sud-ovest a nord-est dalla zona esterna alla zona assiale.

1.5.2.1 - Metamorfismo della zona esterna

Nella zona esterna il metamorfismo è di grado molto basso e basso con un leggero incremento da nord verso sud. Studi condotti sulla cristallinità dell'illite per ricostruire la zonazione metamorfica hanno dimostrato leggere differenze di metamorfismo tra le formazioni che affiorano sotto e sopra la discordanza sarda (Eltrudis et al., 1995). Tra le sequenze metamorfiche di basso grado della zona esterna ci sono due corpi di medio-alto grado metamorfico: gli ortogneiss di Monte Filau ed i micascisti ad andalusite di Monte Settiballas.

Secondo Mazzoli e Visonà (1992) gli gneiss di Monte Filau potrebbero essere un'originaria intrusione granitica mentre i micascisti di Capo Spartivento sarebbero delle rocce pelitiche incassanti nelle quali è possibile riconoscere due eventi metamorfici: un primo documentato dall'associazione ad andalusite, cordierite, granato e muscovite (alto grado metamorfico) e il secondo invece dimostrato dalla crescita di biotite e muscovite (Sassi e Visonà, 1989). Carmignani et al. (1992) suppongono invece che gli gneiss di Monte Filau rappresentino un *core complex* la cui risalita sia legata allo smantellamento della catena Varisica.

1.5.2.2 - Metamorfismo della zona a falde

Il metamorfismo della zona a falde aumenta progressivamente verso l'interno della catena e mostra un andamento progrado dalla facies scisti verdi alla facies anfibolitica. Sono stati identificati tre principali eventi metamorfici: M₁ e M₂ che probabilmente sono contemporanei agli eventi D₁ e D₂ (Carosi et al., 1991a) e M₃ relativo alla tettonica *post-nappe*.

- Il primo evento M₁ è di tipo barroviano con evoluzione polifasica contemporaneo ad un regime di tipo collisionale. Presenta una zonazione di tipo progrado verso le unità interne che mostrano un grado metamorfico medio a causa della sovrapposizione delle unità tettoniche con ispessimento crostale. Il grado metamorfico è generalmente basso (facies scisti verdi-zona a clorite) e caratterizzato dalla blastesi di muscovite + clorite + albite.
- L'evento metamorfico M₂ è legato ad una tettonica *post-nappe* in condizioni di alta temperatura e bassa pressione datato nell'Unità del Monte Grighini a 307 ± 5 Ma (Laurenzi et al., 1991). Durante questo evento si sono messe in posto intrusioni sin-cinematiche con formazione del *core complex* metamorfico del Monte Grighini lungo l'antiforme del Flumendosa. Questo evento è dunque legato all'esumazione e all'*uplift* della catena. L'Unità di Riu Gruppa mostra temperature di 300°C mentre per l'Unità di Castello Medusa T=360°C relative alla comparsa della biotite (Carosi et al., 1990).

La profonda Unità di Monte Grighini registra, attraverso l'associazione granato + biotite, nella zona a granato temperature di 470°C e pressioni di 5kbar, mentre nella zona a staurolite T = 560°C e P = 6kbar (Musumeci 1991).

- L'evento metamorfico M₃ è caratterizzato da T = 570-700°C e P < 4kbar. Questo evento è stato rilevato solo nell'Unità del Monte Grighini in quanto probabilmente legato all'intrusione del batolite varisico, testimoniato dalla cristallizzazione di minerali quali sillimanite fibrolitica, andalusite, biotite, muscovite, K-feldspato, plagioclasio, granato e cordierite (Musumeci 1991; Carosi et al., 1992a).

Le fasi tardive sono collegate alla decompressione che porta alla formazione del *core complex* metamorfico (Carmignani et al., 1992, 1994).

1.5.2.3 - *Metamorfismo della zona assiale*

La zona assiale comprende due complessi principali: High-Grade Metamorphic Complex (HGMC) ed il Low- to Medium-Grade Metamorphic Complex (L-MGMC).

Sono stati riconosciuti due sub-cicli metamorfici principali, M1 e M2 associati alle fasi deformative F1 e F2 (Franceschelli et al., 1982, 1989).

Il primo ciclo ha generato una zoneografia abbastanza regolare dalla zona a clorite alla zona a sillimanite + K-feldspato con andamento verso NE. Il grado metamorfico nelle zone a sillimanite e sillimanite + K-feldspato è di grado più alto rispetto alle altre zone, inoltre è possibile rinvenire corpi e lenti di metabasiti con relitti di facies granulitica ed eclogitica (Ghezzi et al., 1982).

Il secondo ciclo metamorfico ha avuto degli effetti diffusi in tutto il basamento settentrionale della Sardegna. Dalla zona a clorite fino alla zona a staurolite + biotite la ricristallizzazione mineralogica riferibile al secondo ciclo metamorfico è ben individuabile. Nelle zone di più alto grado si assiste ad una obliterazione quasi totale delle microstrutture riferibili al primo ciclo metamorfico testimoniata da una riorientazione mineralogica preferenziale parallela alla foliazione F2.

Nella Sardegna nord-orientale sono state documentate sei zone metamorfiche: biotite, granato (suddivisa successivamente in due zone distinte: granato + albite e granato + albite + oligoclasio), staurolite + biotite, cianite + biotite, sillimanite + muscovite e sillimanite + K-feldspato.

Nella Sardegna centro-settentrionale le rocce metamorfiche affiorano in Gallura occidentale, Anglona e Goceano, mentre nella Sardegna nord-occidentale è possibile trovare metamorfiti nella Nurra e nell'Isola dell'Asinara. La Linea Posada-Asinara è costituita da una fascia milonitica di lunghezza chilometrica e spessore medio di 10 Km che si estende dalla foce del fiume Posada fino all'Isola dell'Asinara. E' costituita da micascisti e paragneiss fortemente milonitizzati e separa il Complesso Migmatitico di Alto Grado Metamorfico (HGMC) dal Complesso prevalentemente in Facies Anfibolitica (L-MGMC). Lungo questa linea sono presenti lenti di metabasiti con relitti di facies eclogitiche e granulitiche che presentano affinità geochimiche con i basalti di fondo oceanico (Cappelli et al., 1992). Recentemente Cruciani et al. (2013) hanno segnalato la presenza di un metamorfismo di alta pressione precedente al metamorfismo barroviano.

2 - MODELLI GEODINAMICI

I modelli proposti per l'evoluzione geodinamica della catena varisca della Sardegna possono essere ricondotti a tre diversi tipi. Essi sono:

- 1) il modello della zona di sutura di Carmignani et al., 1991, 1992, 1994, 2001;
- 2) il modello della zona di sutura di Rossi et al., 2009;
- 3) il modello del prisma di accrezione di Helbing et al., 2006;
- 4) il modello dei terreni peri-gondwaniani (Stampfli e Borel, 2002; Franceschelli et al., 2005; Giacomini et al., 2006 ; von Raumer et al., 2009; von Raumer et al., 2013).

2.1 – Il modello geodinamico della “zona di sutura”

Secondo questo modello proposto per la prima volta da Carmignani et al. (1991), la catena varisca della Sardegna è una catena collisionale associata a subduzione di crosta oceanica testimoniata dalla presenza di lenti di anfiboliti ed eclogiti derivati da basalti di fondo oceanico affioranti oggi lungo la linea Posada – Asinara.

Secondo questo modello (Fig. 2.1a), durante il Paleozoico l'Oceano Sud-Armorico divideva il continente Gondwana, caratterizzato da spesse sequenze epicontinentali che affiorano oggi nella Sardegna sud-occidentale, dalla placca Armorica. Allo stesso tempo, nel Cambriano e Ordoviciano, nella Sardegna nord-orientale, corrispondente alla placca Armoricana, si sono deposte delle sequenze silico-clastiche.

Nell'Ordoviciano medio l'Oceano Sud-Armorico inizia a subdurre sotto il margine settentrionale di Gondwana (Fig. 2.1b) causando lo sviluppo di un arco vulcanico di tipo andino evidenziato da spessi depositi di metavulcaniti ad affinità calcalcalina presenti in tutta la Sardegna escluso il Sulcis-Iglesiente (zona esterna).

Successivamente, nell'Ordoviciano superiore, si interrompe la subduzione di crosta oceanica sotto il margine settentrionale di Gondwana e iniziano i processi di tipo estensionale (Fig. 2.1c). L'interruzione della subduzione causa il collasso dell'arco vulcanico e i processi distensivi determinano la messa in posto di basalti d'intraplacca e dicchi.

Nel Siluriano-Devoniano, il continente di Gondwana si trova in un contesto di margine continentale passivo che migra verso latitudini equatoriali come testimoniato dall'incremento di depositi carbonatici. In questo periodo si verifica un'inversione nel verso di subduzione (Fig. 2.1d), con un nuovo processo di subduzione che si attiva sotto il margine meridionale della placca Armorica (Devoniano superiore) causando la successiva collisione (Fig. 2.1e) tra i due paleocontinenti (Devoniano-Carbonifero). La collisione provoca spessimento crostale con sviluppo di metamorfismo di pressione intermedia di tipo barroviano associato a piegamento e traslazione delle falde di ricoprimento che caratterizzano la Sardegna centro-settentrionale.

La fine della convergenza, nel Carbonifero inferiore (Fig. 2.1f) è caratterizzata dalla distensione del cuneo orogenico. Durante questa fase si verificano collasso, estensione e assottigliamento crostale, metamorfismo di alta temperatura e bassa pressione accompagnati da anatessi (300 Ma). La fine del plutonismo è stimata a 270 Ma. La sutura dell'Oceano Sud-Armorico è stata identificata lungo la odierna Linea Posada-Asinara dove affiorano lenti di metabasiti con relitti di paragenesi eclogitica e granulitica con affinità geochimica con i basalti di fondo oceanico (MORB).

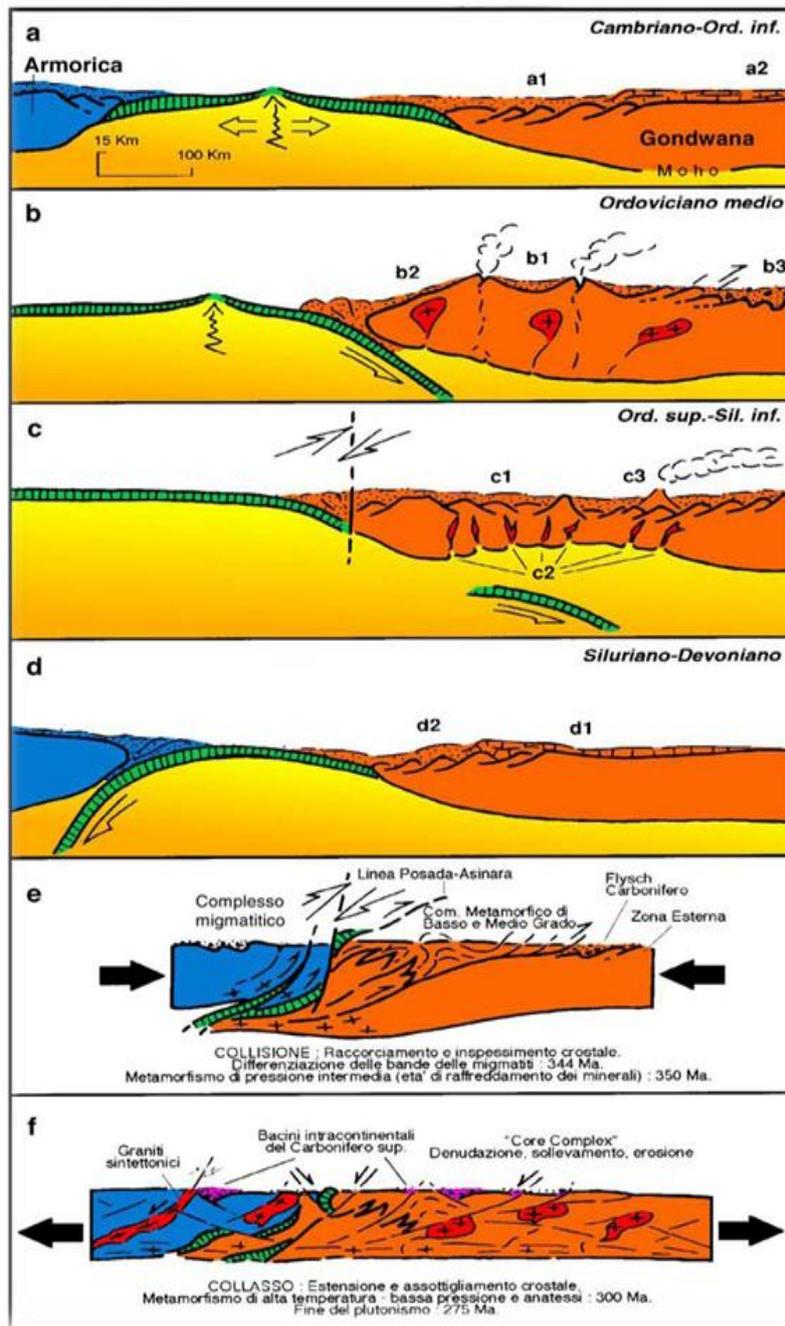


Figura 2.1 – Modello dell'evoluzione geodinamica del basamento paleozoico della Sardegna (da Carmignani et al., 2001).

2.2 - Il modello geodinamico di Rossi et al. (2009)

Il modello di Rossi et al. (2009) sul blocco sardo-corso è fondamentalmente un'estensione e rivisitazione del modello geodinamico di Carmignani et al. (1992).

Le principali differenze tra questi due modelli sono le seguenti:

- Rossi et al. (2009) ipotizzano l'apertura dell'Oceano Sud-Armorico tra la fine dell'Ordoviciano e l'inizio del Siluriano. Carmignani et al. (1994, 2001) invece interpretavano l'Oceano Sud-Armorico come un braccio dell'Oceano Reico che si è aperto tra il Cambriano e l'Ordoviciano inferiore.
- La zona di sutura tra la placca di Gondwana e quella dell'Armorica sarebbe localizzata nella Corsica settentrionale invece che lungo la Linea Posada-Asinara.

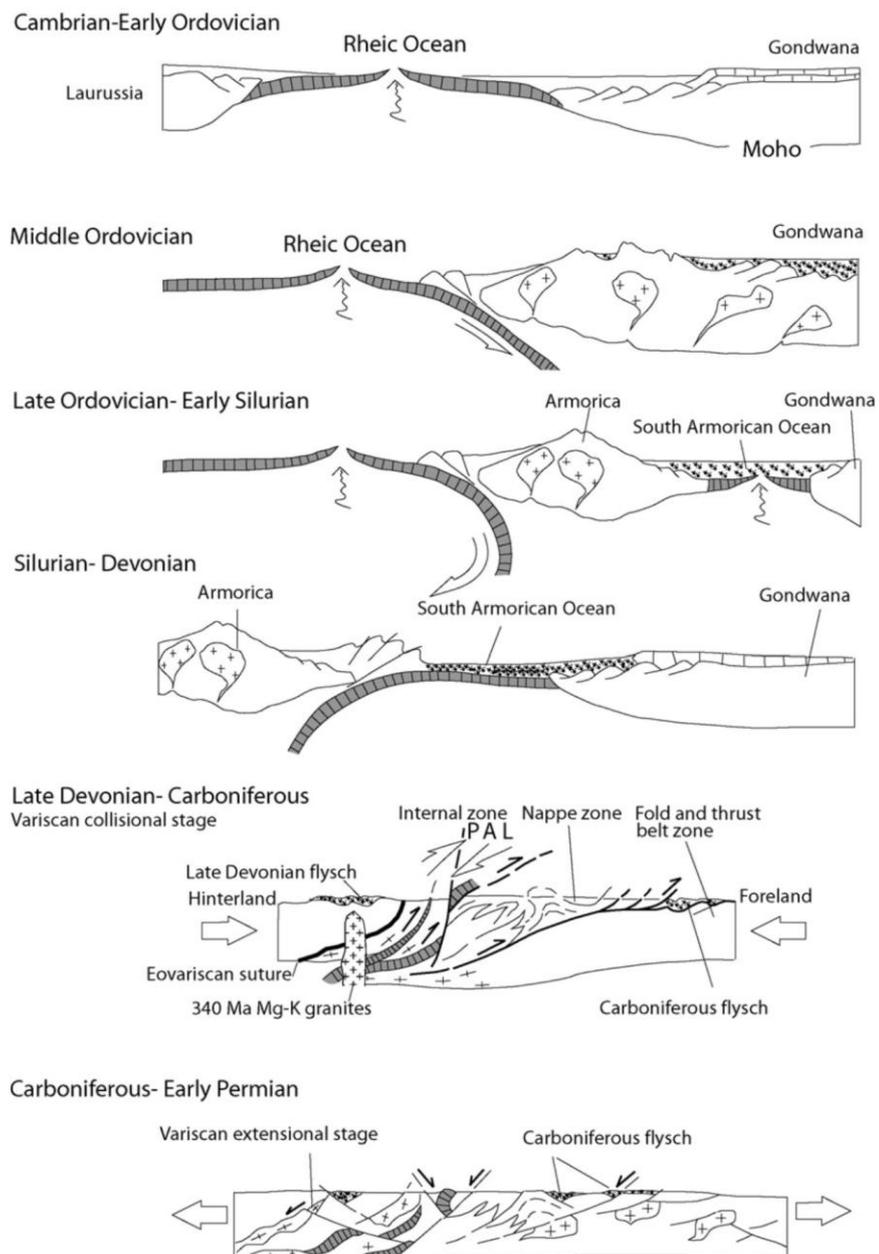


Figura 2.2 - Schema dell'evoluzione geodinamica del basamento sardo-corso (da Rossi et al. 2009).

In figura 2.2 sono rappresentati i vari *step* del modello di Rossi et al. (2009).

- **Ordoviciano medio:** inizia ad instaurarsi il processo di subduzione dell'Oceano Reico sotto il continente di Gondwana con sviluppo di vulcanismo di tipo andino in corrispondenza della zona a falde della Sardegna con generazione di rocce calcocalcine a chimismo da andesitico a riolitico.
- **Ordoviciano superiore - Siluriano inferiore:** termina questo vulcanismo con collasso dell'arco vulcanico continentale. La microplacca Armorica si separa dal Nord-Gondwana attraverso un processo di *rifting* che evolve fino alla formazione dell'Oceano Sud-Armoricano. La transizione tra questi eventi è documentata dallo sviluppo di un nuovo ciclo vulcanico a chimismo basico presente in tutta la Sardegna.
- **Siluriano-Devoniano:** l'Oceano Sud-Armoricano inizia a subdurre al di sotto della microplacca Armorica.
- **Devoniano superiore – Carbonifero:** si verifica lo stadio collisionale varisico. La zona di sutura tra la placca Armorica e Gondwana sarebbe localizzata nella Corsica settentrionale. Successivamente alla collisione i prodotti dello smantellamento sin-orogenetico si depositano sia nell'hinterland nel Devoniano superiore che nella Zona Esterna nel Carbonifero con formazione del *flysh* ercinico. Intorno a 340 Ma iniziano a risalire verso la superficie i plutoni granitici ricchi in potassio e magnesio.
- **Carbonifero – Permiano inferiore:** in concomitanza con i processi distensivi della catena in via di smantellamento, si ha la messa in posto del batolite granitico.

2.3 – Il modello geodinamico del “prisma di accrezione”

Il modello del prisma di accrezione proposto da Helbing (2003) ed Helbing et al. (2006), assume che l’orogenesi varisica in Sardegna abbia avuto luogo in un unico contesto geodinamico (Fig. 2.3). Secondo questo modello la Sardegna viene considerata in continuità con il dominio intra-alpino il quale si sovrappone sul margine continentale di Gondwana durante gli stadi finali dell’Orogenesi varisica. In questo scenario la zona a falde e la zona assiale vengono considerate facenti parte del prisma formatosi per graduale accrezione di sedimenti dalla placca in subduzione, mentre la zona esterna corrisponderebbe all’avanpaese della catena sul quale, successivamente si sovrappongono i sedimenti deformati che costituiscono il prisma di accrezione. Gli eventi deformativi e metamorfici cui furono sottoposti i sedimenti sarebbero legati ai processi di stabilizzazione del cuneo in seguito alla progressiva accrezione. La fase deformativa D₂ fu caratterizzata da un progressivo impilamento delle falde tettoniche e da conseguente inspessimento crostale che ha dato luogo ad un metamorfismo di tipo barroviano. Durante la fase deformativa D₄ si formano delle importanti zone di taglio, come ad esempio la Valle del Posada mentre la successiva fase deformativa D₅ causa la formazione di duomi che favoriscono l’esumazione della catena. Secondo questo modello la zona assiale sarebbe un duomo estensionale con degli gneiss di alto grado nel nucleo e scisti di medio e basso grado nelle zone più esterne, mentre la Linea Posada-Asinara sarebbe una faglia di scollamento tra gli scisti e gli gneiss rigettando l’ipotesi che essa si sia imposta su una pre-esistente zona di sutura a differenza di quanto invece proposto da Carmignani et al (1991,1994,2001).

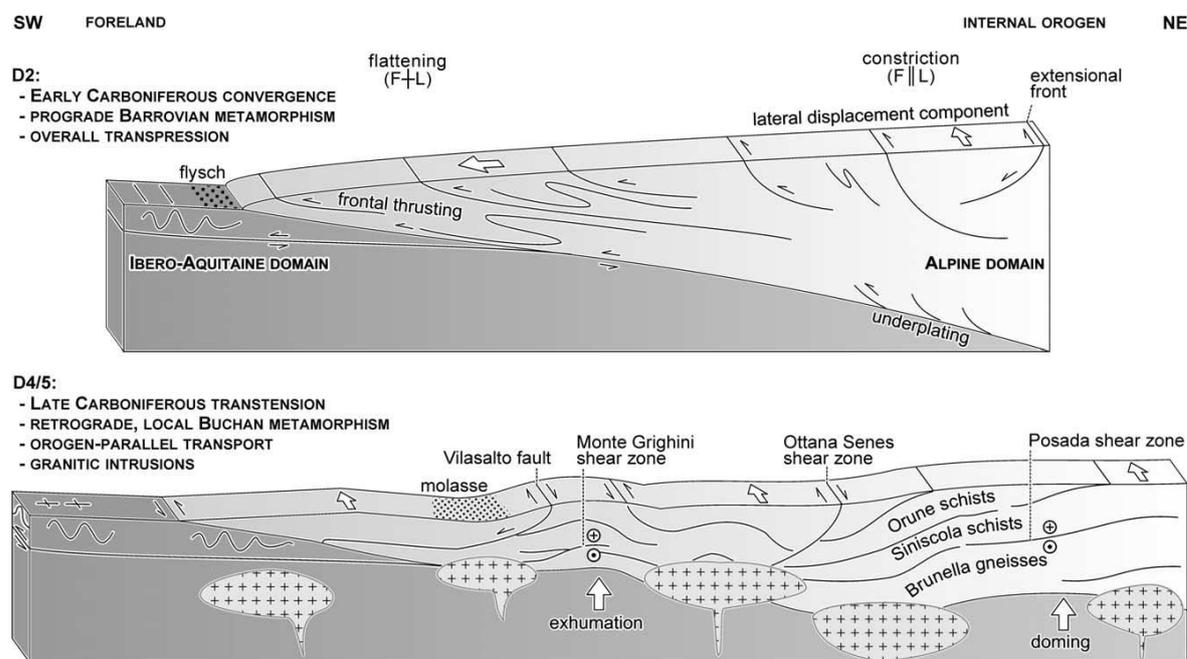


Figura 2.3 – Evoluzione geodinamica del basamento sardo proposta da Helbing et al. (2006).

2.4 – Il modello dei terreni peri-gondwaniani

Secondo alcuni autori (Stampfli, 1996, 2001; Stampfli et al., 2002; Stampfli e Borel, 2002; von Raumer et al., 2003; Stampfli, 2012; von Raumer et al., 2009; von Raumer et al., 2013) l'orogenesi varisica fu generata dall'accrezione progressiva di *terrane* peri-gondwaniani i quali, fino all'Ordoviciano medio, erano parte del margine settentrionale di Gondwana. In questo contesto, tutti i terreni che costituiscono la catena varisica europea, compresa la Sardegna, sono considerati appartenenti ad un unico blocco. Questo modello non è finalizzato alla ricostruzione dell'evoluzione geodinamica della catena sarda; tuttavia l'evoluzione geodinamica della Sardegna si desume dall'evoluzione dei *terrane* di cui essa fa parte.

Tra il Proterozoico e l'Ordoviciano il margine settentrionale di Gondwana fu interessato da una serie di collisioni e frammentazioni seguite da subduzione di crosta oceanica (von Raumer et al., 2003).

In Figura 2.4 è rappresentato il margine settentrionale del Gondwana che, nel Cambriano superiore, circa 500 Ma fa, si trovava in un contesto geodinamico di margine passivo. Nella figura sono riportate a tratteggio, le linee lungo le quali si sarebbe verificata l'apertura dei successivi Oceano Reico e Paleotetide.

L'evento principale che ha caratterizzato l'evoluzione dei *terrane* varisici durante il devoniano è la separazione di questi ultimi dal margine settentrionale di Gondwana con formazione dei cosiddetti *Galatian superterrane* (Fig. 2.5): intra-alpino (IA), pirenaico-iberico (PI), Armorica (Ar), Meguma (Mg). Questi *Galatian superterrane* si sono parzialmente sovrapposti durante la fase di deriva e contemporaneamente, lungo il margine continentale di Laurussia, si sono distaccati dei *terrane*, attraverso processi di arretramento dello *slab*, che sono andati a costituire parte dell'Avalonia meridionale (Av = Avalonia, Ba = Baltica, Ir = Iran, La = Laurentia, Lg = Ligerian, Lr = Laurussia, NC = North China, SC = South China).

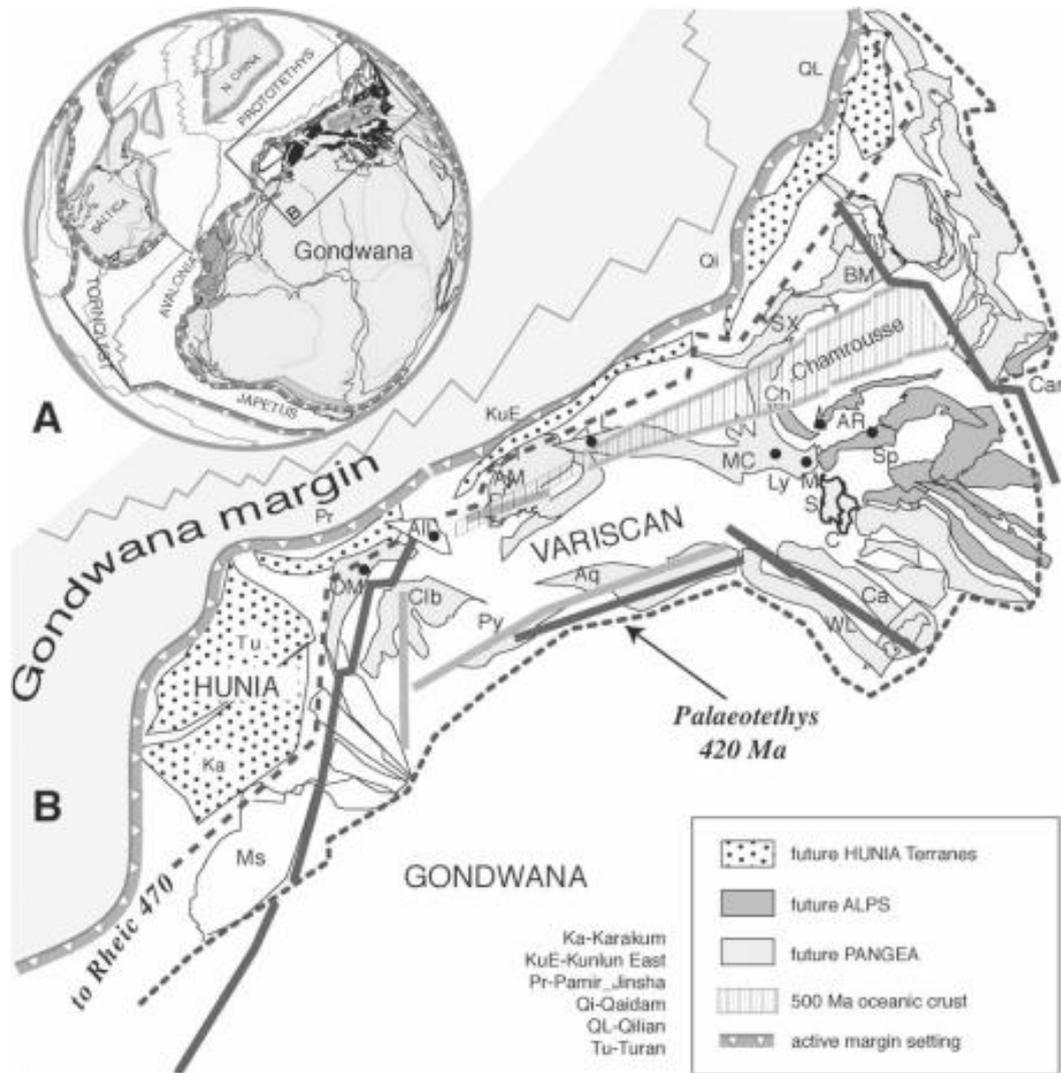


Figura 2.4 - Ricostruzione dei vari continenti nel Cambriano (A), ricostruzione del margine settentrionale del Gondwana nel Cambriano superiore (B), con il tratteggio è indicata la linea dove si aprirà successivamente l'Oceano Reico. Con le linee nere è indicato il *rift* del Cambriano inferiore, mentre le linee grigie indicano il *rift* dell'Ordoviciano. AM: Armorican massif; Aq: Aquitaine; BM: Bohemian massif; Ca: Carnic Alps; Ct: Cantabrian terrane; Clb: Central Iberian; Ext: External Alpine domains; Ka-Ba: Kabyles-Baleares; MC: Massif Central; Ms: Moroccan meseta; OM: Ossa Morena; Py: Pyrenees; Sa: Sardinia; S-A: Southern Alps; SP: future South-Portuguese Zone; Sx: Saxothuringian; WL: West Asturian-Leonese terrane (von Raumer et al., 2009).

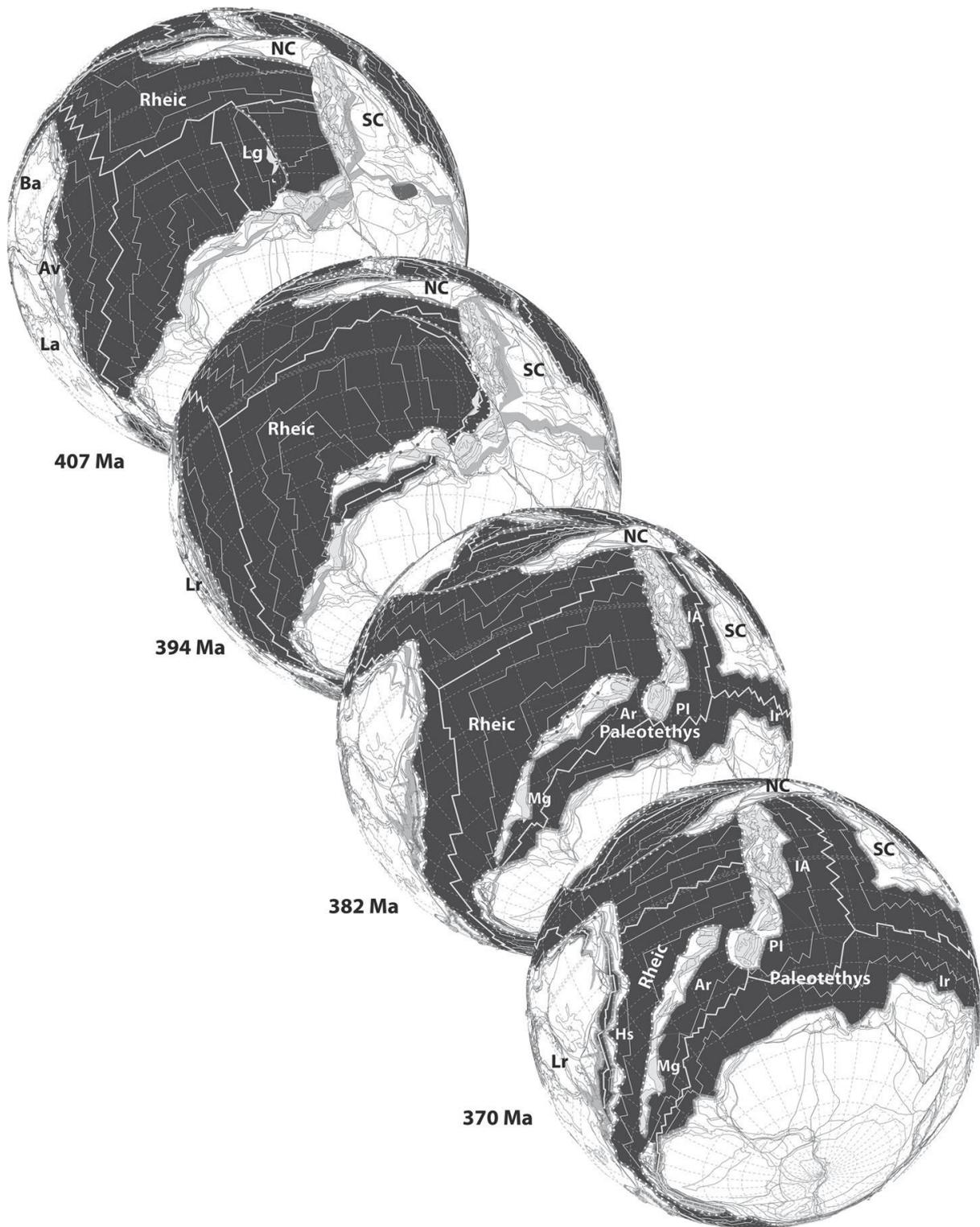


Figura 2.5 – Ricostruzione paleogeografica dei “terreni” perigondwaniani dal Devoniano al Carbonifero (von Raumer et al., 2013), spiegazione e abbreviazioni nel testo. In grigio chiaro sono rappresentati i *rift* più significativi; in grigio scuro sono indicati gli *hotspot* siluriani iraniani.

Nel Devoniano superiore, a 383 Ma (Figg. 2.6a e b), diverse associazioni di *terrane* (Armorica, Liberia e Galatia) si sono separate dal margine settentrionale di Gondwana e sono comprese tra il Paleotetide a sud e l'Oceano Reico a nord.

Successivamente nel Tournaisiano (350 Ma) i *terrane* più meridionali vengono trascinati verso nord a causa del movimento antiorario di Gondwana (Fig 2.6c) con conseguente collisione tra i *terrane*.

Nel Viseano (330 Ma), i *terrane* formati precedentemente si accostano tra loro formando un sistema di strutture tettoniche a larga scala. Successivamente la catena verrà interessata da processi estensionali e *uplift*.

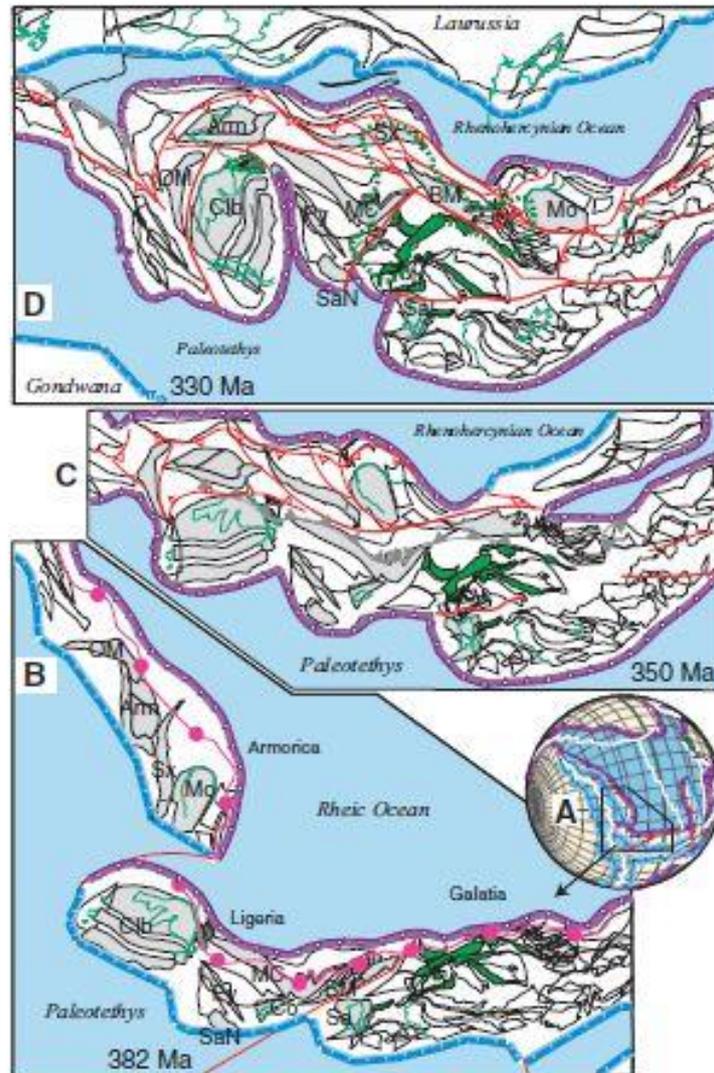


Figura 2.6 – Possibile evoluzione delle variscidi dal Devoniano fino al Carbonifero superiore (von Raumer et al., 2013). Con la linea verde sono individuati i confini geografici, con i campi verdi le porzioni di basamento del futuro dominio alpino. In grigio sono indicati alcuni domini situati lungo il margine di Gondwana: Armorican domain (Arm), Bohemian Massif e Barrandian domain (BM), Iberian assemblage (Clb), Corsica (Co), Pyrenees (Py), French Central Massif (MC), Moesian block (Mo), Ossa Morena (OM), sud Sardegna (Sa), nord Sardegna (SaN), Saxoturingian domain (Sx). In rosa sono indicate le aree interessate nel Devoniano inferiore da eventi di alta pressione.

Sulla base di quest'ultimo modello, Franceschelli et al. (2005) e Giacomini et al. (2006) hanno discusso il ruolo della Sardegna (Figg. 2.7, 2.8) durante l'evoluzione degli *Hun Terrane*.

A partire dall'Ordoviciano medio fino al Siluriano la Sardegna era parte del margine meridionale passivo della placca degli *Hun SuperTerrane* separatasi dal Gondwana con l'apertura del Paleotetide. La successiva deriva verso Nord del Gondwana causò gli eventi tettono-metamorfici relazionati con l'orogenesi varisica.

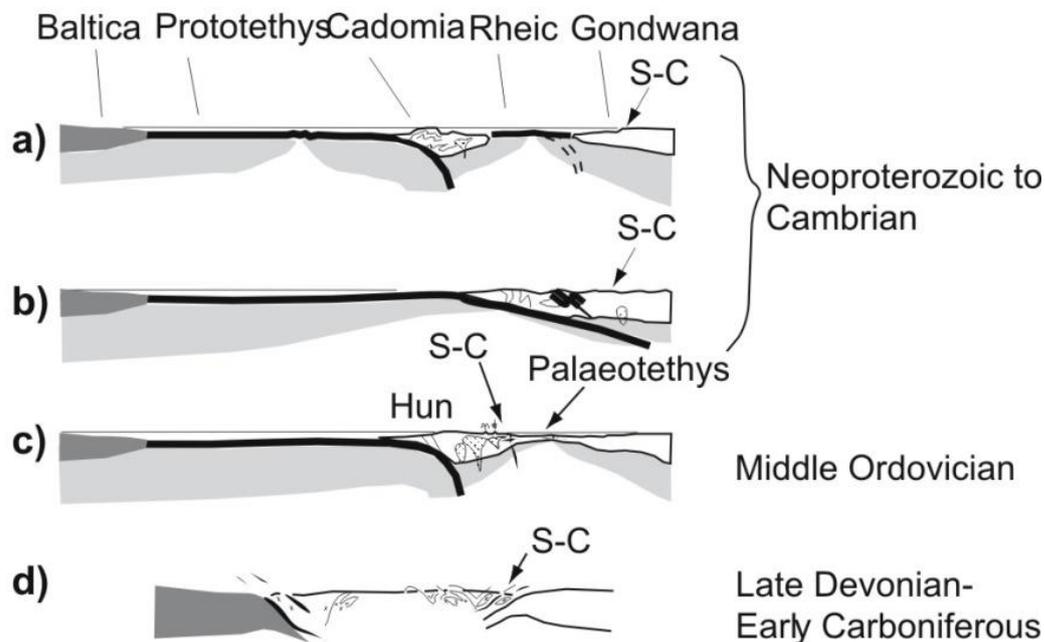


Figura 2.7 - Schema geodinamico dell'evoluzione del margine settentrionale di Gondwana dal Neoproterozoico al Carbonifero inferiore (Giacomini et al., 2006).

Tenendo conto delle affinità geologiche del basamento paleozoico della Sardegna, Provenza e Pirenei, Giacomini et al. (2006) propongono un'evoluzione comune per le aree la cui impronta tettonica deriverebbe dall'impilamento del margine passivo settentrionale del bacino oceanico della Paleotetide lungo il margine continentale attivo della placca degli *Hun Terrane* (Devoniano-Carbonifero). Questa ricostruzione è compatibile con il modello dei *terrane peri-gondwaniani* del quale offre un dettaglio relativo alla catena varisica occidentale.

In questo contesto, studi geochimici e geocronologici hanno evidenziato che gli ortogneiss felsici dell'Ordoviciano medio del complesso di alto grado della Sardegna settentrionale e della Corsica, sarebbero il corrispettivo intrusivo delle contemporanee metavulcaniti presenti nella Sardegna centrale e meridionale.

Il complesso di alto grado metamorfico della Sardegna e della Corsica corrisponde all'area collisionale con ispessimento crostale seguito da un più alto tasso di esumazione. La zona a falde invece rappresenterebbe un *back arc fold and thrust belt*.

Il metamorfismo di alta pressione delle lenti eclogitiche affioranti nel basamento sardo conferma la presenza di un ambiente di subduzione al di sotto della placca Sardegna-Corsica. Il successivo

metamorfismo in facies granulitica, anfibolitica, e scisti verdi del Carbonifero testimonia la collisione continentale del Gondwana con gli *Hun Terrane*.

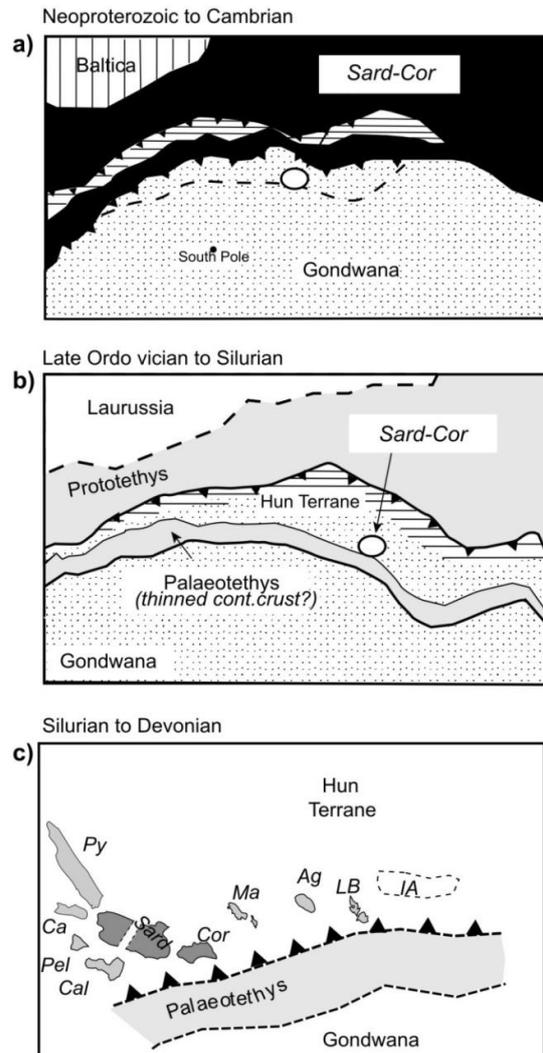


Figura 2.8 - Ricostruzione paleogeografica dal Neoproterozoico al Cambriano (a), dal tardo-Ordoviciano al Siluriano (b) e dal Siluriano al Devoniano (c) secondo il modello proposto da Giacomini et al. (2006).

3 - L'UNITÀ DEL MONTE GRIGHINI

Il Monte Grighini (Figg. 3.1, 3.2) è situato nella Sardegna centrale in provincia di Oristano a nord-est del Monte Arci ed è compreso nei comuni di Allai, Siamanna, Siapiccia, Villaurbana, Mogorella, Ruinas e Fordongianus. L'area in esame ricade nel Foglio N°529 sez. I "Samughèu" e nel Foglio N°529 sez. IV "Solarussa" in scala 1:25.000 dell'I.G.M., e nei Fogli n° 529020 "Fordongianus", 529030 "Allai", 529060 "Siamanna -Siapiccia", 529070 "Ruinas" delle Carte Tecniche della Sardegna in scala 1:10.000.



Figura 3.1 – Vista panoramica del Monte Grighini da sud.

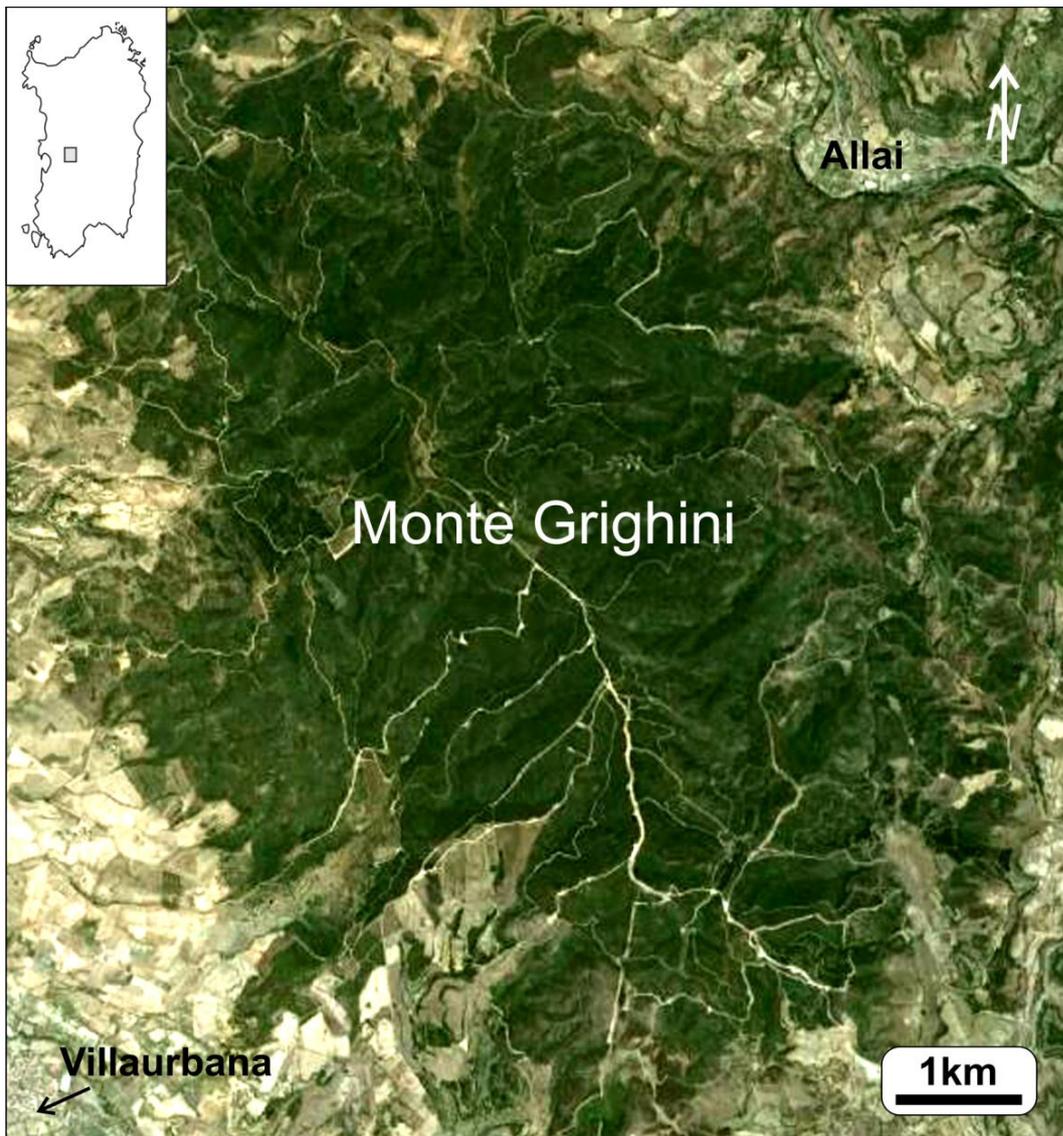


Figura 3.2 – Immagine satellitare del Monte Grighini (da Google Earth).

Il Monte Grighini raggiunge 673 metri di altitudine con vista sulle Giare, Golfo di Oristano, Montiferru e Gennargentu.

Il rilevamento geologico è stato eseguito sulla base topografica delle Carte Tecniche Regionali in scala 1:10.000 messe a disposizione dalla Regione Autonoma della Sardegna.

Il rilevamento geologico è stato finalizzato al riconoscimento e alla ricostruzione cartografica delle diverse litologie affioranti nell'area in modo da ricostruire la successione geologica. Sono stati inoltre prelevati dei campioni per studi petrografici, minerochimici e radiometrici.

3.1 – Studi precedenti

L'Unità del Monte Grighini affiora nella porzione centrale dell'omonimo complesso. Quest'unità è costituita da una successione metamorfica di basso e medio grado con una zoneografia progradata dalla zona a biotite alla zona a staurolite in condizioni di facies anfibolitica essendo l'unità di più alto grado metamorfico e la più profonda di tutta la zona a falde (Carosi et al., 1990).

Gli studi più importanti sul Monte Grighini sono: Cherchi (Tesi, 1985), Musumeci (Tesi, 1985), Cherchi e Musumeci (1986) Carosi et al. (1990), Elter et al. (1990), Del Moro et al. (1991), Musumeci (Tesi Dottorato, 1991a), Musumeci (1991b), Musumeci (1992), Carosi et al. (1992) e Cruciani et al. (2013).

3.1.1 - Successioni litostratigrafiche

Musumeci (1992), sulla base di differenze sul grado metamorfico e sull'intensità delle deformazioni, distingue nell'Unità del Monte Grighini due subunità (Fig. 3.3).

- La subunità superiore (1st *subunit*) affiora nel settore orientale dell'unità ed è separata dalla subunità inferiore e dall'Unità di Castello Medusa da un contatto tettonico marcato da cataclasi. La successione litologica è costituita da filladi, e metavulcaniti e metavulcanoclastiti acide appartenenti alla zona a biotite.
- La subunità inferiore (2nd *subunit*) affiora nella parte centro-occidentale dell'unità. Questa subunità è costituita da: 1) paragneiss minuti e paragneiss microcchiadini con intercalazioni di micascisti e quarziti e spessori variabili di paragneiss occhiadini con porfiroclasti feldspatici centimetrici, 2) micascisti a granato e staurolite con alternati paragneiss a granato e biotite, lenti metriche di marmo, separati dai paragneiss da un livello di quarziti grigio chiare.

L'Unità del Monte Grighini è intrusa da una *suite* di rocce granitiche tardo erciniche orientate NW-SE costituite principalmente da i) monzograniti a biotite ad affinità calcalcalina e subordinate tonaliti con *enclaves* di dioriti e ii) leucogranito a muscovite .

Questi corpi sono stati datati radiometricamente col metodo Rb/Sr rivelando un'età di 312 ± 12 Ma (Carmignani et al., 1985; Laurenzi et al., 1991; Carmignani et al., 2001), al limite tra il Westfaliano e lo Stefaniano. Studi Ar^{40}/Ar^{39} su muscovite e biotite hanno fornito un'età da 302 ± 0.2 a 294 ± 0.5 Ma rispettivamente (Laurenzi et al., 1991); l'età dell'evento milonitico è stata ottenuta analizzando biotite (280 ± 0.5 Ma) e K-feldspato (250 ± 0.5 Ma) di rocce ultramilonitiche. Questi risultati indicano una tettonica estensionale in regime fragile estesa fino al Permiano, mentre il metamorfismo di alta temperatura – bassa pressione è stato datato a 307 ± 5 Ma (Musumeci, 1992).

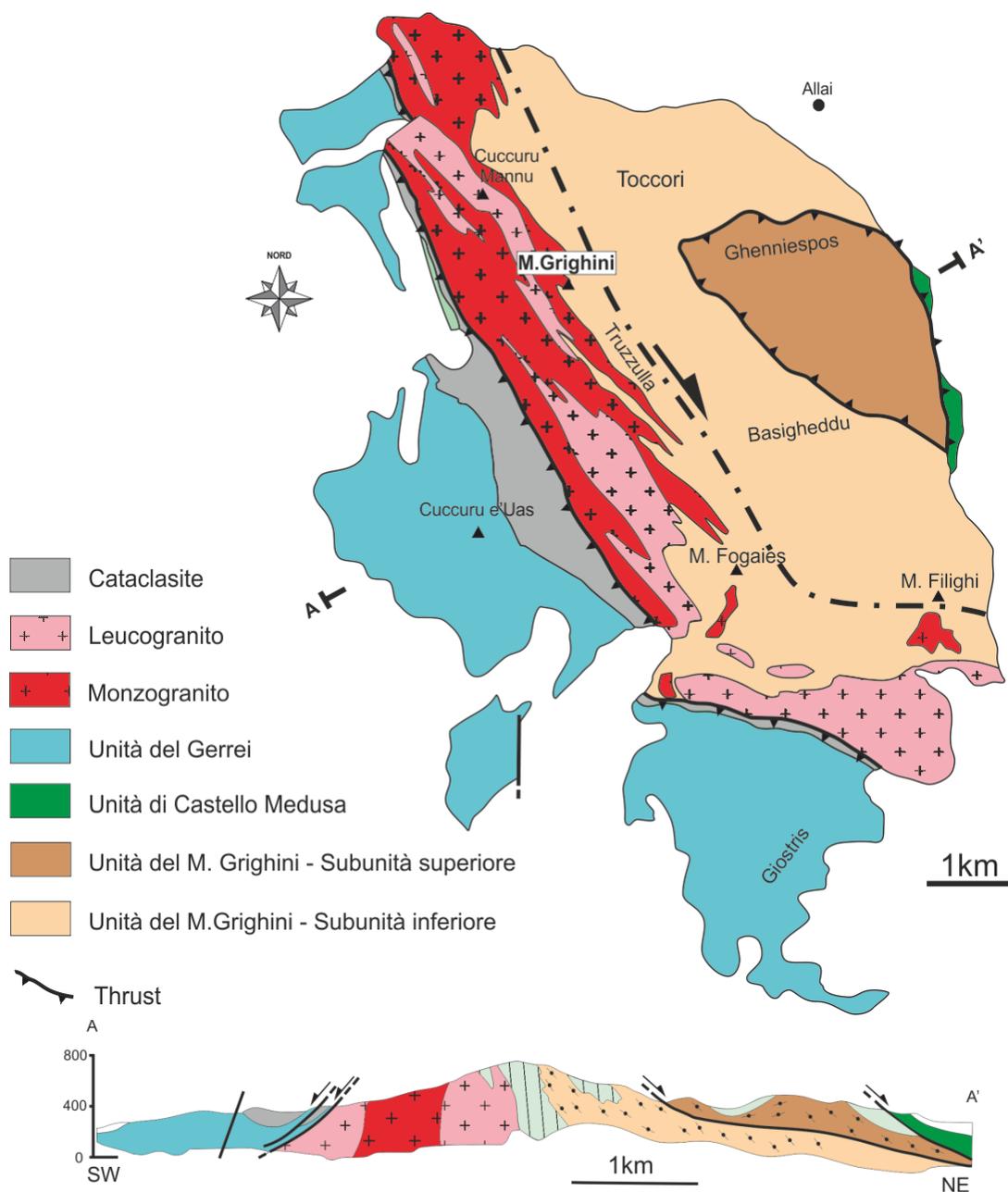


Figura 3.3 – Schema geologico e sezione geologica A-A' del Complesso del Monte Grighini (da Musumeci, 1992).

3.1.2 - Evoluzione tettonica dell'Unità del Monte Grighini

L'evoluzione della zona a falde in generale è stata caratterizzata da una tettonica *syn-nappe* quindi contemporanea alle fasi compressive dell'orogenesi varisca con l'impilamento delle falde e formazione di sovrascorrimenti e pieghe isoclinali rovesciate verso S-SW, successivamente deformate da una tettonica *post-nappe*, quindi dalle fasi plicative tardive (Carosi et al., 1992).

Secondo Carosi et al. (1992), la tettonica compressiva nell'Unità del Monte Grighini è evidenziata, alla scala dell'affioramento, dalla foliazione S_2 che trasponde quasi completamente la scistosità S_1 visibile

talvolta sotto forma di relitto. La scistosità S_2 , che nelle zone più intensamente deformate si traduce in una foliazione metamorfica con *banding* composizionale, risulta contemporanea all'evento D_2 caratterizzato dall'impilamento delle falde tettoniche. A questa fase si associano diverse microstrutture come ad esempio porfiroclasti asimmetrici di K-feldspato, inclusioni elicistiche rotazionali, granati sin-cinematici, inclusioni di quarzo e fillosilicati fibrosi nelle fratture sigmoidi dei porfiroclasti (Carosi et al., 1990a, 1990b), oltre ad un *layering* metamorfico ben sviluppato. Le pieghe F_2 si presentano asimmetriche e intrafoliate con assi WNW-ESE paralleli alla lineazione mineralogica L_2 (Musumeci, 1991).

Secondo Carosi (1990), la scistosità S_2 sarebbe legata alla deformazione, prevalentemente per taglio semplice, che ha prodotto i sovrascorrimenti tra le varie unità tettoniche.

Secondo Cappelli (1991) e Gattiglio e Oggiano (1991), la scistosità S_2 è connessa all'evento di riesumazione dei nuclei più metamorfici per mezzo di una tettonica distensiva. Tale ipotesi giustificerebbe la posizione dei nuclei più metamorfici affioranti in corrispondenza dell'antiforme del Flumendosa, rispetto alla classica zoneografia metamorfica della catena. La tettonica varisca tardiva, o post-collisionale, è caratterizzata da deformazioni che interessano tutto l'edificio a falde, si formano delle importanti zone di taglio, tra cui la più importante è proprio quella del Monte Grighini che, con senso di taglio destro e direzione NW-SE, separa appunto l'Unità del Monte Grighini dell'Unità del Gerrei, generando la fascia milonitica (Carosi et al., 1992).

La fase deformativa D_3 forma delle pieghe aperte e concentriche con piani assiali sub-verticali e crenulazione di piano assiale marcata. Durante questa fase viene a crearsi l'antiforme del Flumendosa con direzione assiale ESE-WNW.

Successivamente la fase deformativa D_4 produce pieghe tipo *kinks*, *kinks* coniugati, *box folds* e *chevron folds*, con piani assiali molto inclinati.

3.2 – La Carta Geologica del Monte Grighini

La carta geologica realizzata nell'ambito di questo Dottorato (Fig. 3.4 e carta allegata) è il risultato di una sintesi dei rilevamenti geologici derivanti dalle tesi di laurea (Cherchi, 1985; Musumeci, 1985) e dalla Tesi di Dottorato (Musumeci 1991), integrati con nuovi dati geologici e petrografici (Musumeci, Spano, Franceschelli, Cherchi, Pertusati, Cruciani; in revisione, Journal of Maps).

La carta geologica (Fig. 3.4 e carta allegata) è stata realizzata sulla base della topografia delle carte tecniche regionali (C.T.R.) in scala 1:10000 reperibili sul geoportale della Regione Sardegna nel sito: <http://www.sardegna.territorio.it/>. Le carte topografiche sono state in seguito georeferenziate in base al sistema di coordinate "Roma_1940_Gauss_Boaga_Ovest".

Nella carta geologica allegata sono riportati i seguenti sistemi di coordinate: i) "Roma_1940_Gauss_Boaga_Ovest", ii) UTM Zona 32S – ED50 e iii) latitudine e longitudine.

Il database cartografico è stato costruito con il software ArcGIS, mentre il lavoro di assemblamento, rifinitura e impaginazione è stato eseguito con CorelDRAW X5 graphic suite.

Nella carta geologica (Fig. 3.4 e carta allegata) sono state distinte l'Unità del Gerrei, l'Unità di Castello Medusa e l'Unità del Monte Grighini, nonché il Complesso Intrusivo ed i depositi post-paleozoici (questi ultimi sono riportati solo nella carta allegata).

3.3 – Stratigrafia del Complesso del Monte Grighini

Il Complesso del Monte Grighini è costituito da tre unità tettoniche che, dall'alto verso il basso, sono (Fig. 3.3):

- Unità del Gerrei,
- Unità di Castello Medusa
- Unità del Monte Grighini.

Le caratteristiche principali di questo complesso sono:

- la presenza di un complesso intrusivo per lo più milonitico che affiora a contatto con l'Unità del Monte Grighini,
- la presenza di una fascia cataclastico-milonitica affiorante tra il complesso intrusivo (o complesso granitoide) e l'Unità del Gerrei,
- la presenza di litologie di medio grado metamorfico originate sia da metamorfismo regionale sia da locale metamorfismo di contatto legato alla messa in posto del complesso intrusivo durante le fasi finali dell'orogenesi varisca.

3.3.1 - Unità del Gerrei

L'Unità del Gerrei affiora nel versante sud-occidentale del Complesso del Monte Grighini. Essa è separata dall'Unità del Monte Grighini dal complesso intrusivo, dalla fascia milonitica e dalla cataclasite (Figg. 3.3, 3.4, 3.5).

Nel complesso del Monte Grighini, la successione vulcano-sedimentaria dell'Unità del Gerrei è costituita dal basso verso l'alto da: metavulcaniti dell'Ordoviciano medio (sup.? – Formazione di Santa Vittoria), metarenarie dell'Ordoviciano medio (sup.? – Metarenarie di Su Muzziioni), metavulcaniti dell'Ordoviciano medio (Porfiroidi *Auct.*), metapeliti dell'Ordoviciano sup. (Argilloscisti di Riu Canoni), metarcose dell'Ordoviciano superiore (Metarcose di Genna Mesa) e scisti neri siluriani (Formazione "Scisti Neri").

Di seguito vengono descritte brevemente le varie formazioni.

- **MSV – Formazione di Santa Vittoria (Ordoviciano medio - sup.?)**

Metavulcaniti a chimismo da intermedio a basico. Sono localizzate in piccoli affioramenti all'interno delle Metarenarie di Su Muzziioni, nella porzione centrale dell'Unità del Gerrei.

- **MUZ - Metarenarie di Su Muzziioni (Ordoviciano medio - sup.?)**

Quarziti, metarenarie e metaconglomerati alternati a metapeliti. Sono presenti in piccoli affioramenti associati ai porfiroidi nel versante centrale dell'Unità del Gerrei.

- **PRF – Porfiroidi *auct.* (Ordoviciano medio? - sup.)**

Metapiroclastiti calcocaline a composizione da riolitica a dacitica. I porfiroidi sono la formazione più diffusa all'interno dell'Unità del Gerrei e sono costituiti principalmente da metavulcaniti e metarcose di basso grado metamorfico. Sul terreno si presentano massivi e di colore chiaro. Essi affiorano principalmente a contatto con gli scisti ordoviciani.

- **MGM – Metarcose di Genna Mesa (Ordoviciano sup.)**

Metarcose, quarziti e metaconglomerati. Le Metarcose di Genna Mesa sono presenti esclusivamente in località Giostris a contatto con gli Argilloscisti di Riu Canoni a nord e con la Formazione degli Scisti Neri a sud.

- **ACN – Argilloscisti di Riu Canoni (Ordoviciano sup.)**

Metapeliti, metasiltiti fossilifere (a) e metacalcari a crinoidi (b) di basso grado metamorfico. Essi affiorano lungo quasi tutto il contatto tra la fascia cataclastico-milonitica e l'Unità del Gerrei ad esclusione della zona centrale in corrispondenza di Monte Cristu e di Cuccuru e'Uas.

- **SGA – Formazione degli Scisti Neri (Siluriano - Ordoviciano inf.)**

Gli scisti siluriani affiorano a nord-est di Bruncu Entosu, nel versante meridionale del Complesso del Monte Grighini; al loro interno sono presenti lenti di calcari nodulari (a). Sul versante settentrionale, orientale e meridionale si trovano in contatto con gli scisti ordoviciani, sul versante occidentale con i porfiroidi. Alla scala dell'affioramento si presentano di colore nerastro, con una scistosità pervasiva e dal tipico aspetto carbonioso.

3.3.2 - Unità di Castello Medusa

L'Unità di Castello Medusa affiora nella porzione orientale del complesso in località Leporada ed in località Punteddu e poggia sull'Unità del Monte Grighini con un contatto tettonico marcato da una sottile fascia cataclastica.

Nel complesso del Monte Grighini l'Unità di Castello Medusa presenta la seguente successione vulcano-sedimentaria (ordinata dal basso verso l'alto): Metarcose di Genna Mesa (Ordoviciano sup.) e filladi del Complesso di Sa Lilla (Siluriano? – Carbonifero inf.?).

- **MGM – Metarcose di Genna Mesa (Ordoviciano sup.)**

Metarcose, quarziti e metaconglomerati. I due affioramenti principali sono separati dall'Unità del Monte Grighini a occidente da un sovrascorrimento, mentre verso oriente gli affioramenti più piccoli sono a contatto con le filladi del Complesso di Sa Lilla.

- **CSA – Complesso di Sa Lilla (Siluriano? – Carbonifero inf.?)**

Filladi da grigie a verdastre con intercalazioni di (a) marmi e calcescisti, questi ultimi presenti solo nell'affioramento settentrionale.

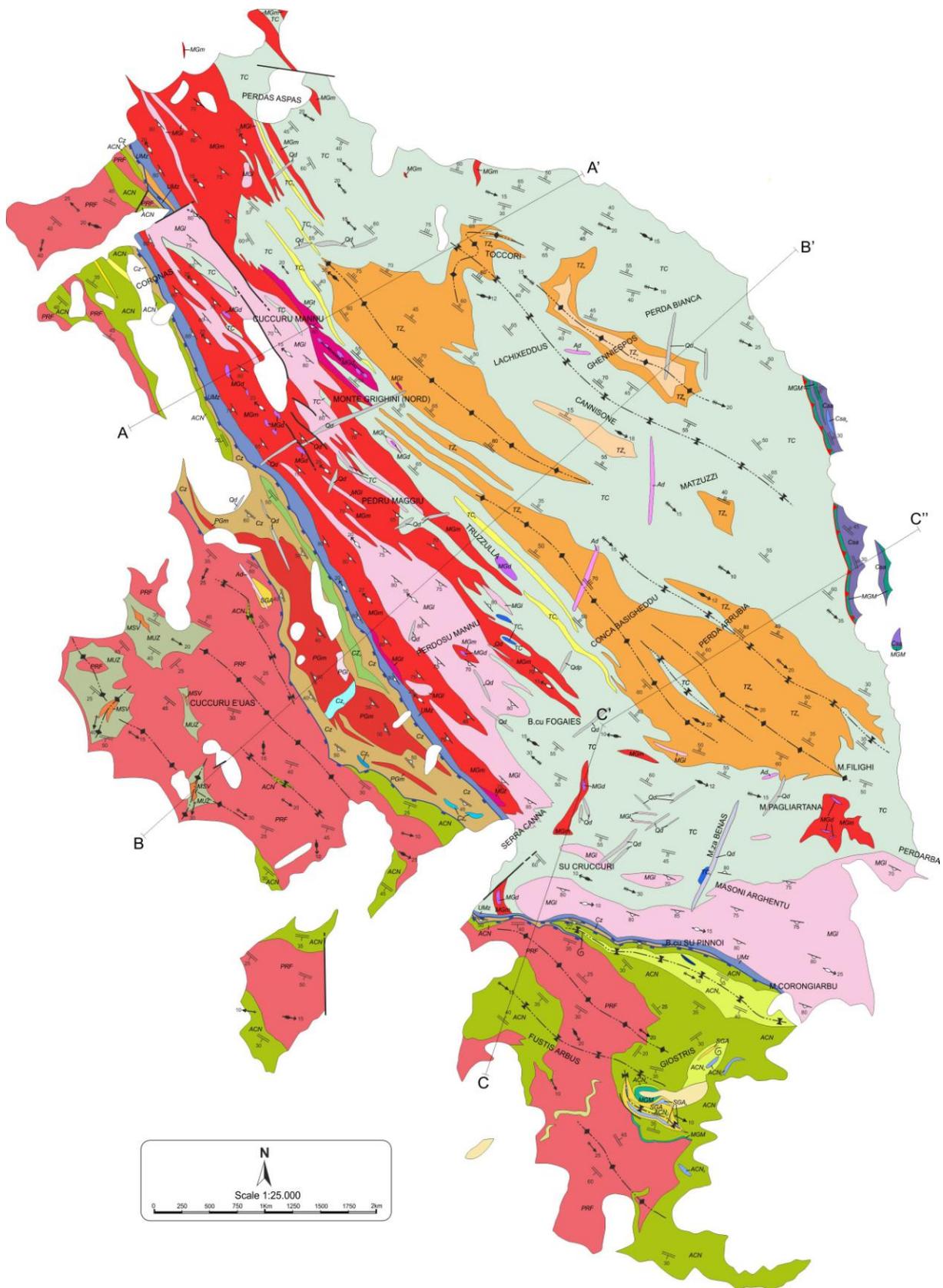


Figura 3.4 – Carta geologica del complesso del Monte Grighini (Musumeci, Spano, Cherchi, Franceschelli, Pertusati, Cruciani. In revisione, Journal of Maps) .

LEGENDA GEOLOGICA:

	Depositi post-paleozoici
BASAMENTO VARISICO	
INTRUSIONI TARDO-VARISCHE	
	Qd - Filone di quarzo e porfido
	Ad - Aplite e pegmatite
ZONA DI TAGLIO TARDO-VARISICA	
	Cz - Zona cataclastica Cataclasiti con piccoli corpi di a) scisto, b) calcare silicizzato e c) hornfels
	PG - Granito di Perdoseddu a) monzogranito milonitico (PGm) e b) leucogranito milonitico (PGI)
	UMz - Zona ultramilonitica Leucograniti e monzograniti milonitici ed ultramilonitici
COMPLESSO INTRUSIVO DEL MONTE GRIGHINI (305-290 Ma)	
	MGI - Leucogranito del Monte Grighini Leucogranito da protomilonitico a milonitico ricco in mica chiara
	MGm - Monzogranito del Monte Grighini Monzogranito eda protomilonitico a milonitico a biotite e mica chiara
	MGt - Tonalite del Monte Grighini Tonalite foliata a grana fine
	MGd - Diorite del Monte Grighini Diorite equigranulare a grana fine
UNITÀ DEL GERREI	
	SGA - Formazione 'Scisti Neri' Scisti neri con a) calcari nodulari (Siluriano - Devoniano inf.)
	ACN - Argilloscisti di Riu Canoni Metapeliti con a) metasiltiti fossilifere e b) metacalcari fossiliferi (Ordoviciano inf.)
	MGM - Metarcose di Genna Mesa Metarcose, quarziti e metaconglomerati (Ordoviciano sup.)
	PRF - 'Porfiroidi' Metapiroclastiti calcalcaline (Ordoviciano medio? - sup.)
	MUZ - Metarenarie di Su Muzzioni Quarziti, metarenarie e metaconglomerati (Ordoviciano medio - sup.?)
	MSV - Formazione di Monte Santa Vittoria Metavulcaniti da intermedie a basiche (Ordoviciano medio - sup.?)
UNITÀ DI CASTELLO MEDUSA	
	CSA - Complesso di Sa Lilla Filladi con a) marmi e calcescisti (Siluriano? - Carbonifero inf.?)
	MGM - Metarcose di Genna Mesa Metarcose, quarziti e metaconglomerati (Ordoviciano sup.)
UNITÀ DEL MONTE GRIGHINI	
	TC - Formazione di Toccori Scisti, micascisti e subordinati paragneiss con a) quarziti e b) marmi (Ordoviciano sup. - Siluriano)
	TZ - Formazione di Truzzulla a) metavulcaniti e b) metarcose e metarenarie (Ordoviciano sup. - 440Ma)

SIMBOLI STRUTTURALI:

	Foliazione di piano assiale S ₁
	Foliazione di piano assiale S ₂
	Foliazione di piano assiale S ₃
	Asse di piega F ₁
	Asse di piega F ₂
	Asse di piega F ₃
	Allungamento e lineazione mineralogica
	Foliazione cataclastica
	Foliazione milonitica ed ultramilonitica
	Allungamento e lineazione milonitica
	Traccia di piano assiale di antiformali e sinformi F ₁
	Traccia di piano assiale di antiformali e sinformi F ₂
	Traccia di piano assiale di antiformali e sinformi F ₃
	Sovrascorrimento
	Faglia transtensiva
	Faglia normale
	Faglia trascorrente
	Località fossilifera
	Traccia delle sezioni geologiche

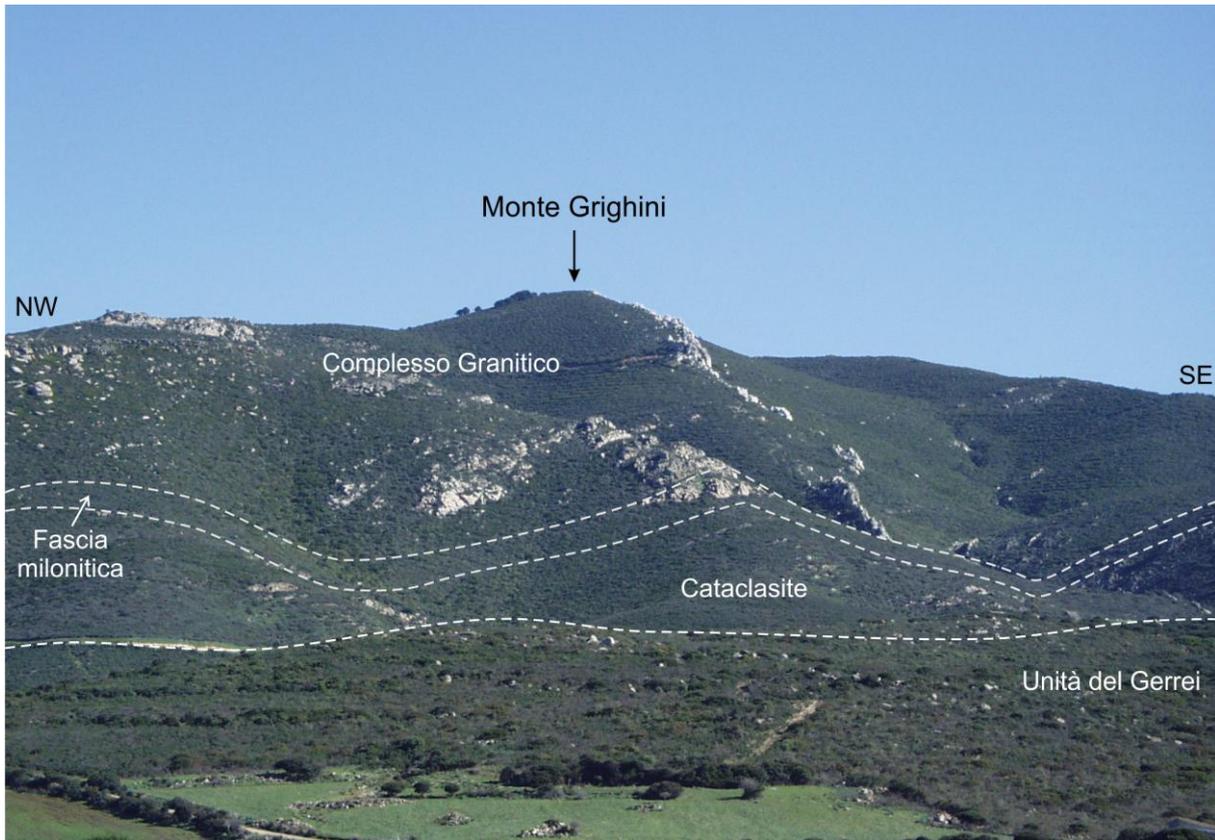
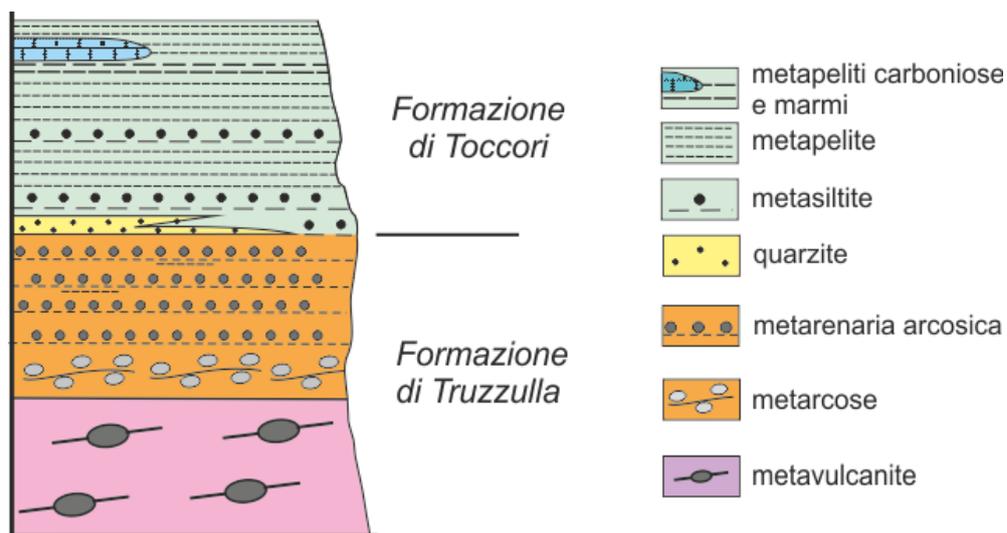


Figura 3.5 – Panoramica dell’Unità del Gerrei vista da NE a SW. L’Unità del Gerrei è separata dall’Unità del Monte Grighini in sequenza dalla fascia cataclastica, dalla fascia milonitica e dal complesso intrusivo granitico.

3.3.3 - Unità del Monte Grighini

Il nuovo rilevamento cartografico ed i nuovi dati litologici e petrografici non supportano la presenza nell’Unità del Monte Grighini di due sub-unità tettoniche come riportato da Musumeci (1992). Le nuove ricerche consentono di suddividere l’Unità del Monte Grighini in due formazioni che, dal basso verso l’alto, sono (Fig. 3.6): Formazione di Truzzulla e Formazione di Toccori.



- **TZ – Formazione di Truzzulla (Ordoviciano superiore)**

La Formazione di Truzzulla affiora principalmente nella porzione centrale e meridionale dell'area di studio in contatto con la Formazione di Toccorì. Nella colonna litostratigrafica dell'Unità del Monte Grighini (Fig. 3.6), la Formazione di Truzzulla si colloca alla base, ed è costituita, dal basso verso l'alto, dalle metavulcaniti, al di sopra delle quali poggiano le metarcose e le metarenarie arcosiche. Un sottile livello discontinuo prevalentemente costituito da quarziti marca il contatto tra la Formazione di Truzzulla e quella di Toccorì. I litotipi predominanti osservabili nella Formazione di Truzzulla sono costituiti da metarcose, metarenarie e metavulcaniti. Nelle metarenarie ci sono intercalati dei sottili livelli pelitici.

Metavulcaniti - Le metavulcaniti, che si trovano alla base della colonna stratigrafica, affiorano in diverse aree della porzione centrale dell'unità. L'affioramento più rappresentativo si trova in località Ghenniespos, dove le metavulcaniti affiorano al nucleo di un'antiforme tardiva di dimensioni decametriche e direzione assiale N100° E.



Figura 3.7 – Metavulcanite della Formazione di Truzzulla. Si osserva la presenza di occhi feldspatici di dimensioni millimetriche. Località Ghenniespos.



Figura 3.8 – Località Truzzulla. Affioramento delle metarcose.

Le metavulcaniti presentano una tessitura porfirica costituita da porfiroclasti di K-feldspato di dimensioni da millimetriche a centimetriche, immersi in una matrice a grana molto fine dove non è possibile riconoscere alcuna fase mineralogica (Fig. 3.7). I porfiroclasti di K-feldspato si presentano da subedrali ad arrotondati. La matrice conferisce alla roccia un aspetto fluidale in base allo studio del quale è possibile attribuire la scistosità pervasiva alla seconda fase deformativa D_2 . Le metavulcaniti si distinguono dalle metarcose per un contenuto maggiore di porfiroclasti, un aspetto più massivo e la quasi totale assenza di fillosilicati.

Altri affioramenti di metavulcaniti si trovano nella località Lachixeddus, sempre nella porzione centrale dell'unità. Tuttavia, le ridotte dimensioni dei porfiroclasti, l'alterazione e le frequenti intercalazioni filladiche rendono gli altri affioramenti meno rappresentativi rispetto a quello di Ghenniespos.

Metarcose - La località tipo di questa formazione è per l'appunto la località Truzzulla, dove sono presenti estesi affioramenti di metarcose intercalate a sottili livelli di scisti. Queste rocce si presentano con aspetto massivo formando delle creste che sporgono di qualche metro rispetto ai micascisti (Fig. 3.8).

La roccia ha una tessitura porfirica con porfiroclasti di K-feldspato immersi in una matrice microcristallina (Fig. 3.9). La matrice avvolge completamente i porfiroclasti i quali sono deformati e alternati a livelli quarzatici che conferiscono alla roccia un aspetto milonitico. Nella matrice si osservano anche fillosilicati appena distinguibili ad occhio nudo.



Figura 3.9 – Località Truzzulla. Dettaglio della struttura delle metarcose.

Metarenarie arcose - Le metarenarie arcose poggiano stratigraficamente sopra le metarenarie (Fig. 3.6) e vengono differenziate dalle metarcose per un contenuto maggiore in fillosilicati. Questo si traduce alla scala dell'affioramento in un aumento della scistosità e una diminuzione dei porfiroclasti feldspatici. Nelle metarenarie arcose a nord della località Truzzulla i porfiroclastidi K-feldspato si riducono di dimensioni (fino a 3-4mm) rispetto alle precedenti (Fig. 3.10) mostrando una variazione laterale che fa supporre una polarità in termini di deposizione e rimaneggiamento dei clasti.



Figura 3.10 –Metarenarie arcose. Si osserva una diminuzione della grana evidenziata dalla freccia. Località Truzzulla.

- **TC – Formazione di Toccori (Ordoviciano superiore - Siluriano)**

La Formazione di Toccori è costituita alla base da quarziti seguite da metapeliti e metasiltiti (oroscisti, micascisti e paragneiss) con intercalati livelli siltitici carboniosi e lenti di marmo (Fig. 3.6). Questa formazione affiora in tutta l'unità, sia a contatto con il complesso intrusivo a sud e ad ovest, che a contatto con l'Unità di Castello Medusa ad est. Gli scisti ed i micascisti sono intercalati da intercalazioni più arenacee (paragneiss).

Nelle località di Ghenniespos e Lachixeddus la Formazione di Toccori è costituita da rocce filladiche di colore grigio scuro a grana molto fine. Queste rocce sono formate principalmente da fillosilicati submillimetrici che conferiscono alla roccia un tipico aspetto traslucido. Si presentano fortemente foliate e talvolta fratturate. La scistosità prevalente alla scala dell'affioramento ha direzioni comprese tra N100° E e N110°E. Nella figura 3.14 (località Lachixeddus), si può osservare il passaggio graduale dalle metavulcaniti agli scisti senza un vero e proprio contatto netto, evidenziato soprattutto dalla differente impronta deformativa dovuta ad una diversa competenza delle litologie.

Quarziti - Il passaggio dalla Formazione di Truzzulla a quella di Toccori è localmente marcato da corpi lenticolari allungati di quarziti grigio chiare, quarziti micacee e metasiltiti ricche in quarzo. Esse affiorano sotto forma di corpi allungati di centinaia di metri in località Truzzulla – Torretta (Fig. 3.11) fino alla valle di Bruncu Fogaies. Altri corpi di quarzite affiorano a NE del complesso in località Is Perda Bianca.

La località tipo delle quarziti è la Torretta di Truzzulla. Le rocce si presentano scistose nei livelli più fillosilicatici, con dei livelli subverticali a grana fine di colore tendenzialmente rosa – grigio chiaro alternati a livelli di solo quarzo (Figg. 3.11 e 3.12).



Figura 3.11 – Aspetto delle quarziti in prossimità della torretta antincendio. Località Truzzulla.

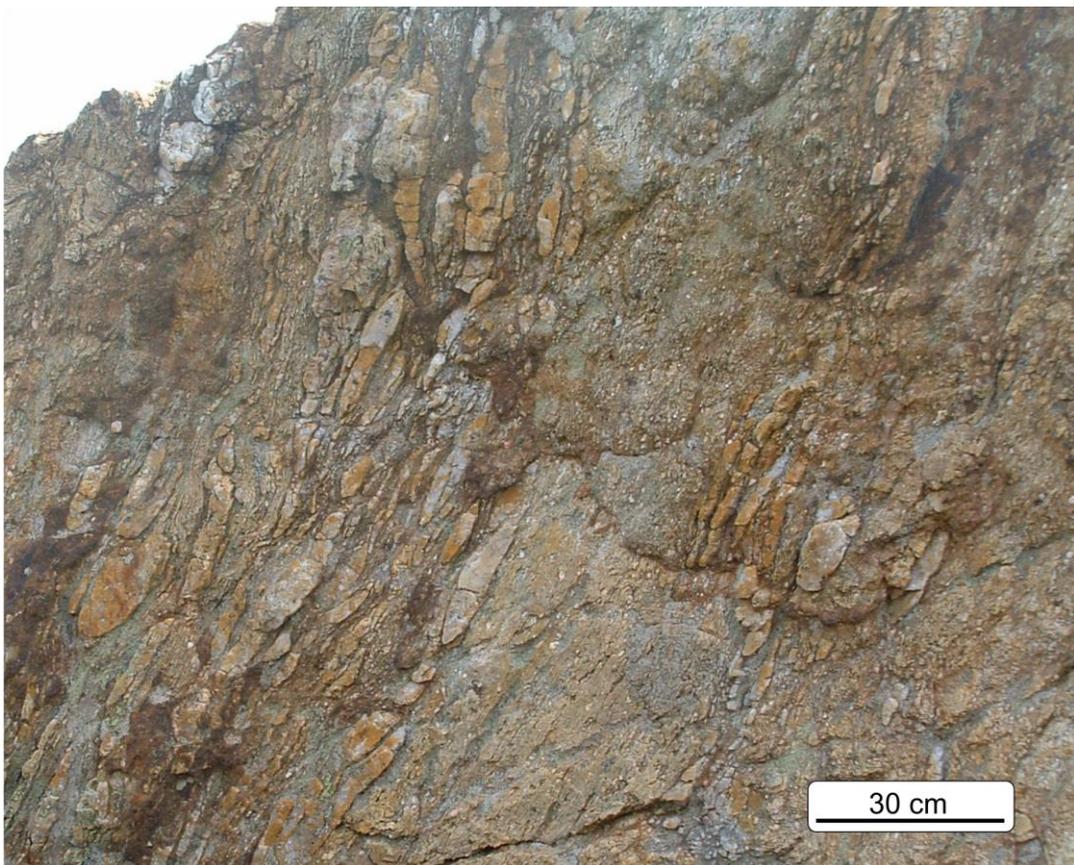


Figura 3.12 – Quarziti a sud di Truzzulla. Si osservano domini di quarzo alternati a domini più scistosi.

Scisti, micascisti e paragneiss - In località Toccori gli scisti e i micascisti sono alternati ai paragneiss e sono il litotipo predominante dell'area. Le rocce si presentano mediamente deformate e talvolta brecciate con una scistosità principale orientata N80°-100° e inclinazioni variabili tra 55° e 60° con immersione variabile a NE e SW, che permette di supporre un'ondulazione a grande scala. Alla scala dell'affioramento si osservano delle pieghe aperte con piano assiale verticale che costituiscono la foliazione F_3 . La roccia si presenta fratturata con granati di dimensioni millimetriche immersi in una matrice dalle dimensioni variabili dove si riconoscono ad occhio nudo dei cristalli di biotite. Sempre in località Toccori sono presenti livelli di micascisti con una marcata crenulazione S_2 e porfiroclasti millimetrici di plagioclasio allungati secondo la scistosità immersi in una matrice a grana fine (Fig. 3.13).

A Truzzulla i micascisti sono stati osservati in alternanza con le metarose con direzioni comprese tra N110°E e N140°E, ed inclinazioni variabili da sub-verticali a poco inclinate (15°). Alla scala dell'affioramento la scistosità principale è deformata da delle pieghe (F_3) di dimensioni decametriche di direzione N120° con piano assiale sub-verticale immergente a SW.



Figura 3.13 – Scisti a granato e plagioclasio con crenulazione di piano assiale. I plagioclasio sono deformati e allungati lungo la scistosità. Loc. Toccori.



Figura 3.14 – Località Lachixeddus. Contatto tra scisti (Formazione di Toccoiri), in alto, e metarcose (Formazione di Truzzulla), in basso. Dalla fotografia si può osservare le due litologie separate da una zona di transizione di 5-10 cm.

Marmi e livelli carboniosi - In località Mitza Benas è presente una lente di marmo intercalata ai micascisti. Altre lenti di marmo di dimensioni metriche sono state osservate in località Is Foradas in prossimità del complesso intrusivo e a Masoni Arghentu. Queste lenti si presentano massive con una leggera foliazione. La roccia presenta una tessitura granoblastica di tipo saccaroide. In località Is Foradas sono presenti anche dei sottili livelli siltitici ricchi in sostanze carboniose.

3.3.4 - Zona ultramilonitica e zona cataclastica

Cartograficamente sono state distinte una zona ultramilonitica (filloniti) ed una zona cataclastica. La zona ultramilonitica e la zona cataclastica affiorano tra l'Unità del Gerrei ed il complesso intrusivo. Esse si estendono con una direzione compresa tra N120°E e N140°E. Lo spessore varia da qualche decina a qualche centinaio di metri.

- **UMz – Zona ultramilonitica**

La zona ultramilonitica affiora sotto la zona cataclastica ed è in contatto concordante con il sottostante metagranito.

La zona ultramilonitica è costituita prevalentemente da filloniti (Fig. 3.15) che sono il prodotto della deformazione intensa del leucogranito e del monzogranito.

Le filloniti si trovano in livelli centimetrici circondati da miloniti a diversa intensità di deformazione. Questi livelli fillonitici sono costituiti da rocce a grana finissima e si differenziano dalle normali ultramiloniti per parziale o quasi totale sostituzione dei feldspati con fillosilicati. Alla scala dell'affioramento la fillonitizzazione viene identificata sulla base della grana molto fine e del colore più scuro rispetto alle miloniti circostanti. Le rocce milonitiche alla scala dell'affioramento sono

caratterizzate da una scistosità pervasiva. All'interno della zona ultramilonitica si possono differenziare dei domini prevalentemente milonitici e dei domini prevalentemente ultramilonitici.

- **Cz – Zona cataclastica**

La zona cataclastica affiora senza soluzione di continuità lungo tutta la zona di taglio con spessori da decametrici ad ettometrici. Le cataclasiti inglobano nei loro depositi blocchi appartenenti al Granito di Perdoseddu (Fig. 3.16). Esse appaiono brecciate ed alterate e vengono interessate da faglie o sistemi di faglie tardive. Al loro interno sono presenti blocchi a forma e dimensioni variabili di scisti (a), metacalcari silicizzati (b) e hornfels (c). All'interno della fascia cataclastica, nella zona compresa tra M. Cristu e Bruncu Perdoseddu, è presente un esteso e continuo affioramento di metagranito (Granito di Perdoseddu) allungato secondo la direzione della cataclasite, alcuni piccoli corpi di metavulcaniti, scisti siluriani e rocce carbonatiche dell'Unità del Gerrei.



Figura 3.15 – Località Riu S'iscibi. L'intensa deformazione milonitica ha portato alla fillonitizzazione di alcuni livelli del granito.



Figura 3.16 – Cataclasite con un blocco di Granito di Perdoseddu. Località Serra Moddizzi.

- **PG – Granito di Perdoseddu**

Monzogranito milonitico (a) e leucogranito milonitico (b) a grana fine ed intensamente fratturati. Questi graniti sono presenti nella porzione centrale della fascia cataclastica orientati parallelamente alla direzione di shear.

3.3.5 - Il complesso intrusivo del Monte Grighini

Il complesso intrusivo del Monte Grighini costituisce una delle associazioni litologiche più importanti presenti nell'area in esame. Affiora in tutto il versante occidentale del monte delimitato da una fascia cataclastico-milonitica che marca il contatto tettonico con l'Unità del Gerrei, mentre sul versante orientale è presente sotto forma di apofisi lenticolari da metriche ad ettometriche all'interno dell'Unità del Monte Grighini.

Il complesso intrusivo ha una forma allungata secondo una direzione N120°-N140° concordante con la direzione locale e regionale delle strutture tettoniche.

Nel complesso intrusivo sono stati cartografati due corpi plutonici principali allungati in direzione NW-SE: monzograniti e leucograniti, nonché dei termini più basici come dioriti e tonaliti con minore estensione. Questo complesso è costituito perciò da una *suite* di rocce caratterizzate da una grande variabilità composizionale. Queste rocce presentano un grado di milonitizzazione più marcato con l'avvicinarsi alla zona di *shear*.

- **MGd – Diorite del Monte Grighini**

I termini più basici della *suite* granitica sono costituiti da dioriti presenti come corpi lenticolari di dimensioni metriche e decametriche. Sono anche presenti come *enclaves* dioritici di dimensioni da centimetriche a decimetriche nel monzogranito (Fig. 3.17).

Un corpo dioritico affiora a SE di Br. cu Fogaies e a Serra Canna. Si tratta di intrusioni di dimensioni metriche allungate secondo la direzione N-S. Tra Monte Grighini nord e Cuccuru Mannu sono presenti diversi corpi dioritici intrusi nelle tonaliti. Altri corpi dioritici di modeste dimensioni sono associati al monzogranito nella zona Sariston e nella zona a sud di M. Filighi .

- **MGt – Tonalite del Monte Grighini**

Le tonaliti affiorano nella porzione orientale dell'intrusione granitica. Affiorano sotto forma di corpi lenticolari allungati di estensione da ettometrica (Truzzulla) a chilometrica come a nord della cima del Monte Grighini, dove un esteso corpo tonalitico è in contatto con il monzogranito ed il leucogranito. Alcune sottili fasce tonalitiche si trovano invece tra il monzogranito e la fascia cataclastica nelle zone di Serra Fenugu e di Serra Capo d'Acqua.

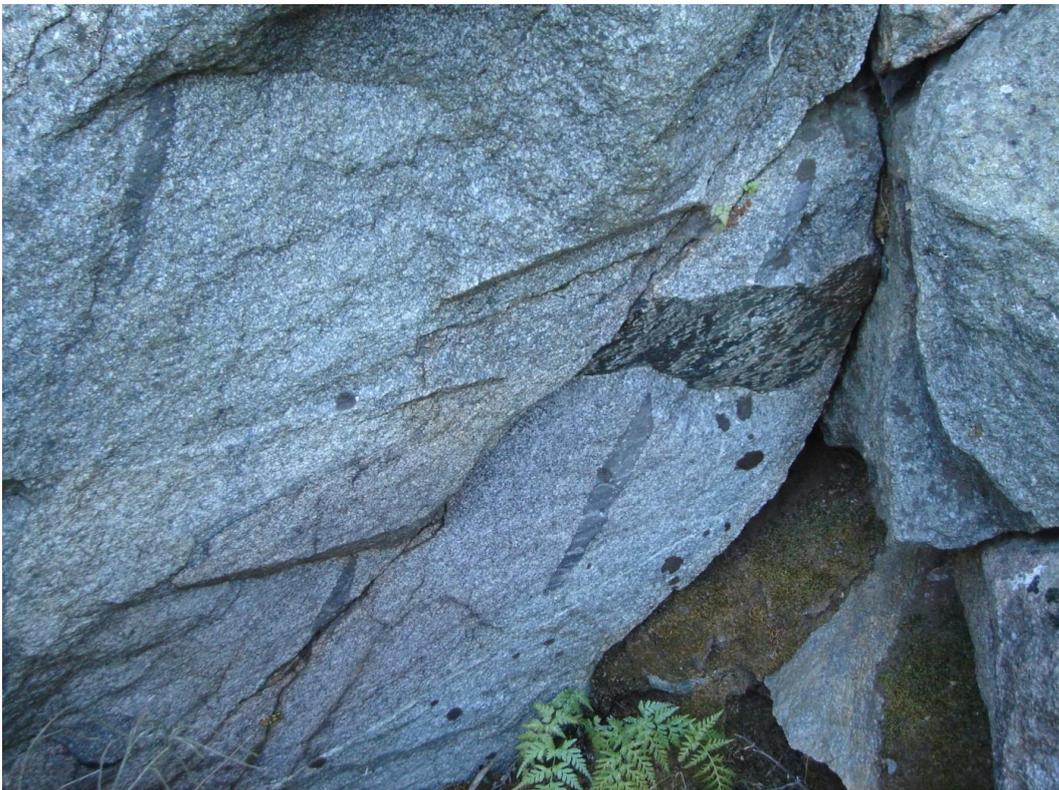


Figura 3.17 – Il monzogranito talvolta contiene inclusi dioritici di dimensioni da centimetriche a decimetriche. Località Perdosu Mannu.

- **MGm – Monzogranito del Monte Grighini**

I monzograniti affiorano principalmente nella porzione settentrionale del complesso intrusivo, lungo buona parte del versante occidentale, a contatto con la cataclaste nella porzione centrale del complesso, in una grossa apofisi all'interno della cataclaste e in piccoli affioramenti localizzati nel

versante meridionale del complesso (Fig. 3.4). La direzione di allungamento del plutone monzogranitico è concordante con il trend regionale (N120°-N140°).

La roccia si presenta con aspetto più o meno foliato, di colore da grigio scuro a grigio chiaro - rosa, e grana tendenzialmente medio-grossa che localmente subisce variazioni alla scala centimetrica. Nell'affioramento si osservano feldspati bianchi immersi in una matrice scura a grana fine costituita principalmente da biotite (Fig. 3.18). Il monzogranito affiorante nelle vicinanze del Monte Poddigas si presenta equigranulare ed a grana grossa con tessitura isotropa in alcuni domini poveri in fillosilicati. A Perdas Aspas il monzogranito è invece di colore grigio scuro ed inequigranulare con feldspati e abbondanti miche scure osservabili ad occhio nudo. Tessituralmente si caratterizza per una progressiva diminuzione della grana con l'avvicinarsi alla zona di *shear* ad eccezione del versante settentrionale dell'intrusione dove affiorano dei termini monzogranitici a grana grossa soprattutto lungo la S.P. Fordongianus-Allai.

Sono presenti localmente degli *enclaves* dioritici (Fig. 3.17) all'interno soprattutto dei corpi meno deformati, caratterizzati da una struttura porfirica con fenocristalli di feldspato bianco immersi in una matrice microcristallina di colore grigio-nerastra. Per il monzogranito sono riportate 3 analisi relative a campioni provenienti da Riu s'Iscibi lungo la fascia milonitica.

Per il monzogranito sono riportate nella tabella 3.1 le analisi degli elementi maggiori di campioni provenienti da Riu s'Iscibi lungo la fascia milonitica.

I campioni A1 ed A8 corrispondono a dei sottili livelli (proto)milonitici all'interno della fascia ultramilonitica, mentre il campione A4b1 corrisponde ad un livello ultramilonitico associato agli altri due campioni. Nonostante alla scala dell'affioramento il campione A4b1 appaia molto differente dagli altri, nelle analisi chimiche ciò non viene evidenziato particolarmente, a parte per la piccola differenza in silice (maggiore degli altri due) ed allumina (minore rispetto agli altri due).



Figura 3.18 – Monzogranito in località Perdas Aspas.

- MGI – Leucogranito del Monte Grighini

I leucograniti si differenziano dai monzograniti principalmente per il colore chiaro, un minore contenuto in biotite e la diffusa presenza di muscovite. Sono rocce leucocratiche con colore che varia da giallo chiaro a rosa chiaro, grana medio-fine, struttura fortemente inequigranulare con tessitura anisotropa. I fenocristalli sialici, in particolare il K-feldspato, in alcuni casi sono ben visibili nonostante abbiano delle dimensioni più piccole rispetto a quelli presenti nei monzograniti.

I leucograniti affiorano principalmente nella porzione centro-meridionale del complesso intrusivo orientandosi anch'essi in direzione N120°-N140° con immersione sub-verticale. In località Su Cruccuri il leucogranito presenta una struttura foliata e ossidi osservabili ad occhio nudo (Fig. 3.19).

In località Cuccuru Mannu il leucogranito appare milonitizzato con piani S-C ben evidenti (Fig. 3.27). Nella medesima località i leucograniti sono caratterizzati anche da muscoviti di dimensioni millimetriche ben osservabili ad occhio nudo.

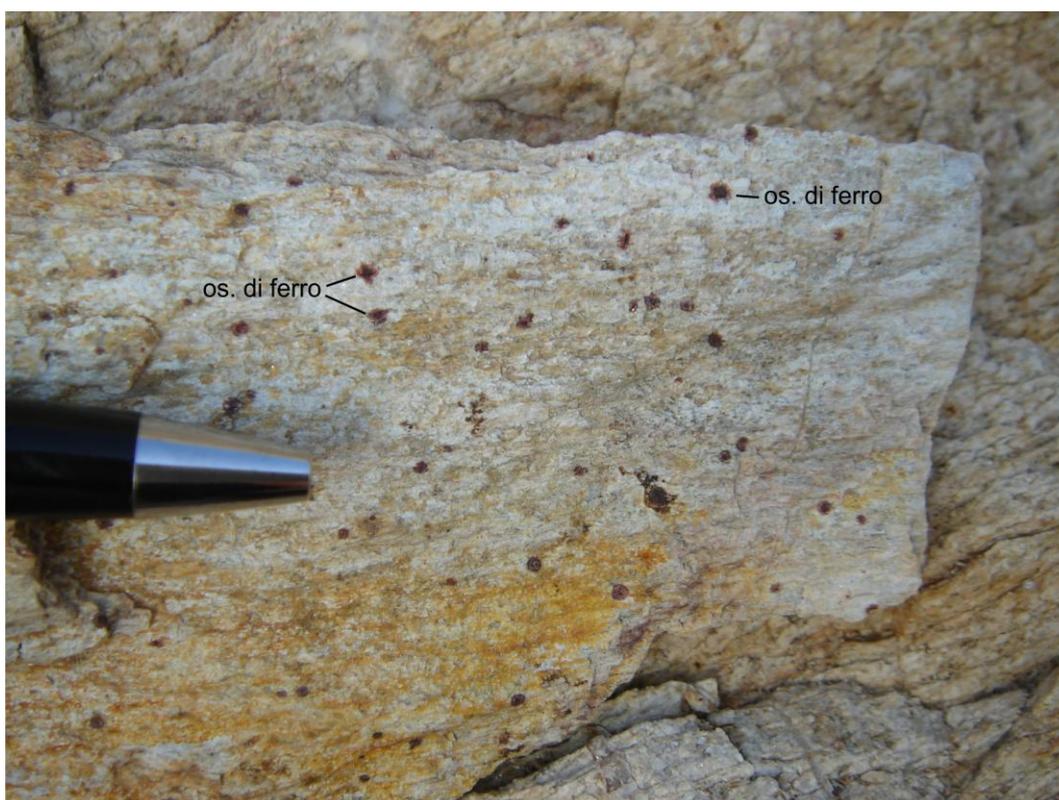


Figura 3.19 – Leucogranito. Località Su Cruccuri. Si noti la grana finissima e l'assenza di biotite. L'alterazione conferisce un alone rossastro agli ossidi di ferro.

Per i leucograniti sono riportate nella tabella 3.1 le analisi dei campioni G70 e G85 (leucogranito a mica chiara potassica) prelevati a Cuccuru Mannu e Perdosu Mannu rispettivamente e dei campioni G92 e G97 (leucograniti a mica chiara potassica e biotite) prelevati in prossimità di Monte Poddigas e a Perdas Aspas rispettivamente. Confrontando le analisi dei leucograniti con quelle dei monzograniti (Tab.3.1) non si osservano particolari differenze a parte una sostanziale diminuzione in Fe_2O_3 , MgO e CaO nei leucograniti (ad eccezione del campione G97 nel quale è presente biotite in quantità superiori rispetto agli altri campioni).

campione	A1	A4b1	A8	G70	G85	G92	G97
località	Riu s'Iscibi	Riu s'Iscibi	Riu s'Iscibi	Cuccuru Mannu	Perdosu Mannu	M.Poddigas	Perdas Aspas
litologia	monzogranito			leucogranito			
SiO ₂	71.22	74.27	70.64	72.69	72.40	72.01	71.24
TiO ₂	0.22	0.19	0.18	0.09	0.08	0.13	0.23
Al ₂ O ₃	15.49	14.92	15.72	16.31	15.62	15.09	15.09
Fe ₂ O ₃ tot	2.91	2.42	2.03	0.60	0.95	1.69	2.27
MnO	0.03	0.02	0.02	0.01	0.01	0.05	0.03
MgO	0.59	0.47	0.41	0.23	0.26	0.55	0.66
CaO	0.78	0.62	0.49	0.51	0.55	1.28	1.18
Na ₂ O	2.79	3.07	3.21	3.27	3.40	3.40	3.03
K ₂ O	4.55	4.25	5.03	5.04	4.56	3.52	4.18
P ₂ O ₅	0.09	0.06	0.10	0.27	0.26	0.13	0.13
LOI	2.05	1.31	1.45	0.82	1.09	1.17	1.05
Totale	100.72	101.60	99.28	99.84	99.18	99.02	99.09

Tabella 3.1 – Analisi chimiche di 3 monzograniti e 4 leucograniti del complesso intrusivo del Monte Grighini.

3.3.6 - Il complesso filoniano tardo-varisico

Il complesso filoniano è presente in tutto il complesso del Monte Grighini. Il complesso filoniano è stato suddiviso in filoni aplitici e porfidi e filoni di quarzo che comprendono anche i filoni pegmatitici. Nelle figure 3.20, 3.21 e 3.22 sono mostrati diversi termini del sistema filoniano.

- Ad – filoni aplitici e pegmatitici

I filoni aplitici appaiono generalmente massivi con grana finissima, come in località Ghenniespos dove un filone aplitico di dimensioni metriche taglia le metavulcaniti con un contatto netto (Fig. 3.20).

A nord della località Truzzulla sono presenti dei piccoli filoni pegmatitici caratterizzati dalla presenza di muscovite che tagliano i micascisti della Formazione di Toccori (Fig. 3.22). La presenza di questi filoni indica che probabilmente l'intrusione granitica non si trova a grande distanza in termini di profondità dall'affioramento.

- Qd – filoni di quarzo e filoni di porfidi quarziticci

In tutto il complesso del Monte Grighini sono presenti in maniera diffusa dei filoni di quarzo di dimensioni decametriche. Essi hanno orientazione variabile e sono costituiti esclusivamente da quarzo. Il filone di quarzo più rappresentativo in termini di dimensioni e spessore è localizzato presso Monte Grighini (Nord) e prosegue ortogonalmente alla zona di taglio attraversando tutto il Complesso intrusivo per circa un chilometro. In alcuni punti del complesso del Monte Grighini, il sistema filoniano si presenta sotto forma di reticolo di filoni che si intrudono nelle zone di intensa fatturazione del complesso (Fig. 3.21). Esso è particolarmente evidente in rocce alterate e parzialmente soggette a processi di pedogenesi. In località Perdosu Mannu è stato osservato un porfido dalle dimensioni metriche costituito da fenocristalli di quarzo e feldspati.



Figura 3.20 – Aplite a contatto con la metavulcanite di Ghenniespos.



Figura 3.21 – Sistema di filoni prevalentemente di quarzo in prossimità del grosso filone di quarzo del Monte Grighini.



Figura 3.22 – Località Truzzulla. Pegmatite con cristalli di muscovite a grana media.

3.4 – Le formazioni terziarie

In discordanza stratigrafica sopra le successioni paleozoiche del Monte Grighini affiorano le formazioni terziarie. Queste formazioni dal basso verso l'alto sono:

- **FMC – Formazione di Monte Cardiga (Eocene inf.)**

Depositi fluvio-deltizi costituiti da arenarie e arenarie quarzose. Affiora sul versante occidentale del Monte Grighini sopra l'Unità del Gerrei. Dal basso verso l'alto è costituita da: livello di conglomerato poligenico, livello arenaceo grossolano, livello calcareo-marnoso.

- **USS – Formazione di Ussana (Oligocene sup. – Aquitaniano inf.)**

Depositi continentali eterometrici costituiti da arenarie, conglomerati, tufiti più o meno arenacee. Affiorano lungo il bordo orientale e settentrionale del Monte Grighini e nel bordo occidentale del complesso.

- **OMPF – Vulcaniti calcaline (Oligo - miocene)**

Depositi di flussi piroclastici a chimismo da dacitico a riodacitico. Nel Monte Grighini affiorano lungo il bordo orientale e settentrionale del complesso e sono costituite principalmente da trachiti ignimbriche e tufi bianchi.

- **RML – Formazione della Marmilla (Aquitaniano sup. – Burdigaliano inf.)**

Deposito marino costituito da conglomerato eterometrico ed eterogenico a matrice cineritica. Affiora in gran parte dei versanti meridionale e occidentale della carta poggiando talvolta in discordanza sulle serie paleozoiche.

- **GST – Formazione delle Marne di Gesturi (Burdigaliano sup. – Langhiano medio)**

Alternanze di marne da arenacee a argillose con intercalazioni arenaceo – conglomeratiche a componente vulcanoclastica. Sono presenti nella parte settentrionale della carta.

- **BGR – Basalti delle Giare (Pliocene)**

Lave da alcaline a subalcaline a composizione da basica (basalti) ad intermedia (andesiti e daciti).

3.5 – Elementi strutturali

Gli elementi strutturali riportati nella carta geologica di figura 3.4 (e nella carta allegata) sono: assi di piega F_1 , F_2 ed F_3 ; foliazione di piano assiale S_1 , S_2 ed S_3 ; allungamento e lineazione mineralogica; foliazione cataclastica; foliazione milonitica ed ultramilonitica; allungamento e lineazione milonitica; tracce dei piani assiali per antiformali e sinformi di F_1 , F_2 ed F_3 ; sovrascorrimenti; faglie transtensive; faglie normali; faglie trascorrenti (Musumeci, Spano, Cherchi, franceschelli, Pertusati, Cruciani; in revisione, Journal of Maps).

Nella legenda sono anche indicate la presenza di località fossilifere e le tracce di tre sezioni geologiche riportate a corredo della cartografia (Fig. 3.4).

3.5.1 - Fasi deformative nell'Unità del Monte Grighini

L'Unità del Monte Grighini presenta una tettonica polifasica pressoché analoga a quella osservabile nella Sardegna centro-meridionale.

Per l'Unità del Monte Grighini sono stati riportati gli elementi strutturali principali misurati sul terreno. Le foliazioni riportate nella carta geologica (Fig. 3.4 e carta allegata) sono la scistosità principale S_2 e la foliazione milonitica. Sono inoltre rappresentate le lineazioni riconducibili sia alle fasi metamorfiche sia all'evento milonitico.

La prima fase deformativa D_1 . La prima fase deformativa è stata quasi completamente trasposta dalla successiva fase D_2 e pertanto non è stato possibile osservarla alla scala dell'affioramento.

La seconda fase deformativa D_2 . La scistosità S_2 è la scistosità dominante alla scala dell'affioramento con direzioni N110-N160°E. La S_2 oblitera la precedente scistosità S_1 e costituisce la foliazione di piano assiale di pieghe (F_2) di dimensioni da metriche a decametriche con piano assiale sub-orizzontale (Fig. 3.23). Nella carta è riportata la traccia di piano assiale di seconda fase (D_2) dell'antiforme di Toccori (Figg. 3.4 e 3.24).

La terza fase deformativa D_3 . La scistosità S_2 è deformata da pieghe (F_3) a scala metrica e decametrica con piani assiali da sub-verticali ad immergenti verso NE. Un clivaggio spaziato di piano assiale (S_3) con giacitura da sub-verticale a mediamente inclinata è associato alle pieghe F_3 .



Figura 3.23 – Piega F_2 in un micascisto della Formazione di Toccori. Il piano assiale della piega è orientato $N120^\circ$ con immersione verso SW.

Parallelamente alla direzione di *shear* è presente un sistema di antiformenti e sinformenti di terza generazione che a scala chilometrica coinvolge tutta l'Unità del Monte Grighini (Figg. 3.4, 3.24, 3.25, 3.26).

Sono state effettuate alcune sezioni geologiche perpendicolarmente alla direzione strutturale per evidenziare i rapporti tra le varie formazioni costituenti l'Unità del Monte Grighini.

Dalla più settentrionale alla più meridionale le sezioni sono: A-A' (Fig. 3.24), B-B' (Fig. 3.25), C-C'-C'' (Fig. 3.26).

La sezione A-A' (Fig. 3.24) partendo da SW attraversa l'Unità del Gerrei, la zona cataclastica, la fascia ultramilonitica, il complesso intrusivo e l'Unità del Monte Grighini fino al Monte Poddigas. Dell'Unità del Gerrei affiorano i Porfiroidi e gli Argilloscisti di Riu Canoni. Il complesso intrusivo è rappresentato da un'alternanza di intrusioni leucogranitiche e monzogranitiche con giaciture sub-verticali e grado deformativo crescente verso SW. Nella Formazione di Toccori la D_2 forma delle pieghe decametriche a loro volta ripiegate dalla fase deformativa D_3 . Della fase D_3 , si osserva, nella sezione A-A' (Fig. 3.24), la traccia del piano assiale dell'antiforme F_3 .

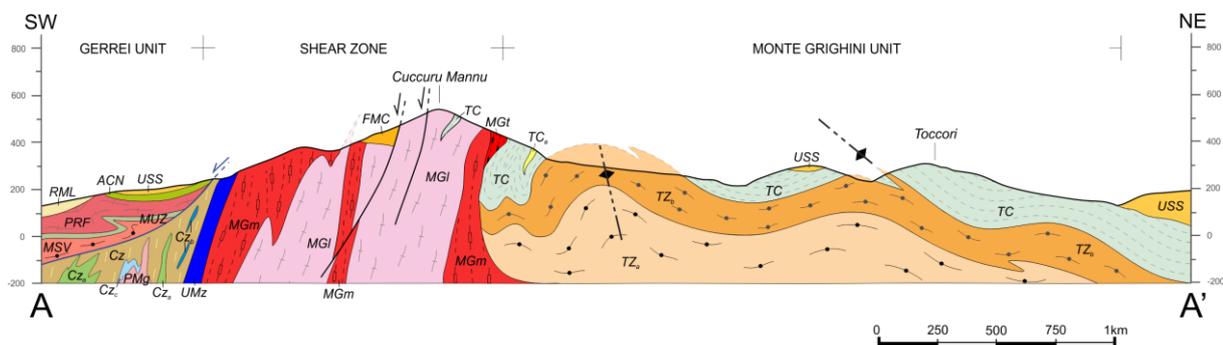


Figura 3.24 – Sezione geologica A-A' ortogonale alla direzione di shear nella zona settentrionale dell'Unità del Monte Grighini. Legenda e simboli strutturali come in figura 3.4.

La sezione B-B' (Fig. 3.25) si estende dalla località Pala Suergius fino all'abitato di Allai. Nell'Unità del Gerrei si evidenziano i rapporti fra le diverse formazioni che dal basso verso l'alto sono: la Formazione di Monte Santa Vittoria, le Metarenarie di Su Muzzone e i Porfiroidi. Queste formazioni sono interessate da due deformazioni D_1 e D_2 . La zona cataclastica viene attraversata nella parte più spessa dove è presente il leucogranito e monzogranito di Perdoseddu. Le giaciture si mantengono parallele alla direzione di *shear* con immersioni verso SW di 40-50°. Nella zona cataclastica sono presenti piccoli corpi di scisti, di metacalcari silicizzati e degli hornfels.

Tra la zona cataclastica ed il complesso intrusivo c'è una fascia metrica di rocce ultramilonitiche e fillonitiche che definiscono la zona ultramilonitica. Il Complesso intrusivo è costituito da monzogranito, leucogranito ed in minor misura da tonalite. Queste rocce presentano una foliazione pervasiva con direzione parallela alla direzione principale di shear e immersioni da 75°SW a verticali. Procedendo verso est, l'Unità del Monte Grighini è interessata da un sistema di anticlinali e sinclinali di terza fase (D_3) che ripiegano le rocce precedentemente deformate dalla fase deformativa D_2 . La sezione termina in corrispondenza del paese di Allai dove affiora la Formazione di Ussana.

La sezione C-C'-C''

La sezione C-C'-C'' (Fig. 3.26) inizia prima dei Porfiroidi di Fustis Arbus con la Formazione di Ussana. I Porfiroidi formano una sinclinale con al nucleo gli Argilloscisti di Riu Canoni. Figurativamente sono riportate al di sotto dei Porfiroidi sia le Metarenarie di Su Muzzioni che la Formazione di Monte Santa Vittoria. Muovendosi verso est affiorano la zona cataclastica e successivamente la zona ultramilonitica con spessori di qualche decina di metri. Nel versante meridionale, il granito presenta delle giaciture subverticali. Da Brunco Fogaies l'Unità del Monte Grighini evidenzia allo stesso modo della sezione B-B', l'alternanza di anticlinali e sinclinali prodotte durante la terza fase deformativa (D_3). Dell'Unità di Castello Medusa affiorano il Complesso di Sa Lilla e la Formazione di Genna Mesa. Una faglia a basso angolo mette a contatto l'Unità di Castello Medusa con l'Unità del Monte Grighini. La sezione C-C'-C'' termina poco dopo l'Unità di Castello Medusa a S'Ena de sa Pira verso Punteddu dove affiora come ultima la Formazione di Ussana.

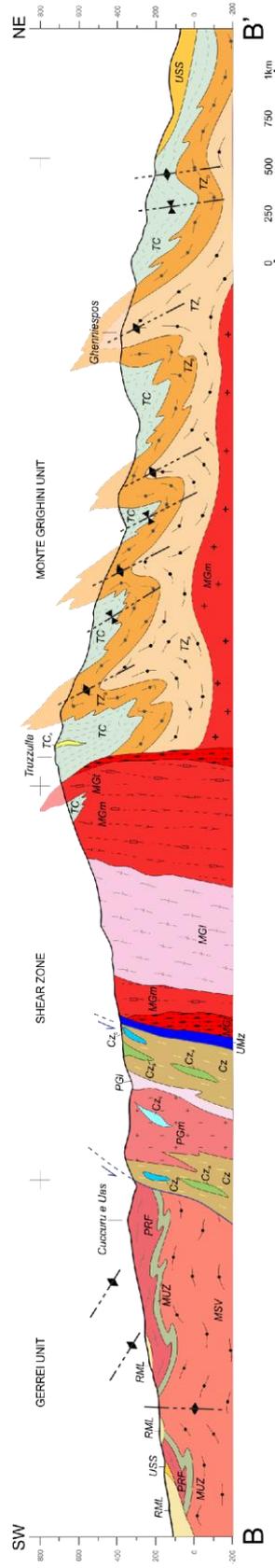


Figura 3.25 – Sezione geologica B-B' ortogonale alla direzione di shear nella parte centrale dell'Unità del Monte Grighini. Legenda e simboli strutturali come in figura 3.4.

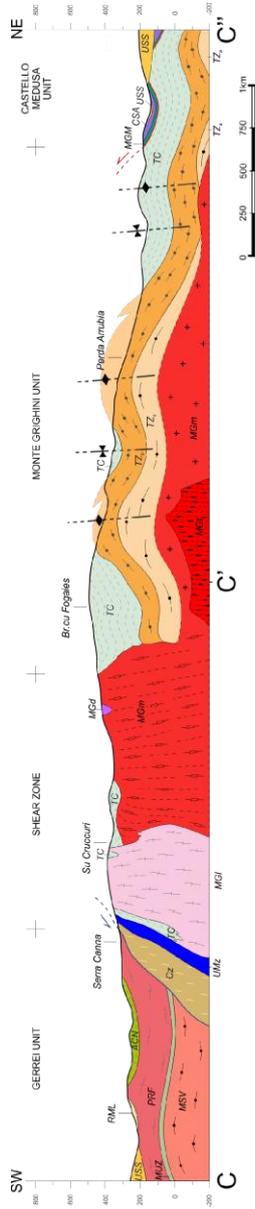


Figura 3.26 – Sezione geologica C-C'' ortogonale alla direzione di shear nella parte meridionale dell'Unità del Monte Grighini. Essa inizia in località Punteddu poco prima dell'Unità di Castello Medusa. prevede uno

3.5.2 - Fasi deformative nell'Unità di Castello Medusa

Sono state riconosciute tre fasi deformative. La prima fase deformativa produce pieghe isoclinali con direzione N160-180°. La seconda fase deformativa produce una scistosità di piano assiale S_2 che genera un blando clivaggio da crenulazione e delle pieghe da metriche a decametriche con direzioni assiali comprese tra N100° e N150°. La scistosità S_2 , anche nell'Unità di Castello Medusa, è la più evidente alla scala dell'affioramento. La terza fase deformativa genera pieghe dalle direzioni variabili.

3.5.3 - Fasi deformative nell'Unità del Gerrei

Nell'Unità del Gerrei affiorante nel Complesso del Monte Grighini sono state riconosciute tre fasi deformative. La prima fase deformativa è caratterizzata da pieghe isoclinali rovesciate verso W-SW con assi orientati in direzione N160-180°. La scistosità S_1 è la più evidente alla scala dell'affioramento e traspone completamente la superficie di stratificazione (S_0) sui fianchi delle pieghe.

La seconda fase deformativa produce una scistosità di piano assiale S_2 che genera un blando clivaggio di crenulazione e delle pieghe da metriche a decametriche con direzioni assiali comprese tra N100° e N150°. La terza fase deformativa si osserva principalmente nelle litologie a minore competenza come ad esempio gli scisti, e genera delle pieghe di tipo *kink fold* di direzione variabile.

3.5.4 – Deformazioni nel complesso intrusivo

Le rocce costituenti il complesso intrusivo, e anche parte dell'Unità del Monte Grighini, sono caratterizzate da una deformazione milonitica con sviluppo di strutture S-C e con intensità della deformazione crescente verso ovest fino ai termini più deformati che affiorano in corrispondenza della fascia ultramilonitica. La deformazione del complesso intrusivo è connessa allo sviluppo della *shear zone* trascorrente del Monte Grighini di età tardo ercinica (Elter et al., 1990; Musumeci, 1992). Nella figura 3.27 si può osservare il leucogranito della località Cuccuru Mannu nel quale sono presenti delle strutture milonitiche con piani S-C sub-verticali e angolo tra i due piani di circa 30°. I piani C hanno direzione N150°E-N160°E, mentre i piani S hanno una direzione variabile da N110°E a N150°E in quanto, avvicinandosi alla porzione più deformata della zona di *shear* (località Riu S'Iscibi), i due piani si parallelizzano dando luogo ad una milonitizzazione spinta dove non è più possibile riconoscere alcun cristallo. In località Riu s'Iscibi il granito si presenta intensamente deformato con variazione centimetrica del grado di deformazione (Fig. 3.28); il granito varia da protomilonitico a milonitico a ultramilonitico/fillonitico su distanze di poche decine di centimetri. Le porzioni di roccia protomilonitiche mostrano dei cristalli feldspatici da millimetrici a submillimetrici deformati secondo la direzione di *shear* immersi in una matrice a grana fine. Le porzioni di roccia ultramilonitica/fillonitica sono a grana finissima con piani di scistosità di dimensioni submillimetriche. La roccia milonitica presenta invece caratteri intermedi rispetto a quelli descritti. La diminuzione di grana si può verificare in modo brusco (vedi Fig. 3.28) oppure può sfumare gradatamente.



Figura 3.27 – Leucogranito con strutture S-C. Località Cuccuru Mannu.

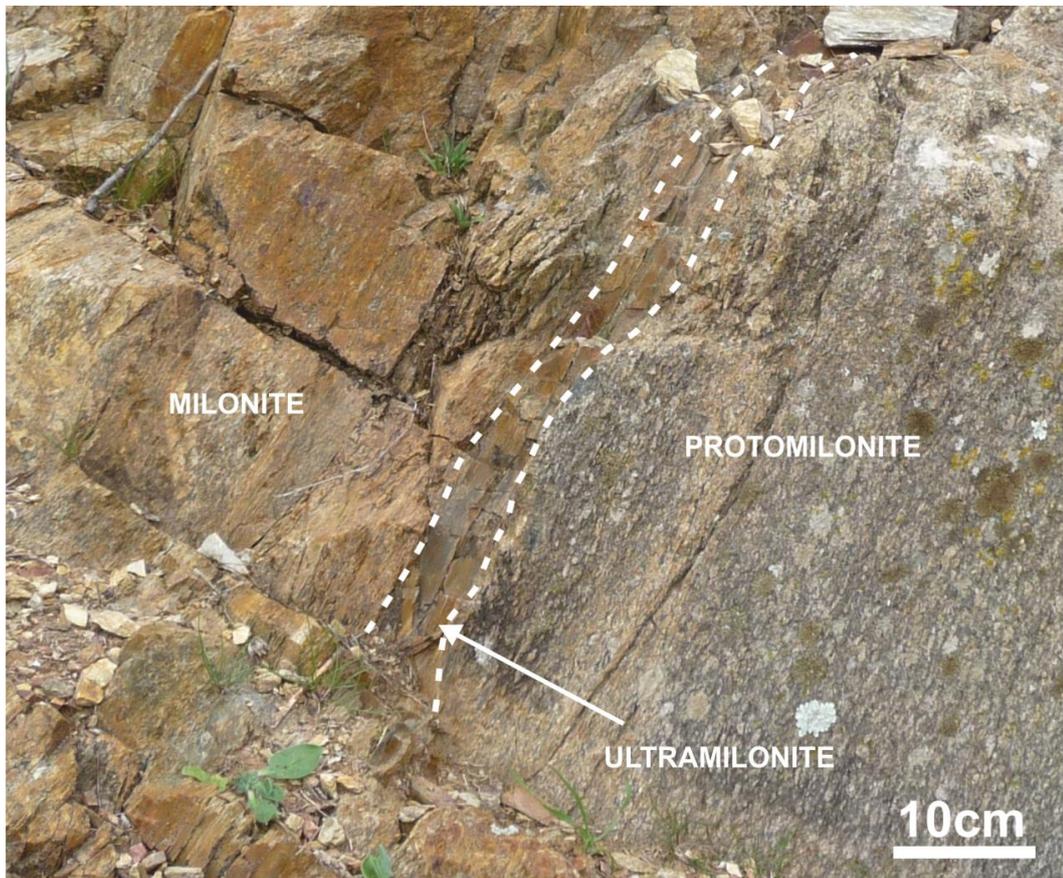


Figura 3.28 – Granito milonitico. Il granito mostra localmente una variazione del grado di milonitizzazione da protomilonite a ultramilonite. Località Riu s'Iscibi.

3.5.5 - Deformazioni nella fascia cataclastica

La fascia cataclastica rappresenta l'evoluzione finale della zona di taglio.

Essa è caratterizzata da una deformazione in prevalente dominio fragile (Fig. 3.16) con evidenze di brecciatura e con sviluppo di piani di taglio a basso angolo e movimenti prevalentemente distensivi verso S-SW.

Nella figura 3.29 è mostrata un'immagine ortogonale alla direzione di *shear* con evidenziata la fascia cataclastica, i numeri riportati nell'immagine corrispondono a:

- 1) Rocce ultramilonitiche e fillonitiche (*shear zone*),
- 2) Fasce cataclastiche,
- 3) Rocce fillonitiche brecciate,
- 4) Blocchi rovesciati di rocce fillonitiche,
- 5) Faglie di distacco e piani di taglio,
- 6) Blocchi fratturati,
- 7) Foliazione cataclastica con pieghe asimetriche ruotate verso SW.

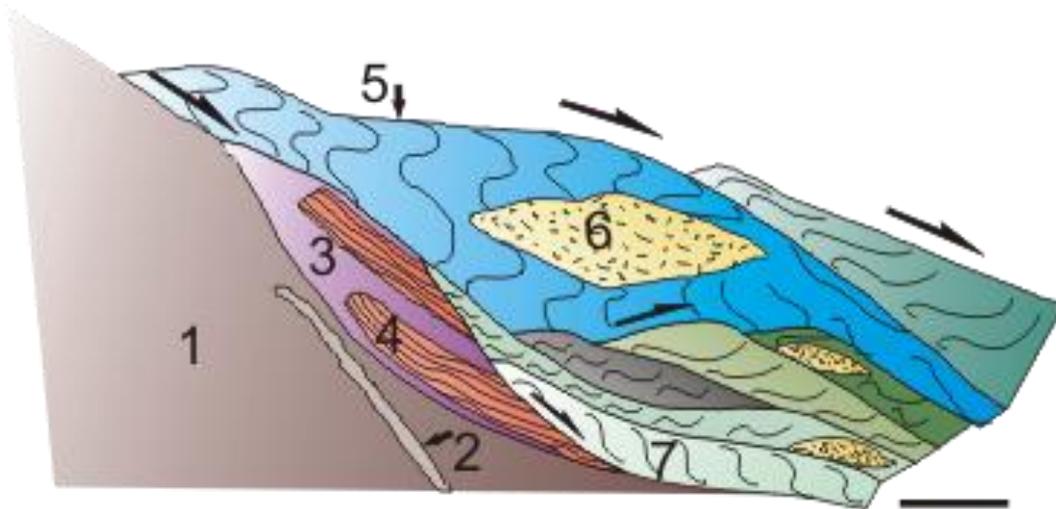


Figura 3.29 – Relazioni schematiche tra le strutture di taglio e la zona cataclastica lungo il versante occidentale della zona di taglio (da Musumeci, 1992). La barra di riferimento indica 1 metro.

4 - ANALISI MINERALOGICO-PETROGRAFICHE

Tutti i campioni di roccia prelevati sono stati studiati al microscopio polarizzatore, mentre su campioni selezionati sono state effettuate analisi mineralogiche e microstrutturali con l'ausilio del microscopio elettronico a scansione (SEM).

Le percentuali modali dei minerali riportate nel testo sono state ottenute con analisi d'immagine su foto e microfoto attraverso l'utilizzo del software *ImageJ* (Rasband W.S., 1997-2012).

Le abbreviazioni mineralogiche riportate nel testo, nelle figure e legende sono quelle di Fettes e Desmons (2007).

4.1- La Formazione di Truzzulla

La Formazione di Truzzulla è costituita dal basso verso l'alto da metavulcaniti, metarenarie e metarenarie arcose (Fig. 3.7).

4.1.1 - Metavulcaniti

Le metavulcaniti della Formazione di Truzzulla (località Ghenniespos e Lachixeddus) sono costituite dalla seguente associazione mineralogica: Qtz + Kfs + Pl (Ab) + Bt + Wmca ± Chl. I minerali accessori sono zircone, monazite, apatite e ossidi di ferro.

Le metavulcaniti (Fig. 4.1) si presentano intensamente deformate e milonitizzate. Il rapporto matrice/porfiroclasti è circa 70/30 vol.%. I porfiroclasti sono costituiti principalmente da K-feldspato di dimensioni millimetriche (fino a 0.5 cm) e, in minor misura, da plagioclasio. La matrice è costituita da quarzo subordinati biotite e mica chiara (1-3 vol.%) organizzati in *layer* alternati paralleli alla S_2 . Rara è la clorite.

Il *K-feldspato* è di tipo microclino. Ha forma da subedrale ad anedrale con bordi spesso arrotondati. I cristalli sono spesso fratturati o alterati con frequenti geminazioni di tipo Karlsbad. Nel K-feldspato sono presenti inclusioni di quarzo, albite e fillosilicati. Il *plagioclasio* costituisce solo una piccola percentuale dei porfiroclasti. Ha dimensioni submillimetriche, inferiori a quelle del K-feldspato, composizione albitica e forma per lo più arrotondata (Fig. 4.1). Sia il K-feldspato che il plagioclasio sono talvolta alterati da feltri fillosilicatici.

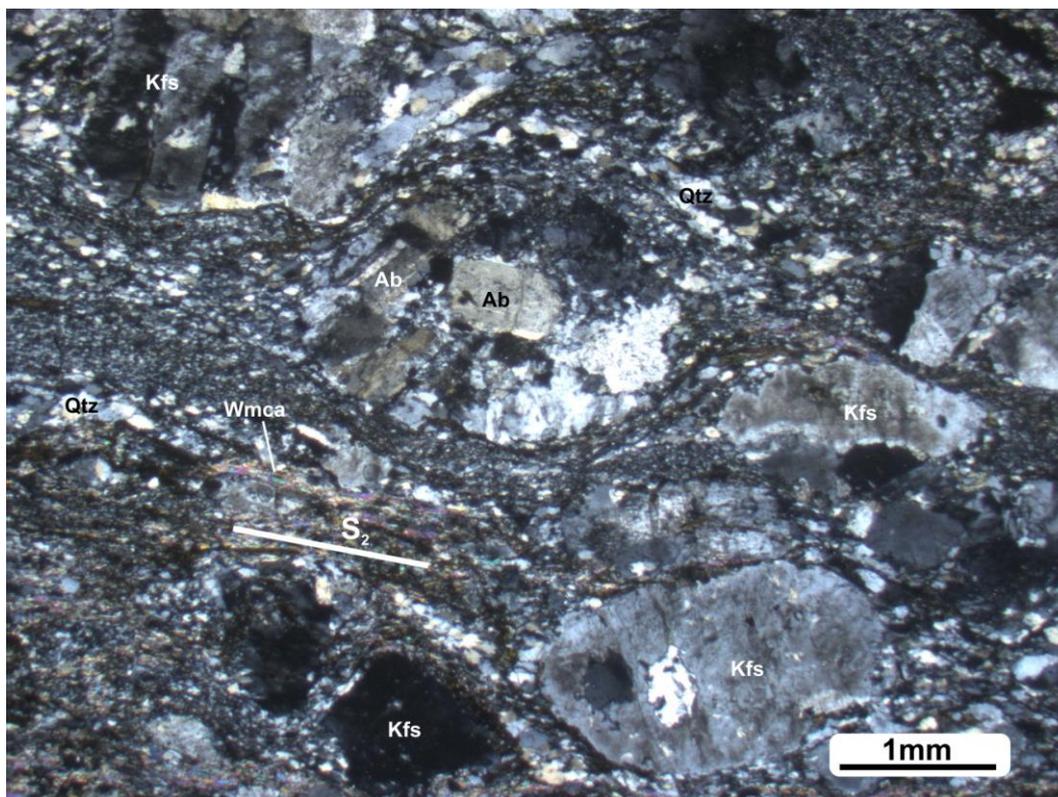


Fig. 4.1 – Località Ghenniespos. Panoramica del campione G89. I porfiroclasti di K-feldspato e plagioclasio sono immersi in una matrice di quarzo e subordinati fillosilicati. Nicol incrociati.

Il *quarzo* si presenta ricristallizzato dinamicamente e concentrato in *layer* a grana da submillimetrica a micrometrica. Nei *layer* di quarzo si osservano frequentemente fenomeni di estinzione ondulata e micro-domini con cristalli equigranulari. La *biotite* e la *mica chiara* (1-3 vol.%) si presentano in lamine parallele alla scistosità S_2 . I cristalli di biotite e mica chiara formano sottili *film* che spesso avvolgono i porfiroclasti di feldspato definendo la direzione della scistosità S_2 . La *clorite* è molto rara e, ove presente, si trova associata alla biotite.

4.1.2 – Metarcose e metarenarie arcose

Le metarcose (s.s.) si differenziano, rispetto alle metarenarie arcose, per un maggior contenuto in quarzo e feldspato. Al contrario, le metarenarie contengono in proporzione più minerali pelitici (biotite, mica chiara). Tuttavia le differenze alla microscala sono spesso trascurabili e dunque questi due tipi di rocce verranno trattati insieme in questo paragrafo.

Le metarcose e le metarenarie arcose hanno una tessitura di tipo porfiroclastico con grossi cristalli di K-feldspato immersi in una matrice microcristallina (Fig. 4.2). La matrice è costituita principalmente da quarzo, biotite, mica chiara, clorite e plagioclasio. La scistosità pervasiva sia alla macro sia alla microscala è la scistosità S_2 . Lungo la S_2 si osserva l'orientazione preferenziale dei porfiroclasti e quella dei cristalli che costituiscono la matrice. Minerali accessori sono zirconio, monazite, apatite, ossidi e solfuri di ferro.

Le stime modali delle fasi mineralogiche sono: K-feldspato 25-30 vol.%, quarzo 40-45 vol.%, fillosilicati 15-20 vol.% e plagioclasio <5 vol.%.

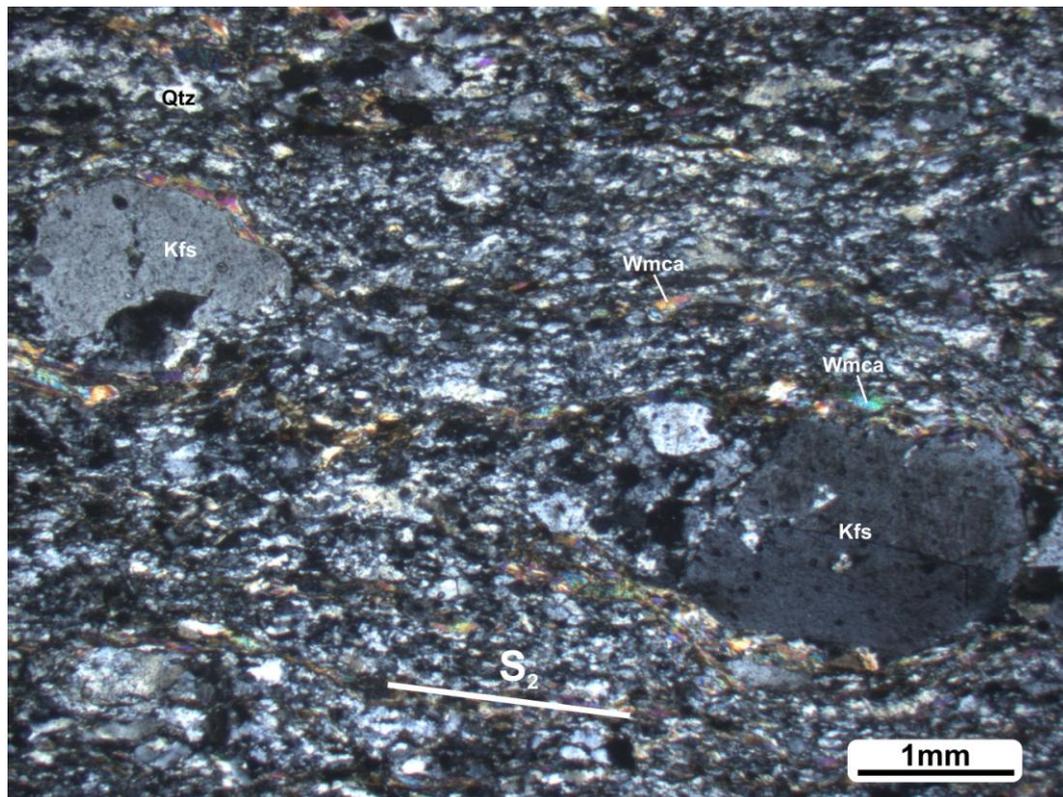


Fig. 4.2 – Località Truzzulla. Panoramica del campione G61. I porfiroclasti di K-feldspato e plagioclasio albitico sono immersi in una matrice a grana medio-fine costituita principalmente da quarzo ed in minor misura da fillosilicati. Nicol incrociati.

Il *K-feldspato* è di tipo microclino ed è presente come relitto igneo con dimensioni millimetriche (fino ad 1.5 mm), in una matrice a grana fine costituita principalmente da fillosilicati e quarzo. Esso si presenta da euedrale ad anedrale con inclusioni di quarzo, albite, clorite e minerali accessori. È circondato spesso da ombre di pressione costituite principalmente da quarzo e mica chiara. Il *K-feldspato* è presente anche nella matrice in cristalli di piccole dimensioni. Il *plagioclasio* è stato osservato nella matrice in cristalli di dimensioni sub millimetriche (fino a 0.5mm), oppure incluso in grossi porfiroclasti di *K-feldspato*. Nelle metarenarie e metarcose, il plagioclasio si presenta anedrale, arrotondato e talvolta alterato. La *biotite* si presenta in tre differenti tipi tessiturali: (i) cristalli di piccole dimensioni inclusi nei porfiroclasti di *K-feldspato*, (ii) cristalli anedrali di piccole dimensioni orientati secondo la scistosità ed associati a mica chiara e (iii) cristalli euedrali di dimensioni fino a 0.5 mm. La *mica chiara* è presente in piccole lamine nella matrice. Si trova spesso associata alla biotite. I *minerali accessori* si trovano come inclusioni nei cristalli di *K-feldspato*, oppure diffusi nella matrice.

4.2 - La Formazione di Toccorì

La Formazione di Toccorì è formata, dal basso verso l'alto da (Fig. 3.12): quarziti, filladi, paragneiss, micascisti a granato, micascisti a staurolite ed andalusite, micascisti a sillimanite e marmi.

4.2.1- Quarziti

Sono un gruppo eterogeneo di rocce che, oltre a quarziti in senso stretto (con più dell'80 vol.% di quarzo), comprendono anche quarziti micacee fino a metasiltiti ricche in quarzo.

Le quarziti (Fig. 4.3) sono costituite da quarzo + mica chiara \pm biotite \pm K-feldspato \pm clorite. I minerali accessori più comuni sono tormaline e ossidi.

Nella zona di Truzzulla le quarziti mostrano una scistosità molto marcata definita dall'orientazione dei fillosilicati (mica e clorite). A sud di Truzzulla, in località Basigheddu, le quarziti hanno una grana più minuta e sono quasi del tutto prive di fillosilicati. Esse hanno una struttura generalmente equigranulare con orientazioni riconducibili alla seconda fase deformativa D_2 più marcate nelle rocce a grana più grossa (Fig. 4.3).

Il *quarzo* si presenta in domini equigranulari con evidenze di ricristallizzazione dinamica con processi di *subrain rotation (SGR)*, estinzioni ondulate e *grain boundary reduction area (GBAR)*. La *mica chiara* è quasi sempre presente e raramente supera il 10 vol.%. Essa definisce l'orientazione della roccia. In località Basigheddu la muscovite si presenta in piccoli cristalli talvolta sericitizzati, mentre a Truzzulla i cristalli sono di dimensioni maggiori e meglio sviluppati. La *biotite* e la *clorite*, ove presenti, sono in percentuali inferiori all'1 vol.%. Il *K-feldspato* si trova in porfiroclasti sporadici di dimensioni millimetriche. I porfiroclasti di K-feldspato sono presenti solo nelle rocce provenienti dalla località Truzzulla.

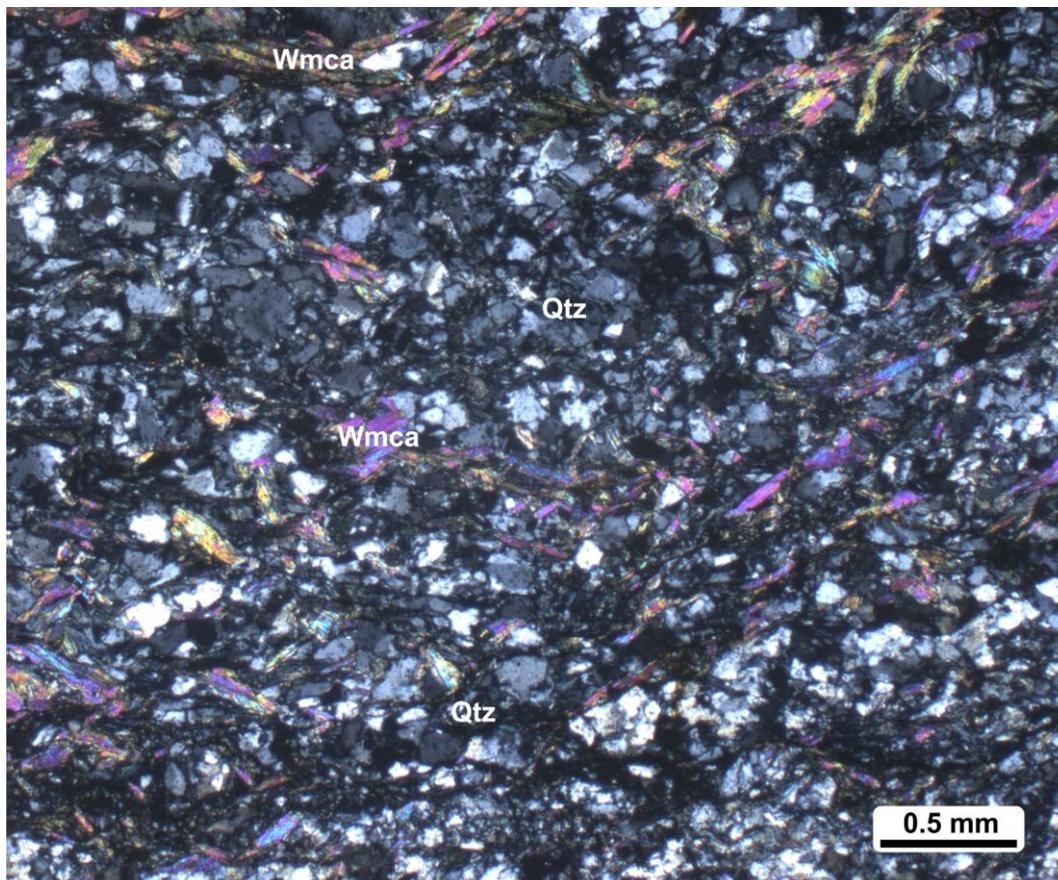


Fig. 4.3 – Località Truzzulla. Campione G115 (quarzite micacea). Il campione mostra una tessitura orientata definita dall'orientazione preferenziale delle lamine mica chiara. Nicol incrociati.

4.2.2 - Filladi a biotite

Le filladi a biotite sono rocce a grana fine localizzate principalmente nelle località Ghenniespos e Lachixeddus. Gli affioramenti sono sporadici e di dimensioni metriche e per questo motivo non è stato possibile cartografarle. Il loro basso grado metamorfico e la somiglianza con le rocce filladiche del Complesso di Sa Lilla dell'Unità di Castello Medusa potrebbero far supporre che all'interno dell'Unità del Monte Grighini compaia l'Unità di Castello Medusa.

Le filladi a biotite sono costituite da $Qtz + Bt + Wmca + Ilm \pm Chl$ (Fig. 4.4). I minerali accessori sono ossidi e tormalina. La grana delle filladi è generalmente da fine a molto fine. La scistosità più evidente alla scala microscopica è la S_2 che ripiega la S_1 con crenulazioni marcate.

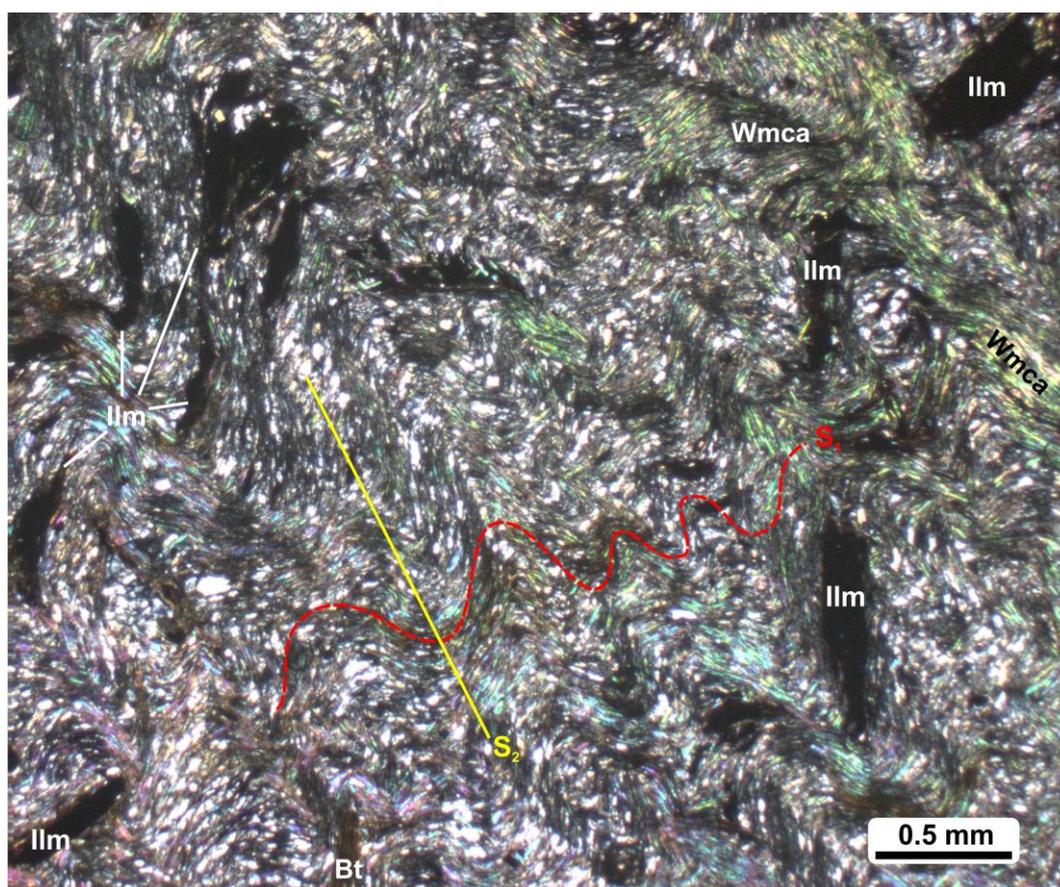


Fig. 4.4 – Località Ghenniespos. Campione G99. Si osservi la grana fine della roccia con preponderanza di quarzo e fillosilicati orientati secondo la scistosità S_1 . Sono presenti anche dei porfiroblasti di ilmenite. Nicol incrociati.

4.2.3– Scisti e micascisti a granato

Gli scisti ed i micascisti a granato affiorano in gran parte dell'Unità del Monte Grighini. Le rocce che includono il granato nella propria associazione mineralogica si presentano in differenti facies. La località tipo dove sono stati osservati i micascisti a granato è la località Toccori. Queste rocce sono costituite dall'associazione mineralogica $Grt + Bt + Wmca + Pl + Qtz \pm St \pm Chl$. Altri minerali identificati sono K-feldspato, apatite, ilmenite, allumo-silicato, monazite, zirconio, epidoto e ossidi di ferro.

Gli scisti ed i micascisti a granato presentano una grana da fine a media con scistosità marcata. I paragneiss sono intercalati agli scisti ed ai micascisti e presentano rispetto a questi un maggior contenuto di feldspati e una struttura di tipo gneissico. I porfiroblasti principali sono costituiti da granati e plagioclasti, mentre la matrice è costituita principalmente da livelli di quarzo alternati a livelli di fillosilicati e/o livelli misti. In corrispondenza dei livelli fillosilicatici sono talvolta presenti delle stauroliti di dimensioni micrometriche.

Il *granato* (Figg. 4.5a e b, 4.6 e 4.7) si trova in cristalli generalmente anedrali, fratturati, ricchi di inclusi e con struttura rotazionale. Le dimensioni dei granati variano localmente e possono superare il centimetro (Fig. 4.7). Gli inclusi sono costituiti principalmente da quarzo, plagioclasio, mica chiara, zirconio, ilmenite, titanite, monazite e ossidi. Differenze cromatiche tra il cuore chiaro ed il bordo scuro in sezione sottile (Fig. 4.5a) evidenziano una zonazione con differenze composizionali confermata dall'immagine BSE (Fig. 4.6). La *staurolite* (Figg. 4.5a e b) ha dimensioni fino a 0.5 mm. Si presenta fratturata, debolmente colorata in giallo e con i bordi spesso ossidati. Si trova spesso associata ai *layer* a biotite e mica chiara riconoscibili nella matrice dove si trova orientata parallelamente alla scistosità S_2 . I *plagioclasti* costituiscono spesso parte dei porfiroblasti della roccia. Presentano un *habitus* da subedrale ad anedrale con grado di arrotondamento variabile. Nella matrice, plagioclasti limpidi di dimensioni micrometriche sono associati ai cristalli di quarzo. La *biotite* e la *mica chiara* sono organizzate in *layer* disposti parallelamente alla scistosità alternati a *layer* di quarzo. I cristalli di entrambi i minerali sono di dimensioni da micrometriche a sub-millimetriche. Essi avvolgono spesso i porfiroblasti di granato, all'interno dei quali talvolta si possono anche trovare piccoli cristalli di Bt e/o Wmca inclusi. Alla biotite e alla muscovite sono spesso associati staurolite, clorite ed ossidi. Talvolta è possibile trovare dei *biotite-fish* o *mica chiara-fish* e anche cristalli statici di dimensioni millimetriche. La *clorite*, quando presente, si trova in cristalli dalle dimensioni variabili associata alla biotite e alla mica chiara della matrice. La *cordierite* (Fig. 4.8) è stata osservata in un campione nei pressi del Monte Pagliartana, in cristalli da sub-millimetrici a plurimillimetrici pinnitizzati.

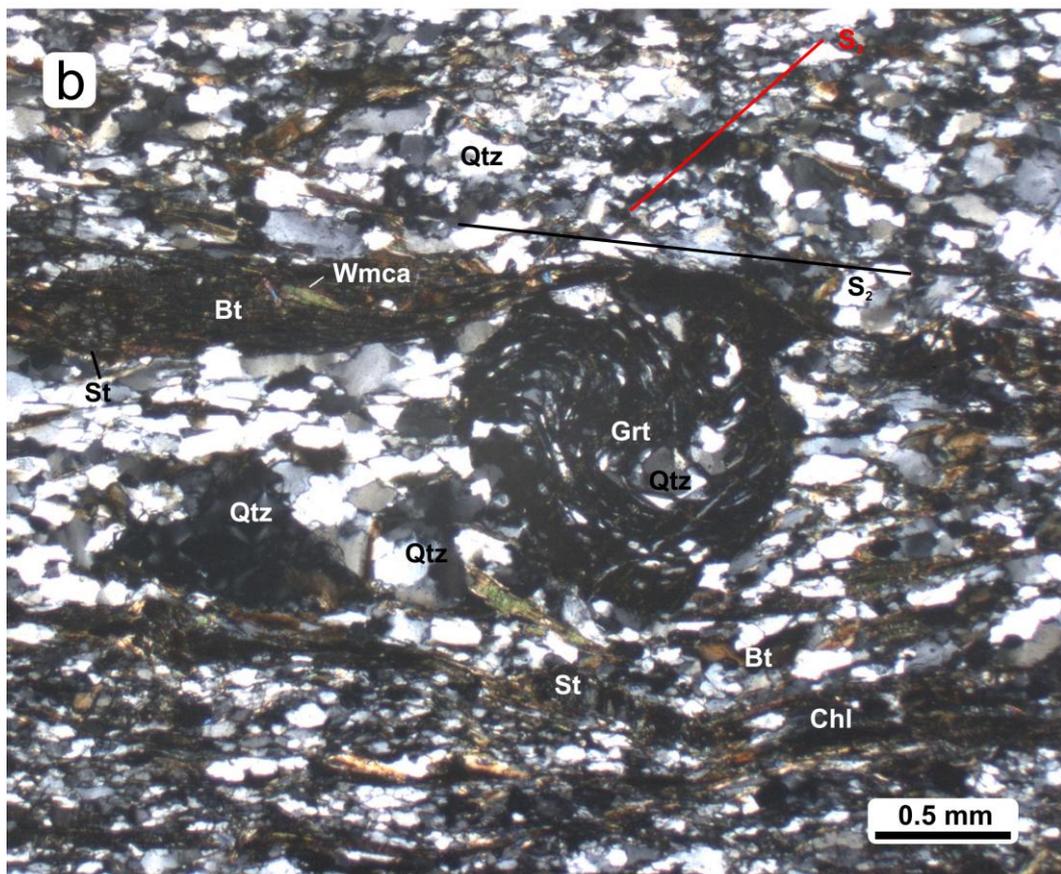
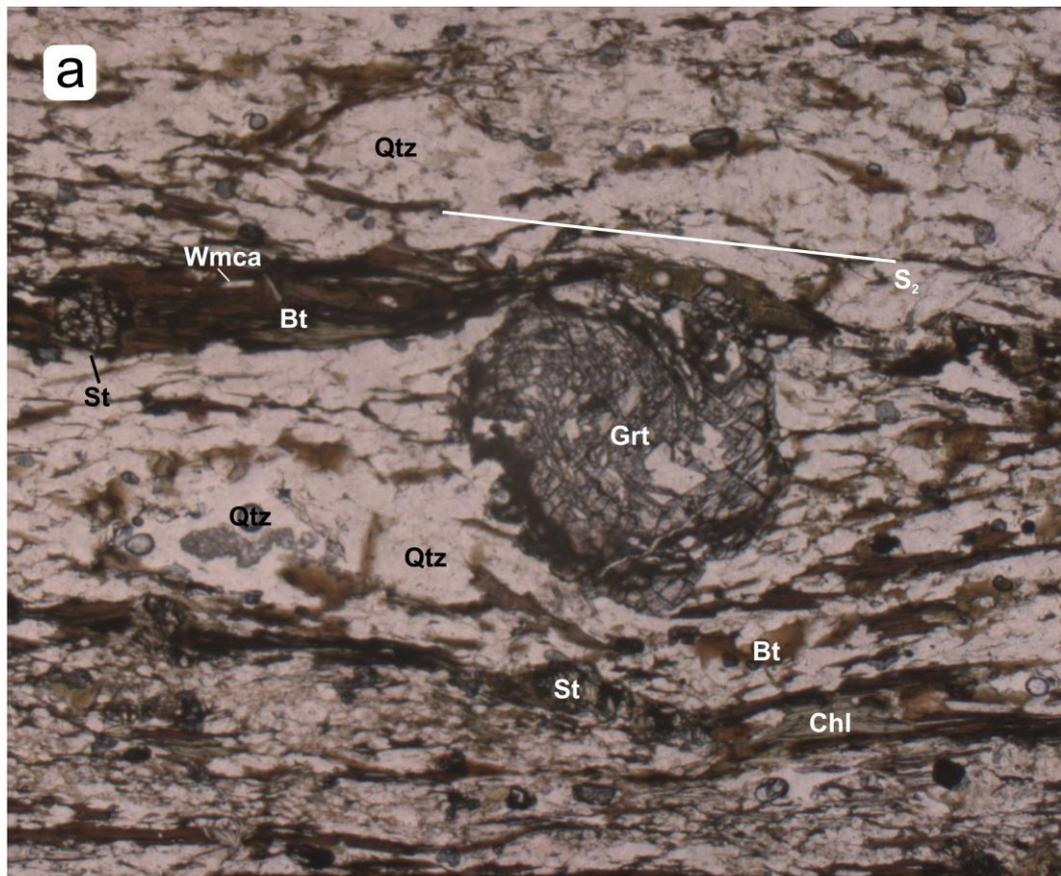


Fig. 4.5 – Campione G49. Località Toccori. Il granato è avvolto dalla scistosità S_2 definita dall'orientazione preferenziale dei fillosilicati. Il granato presenta una struttura di tipo *snowball* con inclusioni prevalenti di quarzo e fillosilicati. (A) Nicol paralleli, (B) Nicol incrociati.

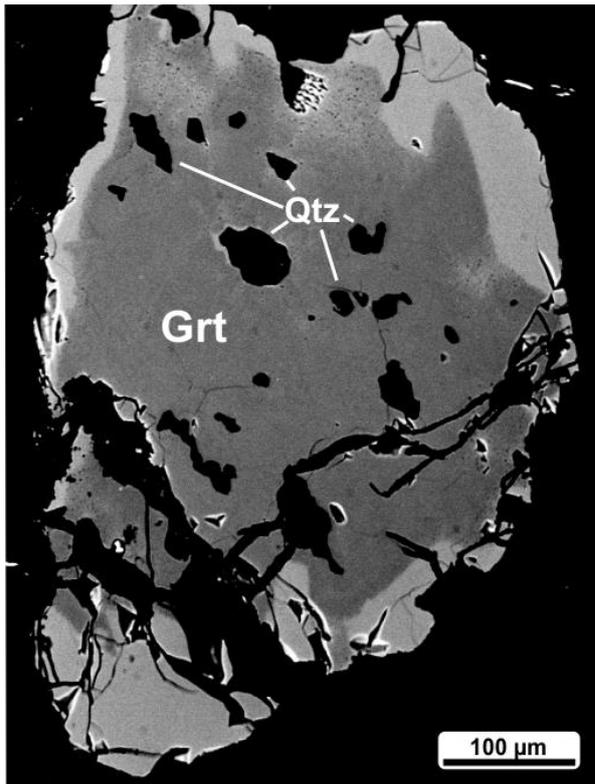


Fig. 4.6 – Immagine BSE di un cristallo di granato del campione G57 acquisita con la microsonda elettronica (EPMA). Nell'immagine si osservano degli inclusi di quarzo ed una zonazione composizionale evidenziata dalle diverse tonalità di grigio.

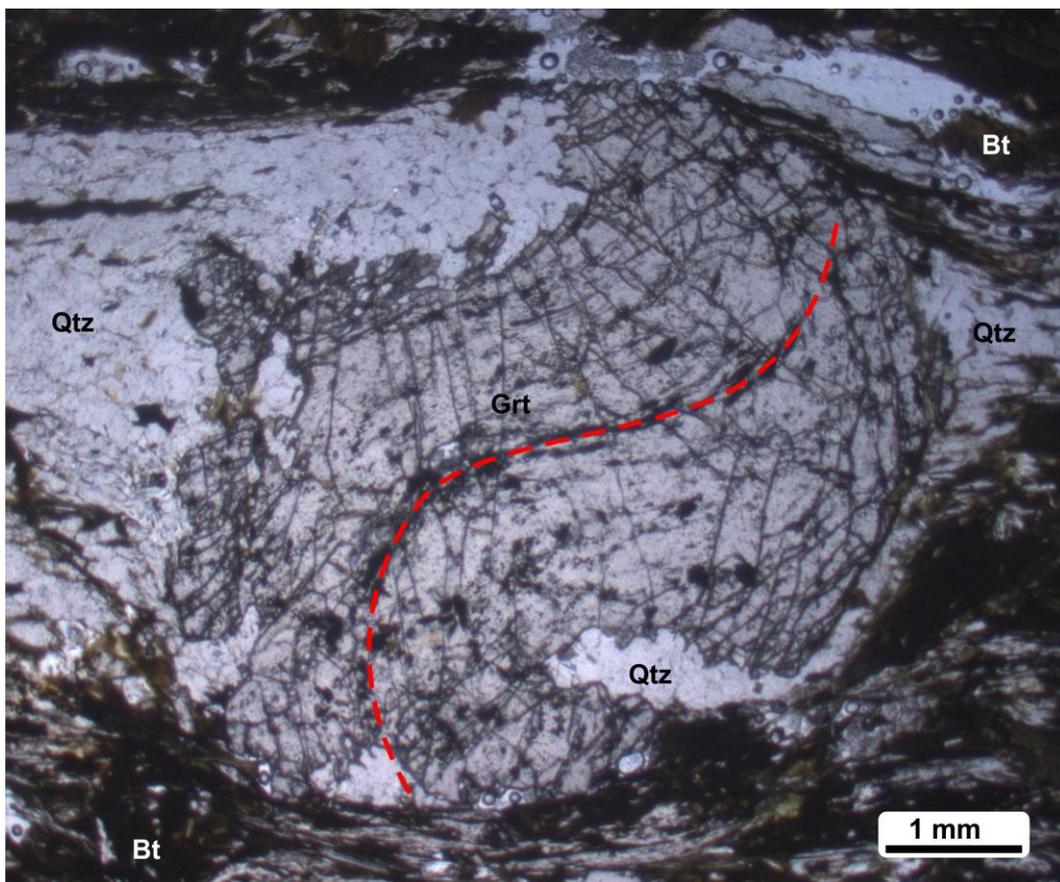


Fig. 4.7 – Campione G50, micascisto a granato e staurolite, località Toccori. Il granato centimetrico è caratterizzato da strutture elicistiche (linea tratteggiata rossa). Nicol paralleli.

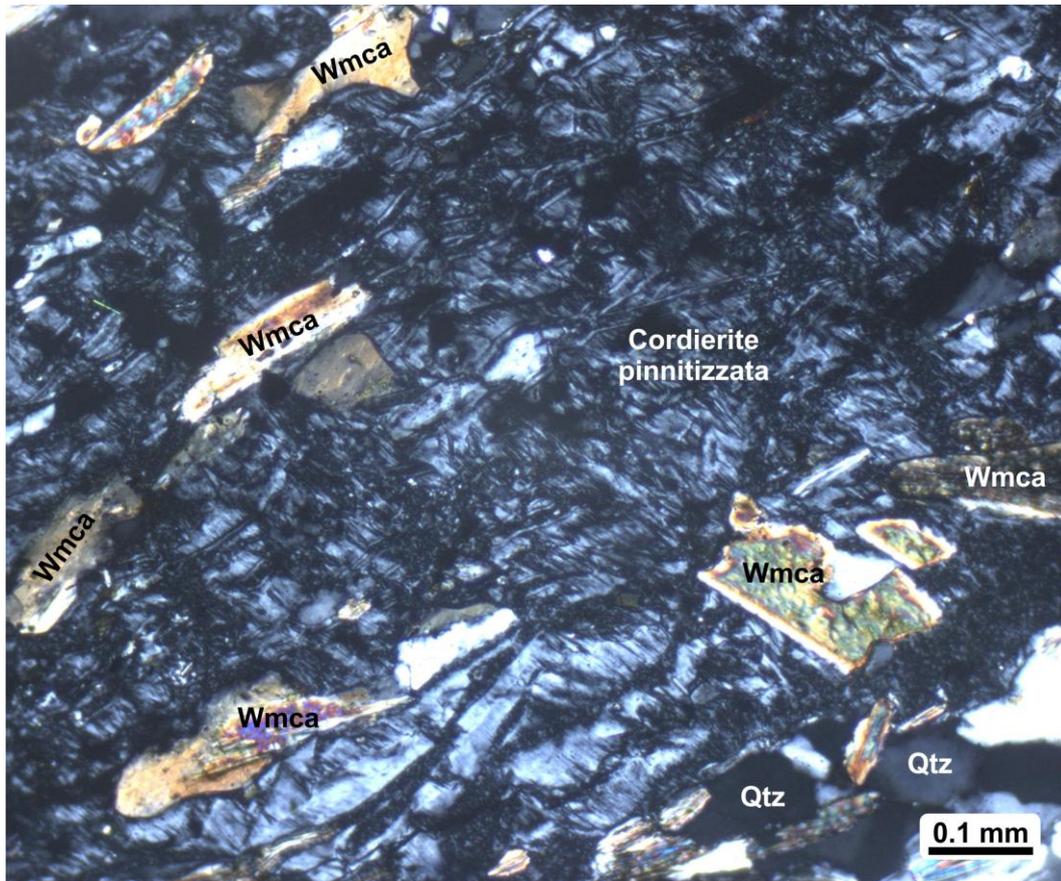


Fig. 4.8 – Campione PP23a (M. Pagliartana). La cordierite di dimensioni millimetriche è alterata in pinnite. Nicol incrociati.

4.2.4 - Scisti e micascisti ad andalusite e staurolite

I micascisti ad andalusite e staurolite (Figg. 4.9, 4.10, 4.11) sono localizzati principalmente nella parte centrale dell'Unità del Monte Grighini. Generalmente si tratta di rocce piuttosto alterate con feltri di fillosilicati a grana finissima.

I micascisti ad andalusite e staurolite presentano la seguente associazione mineralogica: Qtz + Bt + Wmca ± And ± St ± Grt. I minerali subordinati e/o accessori sono invece K-feldspato, apatite, ilmenite, plagioclasio, monazite, zircone, epidoto e ossidi di ferro.

Il *quarzo* è costituito generalmente da cristalli micrometrici ricristallizzati.

Biotite e *mica chiara* hanno dimensioni sub-millimetriche, i cristalli sono principalmente subedrali e orientati secondo la scistosità S_2 . La Wmca presenta talvolta delle pieghe a *kink* (Fig. 4.10). La biotite in alcuni campioni è anche post- S_2 , come documentato in figura 4.11.

L'*andalusite* (Fig. 4.9) ha dimensioni plurimillimetriche ed è presente sempre come fase relitta. Generalmente i cristalli sono molto fratturati e debolmente orientati. All'interno delle fratture crescono cristalli di miche o qualche cristallo di quarzo. In alcuni campioni l'*andalusite* è stata osservata anche nella varietà *chiastolite*. La *staurolite* (Figg. 4.9, 4.10, 4.11) si presenta in cristalli di dimensioni fino a 1-2 mm. I cristalli di staurolite sono generalmente molto fratturati con fratture in cui crescono fillosilicati, ossidi e quarzo. I cristalli di staurolite sono talvolta circondati da feltri sericitici.

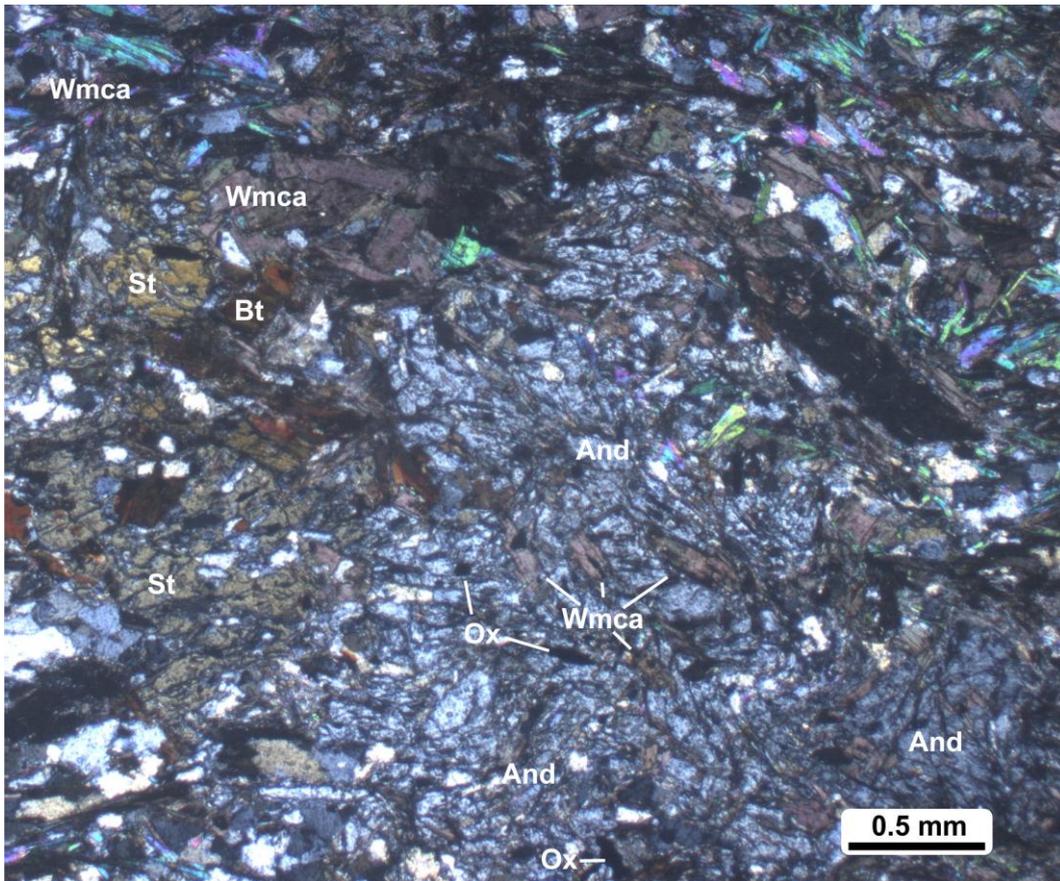


Fig. 4.9 – Campione G1, micascisto ad andalusite e staurolite, località Truzzulla. Si osservano cristalli di andalusite millimetrici su cui crescono cristalli di mica chiara. Nicol incrociati.

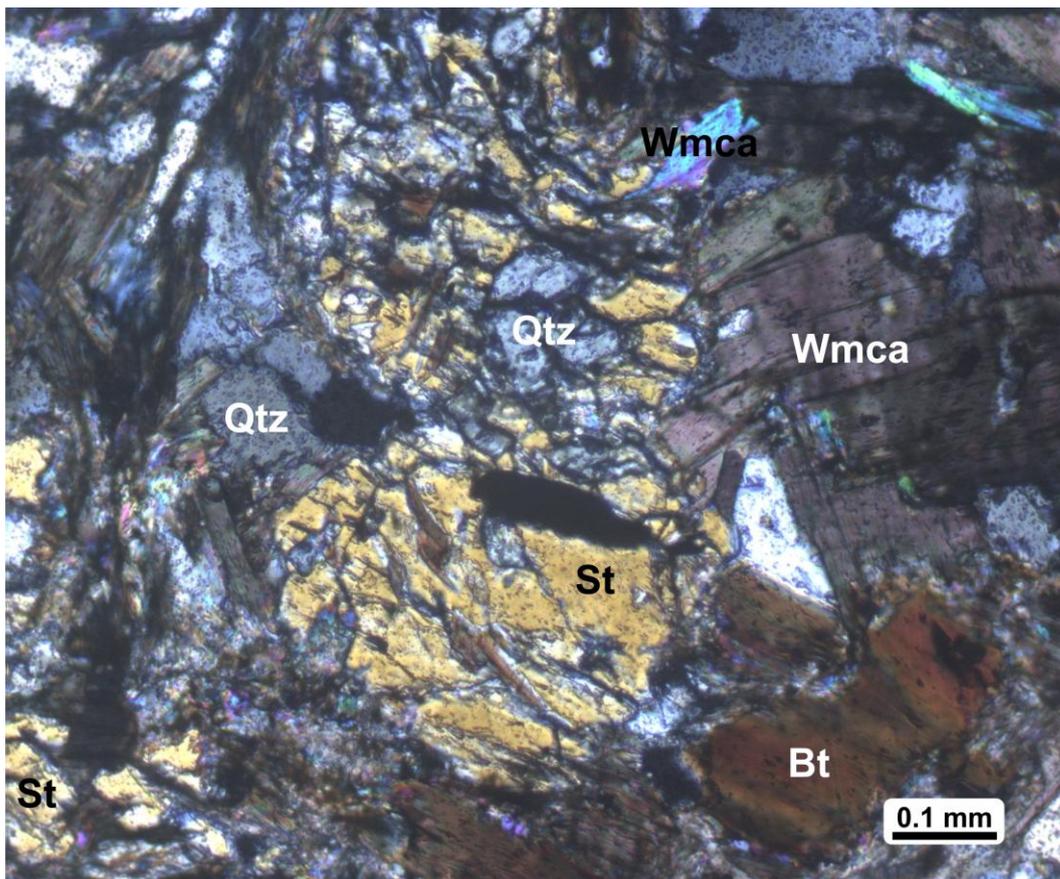


Fig. 4.10 – Campione G1, località Truzzulla. Particolare di staurolite e muscovite. La mica chiara mostra pieghe di tipo *kink*. Nicol incrociati.

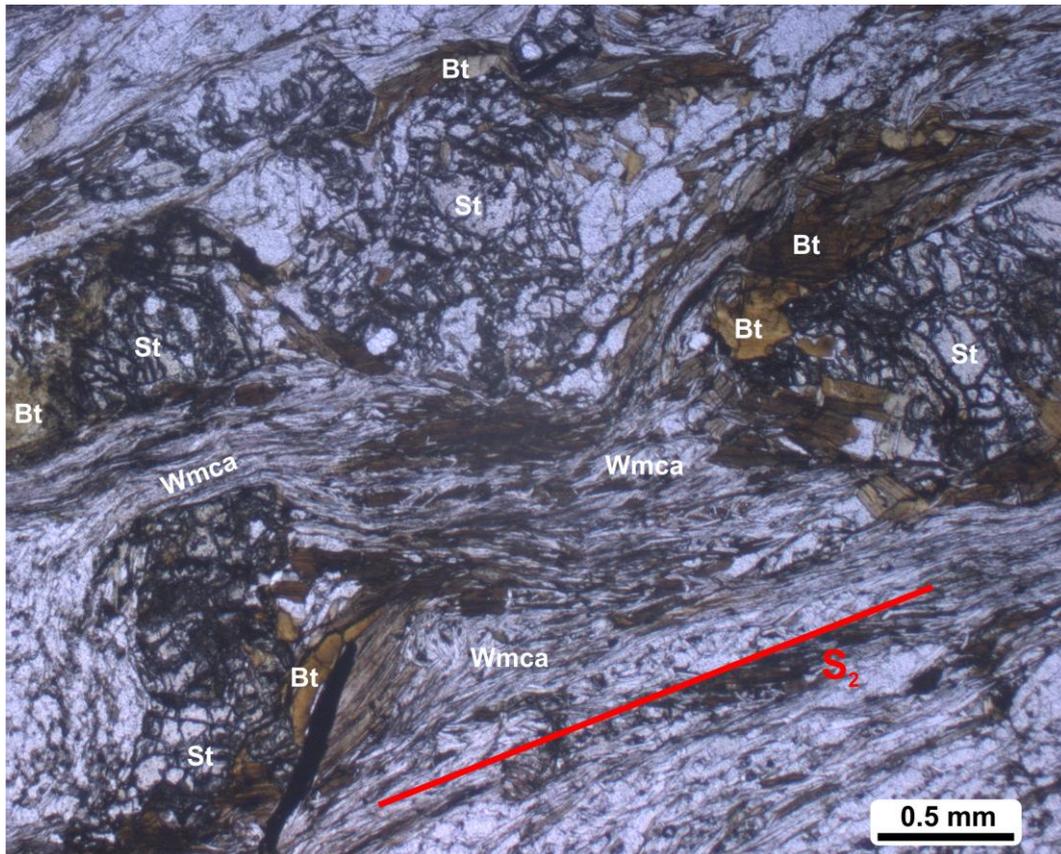


Fig. 4.11 – Campione Gr130, micascisto a staurolite e muscovite, località Pedru Maggiu. I porfiroblasti di staurolite sono circondati da fillosilicati orientati secondo la scistosità S_2 . Nicol paralleli.

4.2.5 - Scisti e micascisti a sillimanite

Gli scisti ed i micascisti (ed in minor misura gli hornfels) a sillimanite affiorano nelle zone limitrofe all'intrusione granitica e nella porzione centrale e meridionale dell'Unità del Monte Grighini. Le località principali dove sono state osservate queste rocce sono Truzzulla, Pedru Maggiu, Is Foradas, Br.cu Su Pinnoi e Moddizzi.

I micascisti a sillimanite presentano la seguente associazione mineralogica: $Qtz + Bt + Wmca + Sil \pm Pl \pm Kfs \pm And \pm St \pm Grt$. I minerali accessori sono apatite, zircone, ilmenite, tormalina, clorite, ossidi di ferro e grafite.

A sud dell'Unità del Monte Grighini e in prossimità del leucogranito nella zona meridionale queste rocce hanno strutture (scistosità) e tessiture simili agli altri micascisti dell'Unità del Monte Grighini. Queste rocce si è preferito denominarle scisti o micascisti a seconda del contenuto delle miche. In località Truzzulla queste rocce sono caratterizzate da sillimanite e granati euedrali.

Queste rocce quando sono a contatto o costituiscono septa dentro il leucogranito presentano segni di ricristallizzazione metamorfica legata al metamorfismo termico pur mantenendo sempre ben evidente la superficie di scistosità regionale. Per queste rocce abbiamo utilizzato il termine hornfels.

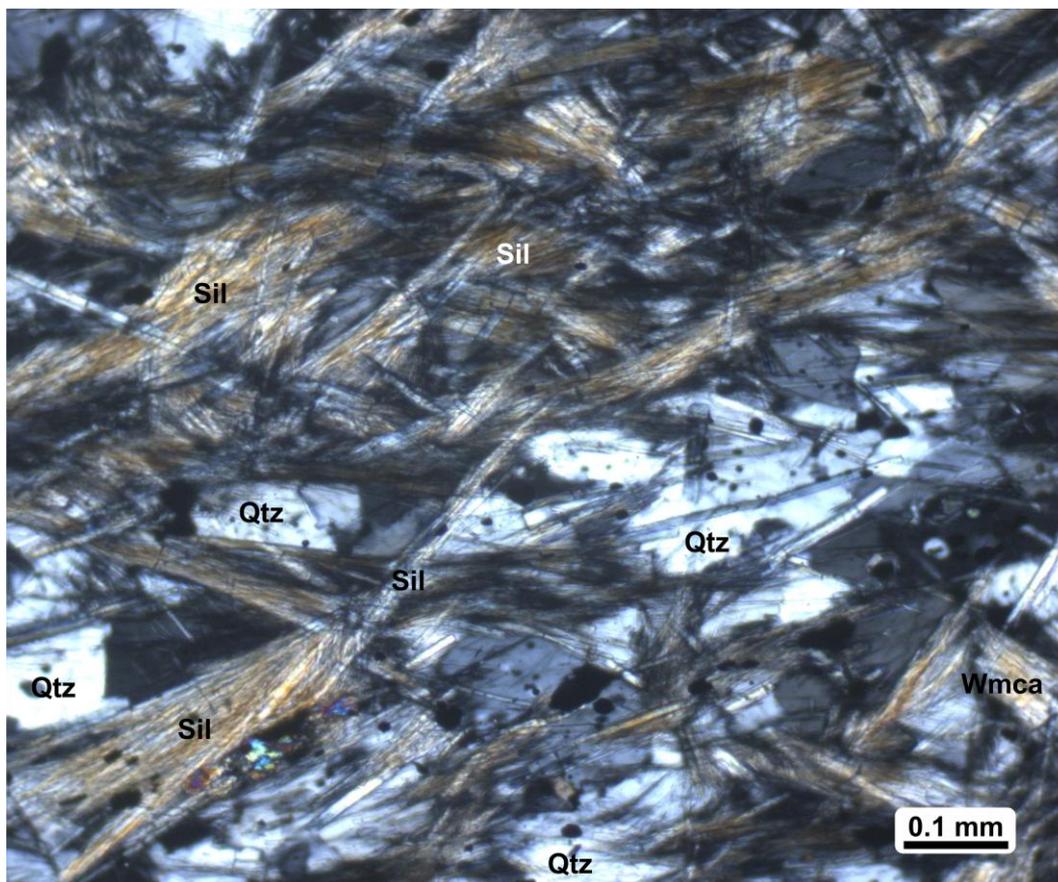


Fig. 4.12 – Campione GPP31b, campione in prossimità del leucogranito di Truzzulla. Si osserva la sillimanite in varietà fibrolite. Nicol incrociati.

Nella zona di Su Cruccuri e zone limitrofe, lungo il contatto con il leucogranito, il quarzo è presente in grani poligonali formati da un processo di ricristallizzazione statica (Fig. 4.12). Questi grani sono spesso circondati da sillimanite nella varietà fibrolitica.

La *biotite* si trova in cristalli lamellari di dimensioni micrometriche fino anche a sub-millimetriche. La *mica chiara* è stata osservata in due tipi tessiturali: i) mica chiara di dimensioni da micrometriche a sub-millimetriche orientata secondo la scistosità ed associata alla sillimanite fibrolitica con la quale forma talvolta dei feltri (Figg. 4.12, 4.14, 4.15); ii) mica chiara lamellare di dimensioni da sub-millimetriche fino a 2-3 mm di lunghezza, associata alla biotite. Negli hornfels di Truzzulla la mica chiara è di dimensioni micrometriche e costituisce parte principale della matrice (Fig. 4.13). Il *K-feldspato* ed il *plagioclasio* sono presenti in pochi campioni. La *sillimanite* è presente nella varietà fibrolitica. Essa si dispone attorno ai cristalli di quarzo oppure in feltri di dimensioni associate alla mica chiara (Figg. 4.12, 4.14, 4.15). Aghetti di fibrolite sono stati trovati anche all'interno dei granati euedrali negli hornfels della località Truzzulla (Fig. 4.13) oppure associati ad andalusite in località Su Cruccuri (Fig. 4.15). Il *granato* (Fig. 4.13) è stato osservato nella località Truzzulla negli hornfels a contatto con l'intrusione granitica. Esso si presenta euedrale, di dimensioni pluri-millimetriche e ricco di inclusioni prevalentemente di sillimanite. L'*andalusite* e la *staurolite*, raramente presenti, sono state osservate sotto forma di relitti o come porfiroblasti alterati. In località Su Cruccuri l'*andalusite* è associata alla sillimanite e alla mica chiara (Fig. 4.15). La *tormalina* è presente in quantità variabile in quasi tutti i campioni.

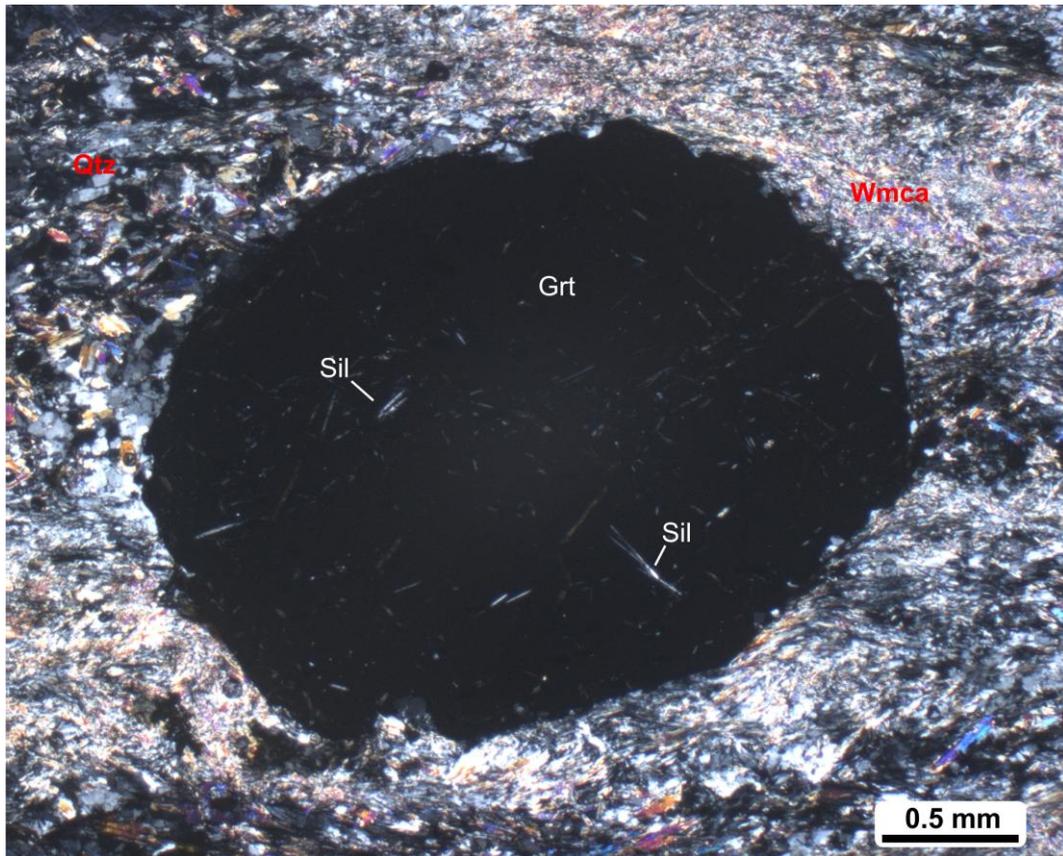


Fig. 4.13 – Campione BD6 campionata in prossimità dell'intrusione granitica, località Truzzulla. Il granato, con inclusi di sillimanite fibrolitica, ha *habitus* tendenzialmente euedrale ed è immerso in una matrice microcristallina costituita principalmente da fillosilicati e quarzo. Nicol incrociati.

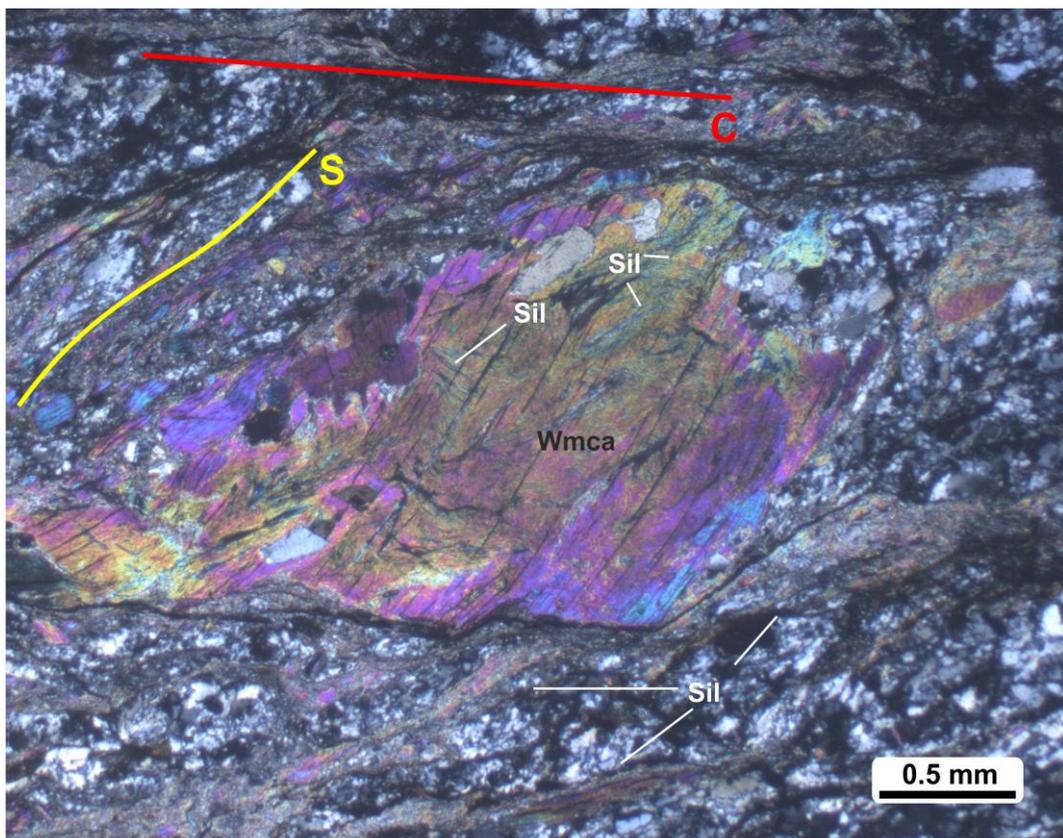


Fig. 4.14 – Campione Gr130, località PedruMaggiu. Mica chiara a grana grossa con aghi di sillimanite fibrolitica. La mica chiara è deformata dalla foliazione milonitica. La sillimanite è presente anche nella matrice. Nicol incrociati.

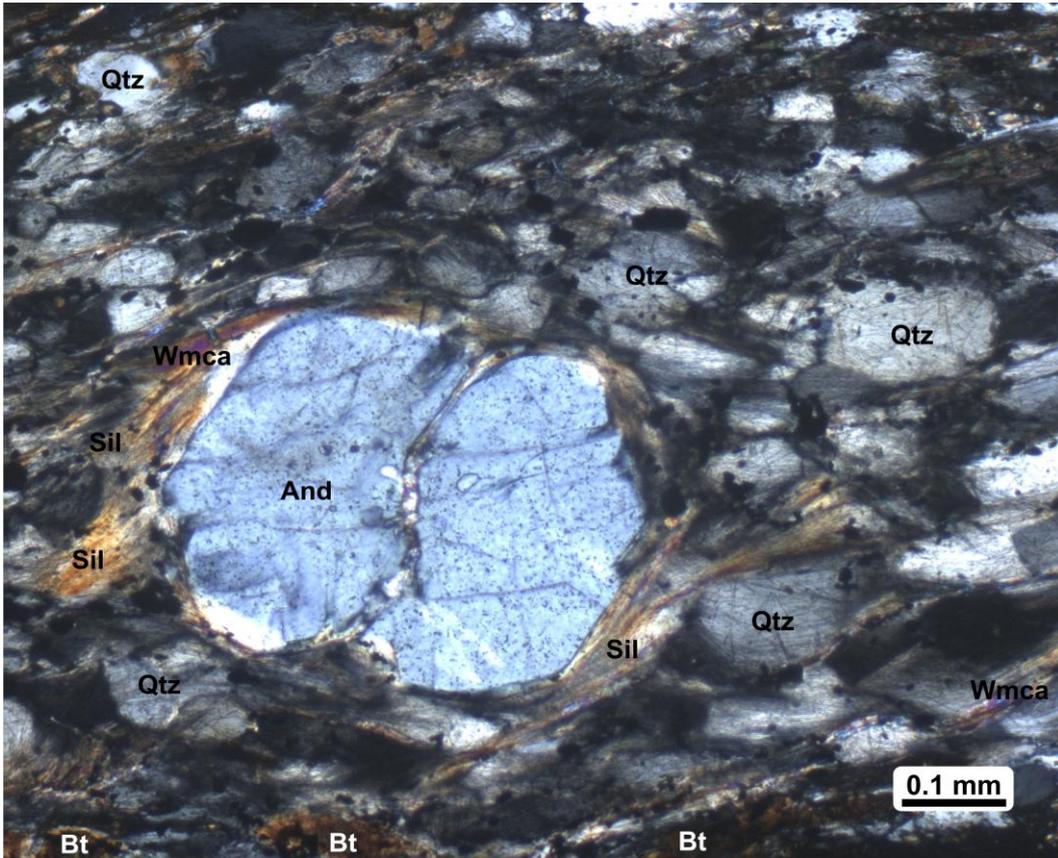


Fig. 4.15 – Campione Z29, micascisto ad andalusite e sillimanite, località Su Cruccuri. Andalusite circondata da mica chiara e sillimanite fibrolitica. Nicol incrociati.

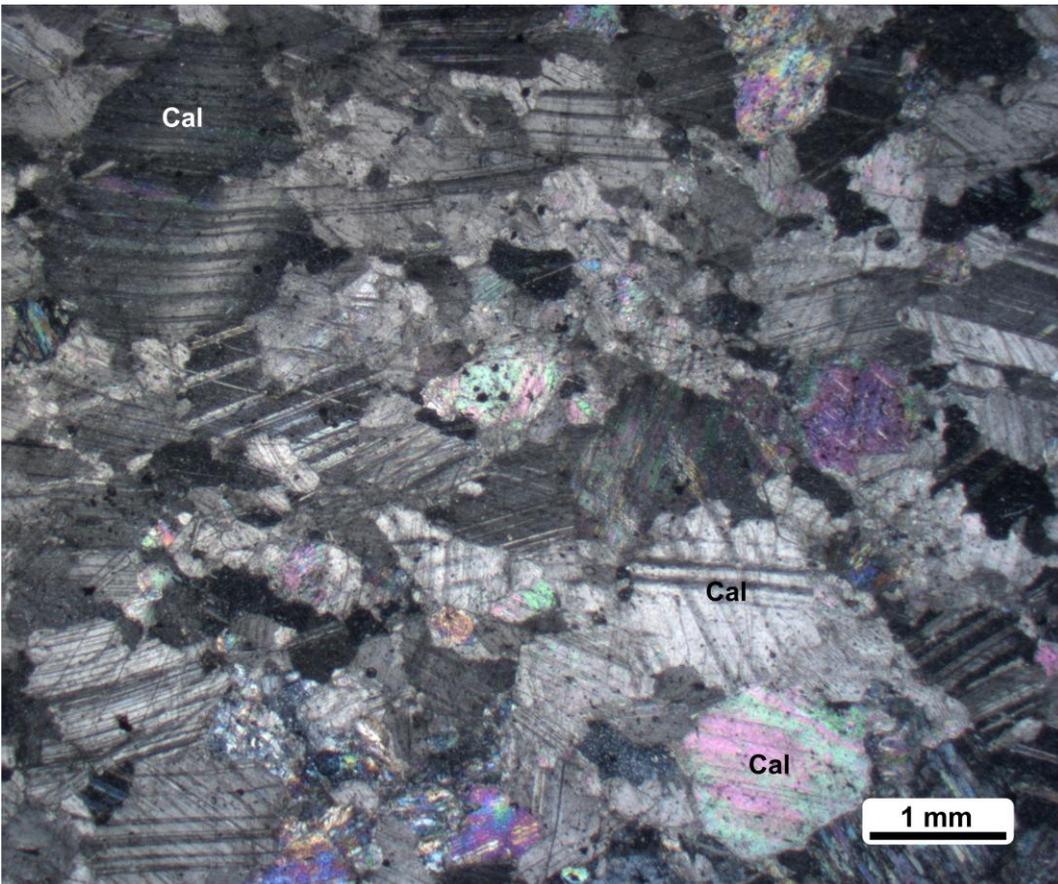


Fig. 4.16 – Campione G74, marmo con struttura tendenzialmente poligonale, località Truzzulla. Nicol incrociati.

4.2.6 – I marmi

Il marmo che affiora nell'Unità del Monte Grighini (Fig. 4.16) è costituito da cristalli di calcite millimetrici con rari cristalli di mica chiara e quarzo (< 1%). La tessitura è di tipo saccaroide ed è debolmente orientata.

4.3 – Il granito milonitico

Nonostante il granito non sia propriamente argomento di questo lavoro di tesi, sono stati studiati alcuni campioni selezionati dei quali le principali caratteristiche mineralogico-petrografiche sono riportate di seguito.

4.3.1 - Il monzogranito

I monzograniti sono essenzialmente di due tipi: i) monzograniti ultramilonitici/fillonitici (Fig. 4.17), ii) monzograniti con grado di deformazione variabile da scarso ad intenso fino a milonitico.

Vengono di seguito riportati alcuni caratteri osservati per le diverse specie mineralogiche presenti in queste rocce.

I monzograniti presentano la seguente associazione mineralogica: Qtz + Kfs + Pl + Bt + Wmca. I minerali accessori sono: clorite, tormalina, zircone, monazite, apatite e ossidi.

Il *quarzo* è presente in domini equigranulari dalle dimensioni variabili. Il *K-feldspato* si presenta in cristalli millimetrici con *habitus* da subedrale a pseudo-euedrale. Esso è di tipo microclino, con smescolamenti perititici. Sono presenti spesso strutture di tipo mirmechitico (plagioclasio + quarzo) che si sviluppano ai bordi dei K-feldspati. Nel *plagioclasio* si osserva spesso una zonatura composizionale concentrica evidenziata anche dall'alterazione argillitica che interessa i nuclei di quasi tutti i cristalli. Sono stati osservati i seguenti tipi tessiturali di plagioclasio: plagioclasio porfiroclastico, plagioclasio della matrice non zonato, plagioclasio della matrice zonato, plagioclasio mirmechitico e plagioclasio euedrale incluso dentro il K-feldspato. *Biotite* e *mica chiara* sono presenti in due tipi tessiturali differenti: (i) grossi cristalli isolati e (ii) agglomerati di cristalli micrometrici presenti sia nelle porzioni fini della roccia, che presenti come un sottile film al bordo dei cristalli di miche più grandi. Nelle ultramiloniti/filloniti la biotite e la mica chiara costituiscono i minerali principali di nuova blastesi che si formano negli stadi più avanzati della milonitizzazione. Nella località Riu S'Iscibi si sono osservati monzograniti fillonitici con sostituzione quasi completa dei minerali con fillosilicati (Fig. 4.17).

Nel monzogranito, a differenza del leucogranito, non è presente la mica chiara come relitto magmatico e pertanto questo è il carattere principale che permette di distinguere le due litologie.

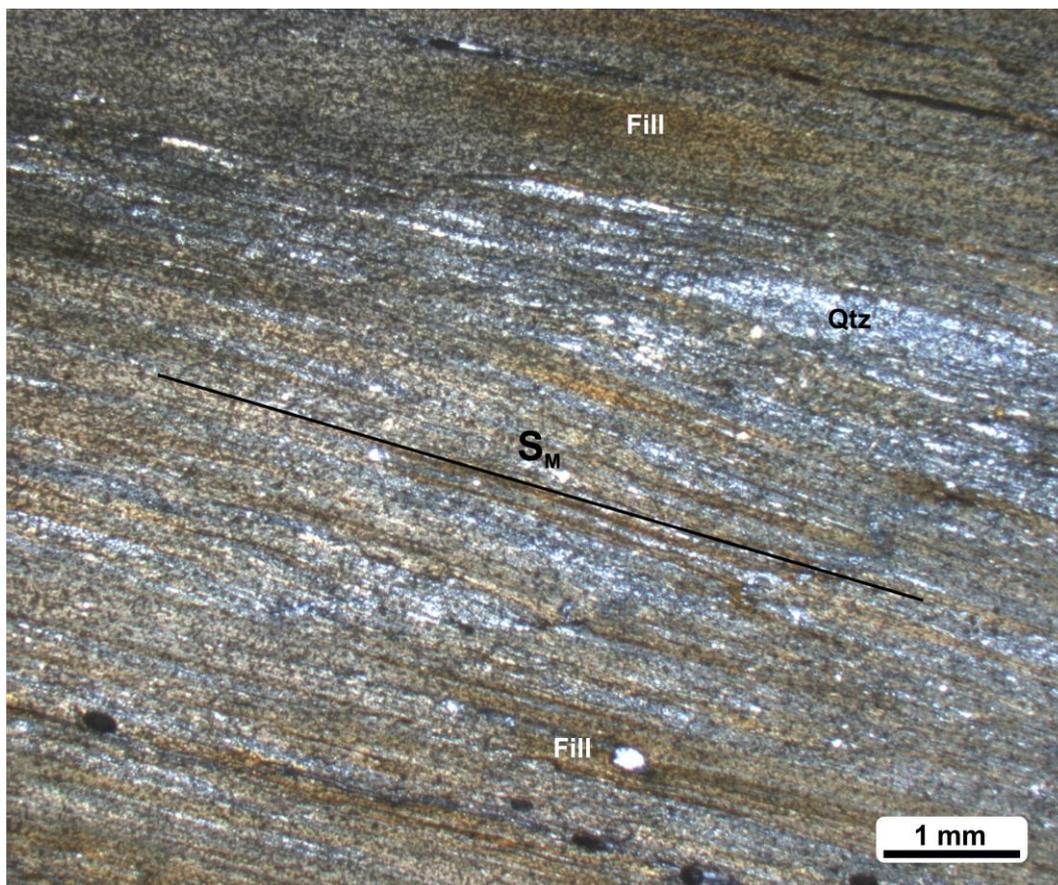


Fig. 4.17 – Campione A4b1, monzogranito ultramilonitico, Riu S'iscibi. La scistosità milonitica è pervasiva e si osservano aree fillonitizzate. Fill: fillosilicati. Nicol incrociati.

4.3.2 - Il leucogranito

I leucograniti (Fig. 4.18) si differenziano per l'assenza o scarsa presenza di biotite rispetto al monzogranito.

La paragenesi dei leucograniti è la seguente: Qtz + Kfs + Pl + Wmca ± Bt. I minerali accessori sono: clorite, tormalina, zircone, monazite, apatite e ossidi. I campioni di leucogranito studiati sono stati tutti fortemente interessati dall'evento milonitico; è stato selezionato il campione G70 rappresentativo per una caratterizzazione di tipo mineralogico-petrografico. Questa roccia è stata prelevata in località Cuccuru Mannu e si presenta fortemente orientata con strutture S-C ben evidenti a tutte le scale di osservazione (Fig. 3.29).

Il *quarzo*, a causa della deformazione milonitica, si trova concentrato in domini tipo *layer* con cristalli ricristallizzati dinamicamente e/o con riduzione areale dei singoli cristalli (*Grain Boundary Area Reduction*). Il *K-feldspato* si presenta in cristalli anedrali fratturati di dimensioni da sub-millimetriche a millimetriche. Il *plagioclasio* è presente in cristalli millimetrici anedrali, fratturati, deformati ed interessati da alterazione argillitica. Nei leucograniti sono stati osservati essenzialmente due tipi di plagioclasio: plagioclasio porfiroclastico e plagioclasio disposto lungo la scistosità associato alla mica chiara. La *mica chiara*, che costituisce circa il 10 vol.% della roccia, è presente in due tipi tessiturali differenti: (i) una prima mica chiara (*mica-fish*) di origine magmatica e dimensioni millimetriche interessata da deformazione (Fig. 4.18) e (ii) una seconda mica, di origine metamorfica, in cristalli di dimensioni micrometriche che con la loro orientazione contribuiscono a definire la foliazione della roccia (piani S-C).

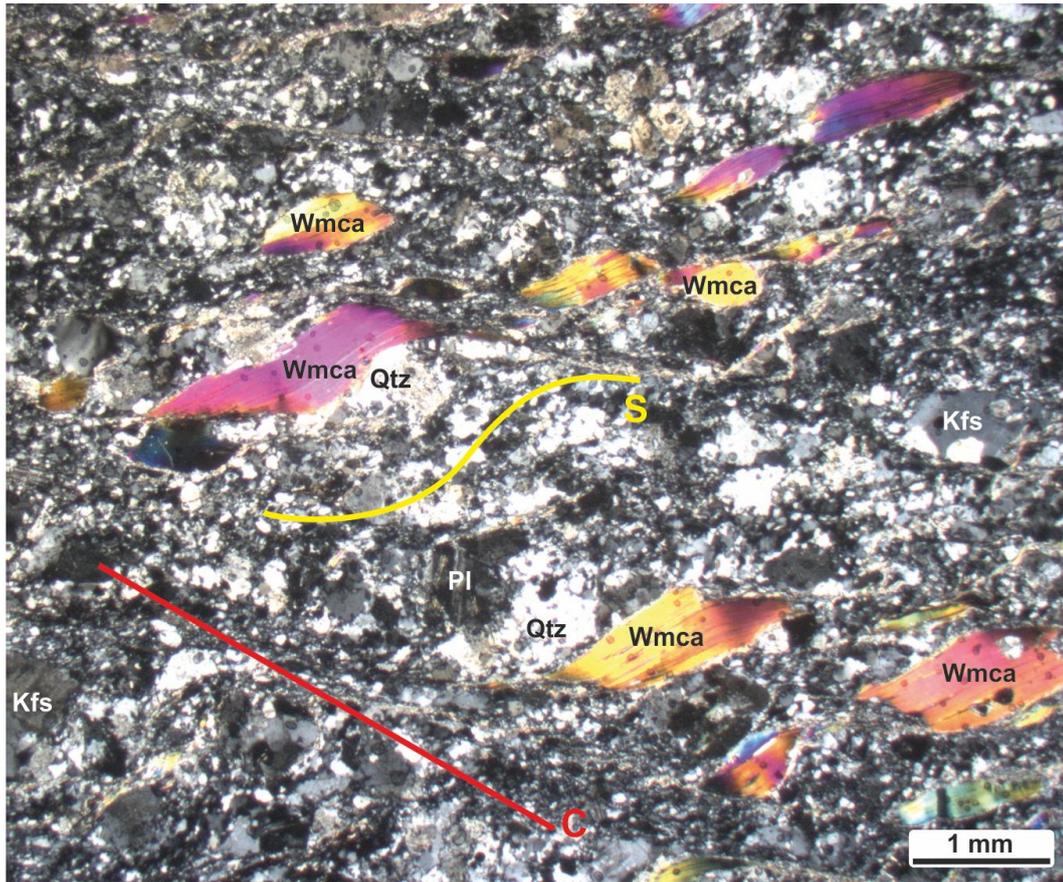


Fig. 4.18 – Campione G70, leucogranito, Cuccuru Mannu. Le strutture S-C sono evidenti a tutte le scale di osservazione. Nicol incrociati.

Di seguito sono riportate delle tabelle con con le associazioni mineralogiche di alcuni campioni studiati della Formazione di Truzzulla, della Formazione di Toccoi e del complesso intrusivo.

Associazione mineralogica di alcuni campioni della Formazione di Truzzulla

Campione	Litologia	Località	Qtz	Bt	Ms	Pl	Kfs	Chl	Ox
G2	metarcose	Truzzulla	XX	X	X	X	X		X
G4	metarcose	Truzzulla	XX	X	X				X
G7	metarenaria	Truzzulla	X	X	X		X		X
G13	metarenaria	Pedru Maggiu	X	X	X		X		X
G19	metarenaria	Serra Entosa	X	X	X	X	X		X
G46	metarenaria	Su Filigheri	X	X	X	X	X		X
G47	metarenaria	Su Filigheri	X	X	X		X		X
G61	metarcose	Truzzulla	XX	X	X		X		X
G63	metarenaria	Cuccuru Truxioni	X	Xx	X		X		X
G89	metavulcanite	Genniespos	XXX	x	x	X	X		X
G90	metavulcanite	Genniespos	XX	x	x	X	X		X
G105	metavulcanite	Lachixeddus	X		X	X	X	X	X
Gr1	metarcose	Truzzulla	X		X		X		X
Gr11	metarenaria	Toccoi	X	X	X	X	X		X
Gr57	metavulcanite	Lachixeddus	X	X	X		X		X
Gr58	metavulcanite	Lachixeddus	X	X	X	X	X		X

Associazione mineralogica di alcuni campioni del complesso intrusivo

Campione	Litologia	Località	Qtz	Bt	Ms	Pl	Kfs	Chl	Am	Ox
G70	leucogranito	Cuccuru Mannu	X		X	X	X			X
G92	leucogranito	M.Poddigas	X	x	X	X	X	X		X
G97	leucogranito	Perdas Aspas	X	x	X	X	X	X		X
A4b1	monzogranito	Riu S'Iscibi	X	X	X	X	X			X
GRN1	monzogranito	Perdosu Mannu	X	X	X	X	X			X
GRN10	monzogranito	Perdas Aspas	X	X	X	X	X			X
GRN11	leucogranito	Pedru Maggiu	X	x	x	X	X			X
GAB3	diorite	Truzzulla		X		X			X	
GAB4	diorite	Pedru Maggiu		X		X			X	X

Associazione mineralogica di alcuni campioni della Formazione di Toccori

Campione	Litologia	Località	Qtz	Bt	Ms	Pl	Kfs	Grt	St	And	Sill	Tor	Chl	Ox
G1	micascisto	Truzzulla	X	X	X				X	X		X	X	X
G3	micascisto	Truzzulla	X	X	X					X			X	X
G5	micascisto	Truzzulla	X	X	X						X		X	X
G6	micascisto	Truzzulla	X	X	X					X	X			X
G24	micascisto	M.Poddigas	X	X	X	X		X	X				X	X
G41	micascisto	M.Pagliartana	X	X	X							X		X
G49	micascisto	Toccori	X	X	X			X	X				X	X
G50	micascisto	Toccori	X	X	X			X						X
G52	micascisto	Toccori	X	X	X	X	X	X	X				X	X
G53	micascisto	Toccori	X	X	X	X		X	X				X	X
G54	quarzite micacea	Toccori	X	X	X									X
G57	micascisto	Toccori	X	X	X	X	X	X	X					X
G60	fillade	Lachixeddus	X	XXX	XXX									X
G72	micascisto	Truzzulla-Torre	X	X	X									X
G80	micascisto	Perdosu Mannu	X	X	X									X
G83	micascisto	Pranu is Paulis	X	X	X					X				X
G87	micascisto	Lachixeddus	X	X	X		X		X			X	X	X
G91	fillade	Ghenniespos	X	X	X								X	X
Gr12	scisto	Toccori	XX	X	X	X		X	X					X
Gr16	micascisto	Matzuzzi	X	X	X		X	X						X
Gr24	micascisto	Cannisone	X		X		X						X	X
Gr25	micascisto	Cannisone	X	X	X	X	X						X	X
Gr26	micascisto	Cannisone	X	X	XXX		X							X
Gr27	micascisto	Matzuzzi	X	X	X	X			X	X			X	X
Gr30	micascisto	Matzuzzi	X	X	X				X					X
Gr39	micascisto	Basigheddu	X		X	X	X							X
Gr42	micascisto	Basigheddu	X	X	X			X					X	X
Gr46	micascisto	Basigheddu	X	X	XXX		X							X
Gr47	micascisto	Punteddu	X	X	X			X						X
Gr59	micascisto	Lachixeddus Nord	X	X	X				X	X				X
Gr60	micascisto	Lachixeddus Nord	X	X	X	X	X							X
Gr73	micascisto	Bau Accas Sud	X	X	X	X		X					X	X
Gr74	micascisto	Bau Accas	X	X	X	X	X	X					X	X
Gr81	micascisto	Perdosu mannu	X	X	X						X			X
Gr131	micascisto	Pedru Maggiu	X	X	X		X		X				X	X
Gr132	micascisto	Pedru Maggiu	X	X	X		X				X			X
BD6	hornfels	Pedru Maggiu	X	X	X			X			X			X
1011	scisto	Leporada Sud	X	X	X	X	X	X						X
1023	micascisto	Cogula	X	X	X	X		X						X
1094	micascisto	Truzzulla	X	X	X			X	X					X
1100	micascisto	Truzzulla	X	X	X		X	X						X
1104	micascisto	Truzzulla	X	X	X					X			x	X
1108	micascisto	Matzuzzi	X	X	X					X				X
1112	micascisto	Matzuzzi Est	X	X	X		X	X						X
PP33	micascisto	Su Cruccuri	X	X	X	X	X				X			X
PP34	micascisto	Su Cruccuri	X	X	X					X		X		X
Z29	micascisto	Su Cruccuri	X	X	X	X		X		X	X	X		X
Z31	micascisto	Su Cruccuri	X	X	X	X				X	x	X		X
Z39	micascisto	Su Cruccuri	X	X	X	X				X				X
Z48	micascisto	Su Cruccuri	X	X	X					X	X		X	X
Z56	micascisto	Su Cruccuri	X		X			X		X	X	X	X	X
Z58	micascisto	Br.cu Fogaies	X	X	X		X			X	X			X

5- ZONEOGRAFIA METAMORFICA

5. 1 - La zoneografia metamorfica: studi precedenti

La zoneografia metamorfica, dell'Unità del Monte Grighini riportata da Musumeci (1992); Carosi et al. (1992); Carmignani et al. (2001) comprende cinque zone metamorfiche: zona a biotite, zona a granato, zona a staurolite, zona ad andalusite e zona a sillimanite (Fig. 5.1).

Secondo Musumeci (1992) e Carosi et al. (1992) questa zonazione metamorfica è il prodotto di tre cicli metamorfici (M_1 , M_2 ed M_3). Gli eventi M_1 ed M_2 sono direttamente correlabili con gli eventi deformativi D_1 e D_2 quindi contemporanei ad una tettonica *syn-nappe*, con regime di pressione intermedia. L'evento metamorfico M_1 , contemporaneo all'evento deformativo D_1 , è osservabile in tutte le unità tettoniche costituenti la zona a falde ed è caratterizzato da blastesi di muscovite + clorite + albite in condizioni di basso grado metamorfico.

L'evento M_2 , *sin-D₂*, è stato documentato nelle unità più profonde e in quelle più interne della zona a falde (Carosi et al., 1991a). Questo evento è caratterizzato da un regime di pressione intermedia e mostra caratteristiche differenti nelle due subunità dell'Unità del Monte Grighini. Nella subunità superiore ha prodotto blastesi di biotite + muscovite + albite lungo la scistosità S_2 ; mentre nella subunità inferiore (Fig. 5.1) varia dalla zona a granato ad est (con associazione di granato + biotite + muscovite + albite/oligoclasio) alla zona a staurolite a ovest (con associazione di staurolite + granato + biotite + oligoclasio; Carosi et al., 1992). L'evento M_3 è costituito da un metamorfismo termico. Durante questo evento si formano minerali come sillimanite fibrolitica, andalusite, biotite, muscovite, K-feldspato, plagioclasio, granato e cordierite.

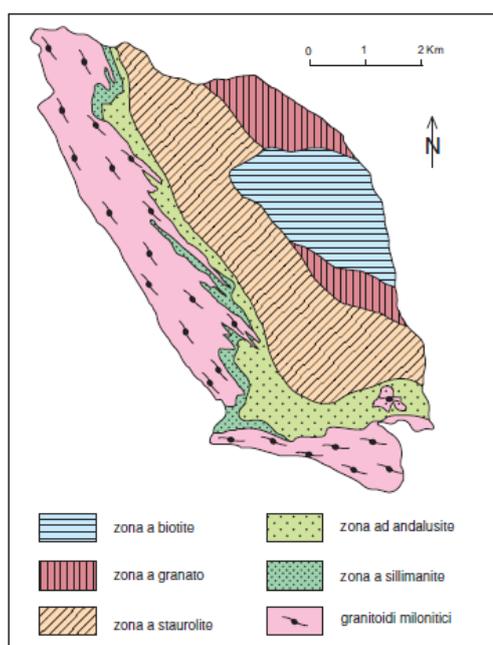


Figura 5.1 - Zoneografia metamorfica nell'Unità del Monte Grighini. Nella porzione centro-occidentale affiorano dei graniti milonitici interessati da una deformazione milonitica (da Musumeci, 1992; Carosi et al., 1992; Carmignani et al., 2001).

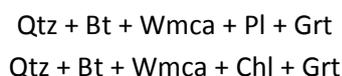
5.2 - Distribuzione del granato, staurolite, andalusite e sillimanite nell'Unità del Monte Grighini

Di seguito viene riportata la localizzazione di granato, staurolite, andalusite e sillimanite nei campioni studiati dell'Unità del Monte Grighini. La biotite non è stata presa in considerazione in quanto è presente in quasi tutti i campioni analizzati.

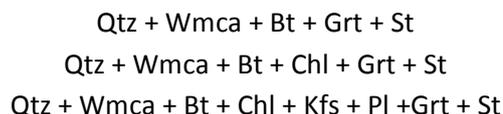
Granato

In figura 5.2 è riportata la localizzazione dei campioni nei quali è stato osservato il granato nell'Unità del Monte Grighini. Il granato è presente principalmente nei campioni che affiorano principalmente nel versante orientale dell'unità e nella Località Toccori. Il granato è stato osservato inoltre in campioni provenienti dal versante sud dell'unità e in località Truzzulla.

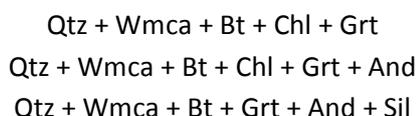
Nel versante orientale dell'Unità del Monte Grighini il granato si presenta debolmente deformato e otticamente zonato. Le associazioni mineralogiche più frequenti nelle quali è stato osservato sono:



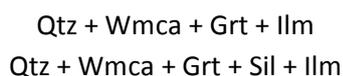
Nelle aree più settentrionali come Toccori o Perdas Aspas e anche lungo il versante orientale il granato si presenta deformato e zonato. E' stato osservato nelle seguenti associazioni mineralogiche:



Nelle aree più meridionali (Su Cruccuri), il granato è presente nella seguente paragenesi:



In corrispondenza dell'intrusione granitica, il granato è euedrale e privo di zonatura ottica. Le paragenesi sono:



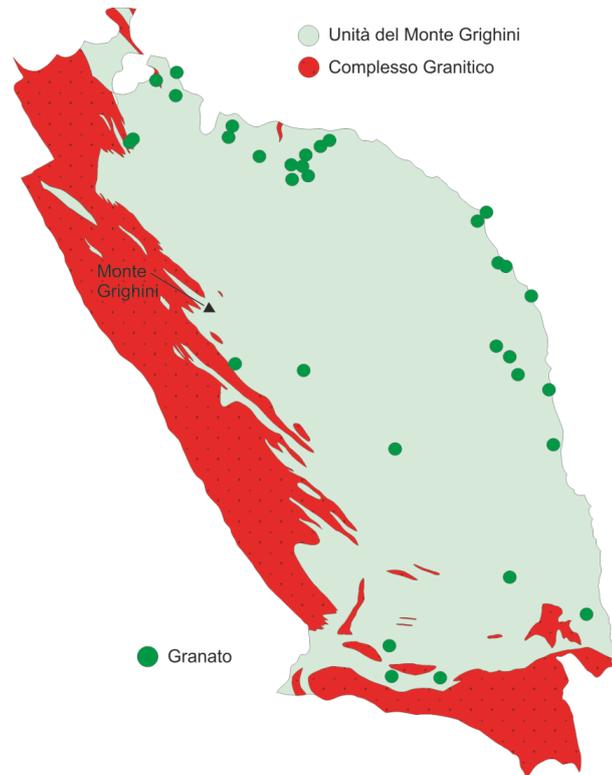
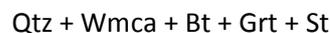


Fig. 5.2 – Localizzazione del granato nei campioni studiati nell’Unità del Monte Grighini.

Staurolite e/o andalusite

La localizzazione dei campioni nei quali si è osservata l’andalusite e/o la staurolite è riportata in figura 5.3.

La staurolite è stata osservata nelle zone centrali e centro settentrionali dell’unità (Fig. 5.3). In zona Toccori l’associazione mineralogica più rappresentativa è la seguente:



La staurolite in queste zone è di dimensioni di qualche decina di micron e tendenzialmente allungata secondo la direzione di scistosità pervasiva e si trova nella matrice associata a biotite e mica chiara.

Da Truzzulla a Matzuzzi essa è presente nella seguente associazione mineralogica:



In questi casi la staurolite ha dimensioni millimetriche e si trova come porfiroblasto immerso in matrice micrometrica e talvolta in associazione con l’andalusite.

L’andalusite è presente nella zona centrale e occidentale dell’Unità del Monte Grighini, mentre ne sono totalmente escluse le zone più orientali (Fig. 5.4). In alcuni campioni provenienti da Truzzulla l’andalusite è presente come fase relitta circondata quasi sempre da feltri di alterazione di fillosilicati. A Toccori invece l’andalusite è associata al granato zonato.

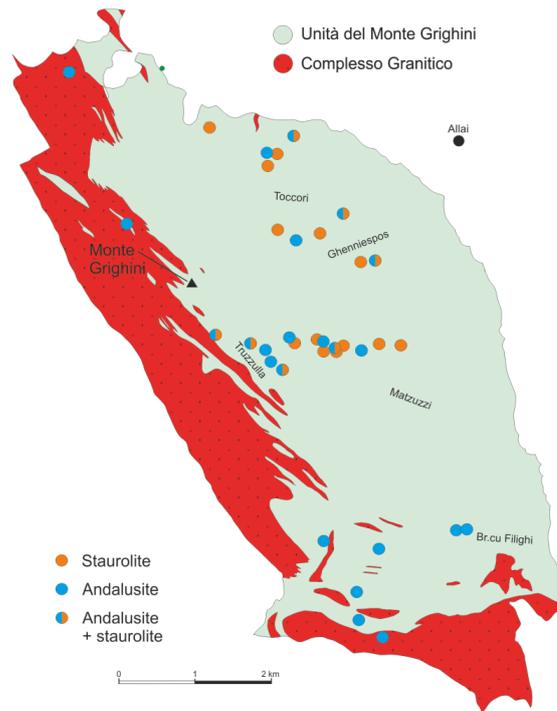
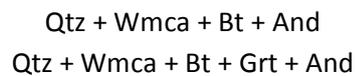


Fig. 5.3 – Localizzazione dell'andalusite e della staurolite nei campioni studiati nell'Unità del Monte Grighini.

Le associazioni mineralogiche più frequenti sono:



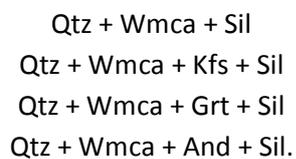
Nel versante orientale di Toccoi e a Truzzulla-Matzuzzi è stata osservata la coesistenza di andalusite e staurolite con la seguente associazione:



Sillimanite

La sillimanite è stata osservata in campioni prelevati in prossimità dell'intrusione granitica e in *septa* all'interno di essa (Fig. 5.4).

Le paragenesi principali alle quali è associata la sillimanite sono:



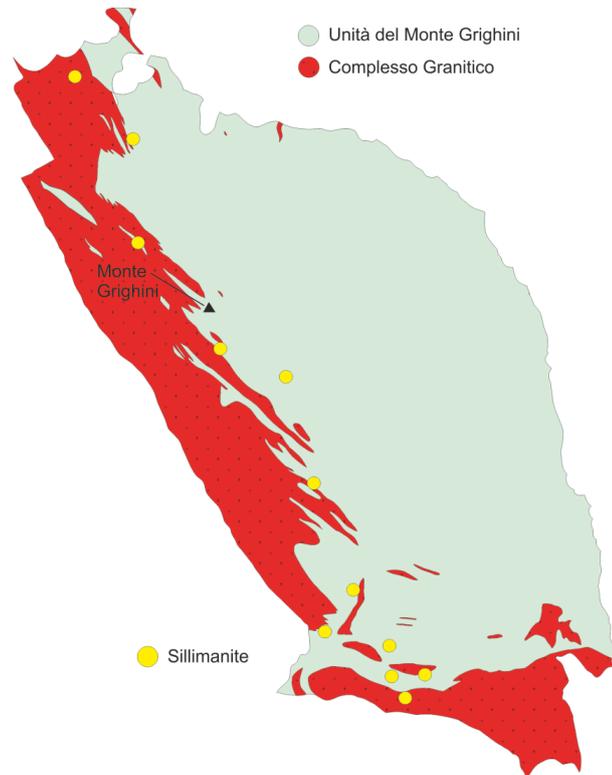


Fig. 5.4 – Localizzazione della sillimanite nei campioni studiati nell’Unità del Monte Grighini.

5.3 – La nuova zoneografia metamorfica

Gli studi effettuati nell’ambito di questa tesi sulla distribuzione dei minerali e delle associazioni mineralogiche hanno permesso di definire tre zone metamorfiche che in ordine di grado crescente e da est verso ovest sono (Fig. 5.5):

- zona a granato,
- zona ad andalusite e staurolite,
- zona a sillimanite.

Queste tre zone metamorfiche seguono l’orientazione NW-SE della zona di taglio e del Complesso Intrusivo.

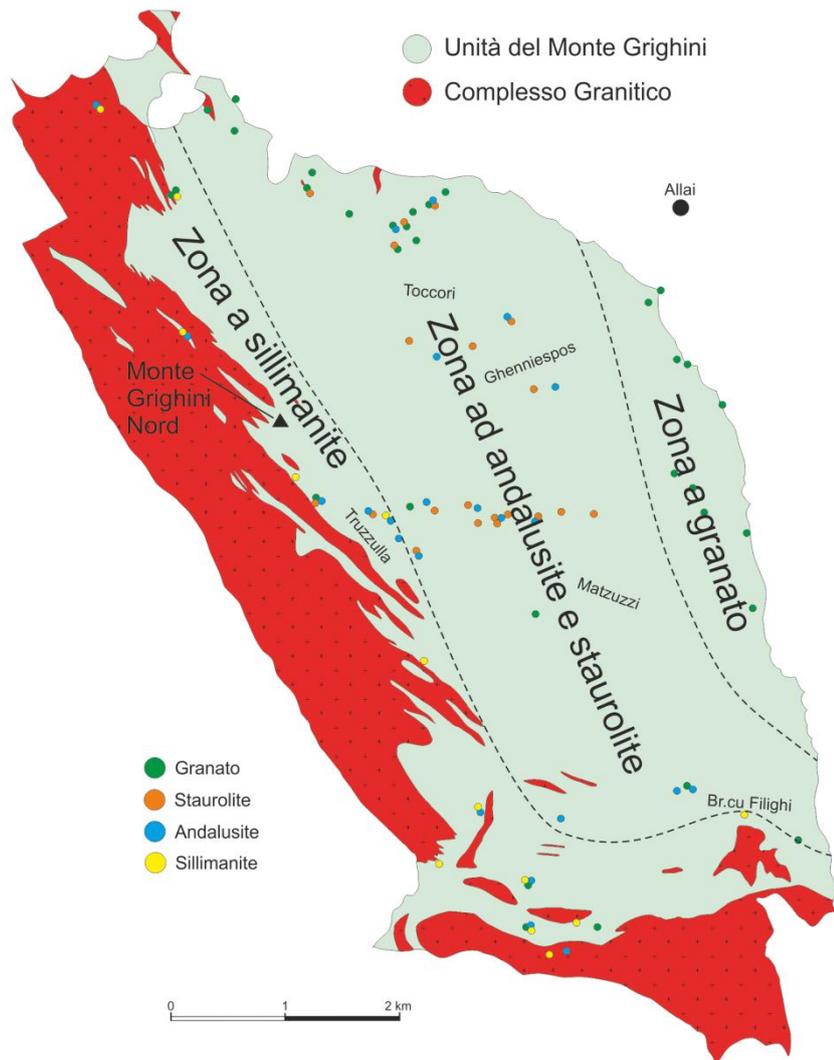


Fig. 5.5 – Zoneografia metamorfica dell’Unità del Monte Grighini. Sulla base della distribuzione mineralogica sono state identificate tre zone principali: zona a granato, zona ad andalusite e staurolite e zona a sillimanite.

Zona a granato: la zona a granato è stata identificata nella porzione più orientale dell’Unità del Monte Grighini. In questa zona il granato spesso coesiste con biotite e clorite.

Zona ad andalusite e staurolite: la zona ad andalusite e staurolite comprende gran parte della porzione centrale dell’Unità del Monte Grighini. Questa zona viene identificata sulla base della comparsa dell’andalusite e della staurolite (Figg. 5.3 e 5.5). Talvolta andalusite e staurolite coesistono nello stesso campione.

Zona a sillimanite: questa zona è definita dalla comparsa della sillimanite. Essa si estende per 200-300 metri parallelamente ed adiacente all’intrusione granitica nella parte settentrionale, aumenta gradatamente di spessore verso sud e nella porzione meridionale compresa fra Su Cruccuri e Bruncu Filighi (Figg. 5.4 e 5.5). La sillimanite è stata osservata anche in *septa* pelitici all’interno del granito.

La zoneografia metamorfica proposta in questa tesi, rispetto alla zoneografia metamorfica di Musumeci (1992), presenta le seguenti principali differenze:

- La zona a granato è stata estesa a quella che era stata riconosciuta precedentemente in letteratura come zona a biotite. Il granato, infatti, è stato osservato anche nei campioni di roccia più orientali dell'Unità del Monte Grighini. Inoltre secondo Musumeci, (1992) la zona a biotite delimitava nel Monte Grighini la sub-unità superiore del Monte Grighini da quella inferiore. Gli studi di terreno e la redazione della nuova carta geologica (vedi Capitolo 3) escludono la presenza di due subunità tettoniche nel Monte Grighini.

- La zona a staurolite e zona ad andalusite di Musumeci (1992) sono state accorpate in un'unica zona, la zona ad andalusite e staurolite. Nella parte nord della zona a staurolite di Musumeci (1992) sono stati rinvenuti staurolite ed andalusite coesistenti, mentre a sud della zona è stata rinvenuta soltanto l'andalusite. Rispetto alla precedente zoneografia metamorfica la diffusione della staurolite è da considerarsi più limitata.

Inoltre, mentre Musumeci (1992) considera questa zonazione come il risultato dell'azione di tre cicli metamorfici M_1 , M_2 ed M_3 , i risultati di questa tesi sembrano indicare che la zoneografia metamorfica del Monte Grighini (si veda i successi capitoli) sia il risultato di un'evoluzione progressiva del metamorfismo varisico (associato ai tre eventi deformativi D_1 , D_2 e D_3) influenzato in profondità dall'effetto termico della messa in posto delle rocce granitoidi del Complesso Intrusivo adiacente all'Unità.

6 - ANALISI CHIMICHE DEI MINERALI

Per lo studio minero-chimico sono stati selezionati vari campioni appartenenti a diverse litologie (Tab. 6.1): sono stati selezionati due campioni di metarenaria/metarcose (campioni G61 e G63) ed una metavulcanite (G89) della Formazione di Truzzulla, tre campioni di micascisto (G49, G53 e G57) ed un hornfels a granato (BD6) della Formazione di Toccoi e due campioni del Complesso intrusivo (G70 e G97, leucogranito e leucogranito a biotite, rispettivamente). Alcune specie mineralogiche sono state analizzate anche in altri campioni, non riportati nella tabella 6.1.

Dei campioni studiati sono state preparate 2 sezioni sottili orientate diversamente rispetto alla scistosità principale (S_2): una parallela ed una perpendicolare, in modo da poter evidenziare eventuali differenze di orientazione e variazione chimica delle varie specie mineralogiche.

Le analisi sono state effettuate su sezioni sottili petrografiche preventivamente lucidate e metallizzate con un sottile film di grafite di spessore intorno a 1-2 μm .

Prima di effettuare le analisi chimiche dei minerali, tutti i campioni sono stati sottoposti ad uno studio microstrutturale e minerochimico effettuato con il microscopio elettronico a scansione (SEM) FEI Quanta 200 equipaggiato con microanalisi EDAX a dispersione di energia (EDS) del Centro Grandi Strumenti (CGS) dell'Università degli Studi di Cagliari.

La composizione chimica dei minerali è stata acquisita con la microsonda elettronica CAMECA SX100 installata presso l'Institut für Mineralogie und Kristallchemie (Universität Stuttgart) con le seguenti condizioni operative: 15 kV, 10 nA, spot size $\sim 3 \mu\text{m}$. Tutti i dati sono stati corretti per gli effetti matrice col metodo di correzione ZAF.

Campione	Litologia	Formazione geologica	Località
G61	metarcose	Fm. Truzzulla	Truzzulla
G63	metarenaria	Fm. Truzzulla	Truzzulla Nord
G89	metavulcanite	Fm. Truzzulla	Ghenniespos
G49	micascisto	Fm. Toccoi	Toccoi
G53	micascisto	Fm. Toccoi	Toccoi
G57	micascisto	Fm. Toccoi	Toccoi
BD6	hornfels	Fm. Toccoi	Truzzulla
G70	leucogranito	Complesso intrusivo	Cuccuru Mannu
G97	leucogranito	Complesso intrusivo	Perdas Aspas

Tab. 6.1 – Tabella riassuntiva dei campioni selezionati per le analisi minero-chimiche. Sono stati selezionati tre campioni appartenenti alla Formazione di Truzzulla, quattro appartenenti alla Formazione di Toccoi e due campioni del Complesso intrusivo

6.1 – La Formazione di Truzzulla

La Formazione di Truzzulla è costituita prevalentemente da metavulcaniti, metarenarie e metarcese. Di tre campioni selezionati (G61, G63 e G89; Tab. 6.1) sono stati analizzati K-feldspato, plagioclasio, mica chiara e biotite. Le formule strutturali sono state calcolate con il foglio di calcolo *CalcMin* (Brandelik, 2009).

K-feldspato - Nella tabella 6.2 sono riportate alcune analisi di K-feldspato dei campioni G61, G63 e G89 e le relative formule strutturali calcolate sulla base di 8 ossigeni. Il ferro presente è stato considerato come ferro trivalente. In tutti i campioni il K-feldspato è di tipo microclino con un rapporto $X_{Na} = Na_2O / (Na_2O + K_2O)$ compreso tra 0.02 e 0.04 per il campione G61, 0.02-0.07 per il campione G63 e 0.03-0.04 per il campione G89.

Plagioclasio - Le analisi di cristalli di plagioclasio, analizzato per il solo campione di metavulcanite G89, sono riportate in tabella 6.2 insieme alle formule strutturali calcolate sulla base di 8 ossigeni. Il ferro è stato considerato ferro trivalente. Dalle analisi si evince che il plagioclasio ha composizione dell'albite pura con rapporto $X_{Na} = Na_2O / (Na_2O + CaO)$ prossimo a 1.

Biotite- In Tabella 6.3 sono riportate analisi chimiche selezionate di biotiti con le relative formule strutturali calcolate sulla base di 11 ossigeni. Il ferro è stato considerato come ferro bivalente. Le biotiti dei campioni G61 e G63 mostrano un rapporto $X_{Fe} = Fe/(Fe+Mg)$ compreso tra 0.62 e 0.66, mentre quelle del campione G89 hanno un rapporto X_{Fe} compreso tra 0.74 e 0.76 (Tab. 6.2). La biotite, nel diagramma di Deer et al. (1986) presenta una composizione compresa tra quella della siderofillite e quella dell'annite (Fig. 6.1).

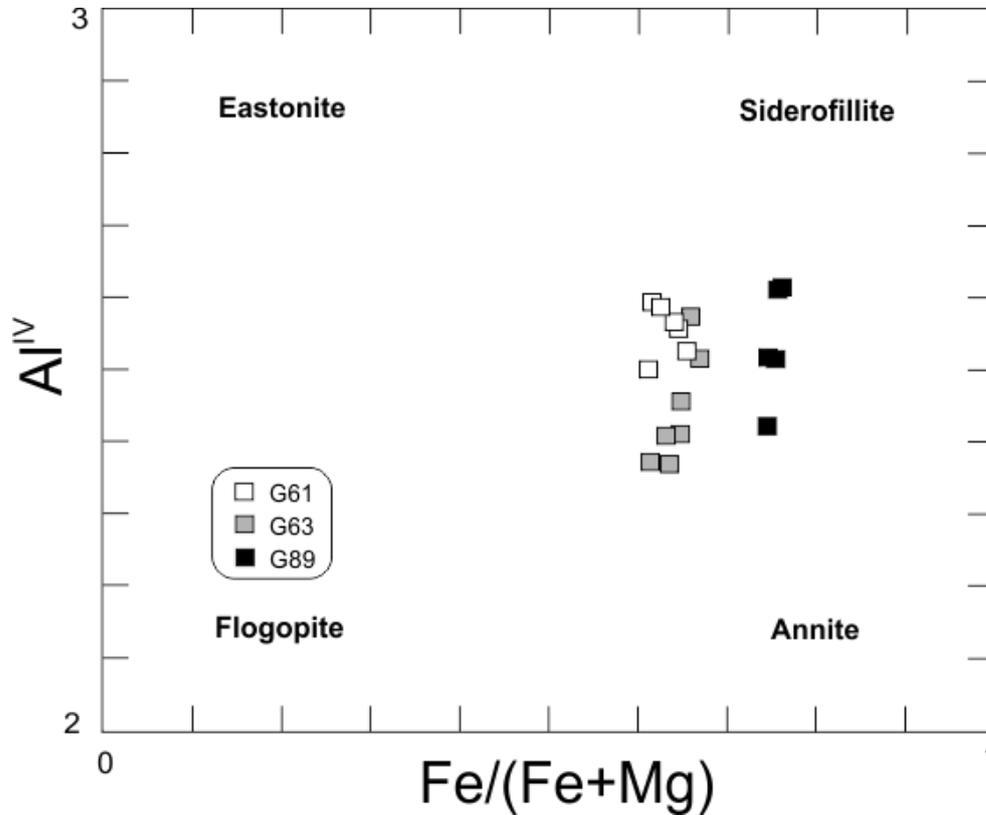


Fig. 6.1 – Digramma classificativo delle biotiti (Deer et al., 1986; modificato). Sono riportate le composizioni delle biotiti analizzate nei campioni G61, G63 e G89.

X	G61	G61	G61	G61	G63	G63	G63	G63	G89	G89	G89	G89
	Bt											
SiO ₂	35.50	34.95	35.94	35.32	36.42	37.27	35.51	36.44	35.05	35.62	35.65	36.23
TiO ₂	2.47	2.25	2.15	2.50	2.43	2.45	3.12	2.82	3.33	2.86	2.79	2.93
Al ₂ O ₃	18.67	18.23	18.02	18.21	20.10	19.75	19.38	19.54	19.65	19.42	19.14	19.01
Cr ₂ O ₃	0.01	0.03	0.06	0.03	0.03	0.07	0.04	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01
MgO	7.14	7.29	7.63	6.72	6.33	6.70	6.40	6.11	4.32	4.58	4.50	4.58
CaO	0.00	0.00	0.04	0.01	0.08	0.03	0.06	0.03	0.00	0.03	0.02	0.02
MnO	0.47	0.55	0.48	0.47	0.36	0.42	0.42	0.33	0.20	0.16	0.17	0.19
FeO	22.77	22.73	22.46	22.82	20.57	19.43	22.01	19.90	24.55	24.17	25.02	23.42
Na ₂ O	0.09	0.09	0.09	0.04	0.10	0.01	0.13	0.07	0.06	0.10	0.05	0.06
K ₂ O	9.66	9.66	9.55	9.48	8.72	9.32	8.51	8.99	9.40	9.29	9.34	9.07
Tot	96.78	95.78	96.41	95.60	95.14	95.45	95.58	94.24	96.56	96.23	96.70	95.52
	11ox											
Si	2.711	2.705	2.749	2.732	2.768	2.812	2.714	2.792	2.695	2.738	2.739	2.788
Al ^{IV}	1.289	1.295	1.251	1.268	1.232	1.188	1.286	1.208	1.305	1.262	1.261	1.212
Somma	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000
Ti	0.142	0.131	0.124	0.145	0.139	0.139	0.179	0.163	0.193	0.165	0.161	0.170
Al ^{VI}	0.391	0.368	0.373	0.392	0.568	0.568	0.459	0.557	0.476	0.497	0.473	0.513
Cr	0.000	0.002	0.003	0.002	0.002	0.004	0.003	0.000	0.001	0.000	0.001	0.001
Fe _{tot}	1.454	1.471	1.437	1.476	1.307	1.226	1.407	1.275	1.579	1.554	1.608	1.507
Mn	0.030	0.036	0.031	0.031	0.023	0.027	0.027	0.022	0.013	0.010	0.011	0.012
Mg	0.813	0.841	0.870	0.775	0.717	0.754	0.729	0.698	0.495	0.525	0.515	0.525
Somma	2.830	2.848	2.838	2.820	2.756	2.718	2.804	2.715	2.756	2.752	2.769	2.728
Ca	0.000	0.000	0.003	0.001	0.007	0.002	0.005	0.003	0.000	0.002	0.002	0.001
Na	0.014	0.014	0.013	0.006	0.015	0.001	0.019	0.011	0.008	0.015	0.008	0.009
K	0.941	0.954	0.932	0.935	0.845	0.897	0.830	0.879	0.922	0.911	0.916	0.891
Somma	0.955	0.967	0.948	0.943	0.867	0.900	0.854	0.892	0.930	0.928	0.925	0.901
X _{Fe}	0.64	0.64	0.62	0.66	0.65	0.62	0.66	0.65	0.76	0.75	0.76	0.74

Tab. 6.3 – Composizioni chimiche e formule strutturali di biotiti selezionate dei campioni della Formazione di Truzzulla

	G61	G61	G61	G61	G63	G63	G63	G63	G89	G89	G89	G89
X	<i>Wmca</i>											
SiO ₂	46.77	45.91	47.66	46.36	46.49	48.06	46.13	47.87	46.67	47.16	48.47	48.54
TiO ₂	0.64	0.56	0.64	0.55	0.77	0.66	0.58	0.80	0.37	0.51	0.56	0.46
Al ₂ O ₃	32.39	34.21	31.12	33.40	35.89	32.97	36.48	33.80	35.51	35.92	32.65	32.58
Cr ₂ O ₃	0.02	0.01	0.00	0.00	0.00	0.03	0.00	0.05	0.02	0.00	0.01	0.02
MgO	1.09	0.75	1.47	0.87	0.59	1.32	0.68	1.14	0.58	0.52	1.04	0.99
CaO	0.00	0.00	0.00	0.03	0.00	0.00	0.01	0.01	0.00	0.03	0.01	0.01
MnO	0.01	0.02	0.01	0.03	0.01	0.06	0.04	0.04	0.01	0.04	0.09	0.03
FeO	3.64	3.57	3.59	3.54	1.45	1.91	1.60	1.88	1.84	1.76	2.93	2.39
Na ₂ O	0.30	0.23	0.28	0.32	0.40	0.34	0.52	0.33	0.40	0.37	0.32	0.31
K ₂ O	11.07	11.00	10.99	11.02	10.86	10.67	10.65	10.75	10.79	10.19	10.66	10.84
Totale	95.94	96.26	95.75	96.12	96.47	96.01	96.68	96.67	96.20	96.50	96.74	96.16
	22ox											
Si	6.277	6.119	6.396	6.204	6.113	6.346	6.054	6.280	6.159	6.156	6.378	6.415
Al ^{IV}	1.723	1.881	1.604	1.796	1.887	1.654	1.946	1.720	1.841	1.844	1.622	1.585
Somma	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000
Al ^{VI}	3.400	3.493	3.317	3.472	3.676	3.477	3.697	3.506	3.683	3.683	3.442	3.490
Ti	0.065	0.056	0.064	0.055	0.076	0.065	0.057	0.079	0.037	0.050	0.055	0.046
Cr	0.002	0.001	0.000	0.000	0.000	0.003	0.000	0.005	0.002	0.000	0.001	0.002
Fe ²⁺	0.409	0.323	0.403	0.387	0.159	0.211	0.176	0.206	0.203	0.192	0.322	0.264
Fe ³⁺	0.000	0.075	0.000	0.009	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Mn	0.002	0.003	0.001	0.003	0.001	0.007	0.004	0.005	0.001	0.004	0.010	0.003
Mg	0.218	0.149	0.293	0.173	0.116	0.259	0.133	0.224	0.115	0.102	0.204	0.195
Somma	4.095	4.100	4.079	4.100	4.029	4.022	4.067	4.025	4.041	4.031	4.034	4.000
Ca	0.000	0.000	0.000	0.004	0.000	0.000	0.001	0.001	0.000	0.004	0.002	0.001
Na	0.078	0.059	0.073	0.083	0.103	0.086	0.131	0.083	0.102	0.094	0.081	0.079
K	1.895	1.870	1.881	1.881	1.822	1.797	1.783	1.799	1.817	1.697	1.790	1.828
Somma	1.973	1.930	1.954	1.969	1.924	1.884	1.915	1.883	1.919	1.795	1.872	1.907
Ms	0.74	0.81	0.69	0.77	0.84	0.74	0.84	0.76	0.83	0.82	0.72	0.73
WM Phl	0.05	0.05	0.04	0.05	0.01	0.01	0.03	0.01	0.02	0.02	0.02	0.00
Al-Cel	0.05	0.02	0.08	0.03	0.02	0.10	0.01	0.07	0.03	0.03	0.07	0.09
Fe-Al-Cel	0.09	0.04	0.11	0.07	0.03	0.08	0.02	0.07	0.05	0.05	0.12	0.12
Par	0.04	0.03	0.04	0.04	0.05	0.05	0.07	0.04	0.05	0.05	0.04	0.04
Ti-Mn-Ca WI	0.03	0.05	0.03	0.03	0.04	0.03	0.03	0.04	0.02	0.03	0.03	0.02

Tab. 6.4 – Composizioni chimiche e formule strutturali miche chiare potassiche selezionate dei campioni della Formazione di Truzzulla.

Mica chiara potassica - Nella Tabella 6.4 sono riportate alcune analisi chimiche di miche chiare potassiche dei campioni G61, G63 e G89 con le relative formule strutturali calcolate sulla base di 22 ossigeni. Il ferro è stato considerato come ferro bivalente. La composizione della mica chiara potassica è variabile tra termini tipo muscovite (Si ~6.0-6.1 a.p.f.u.) e termini di tipo fengite con Si ~ 6.3-6.4 a.p.f.u. (Fig. 6.2). Nel grafico Si vs Fe+Mg riportato in Figura 6.2, la composizione chimica delle miche chiare potassiche del campione G61 mostra un trend lineare con valori più alti della somma Fe+Mg rispetto alle miche chiare degli altri due campioni. Le miche chiare dei campioni G63 e G89 mostrano anch'essi un andamento lineare nel rapporto Si vs Fe+Mg nel grafico in figura 6.2.

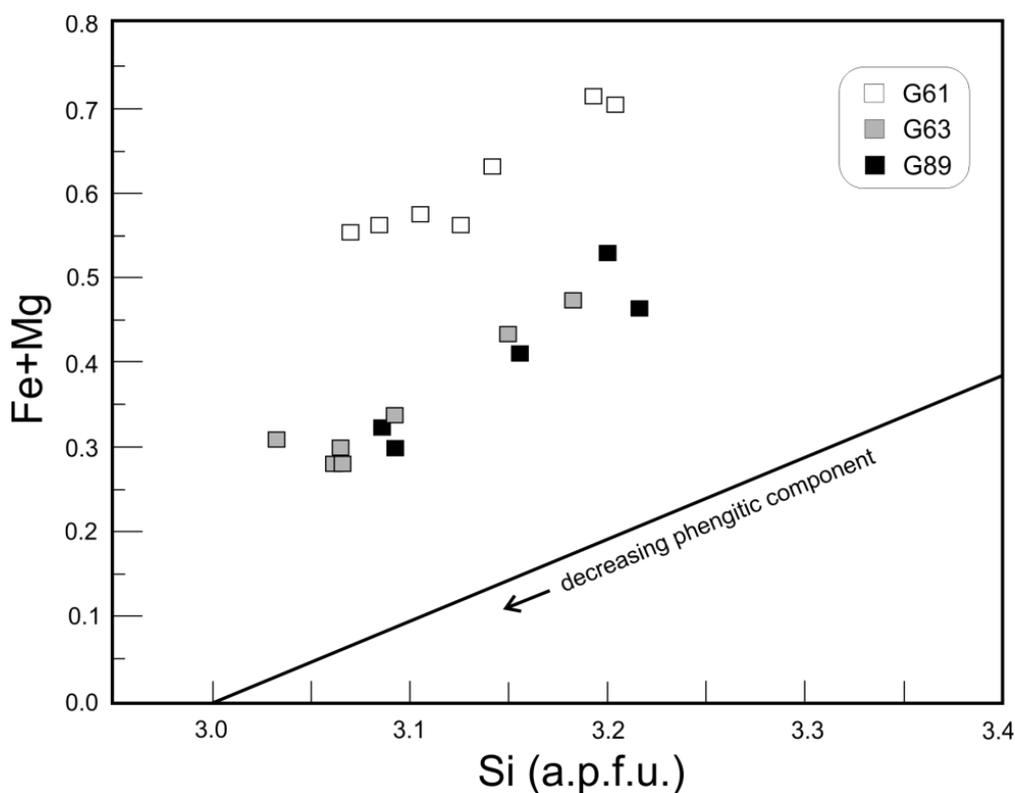


Fig. 6.2 – Diagramma Si vs. Fe+Mg per le miche chiare potassiche dei campioni G61, G63 e G89 della Formazione di Truzzulla.

6.2 - La Formazione di Toccorì

Per le analisi minero-chimiche della Formazione di Toccorì sono stati selezionati quattro campioni (G49, G53, G57 e BD6, Tab. 6.1) provenienti dalla località Toccorì ad eccezione del campione BD6 che proviene dalla località Truzzulla.

Le fasi mineralogiche analizzate sono granato, staurolite, mica chiara potassica, biotite e feldspati. Le formule strutturali sono state calcolate con il foglio di calcolo *CalcMin* (Brandelik, 2009) che, per alcune fasi, fornisce le percentuali dei vari *end-member*. Durante le analisi in microsonda elettronica del granato è stato osservato un errore sistematico di sottostima ~ 1 wt.% di SiO₂. Pertanto ad ogni analisi di granato è stato aggiunto sistematicamente 1 wt.% di SiO₂ (Tabb. 6.5, 6.6 e tabelle in allegato 2).

Granato - Il granato è di dimensioni variabili con una zonazione ottica più o meno marcata ad eccezione del granato del campione BD6 che non presenta alcuna zonazione ottica. L'habitus varia da anedrale (località Toccorì) ad euedrale (campione BD6). Di seguito verranno descritte le due diverse tipologie di granato: il granato anedrale zonato ed il granato euedrale poco zonato.

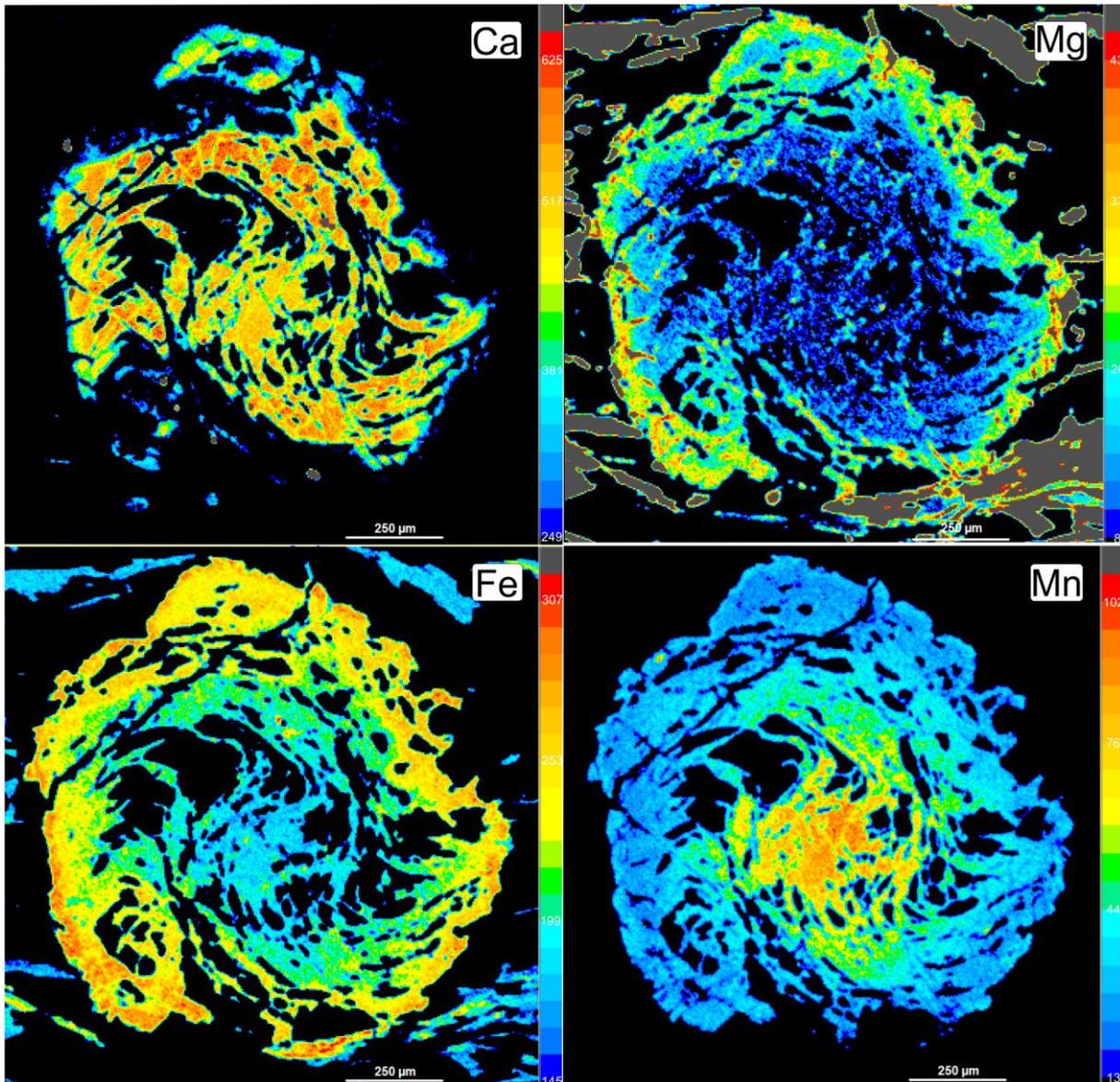


Fig. 6.3 – Mappe a raggi X per Ca, Mg, Fe, e Mn di un cristallo di granato del campione G49. La scala cromatica indica i conteggi al secondo.

Il granato zonato mostra una zonatura composizionale molto marcata (Fig. 6.3). Osservando le mappe composizionali di due cristalli (Figg. 6.3 e 6.4) si può osservare che l'almandino aumenta verso i bordi in modo più o meno graduale, mentre il piropo aumenta dal cuore verso i bordi ma con un passaggio netto in corrispondenza del bordo esterno. La grossularia ha un contenuto pressochè costante in tutto il granato ad esclusione del bordo più esterno dove diminuisce sensibilmente. La spessartina diminuisce gradualmente dal cuore verso il bordo. Su alcuni granati sono state effettuate analisi lungo delle traverse in modo da osservare la variazione della composizione dal cuore verso il bordo (Fig. 6.5).

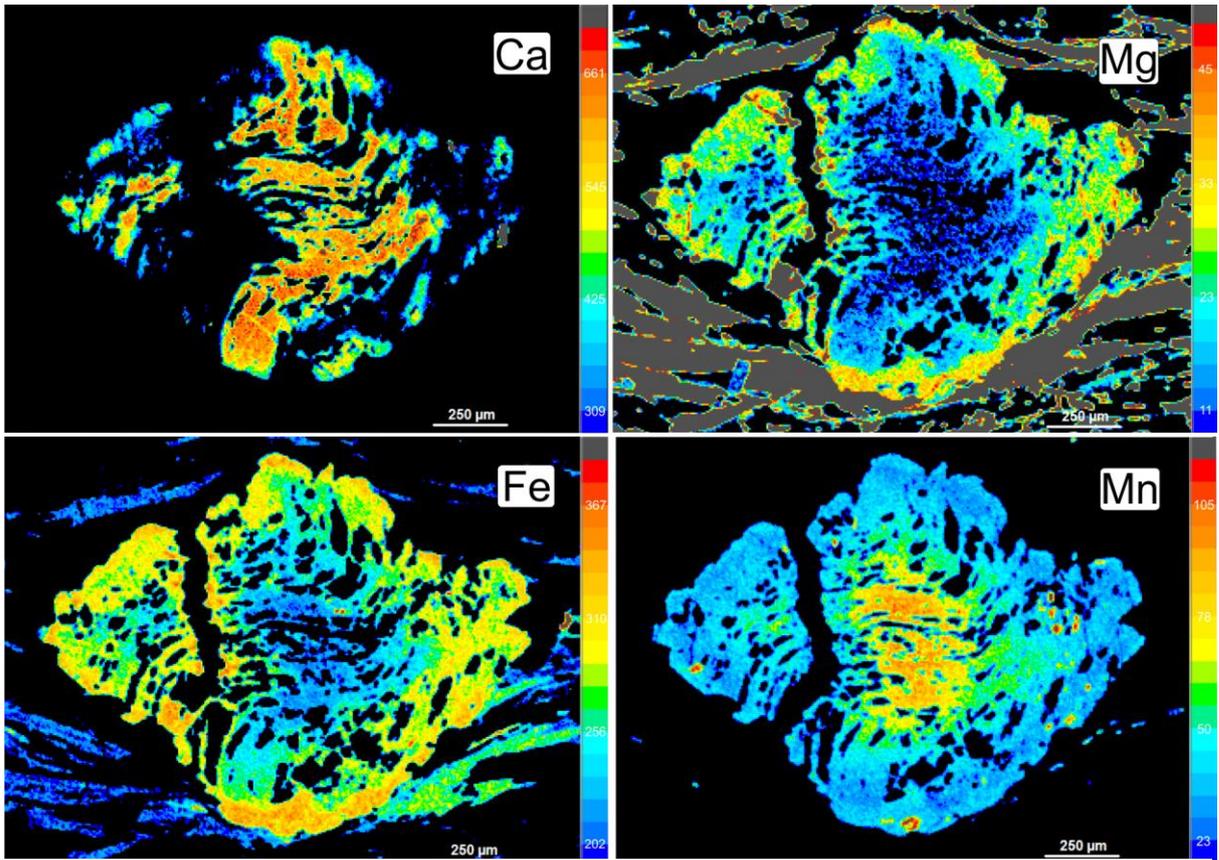


Fig. 6.4 – Mappe a raggi X per Ca, Fe, Mg, e Mn di un secondo cristallo di granato del campione G49. La scala cromatica indica i conteggi al secondo.

	G49							
	Grt							
X	#1	#2	#3	#4	#5	#6	#7	#8
SiO ₂	36.67	36.54	36.19	36.31	37.15	36.98	37.36	36.53
TiO ₂	0.07	0.09	0.13	0.12	0.15	0.11	0.10	0.04
Al ₂ O ₃	20.86	20.72	20.42	20.33	20.71	20.93	20.98	20.85
Fe ₂ O ₃	0.59	0.88	1.17	1.04	0.72	0.68	0.77	0.54
FeO	30.61	29.71	24.36	25.48	23.41	26.51	27.96	37.62
MnO	2.68	2.97	8.20	6.21	9.44	5.34	4.20	3.35
MgO	0.85	0.70	0.36	0.46	0.38	0.49	0.51	1.59
CaO	7.84	8.60	8.91	9.21	8.63	9.62	9.53	0.75
Na ₂ O	0.00	0.00	0.01	0.00	0.02	0.02	0.02	0.01
Total	100.17	100.21	99.74	99.14	100.60	100.67	101.42	101.27
	12ox							
Si	5.862	5.827	5.803	5.869	5.957	5.874	5.906	5.847
Ti	0.009	0.010	0.015	0.014	0.018	0.013	0.012	0.004
somma	5.871	5.837	5.818	5.883	5.975	5.887	5.918	5.852
Al	3.929	3.894	3.859	3.874	3.913	3.919	3.909	3.934
Fe ⁺³	0.071	0.106	0.141	0.126	0.087	0.081	0.091	0.066
somma	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000
Fe ⁺²	4.092	3.962	3.267	3.446	3.139	3.522	3.697	5.037
Mg	0.202	0.167	0.086	0.110	0.091	0.115	0.120	0.378
Ca	1.343	1.469	1.531	1.594	1.483	1.637	1.615	0.128
Mn	0.363	0.401	1.114	0.850	1.282	0.719	0.563	0.454
Na	0.000	0.000	0.002	0.000	0.006	0.007	0.005	0.002
somma	6.000	6.000	6.000	6.000	6.000	6.000	6.000	6.000
Gros	0.22	0.24	0.26	0.27	0.25	0.27	0.27	0.02
Pyr	0.03	0.03	0.01	0.02	0.02	0.02	0.02	0.06
Alm	0.68	0.66	0.54	0.57	0.52	0.59	0.62	0.84
Spes	0.06	0.07	0.19	0.14	0.21	0.12	0.09	0.08

Tab. 6.5 – Analisi chimiche e formule strutturali (calcolate sulla base di 12 ossigeni) del granato di figura 6.4 del campione G49. I punti analisi giacciono su una traversa bordo-cuore-bordo del granato.

L'almandino varia da 0.52 mol.% nel cuore a 0.84 mol.% nel bordo, la grossularia da 0.27 a 0.02 mol.%, il piropo da 0.01 a 0.06 mol.% e la spessartina da 0.20 a 0.06 mol.%. Questo andamento della zonatura composizionale è stato osservato in tutti i cristalli di granato dei campioni G49, G53, G57 della località Toccori.

In figura 6.5 è riportato un profilo composizionale che mostra l'andamento del contenuto di almandino, piropo, grossularia e spessartina lungo una traversa bordo-cuore-bordo del granato del campione G49 la cui mappa composizionale è mostrata in figura 6.4.

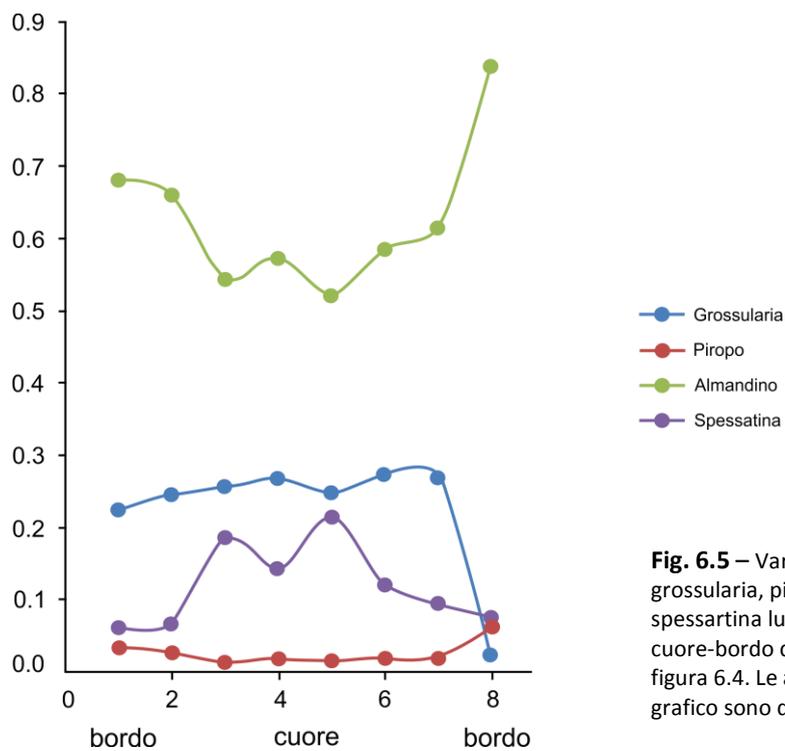


Fig. 6.5 – Variazione del contenuto di grossularia, piropo, almandino e spessartina lungo una traversa bordo-cuore-bordo del cristallo di granato di figura 6.4. Le analisi riportate nel grafico sono quelle di tabella 6.5.

Le mappe e traverse composizionali dei campioni G53 e G57 sono riportate nelle figure 6.6 e 6.7 e i relativi punti analisi dei granati degli stessi campioni sono riportate nelle tabelle 6.6 e 6.7, rispettivamente.

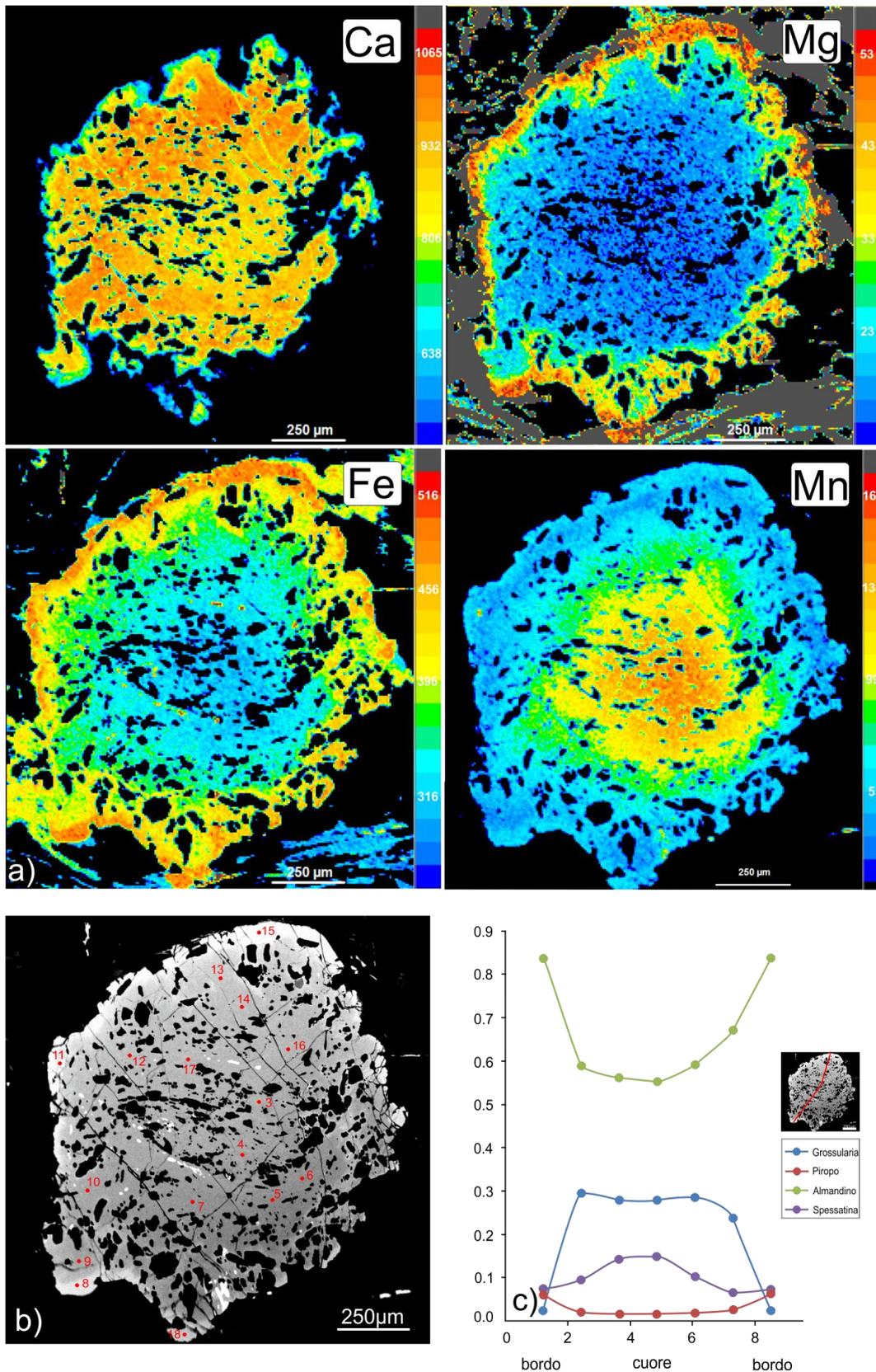


Fig. 6.6 – a) Mappe a raggi X per Ca, Fe, Mg, e Mn di un cristallo di granato del campione G53. La scala cromatica indica i conteggi al secondo; b) immagine BSE dello stesso cristallo. Le analisi chimiche (punti rossi) sono riportate in tabella 6.6; c) variazione composizionale di grossularia, piropo, almandino e spessartina lungo una traversa bordo-cuore-bordo dello stesso cristallo di granato.

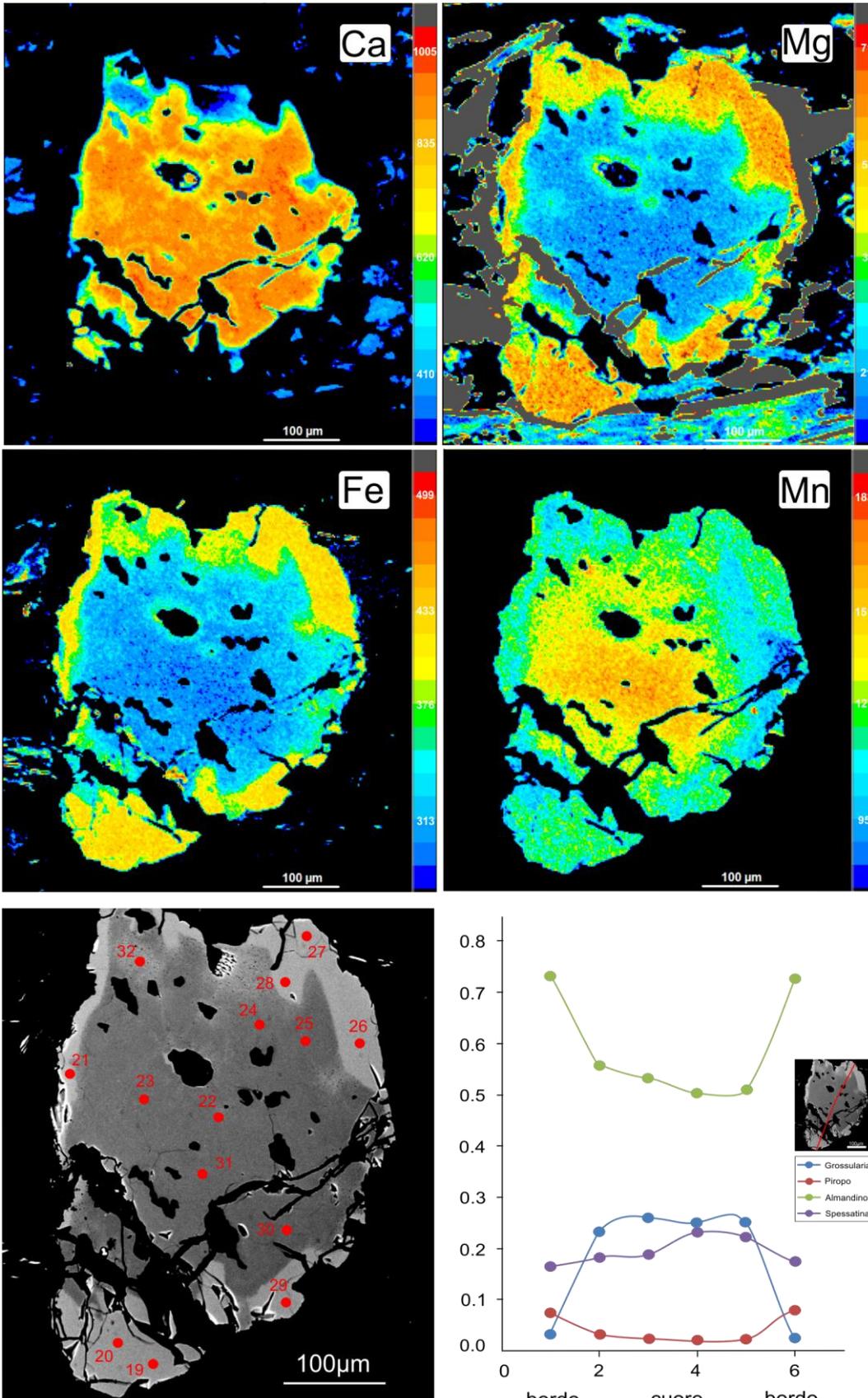


Fig. 6.7 – a) Mappe a raggi X per Ca, Fe, Mg, e Mn di un cristallo di granato del campione G57. La scala cromatica indica i conteggi al secondo; b) immagine BSE dello stesso cristallo. Le analisi chimiche (punti rossi) sono riportate in tabella 6.6; c) variazione composizionale di grossularia, piropo, almandino e spessartina lungo una traversa bordo-cuore-bordo dello stesso cristallo di granato.

Nel campione BD6 il granato si presenta debolmente zonato nei bordi più esterni mentre dal cuore al bordo interno la composizione è in linea di massima omogenea; tuttavia le analisi e le mappe dimostrano una lieve zonatura composizionale anche in questi domini.

Dalle figure 6.8 e 6.9 e dalla tabella 6.8 si evince l'andamento dei vari end-members durante la crescita del granato. L'almandino presenta una composizione omogenea ($X_{Fe} = 0.75$) in quasi tutto il cristallo ad esclusione del bordo esterno ($X_{Fe} = 0.66$). Il manganese si comporta in maniera opposta con una diminuzione graduale dal cuore ($X_{Mn} = 0.15$) verso il bordo interno per poi arricchirsi drasticamente nel bordo più esterno ($X_{Mn} = 0.24$). Il magnesio ed il calcio mantengono valori abbastanza bassi senza variazioni di rilievo lungo la traversa.

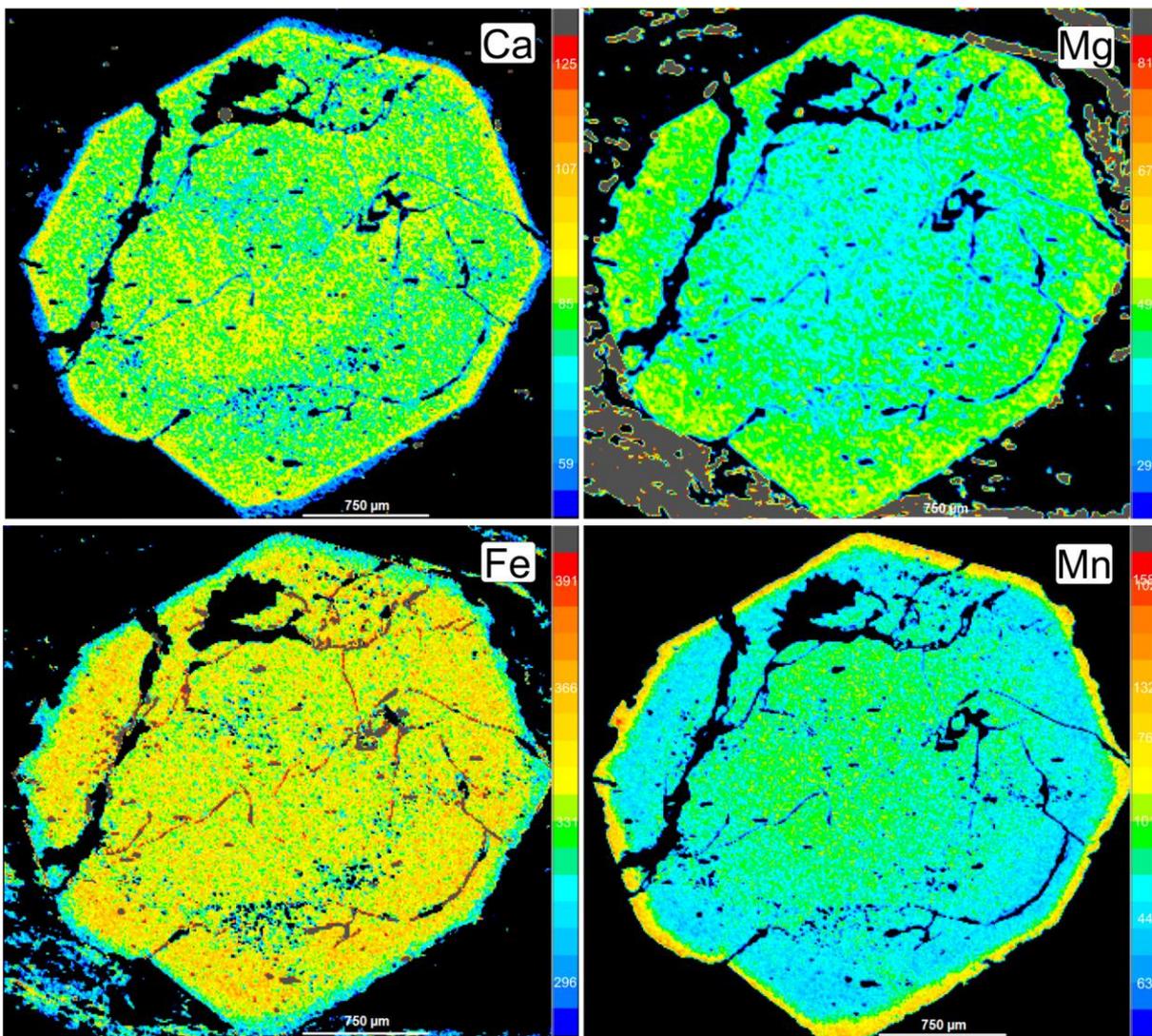


Fig. 6.8 – Mappe a raggi X per Ca, Mg, Fe, e Mn di un cristallo di granato del campione BD6. La scala cromatica indica i conteggi al secondo.

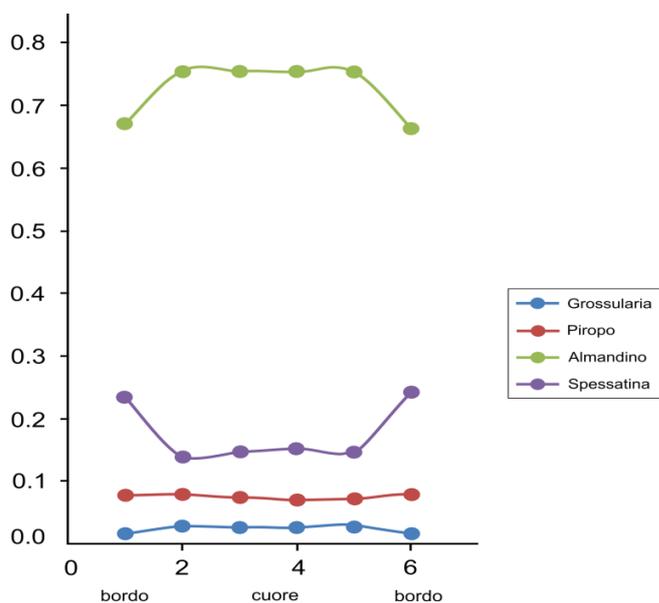


Fig. 6.9 – Variazione composizionale di grossularia, piropo, almandino e spessartina lungo una traversa bordo-cuore-bordo del cristallo di granato di figura 6.6. Le analisi riportate nel grafico sono quelle di tabella 6.6.

	BD6	BD6	BD6	BD6	BD6	BD6
	Grt	Grt	Grt	Grt	Grt	Grt
X	#1	#2	#3	#4	#5	#6
SiO ₂	36.53	36.82	37.06	36.92	37.02	37.22
TiO ₂	0.02	0.07	0.04	0.06	0.07	0.01
Al ₂ O ₃	20.99	21.09	21.18	21.19	21.16	21.36
Fe ₂ O ₃	0.27	0.08	0.00	0.15	0.00	0.00
FeO	29.98	33.67	33.60	33.82	33.45	29.86
MnO	10.30	6.15	6.44	6.78	6.45	10.79
MgO	1.97	1.98	1.87	1.77	1.83	2.01
CaO	0.60	0.95	0.93	0.89	0.99	0.56
Na ₂ O	0.02	0.02	0.02	0.00	0.00	0.02
Total	100.67	100.83	101.14	101.58	100.96	101.82
	12ox	12ox	12ox	12ox	12ox	12ox
Si	5.859	5.909	5.944	5.887	5.956	5.917
Ti	0.003	0.008	0.005	0.007	0.008	0.001
somma	5.862	5.917	5.949	5.894	5.964	5.917
Al	3.968	3.990	4.004	3.982	4.012	4.001
Fe ⁺³	0.032	0.010	0.000	0.018	0.000	0.000
somma	4.000	4.000	4.004	4.000	4.012	4.001
Fe ⁺²	4.022	4.520	4.508	4.511	4.500	3.969
Mg	0.471	0.474	0.447	0.421	0.439	0.475
Ca	0.103	0.163	0.160	0.153	0.171	0.096
Mn	1.399	0.837	0.875	0.916	0.879	1.452
Na	0.005	0.006	0.006	0.000	0.000	0.006
somma	6.000	6.000	5.996	6.000	5.988	5.999
Gros	0.02	0.03	0.03	0.03	0.03	0.02
Pyr	0.08	0.08	0.07	0.07	0.07	0.08
Alm	0.67	0.75	0.75	0.75	0.75	0.66
Spes	0.23	0.14	0.15	0.15	0.15	0.24

Tab. 6.8 – Analisi chimiche e formule strutturali del cristallo di granato di figura 6.6 del campione BD6. I punti analisi giacciono su una traversa bordo-cuore-bordo del granato.

La staurolite - La staurolite è stata osservata in quasi tutti i campioni provenienti dalla località Toccoi. In tabella 6.9 sono riportate alcune analisi chimiche con le relative formule strutturali calcolate sulla base di 48 ossigeni col foglio di calcolo *CalcMin*. Nelle stauroliti analizzate il titanio è compreso tra 0.070 e 0.19 a.p.f.u., il manganese tra 0.050 e 0.072 a.p.f.u. e il magnesio tra 0.267 e 0.332 a.p.f.u. Le analisi effettuate non hanno messo in evidenza alcuna variabilità composizionale significativa tra cristalli di staurolite di diversi campioni né è stata rilevata alcuna zonatura composizionale all'interno di uno stesso cristallo.

	G49	G49	G49	G53
X	St	St	St	St
SiO ₂	26.87	27.58	26.20	27.60
Al ₂ O ₃	54.08	53.45	54.77	54.90
TiO ₂	0.32	0.61	0.34	0.88
FeO	12.67	12.48	12.92	12.65
MnO	0.20	0.29	0.23	0.29
MgO	0.76	0.68	0.62	0.74
H ₂ O	1.03	1.03	1.03	1.05
Total	95.93	96.11	96.11	98.11
	48ox	48ox	48ox	48ox
Si	7.844	8.053	7.637	7.894
Ti	0.070	0.133	0.073	0.190
Al	18.610	18.397	18.815	18.503
Fe	3.094	3.048	3.150	3.025
Mn	0.050	0.072	0.057	0.071
Mg	0.332	0.296	0.267	0.317
X _{Mg}	0.10	0.09	0.08	0.09

Tab. 6.9 – Analisi chimiche e formule strutturali di stauroliti dei campioni G49 e G53.

Mica chiara potassica- Nella tabella 6.10 sono riportate alcune analisi chimiche rappresentative di miche chiare potassiche dei campioni G49, G53, G57 e BD6 e le formule strutturali calcolate sulla base di 22 ossigeni. Il ferro è stato considerato come ferro bivalente.

Nei campioni di micascisto provenienti da Toccoi, Si (a.p.f.u.) presenta valori compresi tra 6.090 e 6.222 con un *cluster* di valori nell'intorno di 6.1 a.p.f.u. (Fig. 6.10). Nel campione BD6 invece il contenuto di Si presenta valori mediamente più bassi (6.095 e 6.187 a.p.f.u.; Fig. 6.10). Il sodio varia tra valori di Na₂O = 0.55 - 1.69 wt.% per i campioni della località Toccoi e valori di Na₂O = 0.11 - 0.85 wt.% per il campione BD6. In sintesi la mica chiara potassica dei campioni della località Toccoi mostra un range di variazione più ampio, rispetto alle miche chiare del campione BD6, evidenziato dalla tendenza ad aumentare il contenuto di Si al crescere della somma di Fe+Mg (Fig. 6.10).

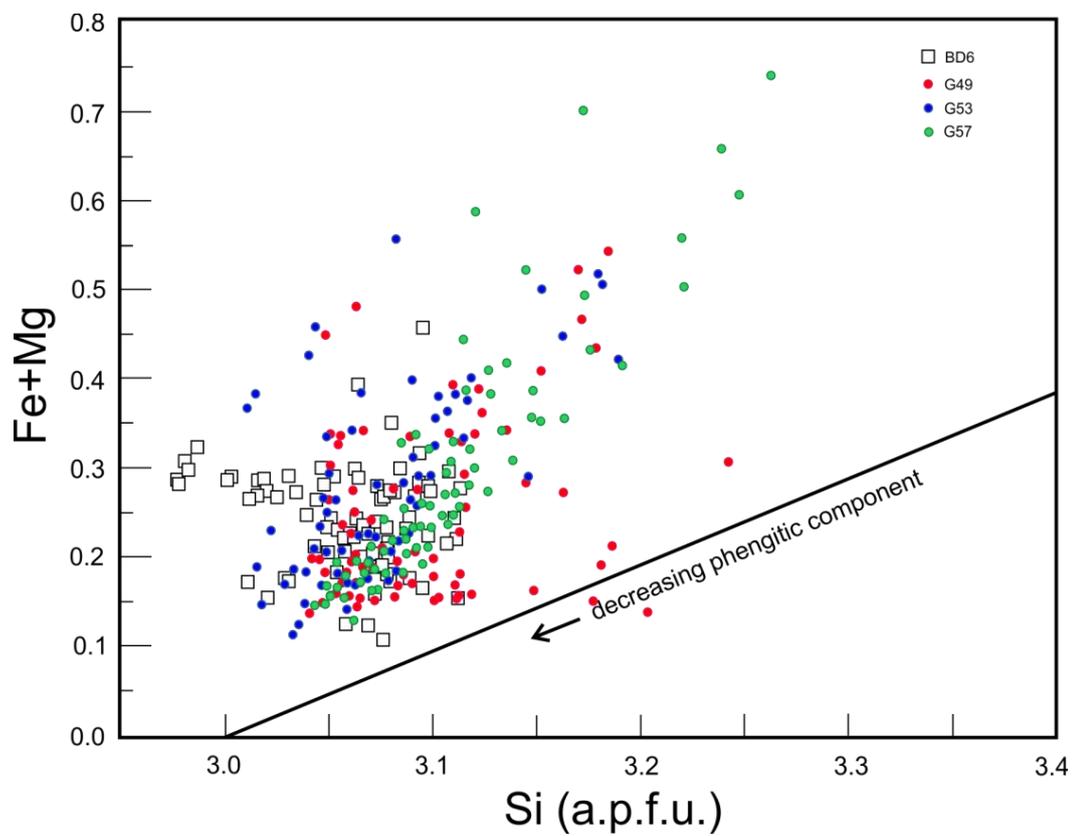


Fig. 6.10 – Diagramma Si vs. Fe+Mg delle miche chiare potassiche per i campioni G49, G53, G57 e BD6 della Formazione di Toccori.

	G49	G49	G53	G53	G57	G57	BD6	BD6
X	Wmca							
SiO ₂	46.12	46.18	45.47	46.59	45.47	46.31	45.89	46.38
TiO ₂	0.30	0.22	0.34	0.29	0.32	0.25	0.60	0.15
Al ₂ O ₃	34.47	35.70	36.07	34.46	36.14	36.29	35.82	35.24
MgO	0.58	0.44	0.42	0.87	0.34	0.46	0.77	0.69
CaO	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.02	0.01	0.00
MnO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.02
FeO	1.40	0.96	1.14	1.81	0.87	0.82	1.15	1.30
Na ₂ O	0.55	0.90	0.65	1.36	1.41	1.69	0.11	0.85
K ₂ O	10.53	9.55	10.29	9.38	9.10	9.34	9.82	9.59
Totale	93.96	93.94	94.38	94.75	93.63	95.19	94.17	94.23
	22ox							
Si	6.222	6.167	6.090	6.218	6.100	6.134	6.095	6.187
Al ^{IV}	1.778	1.833	1.910	1.782	1.900	1.866	1.905	1.813
Somma	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000
Al ^{VI}	3.703	3.785	3.783	3.638	3.814	3.800	3.702	3.727
Ti	0.030	0.022	0.034	0.030	0.032	0.025	0.060	0.015
Fe ²⁺	0.157	0.107	0.128	0.202	0.097	0.090	0.128	0.145
Mn	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.002	0.000	0.002
Mg	0.116	0.088	0.085	0.173	0.068	0.091	0.152	0.138
Somma	4.007	4.002	4.029	4.042	4.011	4.008	4.042	4.028
Ca	0.002	0.000	0.000	0.000	0.000	0.003	0.002	0.000
Na	0.144	0.233	0.169	0.352	0.367	0.435	0.028	0.221
K	1.812	1.626	1.757	1.597	1.557	1.578	1.664	1.631
Somma	1.958	1.859	1.927	1.949	1.924	2.016	1.693	1.852
Ms	0.79	0.76	0.82	0.66	0.73	0.69	0.85	0.73
WM Phl	0.00	0.00	0.01	0.02	0.01	0.00	0.02	0.01
Al-Cel	0.05	0.04	0.02	0.05	0.02	0.04	0.04	0.05
Fe-Al-Cel	0.07	0.05	0.03	0.06	0.03	0.04	0.03	0.06
Par	0.07	0.12	0.09	0.18	0.19	0.21	0.02	0.12
Ti-Mn-Ca WM	0.02	0.02	0.03	0.02	0.02	0.02	0.05	0.03

Tab. 6.10– Composizioni chimiche e formule strutturali di miche chiare potassiche selezionate dei campioni della Formazione di Toccori.

Biotite - In tabella 6.11 sono riportate alcune analisi di biotiti dei campioni della Formazione di Toccari con le relative formule strutturali calcolate sulla base di 11 ossigeni. I campioni della Formazione di Toccari hanno delle biotiti ricche nel componente siderofillite (Fig 6.11). I campioni relativi alla zona di Toccari hanno un rapporto $Fe/(Fe+Mg)$ compreso tra 0.61 e 0.70, mentre le biotiti del campione BD6 hanno X_{Fe} di 0.54 e 0.68. Nei campioni della località Toccari e nel campione BD6 sono state osservate anche biotiti con composizione leggermente più annitica (Fig. 6.11; Tab. 6.11). In entrambi i tipi di rocce si osserva una variazione significativa di Al^{IV} nelle biotiti.

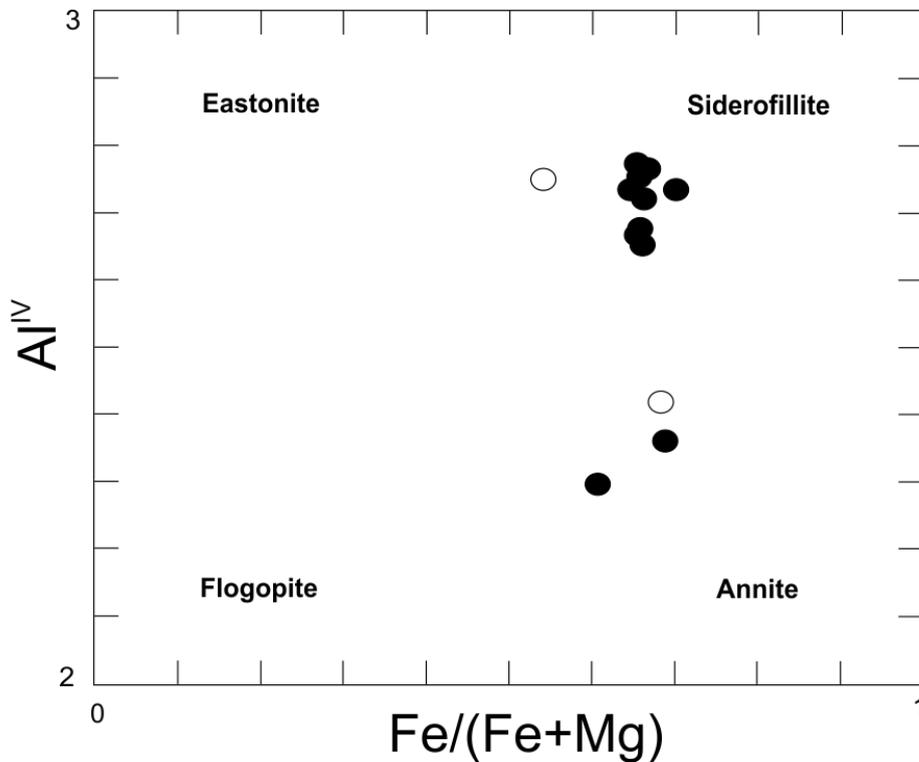


Fig. 6.11 – Diagramma classificativo delle biotiti (Deer et al., 1986; modificato) dei campioni della Formazione di Toccari. Le biotiti rappresentate con il cerchio pieno appartengono ai campioni di micascisti della località Toccari, mentre la biotite rappresentata dal cerchio vuoto è del campione BD6.

X	BD6	BD6	G49	G49	G53	G57	G011	#1003	#1003	#1003											
	<i>Bt</i>																				
SiO ₂	36.23	34.70	33.38	33.62	37.13	38.99	34.47	34.29	34.15	33.95	33.19	34.52	34.34	34.47	34.29	34.15	33.95	33.19	34.47	34.29	34.15
TiO ₂	1.73	2.59	1.72	1.77	1.14	1.53	1.81	1.76	1.60	1.70	1.73	1.79	1.95	1.81	1.76	1.60	1.73	1.73	1.81	1.76	1.60
Al ₂ O ₃	21.71	20.11	18.74	18.99	22.88	22.86	20.60	20.13	19.49	20.20	19.63	19.25	19.32	20.60	20.13	19.49	19.63	19.25	20.60	20.13	19.49
MgO	5.19	9.22	6.69	6.79	4.84	6.15	5.78	7.05	7.33	6.71	6.63	6.99	6.75	5.78	7.05	7.33	6.63	6.99	5.78	7.05	7.33
CaO	0.14	0.03	0.04	0.00	0.08	0.12	0.09	0.07	0.02	0.06	0.06	0.00	0.01	0.05	0.07	0.02	0.06	0.06	0.05	0.07	0.02
MnO	0.38	0.32	0.10	0.12	0.07	0.12	0.09	0.09	0.09	0.08	0.11	0.08	0.10	0.09	0.09	0.08	0.11	0.08	0.09	0.09	0.06
FeO	20.01	19.50	23.34	24.06	19.15	17.12	24.58	24.18	23.85	23.87	22.06	23.50	23.41	24.58	24.18	23.85	22.06	23.50	24.58	24.18	23.85
Na ₂ O	0.00	0.16	0.07	0.09	0.10	0.30	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.08	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.08	0.00	0.00	0.00
K ₂ O	6.90	9.39	8.14	9.59	7.89	8.99	10.30	10.19	10.13	9.95	9.99	10.01	9.79	10.30	10.19	10.13	9.99	10.01	10.30	10.19	10.13
Tot	92.29	96.02	92.22	95.03	93.27	96.17	97.67	97.76	96.64	96.53	93.77	96.22	95.66	97.67	97.76	96.64	93.77	96.22	97.67	97.76	96.64
Si	110x																				
Al ^{IV}	2.791	2.626	2.673	2.641	2.818	2.851	2.634	2.616	2.635	2.619	2.628	2.667	2.665	2.634	2.616	2.635	2.628	2.667	2.634	2.616	2.635
Al ^{VI}	1.209	1.374	1.327	1.359	1.182	1.149	1.366	1.384	1.365	1.381	1.372	1.333	1.335	1.366	1.384	1.365	1.372	1.333	1.366	1.384	1.365
Somma	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000
Ti	0.100	0.147	0.104	0.104	0.065	0.084	0.104	0.101	0.093	0.099	0.103	0.104	0.114	0.104	0.101	0.093	0.103	0.104	0.104	0.101	0.093
Al ^{VI}	0.762	0.420	0.442	0.400	0.865	0.821	0.489	0.425	0.407	0.455	0.459	0.420	0.432	0.489	0.425	0.407	0.459	0.420	0.432	0.425	0.407
Fe ^{tot}	1.289	1.234	1.563	1.581	1.216	1.047	1.571	1.543	1.539	1.540	1.461	1.519	1.519	1.571	1.543	1.539	1.461	1.519	1.571	1.543	1.539
Mn	0.025	0.021	0.007	0.008	0.005	0.007	0.006	0.006	0.004	0.005	0.007	0.005	0.006	0.006	0.006	0.004	0.007	0.005	0.006	0.006	0.004
Mg	0.596	1.040	0.798	0.795	0.547	0.670	0.659	0.802	0.843	0.772	0.782	0.805	0.781	0.659	0.802	0.843	0.782	0.805	0.659	0.802	0.843
Somma	2.772	2.863	2.914	2.888	2.698	2.630	2.829	2.877	2.886	2.870	2.813	2.853	2.853	2.829	2.877	2.886	2.813	2.853	2.829	2.877	2.886
Ca	0.012	0.002	0.003	0.000	0.006	0.010	0.004	0.006	0.002	0.005	0.036	0.000	0.000	0.004	0.006	0.002	0.036	0.000	0.004	0.006	0.002
Na	0.000	0.023	0.011	0.014	0.014	0.043	0.000	0.000	0.000	0.000	0.001	0.012	0.000	0.000	0.000	0.000	0.001	0.012	0.000	0.000	0.000
K	0.679	0.906	0.832	0.961	0.764	0.838	1.004	0.992	0.997	0.978	1.008	0.986	0.970	1.004	0.992	0.997	1.008	0.986	1.004	0.992	0.997
Somma	0.690	0.932	0.846	0.975	0.784	0.891	1.008	0.997	0.999	0.984	1.046	0.998	0.970	1.008	0.997	0.999	1.046	0.998	1.008	0.997	0.999
X _{Fe}	0.68	0.54	0.66	0.67	0.69	0.61	0.70	0.66	0.65	0.67	0.65	0.65	0.66	0.70	0.66	0.65	0.65	0.65	0.70	0.66	0.65

Tab. 6.11 – Analisi chimiche e formule strutturali calcolate sulla base di 11 ossigeni di biotiti selezionate di campioni della Formazione di Toccori.

Feldspati - Alcune analisi chimiche di feldspati (sia plagioclasti che K-feldspati) presenti nei micascisti di Toccari sono riportate in tabella 6.12. Le formule strutturali sono state calcolate sulla base di 8 ossigeni. Il plagioclasio presenta delle composizioni di tipo albite-oligoclasio con rapporto X_{Na} compreso tra 0.87 e 0.95. Il K-feldspato analizzato è di tipo microclino con $X_{Na} = 0.01 - 0.04$.

X	G49 <i>PI</i>	G49 <i>PI</i>	G49 <i>Kfs</i>	G53 <i>Kfs</i>
SiO ₂	64.38	66.17	63.92	64.82
Al ₂ O ₃	21.08	19.49	17.56	18.11
CaO	2.67	1.06	0.00	0.00
Na ₂ O	10.28	11.34	0.11	0.41
K ₂ O	0.09	0.08	16.54	16.50
Tot	98.51	98.14	98.14	99.85
Ox	8 ox	8 ox	8 ox	8 ox
Si	2.874	2.956	3.013	3.000
Al	1.109	1.026	0.976	0.988
Ca	0.128	0.051	0.000	0.000
Na	0.890	0.982	0.010	0.037
K	0.005	0.005	0.995	0.974
Somma	5.006	5.020	4.994	4.999
An	0.12	0.05	0.00	0.01
Ab	0.87	0.95	0.01	0.04
Kfs	0.01	0.00	0.99	0.96

Tab. 6.12– Analisi chimiche e formule strutturali di cristalli di feldspati dei campioni G49 e G53 della Formazione di Toccari.

6.3 - Il granito milonitico

Dei leucograniti G70 e G97 (Tab. 6.1) sono stati analizzati K-feldspato, plagioclasio, mica chiara potassica. La biotite è stata analizzata soltanto nel campione G97. Le formule strutturali sono state calcolate con il programma *CalcMin* (Brandelik, 2009).

Feldspati - Le formule strutturali dei feldspati sono state calcolate sulla base di 8 ossigeni ed il ferro è stato considerato come ferro trivalente. Le analisi dei feldspati sono riportate in Tabella 6.13. Il K-feldspato è di tipo microclino con rapporto X_{Na} di 0.04.

Il campione G70 è caratterizzato da un plagioclasio porfiroclastico (PI_{porph}) con $X_{Na}=0.92$ e da un plagioclasio di piccole dimensioni orientato secondo la scistosità (PI_{sc}) con $X_{Na}=0.95$. Il leucogranito G97, a differenza del leucogranito G70, mostra una più ampia varietà tessiturale dei cristalli di plagioclasio:

- Il plagioclasio porfiroclastico (PI_{porph}) è di tipo oligoclasio ($X_{Na}=0.78$);
- Il plagioclasio della matrice (PI_{matrix}) è di tipo albite ($X_{Na}=0.94$);
- Il plagioclasio zonato ha composizione di albite in corrispondenza del cuore (PI_{core}) ($X_{Na}=0.98$) ed oligoclasio in corrispondenza del bordo (PI_{rim}) ($X_{Na}=0.76$);
- Il plagioclasio granofirico (PI_{gran}) è di tipo oligoclasio ($X_{Na}=0.77$);
- Il plagioclasio euedrale incluso dentro il K-feldspato ($PI_{incl-core \ e \ rim}$) è di tipo oligoclasio ($X_{Na}=0.71_{core} - 0.81_{rim}$).

	G70	G70	G97	G97	G97	G97	G97	G97	G97	G97	G70	G97
X	<i>P_{porph}</i>	<i>P_{sc}</i>	<i>P_{sc}</i>	<i>P_{porph}</i>	<i>P_{rim}</i>	<i>P_{core}</i>	<i>P_{gran}</i>	<i>P_{incl-core}</i>	<i>P_{incl-prim}</i>	<i>P_{matrix}</i>	<i>K_{ts}</i>	<i>K_{ts}</i>
SiO ₂	66.91	66.41	66.58	62.39	61.70	67.51	62.71	61.00	63.24	62.96	64.74	63.81
Al ₂ O ₃	20.24	19.53	19.64	22.46	22.81	18.76	22.51	23.74	22.41	22.84	18.20	17.78
CaO	1.56	0.98	1.11	4.49	5.00	0.48	4.66	6.10	3.99	4.55	0.00	0.00
Na ₂ O	11.17	11.50	11.16	9.32	9.18	11.70	9.28	8.51	9.64	9.27	0.46	0.41
K ₂ O	0.15	0.07	0.14	0.17	0.14	0.04	0.24	0.21	0.16	0.25	16.46	16.41
Tot	100.03	98.48	98.64	98.84	98.84	98.49	99.40	99.55	99.45	99.86	99.86	98.41
Ox	80x	80x	80x	80x	80x	80x	80x	80x	80x	80x	80x	80x
Si	2.937	2.958	2.959	2.796	2.771	2.998	2.797	2.728	2.813	2.793	2.998	3.0029
Al	1.047	1.025	1.029	1.186	1.207	0.982	1.183	1.251	1.175	1.194	0.994	0.9862
Ca	0.074	0.047	0.053	0.216	0.241	0.023	0.223	0.292	0.190	0.216	0.000	0.0000
Na	0.950	0.993	0.962	0.810	0.799	1.007	0.802	0.738	0.832	0.797	0.041	0.0371
K	0.008	0.004	0.008	0.010	0.008	0.002	0.013	0.012	0.009	0.014	0.972	0.9852
Somma	5.016	5.027	5.011	5.018	5.026	5.013	5.019	5.021	5.019	5.015	5.005	5.011
An	0.07	0.04	0.05	0.21	0.23	0.02	0.21	0.28	0.18	0.21	0.00	0.00
Ab	0.92	0.95	0.94	0.78	0.76	0.98	0.77	0.71	0.81	0.78	0.04	0.04
Kfs	0.01	0.00	0.01	0.01	0.01	0.00	0.01	0.01	0.01	0.01	0.96	0.96

Tab. 6.13 – Analisi chimiche e formule strutturali calcolate sulla base di 8 ossigeni di cristalli di feldspati dei campioni G70 e G97 di leucogranito.

Mica chiara potassica - La mica chiara potassica nei campioni G70 e G97 è presente in due varietà tessiturali che corrispondono a due generazioni di mica:

- una mica magmatica costituita da cristalli di grosse dimensioni (oltre 1 mm di lunghezza) presenti soprattutto come *mica-fish* nella matrice e deformati secondo la direzione dello *shear*;
- una mica (di seconda generazione) in cristalli dell'ordine di qualche decina di micron, che cresce attorno ai cristalli di *mica-fish* orientata parallelamente alla scistosità milonitica (Figg. 6.12, 6.13, 6.14 e 6.15).

In figura 6.11 sono riportate le mappe composizionali a raggi X acquisite su una mica chiara potassica del campione G70. L'immagine BSE e le mappe a raggi X (Fig. 6.12, 6.13) mostra che il cristallo di mica magmatica presenta al bordo dei piccoli cristalli di mica con diverso contenuto di magnesio e ferro. La mappa del sodio evidenzia una leggera zonatura in corrispondenza dei due bordi opposti della mica, mentre la mappa del titanio mostra una zona interna del cristallo decentrata e ricca in titanio. Le analisi puntuali del cristallo di mica bianca potassica sono riportate in tabella 6.14.

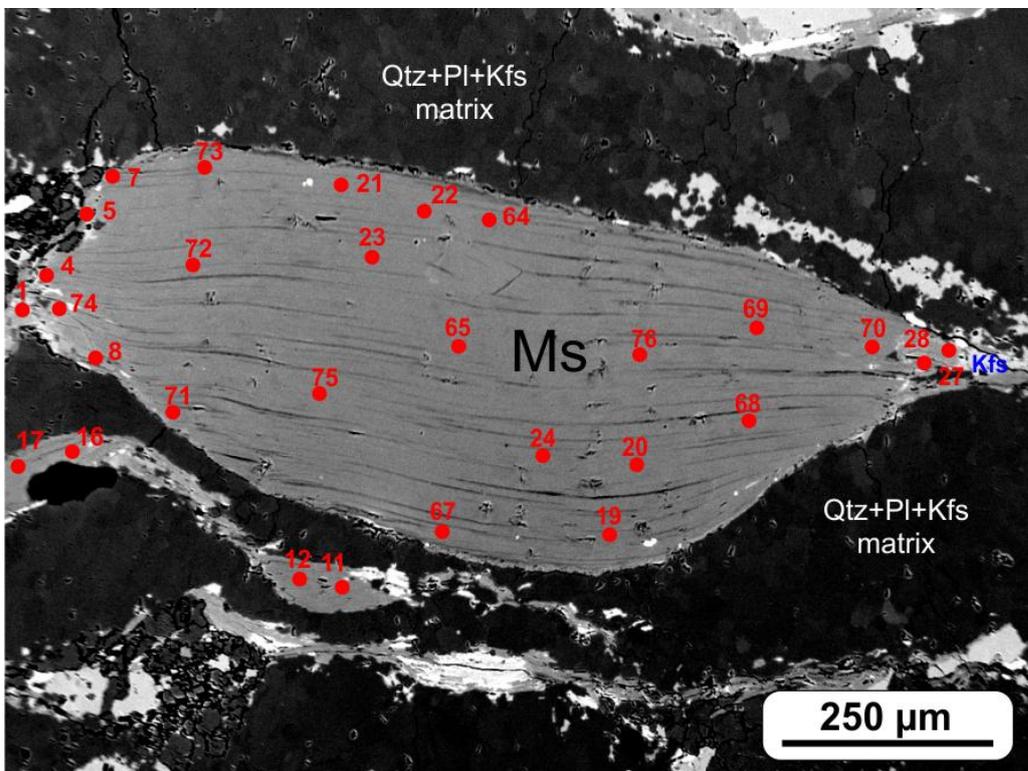


Fig. 6.12 – Immagine BSE di una mica chiara potassica del campione G70. Le analisi chimiche (punti rossi) sono riportate in tabella 6.14. Le mappe composizionali a raggi X per lo stesso cristallo sono riportate in figura 6.13.

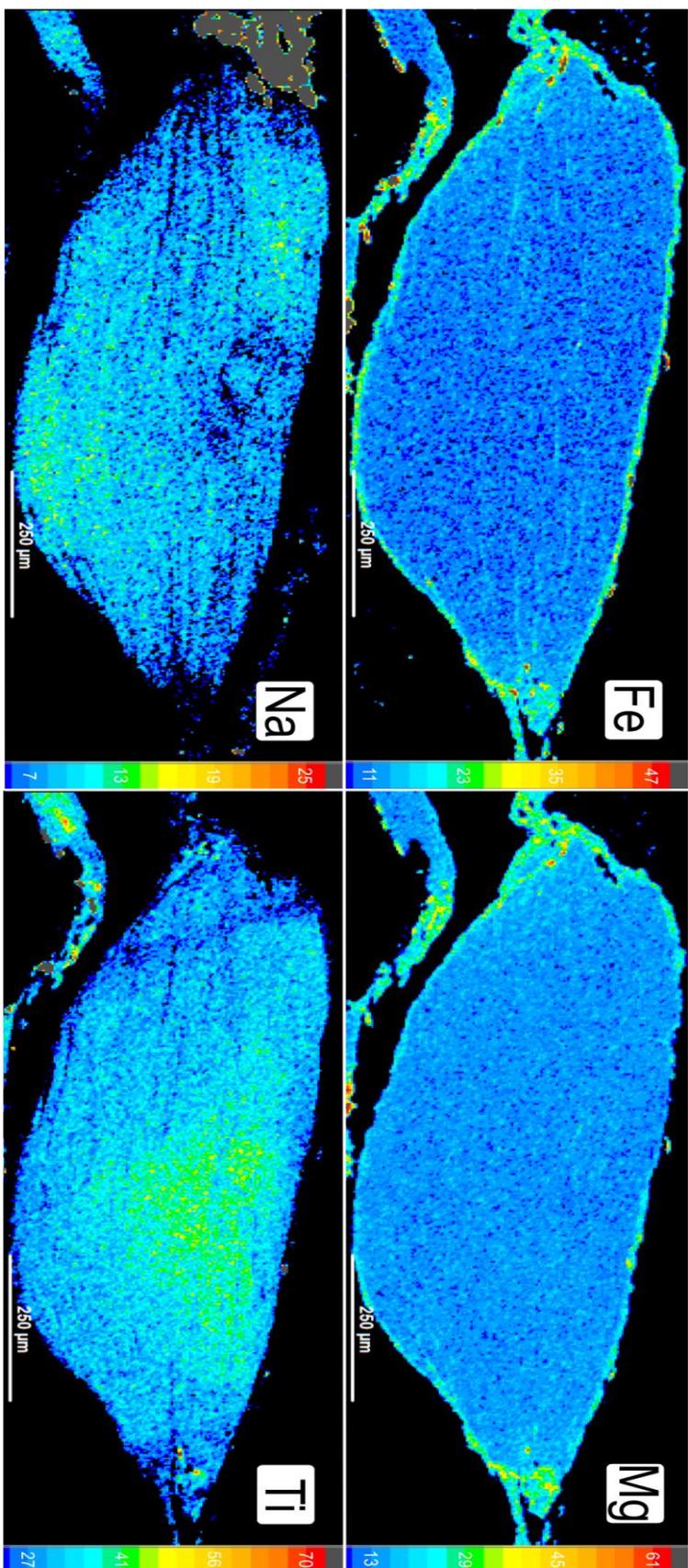


Fig. 6.13 – Mappe composizionali a raggi X per il ferro, magnesio, sodio e titanio di un cristallo di mica chiara potassica del campione G70 acquisite con la microsonda elettronica a 15kV e 35 nA.

Leucogranito a mica chiara e biotite

Il campione G97 presenta anch'esso due generazioni di mica facilmente identificabili con l'osservazione delle mappe a raggi X (Fig.6.15). Questo leucogranito presenta all'interno delle miche di prima generazione delle sottilissime lamelle ad alto contenuto di ferro e magnesio che corrispondono probabilmente ad una intercrescita di biotite.

La mappa relativa al sodio mostra un tenore in sodio piuttosto omogeneo in tutto il cristallo igneo in contrasto con una totale assenza dell'elemento nei piccoli cristalli di mica chiara di seconda generazione. La mappa relativa al titanio invece mostra una forte variabilità del titanio all'interno del cristallo con tenori più elevati nei bordi del cristallo perpendicolarmente alle tracce di sfaldatura.

In figura 6.14 è riportata un'immagine BSE dello stesso cristallo di mica chiara potassica riportato in figura 6.15, con la localizzazione delle analisi puntuali riportate in tabella 6.15. Le analisi (Tab. 6.15) mostrano anche in questo caso che la mica chiara potassica di seconda generazione ha composizione più fengitica rispetto alla mica chiara potassica di origine magmatica.

In figura 6.14 è riportato il diagramma Si vs Fe + Mg per la discriminazione delle miche chiare. Sono riportati nei diagrammi i punti relativi ai due cristalli di mica chiara potassica investigati nei due campioni di leucogranito.

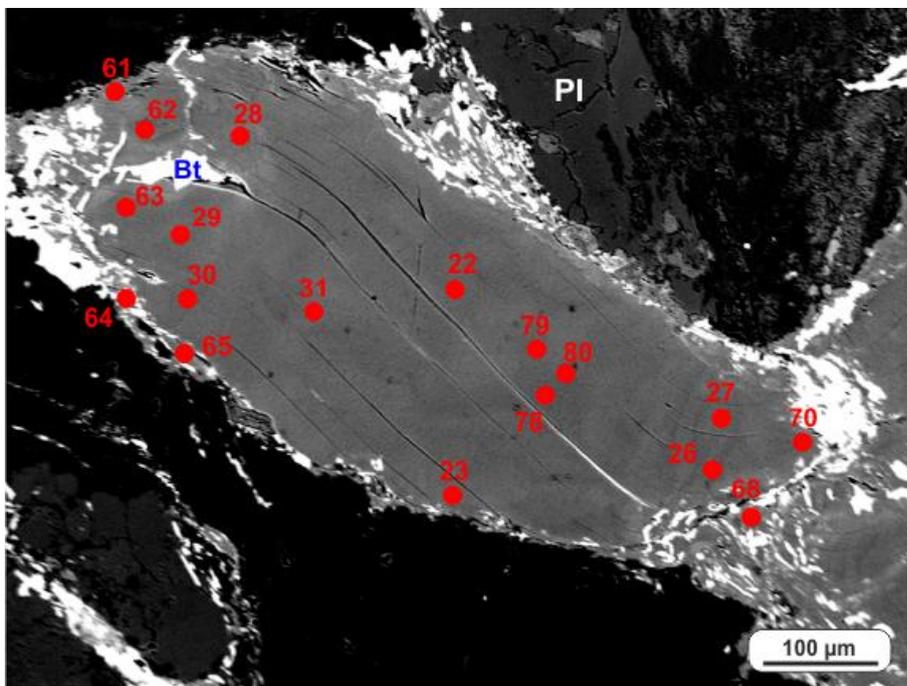


Fig. 6.14 – Immagine BSE di una mica chiara potassica del campione G97. Le analisi chimiche (punti rossi) sono riportate in tabella 6.13. mentre le mappe composizionali a raggi X per lo stesso cristallo sono riportate in figura 6.13.

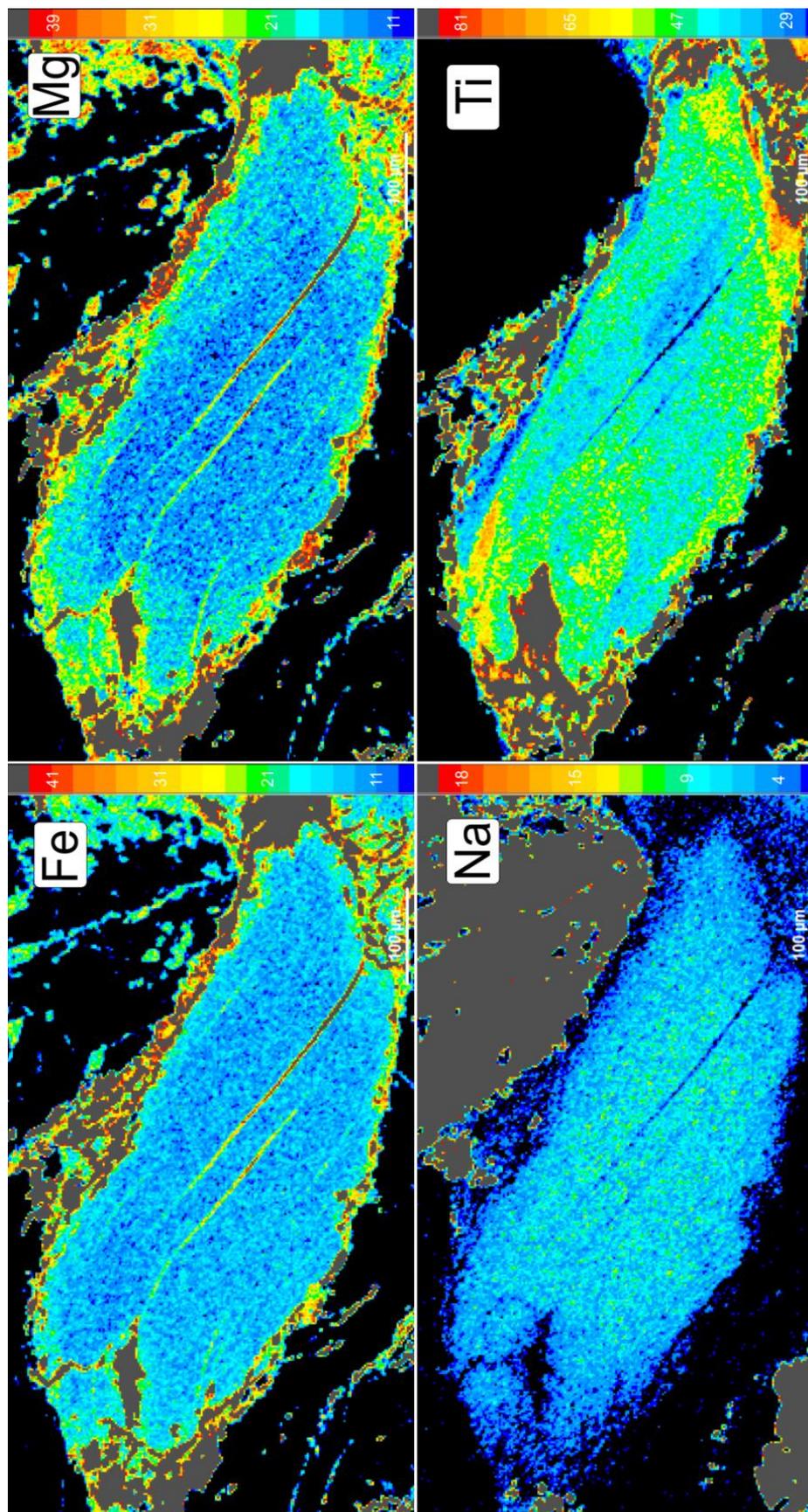


Fig. 6.15 – Mappe composizionali a raggi X per il ferro, magnesio, sodio e titanio di una mica chiara potassica del campione G97 acquisite con la microsonda elettronica a 15kV e 35 nA.

	G97 #22	G97 #23	G97 #26	G97 #27	G97 #28	G97 #29	G97 #30	G97 #31	G97 #31	G97 #61	G97 #62	G97 #63	G97 #64	G97 #65	G97 #68	G97 #70	G97 #78	G97 #79	G97 #80
X	45.12	45.19	46.34	46.19	45.55	45.61	45.27	45.28	46.27	47.37	46.87	45.65	45.52	45.28	45.80	45.57	45.45	45.59	45.99
SiO ₂	0.61	0.67	0.72	0.66	0.63	0.60	0.57	0.63	1.37	0.80	0.68	0.92	0.82	0.62	0.54	0.37	0.40	0.38	0.38
TiO ₂	34.44	33.76	33.61	33.59	34.04	34.27	33.97	34.15	31.07	34.36	34.32	33.13	33.18	33.28	32.86	34.68	34.46	34.44	34.44
Al ₂ O ₃	0.59	0.69	0.75	0.73	0.66	0.63	0.61	0.61	1.31	0.85	0.82	0.79	0.75	0.76	0.93	0.63	0.61	0.63	0.63
MgO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.02	0.01	0.03	0.00	0.02	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
CaO	0.03	0.03	0.05	0.06	0.01	0.00	0.00	0.00	0.04	0.01	0.00	0.04	0.04	0.04	0.02	0.04	0.03	0.04	0.02
MnO	1.78	1.83	1.81	1.66	1.73	1.82	1.85	1.65	3.19	1.84	2.00	1.91	1.82	1.82	2.04	2.07	1.81	1.68	1.65
FeO	0.64	0.54	0.38	0.46	0.52	0.59	0.62	0.54	0.16	0.43	0.40	0.23	0.32	0.19	0.26	0.58	0.60	0.61	0.61
Na ₂ O	10.70	10.76	10.92	10.64	10.97	10.79	10.87	10.75	11.06	10.73	10.78	10.90	11.01	10.83	11.19	10.66	10.57	10.78	10.78
K ₂ O	93.91	93.48	94.57	93.98	94.12	94.32	93.77	93.62	94.49	96.18	95.88	93.58	93.25	92.99	93.71	94.32	93.81	94.09	94.09
Totale	220x																		
Si	6.135	6.176	6.245	6.247	6.184	6.173	6.176	6.168	6.303	6.248	6.217	6.222	6.236	6.236	6.209	6.259	6.155	6.167	6.177
Al ^{IV}	1.865	1.824	1.755	1.753	1.816	1.827	1.824	1.832	1.697	1.752	1.783	1.778	1.764	1.764	1.791	1.741	1.845	1.833	1.823
Al ^{VI}	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000
Somma	3.655	3.614	3.582	3.600	3.632	3.639	3.640	3.650	3.290	3.590	3.581	3.544	3.592	3.588	3.552	3.676	3.678	3.678	3.678
Ti	0.063	0.069	0.073	0.067	0.064	0.061	0.059	0.065	0.140	0.059	0.068	0.094	0.064	0.060	0.056	0.037	0.041	0.039	0.039
Fe ²⁺	0.203	0.209	0.203	0.188	0.197	0.206	0.211	0.188	0.363	0.203	0.222	0.218	0.209	0.234	0.237	0.205	0.191	0.186	0.186
Mn	0.003	0.004	0.006	0.007	0.001	0.000	0.000	0.000	0.004	0.002	0.000	0.005	0.004	0.003	0.005	0.003	0.003	0.004	0.002
Mg	0.120	0.141	0.150	0.147	0.134	0.127	0.124	0.123	0.265	0.168	0.162	0.161	0.153	0.156	0.189	0.126	0.123	0.127	0.127
Somma	4.042	4.036	4.014	4.009	4.028	4.033	4.033	4.026	4.063	4.021	4.033	4.022	4.022	4.041	4.039	4.047	4.037	4.033	4.033
Ca	0.000	0.000	0.001	0.000	0.000	0.000	0.003	0.001	0.004	0.000	0.002	0.002	0.000	0.000	0.000	0.001	0.001	0.000	0.000
Na	0.168	0.144	0.098	0.120	0.137	0.155	0.164	0.143	0.043	0.109	0.102	0.061	0.085	0.052	0.070	0.151	0.157	0.159	0.159
K	1.857	1.876	1.878	1.835	1.901	1.864	1.892	1.869	1.922	1.805	1.823	1.896	1.923	1.895	1.951	1.836	1.830	1.864	1.864
Somma	2.025	2.021	1.977	1.955	2.037	2.018	2.059	2.013	1.970	1.914	1.927	1.959	2.008	1.946	2.021	1.988	1.988	1.988	2.023
M6	0.79	0.79	0.78	0.77	0.79	0.79	0.78	0.80	0.71	0.77	0.78	0.79	0.79	0.82	0.78	0.80	0.80	0.79	0.79
VM/Phl	0.02	0.02	0.01	0.00	0.01	0.02	0.02	0.01	0.03	0.01	0.02	0.01	0.01	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02
Al-Cel	0.03	0.04	0.05	0.05	0.04	0.03	0.03	0.03	0.07	0.06	0.05	0.05	0.05	0.06	0.06	0.03	0.03	0.04	0.04
Fe-Al-Cel	0.04	0.05	0.07	0.07	0.06	0.05	0.06	0.05	0.09	0.07	0.06	0.07	0.07	0.06	0.07	0.05	0.05	0.05	0.05
Par	0.08	0.07	0.05	0.06	0.07	0.08	0.08	0.07	0.02	0.06	0.05	0.03	0.04	0.03	0.03	0.03	0.08	0.08	0.08
Tl-Mn-Ca W	0.03	0.04	0.04	0.04	0.03	0.03	0.03	0.03	0.08	0.03	0.04	0.05	0.03	0.03	0.03	0.02	0.02	0.02	0.02

Tab. 6.15 – Analisi chimiche e formule strutturali calcolate sulla base di 22 ossigeni dei punti analisi del cristallo di mica chiara potassica di Fig 6.14 del campione G97.

In figura 6.16 sono riportate le composizioni delle miche chiare potassiche dei campioni G70 e G97. Le miche bianche potassiche del campione G97 sono caratterizzate da Si nel range 3.08 - 3.15 a.p.f.u. Il campione G70 presenta invece un primo cluster di miche con Si (a.p.f.u.) < 3.1 relativi alla mica di origine ignea, un secondo cluster con Si compreso tra 3.1 e 3.2 a.p.f.u. relativo alla mica di seconda generazione, ed un punto analisi che tende a valori più fengitici (Si ~ 3.25 a.p.f.u.) analizzato in corrispondenza del bordo inferiore del cristallo.

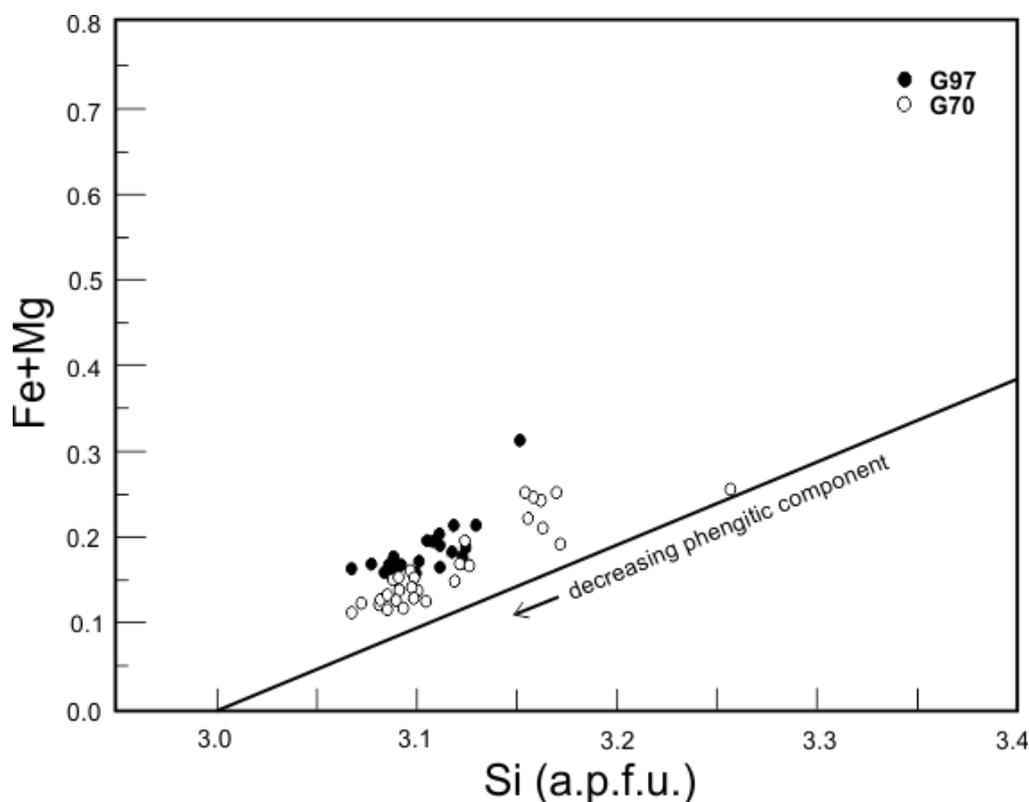


Fig. 6.16 – Diagramma Si vs. Fe+Mg delle miche chiare potassiche. Sono riportate le composizioni delle miche chiare potassiche dei campioni G70 e G97.

Biotite - La biotite è stata analizzata solo nel campione G97. In tabella 6.16 sono riportate alcune analisi selezionate di biotite con le relative formule strutturali calcolate sulla base di 11 ossigeni considerando il ferro come ferro bivalente. L'alluminio tetraedrico varia tra valori di Al^{IV} 1.230 e 1.332 a.p.f.u. e il rapporto X_{Fe} è di 68-69%. Dal diagramma di figura 6.17 si evince che la composizione della biotite è compresa tra siderofillite ed annite.

	G97	G97	G97	G97	G97	G97
X	Bt	Bt	Bt	Bt	Bt	Bt
SiO ₂	34.12	34.72	33.81	34.08	35.71	34.27
TiO ₂	2.77	3.18	2.68	2.54	1.88	2.69
Al ₂ O ₃	16.82	16.98	17.45	17.08	18.24	17.18
MgO	6.32	6.18	6.20	6.24	6.23	6.18
CaO	0.00	0.00	0.07	0.02	0.06	0.06
MnO	0.46	0.40	0.51	0.44	0.34	0.46
FeO	23.92	24.11	25.15	24.82	23.55	24.37
Na ₂ O	0.09	0.09	0.11	0.04	0.04	0.05
K ₂ O	9.86	9.85	9.40	9.62	9.33	9.52
Tot	94.36	95.50	95.39	94.88	95.37	94.78
	11ox	11ox	11ox	11ox	11ox	11ox
Si	2.712	2.721	2.668	2.700	2.770	2.709
Al ^{IV}	1.288	1.279	1.332	1.300	1.230	1.291
Somma	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000
Ti	0.166	0.188	0.159	0.151	0.109	0.160
Al ^{VI}	0.287	0.289	0.290	0.294	0.437	0.310
Fe _{tot}	1.590	1.580	1.660	1.644	1.527	1.611
Mn	0.031	0.027	0.034	0.030	0.022	0.031
Mg	0.749	0.722	0.729	0.737	0.720	0.728
Somma	2.822	2.805	2.871	2.857	2.816	2.840
Ca	0.000	0.000	0.006	0.002	0.005	0.005
Na	0.014	0.013	0.017	0.007	0.006	0.008
K	1.000	0.985	0.946	0.973	0.923	0.960
Somma	1.019	1.002	0.973	0.984	0.936	0.975
X _{Fe}	0.68	0.69	0.69	0.69	0.68	0.69

Tab. 6.16– Analisi chimiche e formule strutturali calcolate sulla base di 11 ossigeni di biotiti selezionate del campione di leucogranito G97.

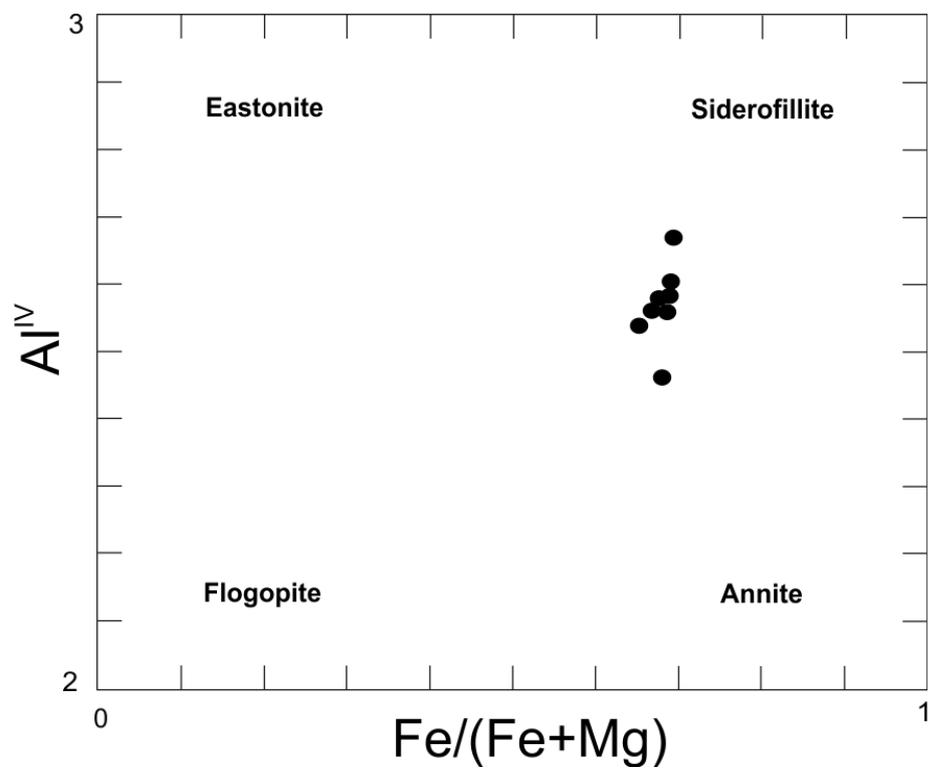


Fig. 6.17 – Diagramma classificativo $Fe/(Fe+Mg)$ vs Al^{IV} (Deer et al., 1986; modificato) per le biotiti del campione G97.

7 - ANALISI GEOCHIMICHE

Sono stati analizzati 18 campioni della Formazione di Truzzulla e della Formazione di Toccorì. Le analisi geochimiche degli elementi maggiori sono state effettuate tramite fluorescenza a raggi X presso il Dipartimento di Scienze Chimiche e Geologiche dell'Università di Cagliari, utilizzando lo spettrometro Panalytical MagiX PW2540.

Le analisi degli elementi in tracce e terre rare sono state ottenute con spettrometria di massa ICP-MS, previa solubilizzazione dei campioni, presso i laboratori ALS-Chemex di Siviglia.

7.1 – Formazione di Truzzulla

Tra i campioni della Formazione di Truzzulla sono stati selezionati quattro campioni di metarenarie e cinque campioni di metavulcaniti (Tab. 7.1). Le analisi geochimiche delle metavulcaniti e metarenarie della Formazione di Truzzulla acquisite nell'ambito del dottorato sono state recentemente oggetto di pubblicazione (Cruciani G., Franceschelli M., Musumeci G., Spano M.E., Tiepolo M., 2013, *International Journal of Earth Sciences*, 102, 2077-2096). Questa pubblicazione rappresenta la fonte bibliografica per parte di questo capitolo.

Nelle figure 7.1 a,b, sono riportati i diagrammi classificativi per le rocce vulcaniche di Winchester e Floyd, (1977). Nel diagramma Nb/Y vs. Zr/TiO₂ (Fig 7.1a) le metavulcaniti della Formazione di Truzzulla ricadono nel campo delle riodaciti/daciti. Nel diagramma Zr/TiO₂ vs. SiO₂ (Fig 7.1b), i campioni di metavulcaniti si collocano tra il campo delle riodaciti/daciti e quello delle rioliti.

Dal diagramma semilogaritmico K₂O/Na₂O vs. SiO₂/Al₂O₃ di Wimmenauer (1984; Fig. 7.2) si evince che i campioni di metarenarie della Formazione di Truzzulla sono delle arcose. Le metarenarie mostrano un rapporto K₂O/Na₂O superiore a 10, a differenza dei campioni di metavulcanite, riportati per confronto, per i quali invece questo rapporto è inferiore a 10 (Cruciani et al., 2013).

La composizione degli elementi maggiori delle metavulcaniti dell'Unità del Monte Grighini è stata confrontata con quelle riportate in letteratura da Calderoni et al. (1984) per i porfiroidi stratificati e per i porfiroidi massivi dell'Unità del Gerrei, e da Ghezzi e Ricci (1970) per i porfiroidi ricchi in albite e microclino e per le metarose della regione di Bolotana-Illorai (figura 7.3). In questi diagrammi sono riportate anche le composizioni delle metarose e delle metarenarie arcosiche. Dai diagrammi si evince che la composizione degli elementi maggiori delle metavulcaniti e metarenarie dell'Unità del Monte Grighini è confrontabile con quella dei porfiroidi riportati in letteratura.

La figura 7.4 mostra il pattern degli elementi in tracce delle metavulcaniti e metarenarie della Formazione di Truzzulla normalizzato alla composizione del *Primitive Mantle* (Sun e McDonough, 1989). Questo diagramma mostra anomalie negative per Nb, Ta, Sr, Ti, tipiche di rocce calcocaline, ed anomalie positive per Rb, K e Nd. Le metarose e le metarenarie mostrano contenuti di elementi in tracce paragonabili a quelli delle metavulcaniti. Le differenze più evidenti si riscontrano in un contenuto più elevato (espresso in media) delle metarenarie rispetto alle metavulcaniti (V=10 ppm, Cr=10 ppm, Cs=2.55ppm, Ba=1097 ppm, Sr=70.8 ppm) in V (29 ppm), Cr (17.5 ppm), Cs (8.19 ppm), Ba (1206 ppm), ed un contenuto più basso in Sr (49 ppm). Tra zirconio ed afnio è stato osservato un coefficiente di correlazione positivo (R = 0.99). Per quanto riguarda gli altri elementi sono state osservate delle buone correlazioni tra Ga e Nb (R = 0.95) e V (R = 0.90) e tra V e Co (R = 0.93) e Nb (R = 0.91).

campione	G7	G13	G61	G63	G89	G90	G105	Gr57	Gr58
litologia	metarenaria				metavulcanite				
SiO ₂	70.02	73.43	76.21	67.33	70.75	72.43	74.56	76.75	74.21
TiO ₂	0.42	0.28	0.26	0.69	0.31	0.27	0.28	0.25	0.26
Al ₂ O ₃	14.3	12.64	11.27	14.37	14.24	13.26	12.61	11.30	12.94
Fe ₂ O ₃ tot	2.72	2.04	2.95	5.36	2.28	1.93	1.67	1.47	1.79
MnO	0.02	0.01	0.02	0.08	0.02	0.02	0.01	0.01	0.01
MgO	0.58	0.40	0.59	1.30	0.33	0.33	0.30	0.22	0.23
CaO	0.24	0.19	0.02	0.30	0.26	0.43	0.52	0.33	0.21
Na ₂ O	0.46	0.24	0.13	0.35	1.30	1.41	2.08	1.88	1.99
K ₂ O	8.58	8.30	5.55	7.57	8.56	8.1	5.87	5.51	6.40
P ₂ O ₅	0.19	0.16	0.16	0.22	0.16	0.15	0.17	0.10	0.09
LOI	2.06	1.62	1.99	2.04	1.26	0.95	1.13	1.08	1.26
Total	99.59	99.31	99.15	99.61	99.47	99.28	99.20	98.90	99.39
V	19	19	14	64	15	10	9	8	10
Cr	10	10	10	40	10	<10	<10	<10	<10
Co	3.3	1.8	0.7	8.6	1.9	1.6	2.0	1.3	1.4
Ga	20.1	17.7	18.5	20.7	21.5	16.7	16.5	15.1	17.6
Rb	268.0	292.0	231.0	346.0	312.0	265.0	190.5	201.0	215.0
Sr	62.4	54.1	30.2	51.5	34.7	63.2	111.0	71.3	73.6
Y	32.0	22.2	21.4	49.6	56.4	33.3	38.5	39.3	38.9
Zr	218	164	160	270	264	217	204	189	205
Nb	13.8	10.3	11.1	14.0	12.8	10.6	10.2	9.4	10.7
Cs	8.10	4.91	1.51	18.25	3.20	2.23	2.05	2.87	2.42
Ba	1465	1000	970	1390	1270	1030	1190	965	1030
Hf	6.4	4.9	4.8	7.7	7.9	6.6	6.2	5.8	6.2
Ta	1.2	0.9	1.0	1.2	1.2	1.0	1.1	0.9	1.0
Th	16.90	12.35	12.15	16.15	22.70	17.45	19.20	16.85	17.85
U	3.93	2.96	3.95	3.70	2.83	2.22	2.93	2.37	2.07
La	40.6	22.5	24.0	38.1	39.3	19.8	34.2	29.4	20.9
Ce	82.6	44.0	50.6	75.9	60.0	32.3	68.1	55.9	33.0
Pr	10.35	5.58	6.48	7.78	10.55	5.28	9.16	8.02	5.52
Nd	39.3	20.6	24.2	37.7	38.9	19.3	33.7	30.1	20.8
Sm	8.25	4.77	5.14	8.54	8.59	4.44	7.45	6.44	4.75
Eu	0.80	0.76	0.45	0.72	0.55	0.36	0.58	0.53	0.39
Gd	6.83	4.41	4.39	7.76	7.67	4.23	6.37	5.45	4.80
Tb	1.11	0.74	0.71	1.36	1.47	0.85	1.10	0.97	0.92
Dy	6.37	4.12	4.24	8.67	9.55	5.65	6.96	6.65	6.34
Ho	1.12	0.77	0.73	1.78	2.06	1.22	1.43	1.39	1.39
Er	2.92	1.97	1.93	5.13	5.86	3.65	4.18	4.08	4.16
Tm	0.40	0.28	0.24	0.73	0.86	0.54	0.63	0.62	0.62
Yb	2.49	1.66	1.51	4.59	5.41	3.58	4.12	4.10	4.01
Lu	0.35	0.25	0.21	0.66	0.78	0.51	0.58	0.58	0.58

Tabella 7.1 – Analisi degli elementi maggiori, in tracce e terre rare di metavulcaniti e metarenarie selezionate della Formazione di Truzzulla.

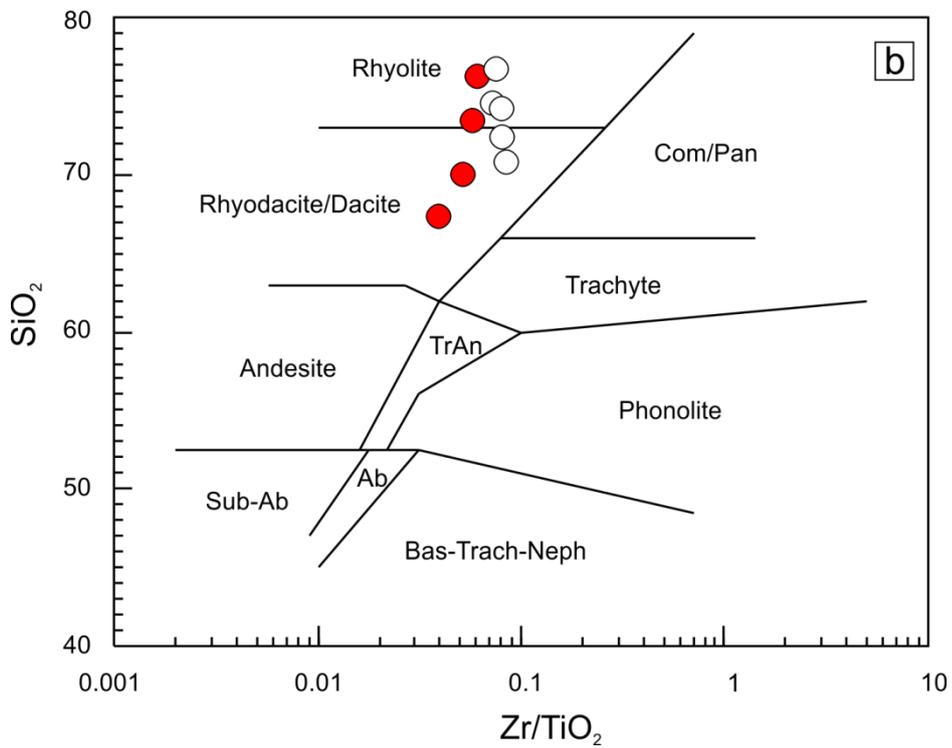
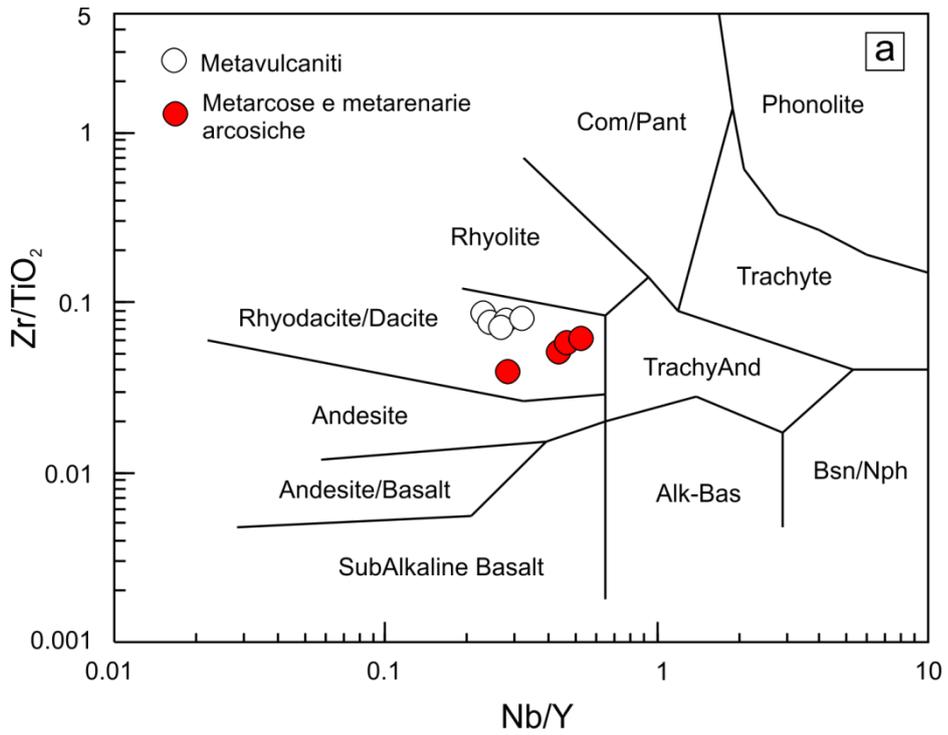


Fig. 7.1 – a) Diagramma Nb/Y vs Zr/TiO₂ e b) diagramma Zr/TiO₂ vs SiO₂ discriminante per rocce vulcaniche (Winchester e Floyd, 1977). Le metavulcaniti, le metarcose e le metarenarie arcose della Formazione di Truzzulla ricadono rispettivamente nel campo delle riodaciti/daciti e nei campi delle riodaciti/daciti e rioliti.

Il pattern degli elementi in tracce dei campioni dell'Unità del Monte Grighini è simile a quelli riportati in letteratura per le metavulcaniti felsiche dell'Ordoviciano medio (Calderoni et al., 1984; Giacomini et al., 2006; Gaggero et al., 2012; Costamagna et al., 2012).

In figura 7.5 è riportato il pattern delle terre rare delle metavulcaniti, delle metarcose e metarenarie arcose della Formazione di Truzzulla normalizzato alle condriti (Sun e McDonough, 1989). Il contenuto totale di terre rare (REE) varia da 102 a 192 ppm. Sia le metavulcaniti che le metarenarie mostrano un arricchimento in REE leggere, un impoverimento in REE pesanti ed anomalia negativa in corrispondenza dell'europio (Fig. 7.5). L'andamento degli elementi delle terre rare delle metavulcaniti e metarenarie della Formazione di Truzzulla è confrontabile con i dati riportati in letteratura (non mostrati nel diagramma) relativi alle metavulcaniti Ordoviciane di altre unità della Sardegna (Gaggero et al., 2012; Giacomini et al., 2006; Costamagna et al., 2012).

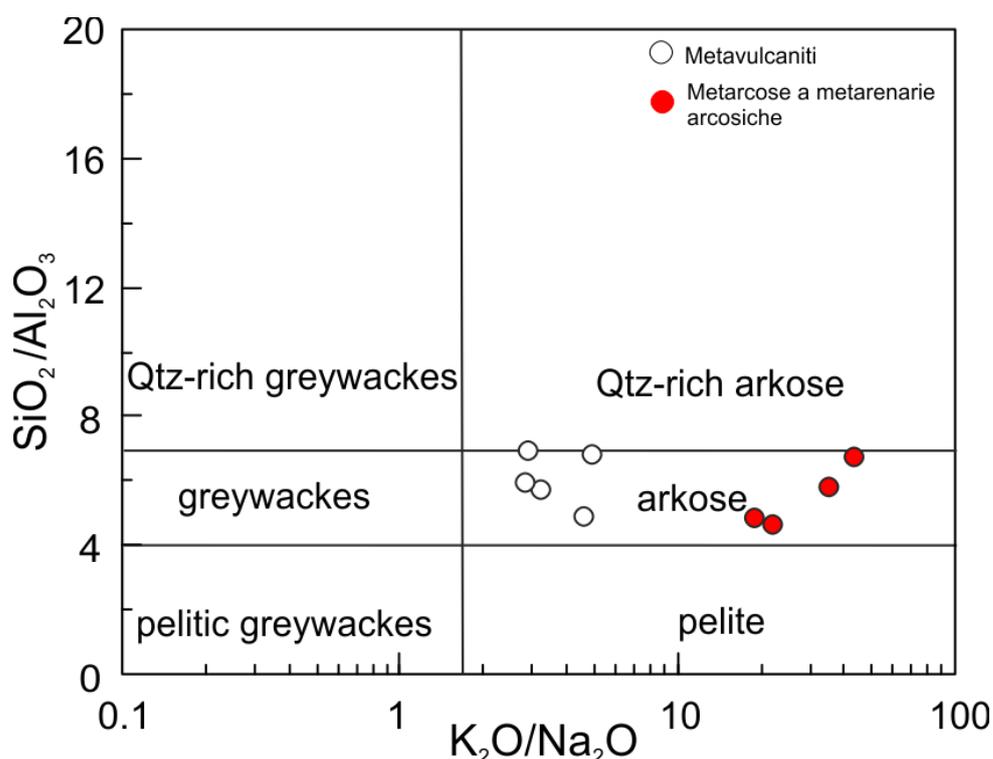
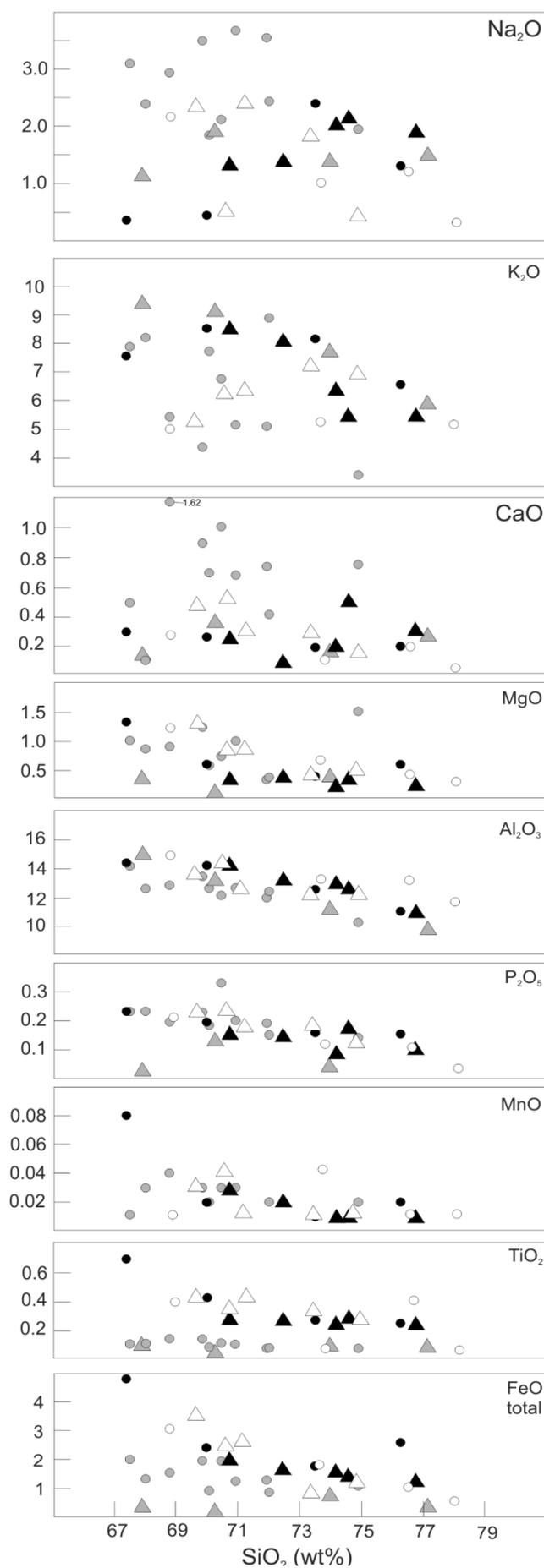


Fig. 7.2 – Diagramma K_2O/Na_2O vs. SiO_2/Al_2O_3 per la classificazione delle rocce sedimentarie (Wimmenauer, 1984). I campioni della Formazione di Truzzulla ricadono nel campo delle arkose (da Cruciani et al., 2013, modificata).



Unità del Monte Grighini

- Metarose e metarenarie arcose
- ▲ Metavulcaniti

Calderoni et al. (1984)

- Porfroidi stratificati
- △ Porfroidi massivi

Ghezzo e Ricci (1970)

- Porfroidi ricchi in microclino ed albite
- ▲ Metarose

Fig. 7.3—Diagramma SiO₂ vs elementi maggiori espressi in ossidi: FeO, TiO₂, MnO, P₂O₅, Al₂O₃, MgO, CaO, K₂O, Na₂O. Sono riportati i valori relativi ai campioni del Monte Grighini confrontati con i valori riportati per i porfroidi della Sardegna da Calderoni et al.(1984) e da Ghezzo e Ricci (1970).

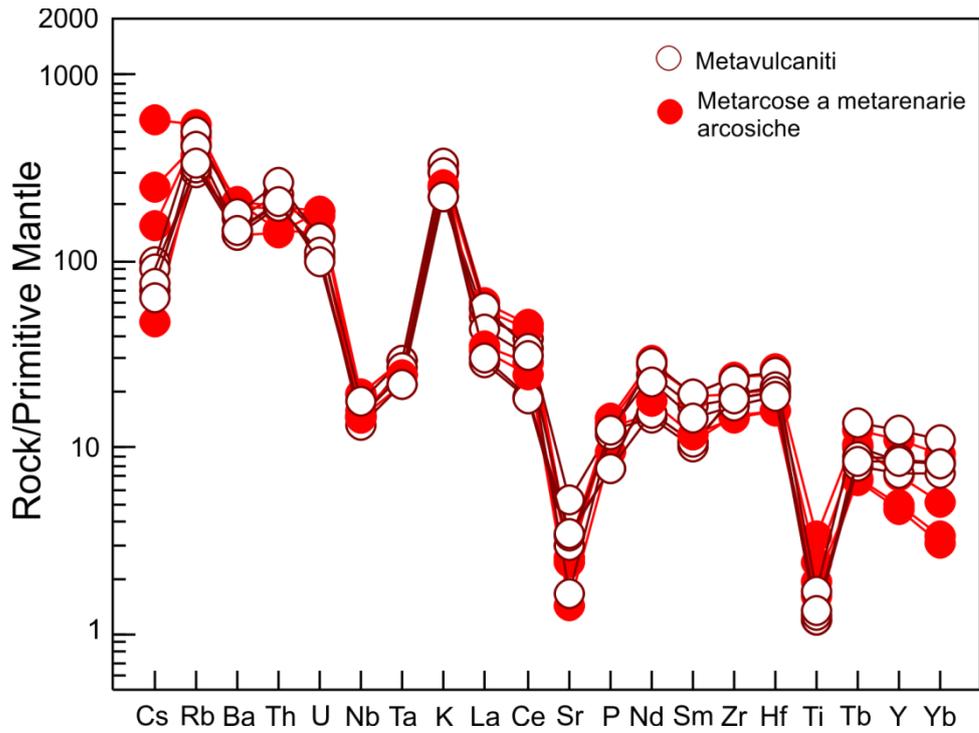


Fig. 7.4 – Elementi in tracce di metavulcaniti, metarcose e metarenarie arcose della Formazione di Truzzulla normalizzati al *Primitive Mantle* (Sun e McDonough (1989). Da Cruciani et al., 2013, modificato.

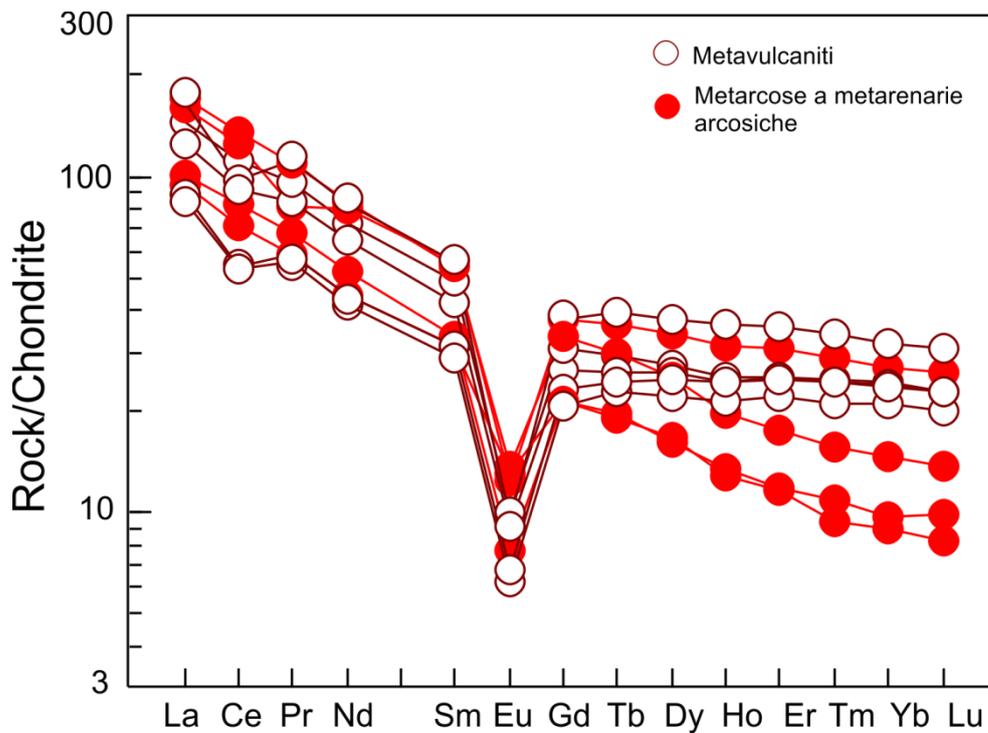


Fig. 7.5 – Pattern delle terre rare di metavulcaniti, metarcose e metarenarie arcose della Formazione di Truzzulla normalizzato alle condriti (Sun e McDonough, 1989). Da Cruciani et al. (2013), modificato.

Le composizioni chimiche delle metavulcaniti dell'Unità del Monte Grighini sono state riportate in alcuni diagrammi discriminanti per risalire all'ambiente geodinamico di formazione.

Nel diagramma $Rb/30-Hf-Ta^*3$ (Harris et al., 1986) di figura 7.7a i campioni di metavulcaniti della Formazione di Truzzulla ricadono nel campo delle rocce di arco vulcanico. Nel diagramma $Ta/Yb-Ta/Tb$ (Fig. 7.6b) (Gorton e Schandl, 2000) la composizione chimica delle stesse rocce ricade nel campo di margine continentale attivo (ACM, *active continental margin*). Risultati simili sono stati ottenuti anche su rocce simili provenienti dall'Unità del Sarrabus, Gerrei e Goceano (Gaggero et al., 2012). In figura 7.6a e b, le composizioni chimiche delle metarose e delle metarenarie arcosiche della Formazione di Truzzulla suggeriscono le stesse conclusioni.

In conclusione, le metavulcaniti dell'Unità del Monte Grighini hanno caratteristiche chimiche simili a quelle di altre metavulcaniti della Sardegna. Il pattern degli elementi in tracce e le terre rare suggeriscono un'affinità calcoalcalina tipica del vulcanismo ordoviciano sardo.

Il fatto che le metarose e le metarenarie arcosiche abbiano composizioni chimiche confrontabili con quelle delle metavulcaniti sia per gli elementi in tracce che per le terre rare indica per queste rocce un'origine per smantellamento di un arco magmatico ordoviciano.

7.2 – Formazione di Toccorì

Tra i campioni della Formazione di Toccorì sono stati selezionati sei campioni tra micascisti e hornfels e tre campioni di filladi per analisi geochimiche (Tab. 7.2).

I campioni selezionati presentano le seguenti caratteristiche mineralogiche:

- Il campione BD6 (hornfels) è caratterizzato dalla presenza di granati euedrali. La tessitura della roccia è debolmente foliata. Esso proviene dalla località Truzzulla;
- I campioni G49, G50, G51, G53 e G57 sono micascisti a granato provenienti dalla località Toccorì;
- Il campione G87 è un micascisto proveniente dalla località Lachixeddus e dal punto di vista mineralogico e tessiturale costituisce il termine intermedio tra i micascisti di Toccorì e le filladi di Ghenniespos.

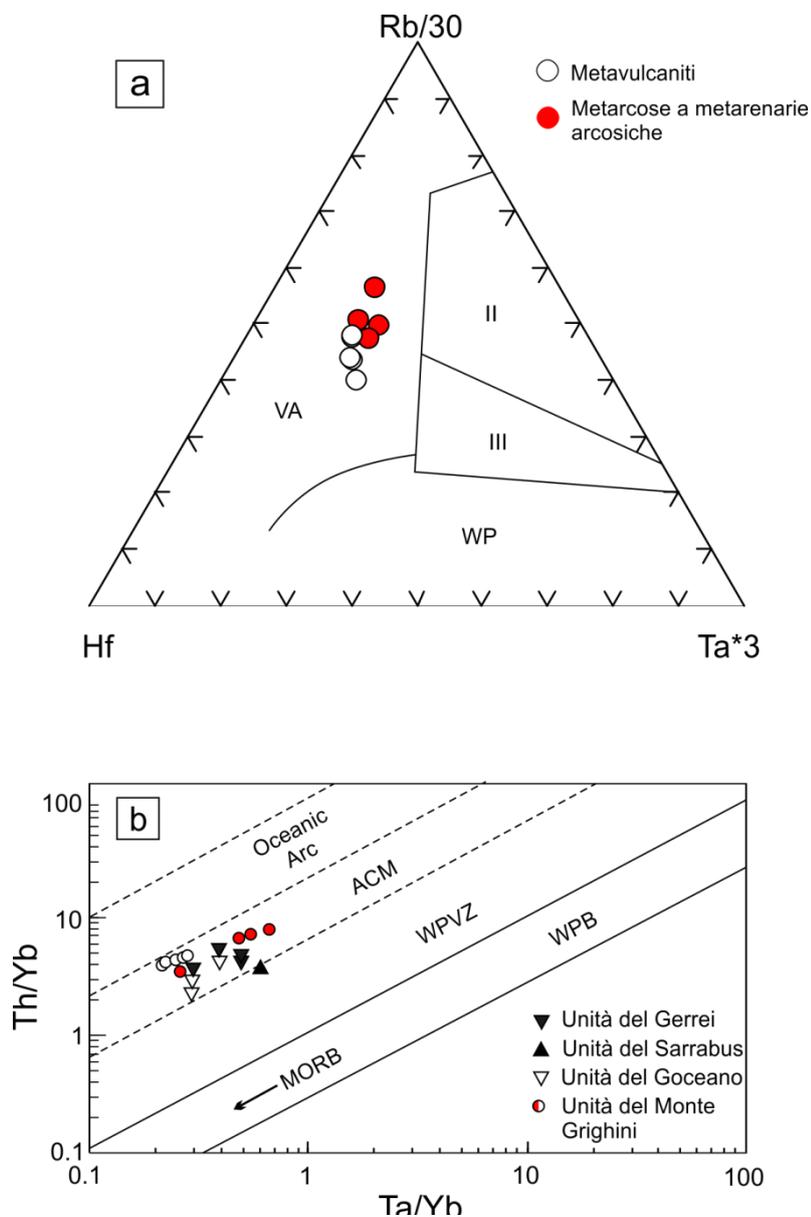


Fig. 7.6 – (a) Diagramma Rb/30-Hf-Ta*3 (Harris et al., 1986) per le metavulcaniti della Formazione di Truzzulla. La composizione delle metarcose e delle metarenarie arcosiche sono riportate per confronto; (b) Diagramma Th/Yb-Ta/Yb (Gorton e Schandl, 2000) per le metavulcaniti della Formazione di Truzzulla. Le composizioni delle rocce vulcaniche felsiche del Sarrabus, Gerrei e Goceano, riportate per confronto, sono riprese da Gaggero et al. (2012). ACM: margine continentale attivo; WPVZ: zona di vulcanismo d'intraplacca; WPB: basalti d'intraplacca; MORB: basalti di dorsale medio-oceanica. Da Cruciani et al. (2013), modificata.

campione	BD6	G49	G50	G51	G53	G57	G87	G91	G102
litologia	Micascisti						Filladi		
SiO ₂	54.99	60.86	64.98	61.75	65.81	61.64	57.64	58.79	59.04
TiO ₂	0.94	1.15	1.05	1.12	0.97	1.02	1.02	0.91	0.90
Al ₂ O ₃	24.72	16.60	15.05	13.82	13.56	16.01	21.93	21.08	20.76
Fe ₂ O ₃ tot	8.67	9.73	10.89	10.80	10.65	7.59	8.42	8.61	8.82
MnO	0.20	0.13	0.21	0.20	0.15	0.14	0.05	0.05	0.06
MgO	2.03	2.13	1.83	2.58	1.95	2.14	2.22	2.40	2.45
CaO	0.13	0.76	0.57	0.50	0.75	0.89	0.34	0.17	0.32
Na ₂ O	0.87	1.46	0.76	1.44	2.12	2.66	1.63	0.91	1.32
K ₂ O	5.47	3.83	3.99	4.53	3.05	2.94	4.05	4.12	4.06
P ₂ O ₅	0.10	0.21	0.15	0.11	0.16	0.18	0.13	0.11	0.14
LOI	3.78	2.99	2.83	1.97	1.62	2.73	3.84	4.04	3.73
Total	101.90	99.84	102.29	98.80	100.80	97.92	101.27	101.18	101.60
V	150	106	108	123	88	102	134	132	136
Cr	110	70	70	80	60	70	120	110	110
Co	25.8	4.8	18.7	21.2	14.6	11.6	19.7	15.5	18.5
Ga	32.5	27.8	25.4	22.2	19.3	24.1	28.1	28.3	28
Rb	182.5	172.0	194.0	253.0	128.0	133.0	165.0	176.5	174.5
Sr	189.5	49.0	29.9	36.1	42.8	93.4	124.5	73.1	70.1
Y	18.6	47.0	30.7	31.0	31.5	43.1	32.0	33.0	27.0
Zr	18.6	47	30.7	31	31.5	43.1	32	33	27
Nb	18.2	18.7	15.5	16.0	13.2	15.9	18.2	17.0	17.1
Cs	4.69	3.86	4.67	18.45	3.91	18.50	4.39	5.60	5.02
Ba	1165	856	564	821	316	373	529	507	587
Hf	3.9	8.9	8	7.6	7.3	8.5	6.2	4.2	4.6
Ta	1.3	1.4	1.2	1.1	1.0	1.2	1.5	1.4	1.4
Th	20.70	18.00	14.65	12.75	13.70	17.65	18.00	16.10	16.25
U	2.65	12.60	5.40	2.62	4.60	3.34	3.54	5.75	2.37
La	58.3	81.1	37.9	48.6	47.7	57.5	53.0	58.6	22.9
Ce	135.0	154.0	70.6	90.1	87.0	104.5	103.0	107.5	44.2
Pr	12.95	19.4	9.66	11.35	11.3	13.75	12.95	13.65	5.34
Nd	46.7	71.9	37.3	43.5	42.5	52.6	47.3	50.2	19.4
Sm	8.31	13.5	7.16	8.22	8.69	10.6	9.12	9.33	3.96
Eu	1.97	1.55	0.92	1.63	1.02	2.11	1.69	1.70	0.93
Gd	5.61	10.65	6.10	6.74	7.41	8.74	6.49	7.06	3.90
Tb	0.79	1.56	0.94	0.97	1.07	1.39	1.00	1.06	0.72
Dy	4.08	8.77	5.57	5.72	6.06	8.07	5.96	6.27	4.79
Ho	0.77	1.71	1.15	1.15	1.2	1.64	1.21	1.23	1
Er	1.92	4.67	3.26	3.26	3.33	4.76	3.39	3.37	3.03
Tm	0.27	0.64	0.47	0.48	0.50	0.71	0.50	0.48	0.46
Yb	1.79	4.08	3.02	3.28	3.23	4.70	3.23	3.13	3.03
Lu	0.27	0.6	0.46	0.51	0.48	0.72	0.49	0.47	0.45

Tabella 7.2– Analisi degli elementi maggiori, in tracce e terre rare di micascisti e filladi selezionati della Formazione di Toccori.

Il contenuto di SiO₂ dei micascisti è compreso tra 60.86 e 65.81 wt.% e l'Al₂O₃ è compreso tra 13.56 e 16.60 wt.% per tutti i campioni ad esclusione del campione BD6 (Al₂O₃ = 24.72 wt.%).

Fe₂O₃tot presenta dei valori compresi tra 7.59 e 10.89 wt.%, MgO tra 1.83 e 2.58 wt.%; CaO è presente in basse concentrazioni per il campione BD6 (0.13 wt.%) e con valori compresi tra 0.50 e 0.89 wt.% per gli altri campioni. Il sodio presenta valori compresi tra 0.76 e 2.66 wt.%, il potassio tra 2.94 e 5.47 wt.%.

Le filladi hanno valori di SiO_2 compresi tra 57.64 e 59.04 wt.%, Al_2O_3 tra 20.76 e 21.93 wt.%, $\text{Fe}_2\text{O}_{3\text{tot}}$ tra 8.42 e 8.82 wt.%, MgO tra 2.22 e 2.45 wt.%, e K_2O tra 4.05 e 4.12 wt.%. Le filladi risultano più povere in calcio ($\text{CaO} = 0.17 - 0.34$ wt.%), manganese ($\text{MnO} = 0.05 - 0.06$ wt.%) e fosforo ($\text{P}_2\text{O}_5 = 0.11 - 0.14$ wt.%) se confrontate con i micascisti. Dal diagramma $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ vs. $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ per la classificazione chimica delle rocce sedimentarie (Wimmenauer, 1984) si evince che i campioni analizzati di filladi della Formazione di Toccori ricadono nel campo delle peliti, mentre i campioni di micascisti ricadono nel campo delle peliti, delle arcose e delle grovacche.

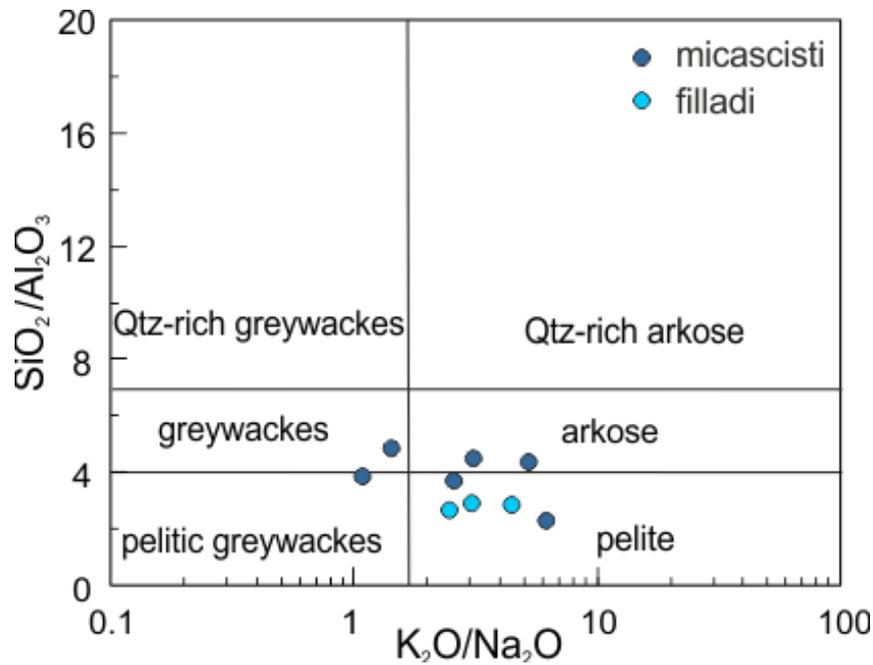


Fig. 7.7 – Diagramma $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ vs. $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ per la classificazione delle rocce sedimentarie (Wimmenauer, 1984). I campioni di micascisti e filladi della Formazione di Toccori ricadono nel campo delle peliti e, subordinatamente, in quelli delle arcose e grovacche.

8 - DATAZIONI RADIOMETRICHE

Le successioni delle unità tettoniche della catena varisica sarda sono caratterizzate da depositi vulcanici e vulcanoclastici a testimonianza di un'intensa attività ignea nel Paleozoico inferiore. Le metavulcaniti sono costituite essenzialmente da una suite calcalkalina con composizioni comprese da basalto-andesitiche e riolitiche- riodacitiche (Memmi et al., 1983).

Nell'Unità del Monte Grighini sono state segnalate da Musumeci (1992) metavulcaniti acide di età non ben definita. Queste vulcaniti rivestono una notevole importanza geologica in quanto affiorano nell'unità tettonica geometricamente più bassa dell'edificio a falde tettoniche della Sardegna centrale. Inoltre l'età delle metavulcaniti consentirebbe di correlare l'Unità del Monte Grighini con altre unità dell'edificio a falde.

Per le datazioni radiometriche U/Pb su zircone sono stati selezionati tre campioni appartenenti alla Formazione di Truzzulla come riportato in tabella 8.1.

CAMPIONE	LITOLOGIA	LOCALITÀ
G89	metavulcanite	Ghenniespos
G63	metarenaria arc.	Truzzulla Nord
G61	metarcose	Truzzulla

Tabella 8.1 – Campioni selezionati per datazioni radiometriche.

I dati geocronologici presentati in questo capitolo, acquisiti nell'ambito del dottorato di ricerca, sono stati oggetto di una recente pubblicazione (Cruciani, Franceschelli, Musumeci, Spano, Tiepolo, 2013).

8.1– Tecniche analitiche

I campioni sono stati prelevati in situ in blocchi da circa 3-4 kg successivamente frantumati fino a dimensione dell'ordine di qualche decina-centinaia di micron.

Gli zirconi il più possibile integri e privi di inclusioni sono stati montati su resina epossidica, lucidati e sottoposti ad analisi in catodoluminescenza (CL) per evidenziare la struttura interna dei cristalli e l'eventuale zonazione.

Le datazioni U/Pb sono state eseguite attraverso un campionatore di tipo Laser Ablation (Geolas200Q-Microlas) su spettrometro di massa (ELA)-ICPMS (Element I della Thermo=Finnigan) installato presso il C.N.R. di Pavia.

8.2– Risultati

Gli zirconi dei tre campioni non mostrano importanti differenze morfologiche. Essi si presentano prismatici e con dimensioni comprese tra 50 e 150 μm . Le osservazioni in CL mostrano che gli zirconi hanno una luminescenza bassa con una debole zonatura. Talvolta sono stati osservati dei nuclei scuri circondati da dei bordi più chiari spessi soltanto pochi micron. Le analisi si sono concentrate soprattutto sui cristalli con domini zonati in modo da poter evidenziare l'età ignea degli zirconi. Sono state effettuate delle analisi sia sui nuclei scuri che sui bordi chiari anche se talvolta l'analisi si è rivelata difficile in quanto il bordo più esterno è più sottile rispetto al fascio laser incidente.

Campione G89

Per il campione G89 sono stati analizzati 31 zirconi. In tabella 8.2 sono riportati i rapporti isotopici ottenuti per gli zirconi analizzati, mentre nella figura 8.1 è riportato il grafico delle età U/Pb concordanti.

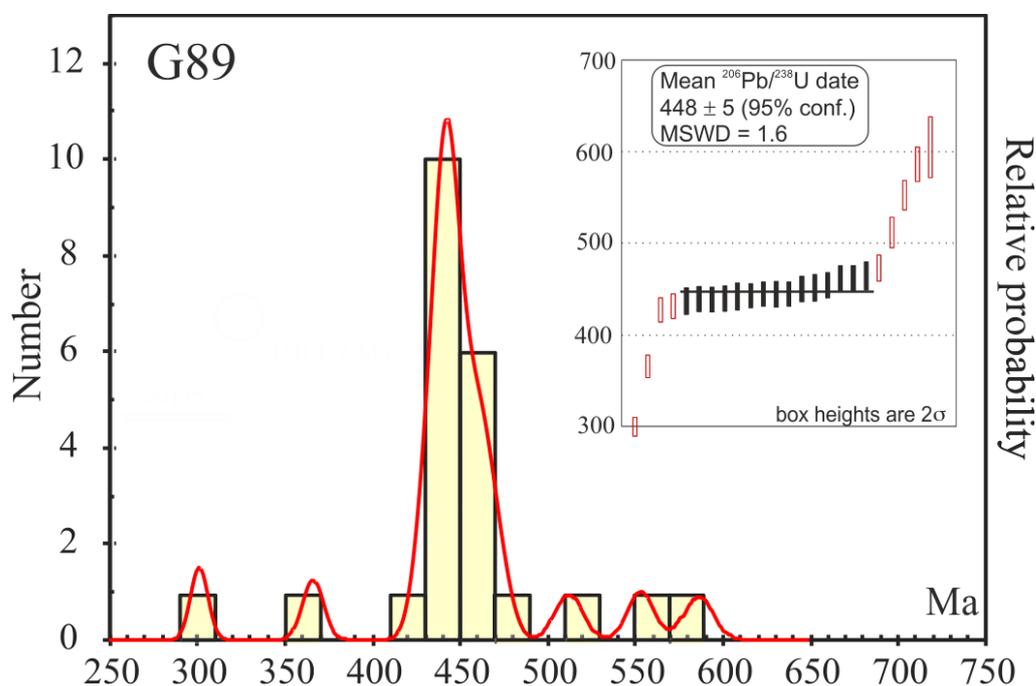


Figura 8.1 – Età U/Pb concordanti espresse attraverso una funzione di densità di probabilità per il campione G89. L'inserto in alto a destra indica le medie ponderate dei dati $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ e, con i simboli pieni i singoli dati usati per il calcolo.

Da 25 analisi di zirconi si è ottenuta un'età U/Pb concordante in un *range* compreso tra 301 ± 10 e 2049 ± 41 Ma (Fig. 8.1; Tab. 8.2). Il cluster più abbondante si trova in corrispondenza dell'Ordoviciano superiore, il quale ha consentito il calcolo di un'età di 447 ± 4 Ma (95% conf.; MSWD 1.14). Due tra le analisi hanno fornito età più giovani (301 e 366 Ma), interpretate come un'alterazione del sistema U-Pb. Le età più antiche si riferiscono invece ai nuclei scuri degli zirconi e indicano l'età di formazione di xenocristalli di zircone.

SAMPLE G89			ISOTOPIC RATIOS						APPARENT AGES					
Analysis	zircon	position	Pb^{207}/Pb^{206}		Pb^{206}/U^{238}		Pb^{207}/U^{235}		Pb^{207}/Pb^{206}		Pb^{206}/U^{238}		Pb^{207}/U^{235}	
			1s	1s	1s	1s	1s	1s	1s	1s	1s	1s	1s	
My29a005	1	core	0.0553	0.001	0.0706	0.001	0.5377	0.013	423	7	440	7	437	10
My29a006	2	core	0.0574	0.001	0.0724	0.001	0.5729	0.014	505	9	450	7	460	11
My29a007	3	rim	0.0557	0.001	0.0710	0.001	0.5447	0.014	439	9	442	7	441	12
My29a008	3	core	0.0645	0.002	0.0736	0.001	0.6550	0.019	758	18	458	7	512	15
My29a009	6	core	0.0637	0.001	0.0728	0.001	0.6386	0.018	731	16	453	7	501	14
My29a010	9	core	0.0564	0.001	0.0742	0.001	0.5779	0.015	468	9	461	7	463	12
My29a011	9	core	0.0557	0.001	0.0726	0.001	0.5596	0.016	442	11	452	7	451	13
My29a012	10	core	0.0837	0.001	0.0334	0.001	0.3870	0.009	1285	20	212	3	332	8
My29a013	11	core	0.0555	0.001	0.0715	0.001	0.5479	0.014	433	8	445	7	444	11
My29a014	12	core	0.0568	0.001	0.0730	0.001	0.5728	0.014	484	8	454	7	460	11
My29a015	13	rim	0.0627	0.001	0.0691	0.001	0.5981	0.014	699	12	430	6	476	11
My29a016	13	core	0.0559	0.001	0.0686	0.001	0.5322	0.014	448	9	428	7	433	11
My29a017	14	core	0.0640	0.001	0.0920	0.001	0.8122	0.021	741	15	567	8	604	16
My29a018	15	core	0.0593	0.001	0.0952	0.002	0.7781	0.020	577	11	586	9	584	15
My29a019	16	core	0.0570	0.001	0.0761	0.001	0.5993	0.015	491	9	473	7	477	12
My29a020	17	rim	0.0572	0.001	0.0743	0.001	0.5864	0.014	499	9	462	7	469	11
My29a021	17	core	0.0557	0.001	0.0702	0.001	0.5392	0.015	439	10	437	7	438	12
My29a022	19	core	0.0570	0.001	0.0712	0.001	0.5598	0.014	492	10	443	7	451	12
My29a023	20	core	0.0567	0.001	0.0747	0.001	0.5841	0.016	479	10	465	8	467	13
My29a027	22	core	0.0529	0.002	0.0477	0.001	0.3484	0.013	326	10	301	5	304	11
My29a028	22	rim	0.0659	0.001	0.0375	0.001	0.3414	0.008	804	14	238	4	298	7
My29a029	23	core	0.0565	0.001	0.0693	0.001	0.5415	0.014	474	9	432	7	439	11
My29a030	24	core	0.0582	0.001	0.0826	0.001	0.6623	0.020	536	14	512	8	516	16
My29a031	25	core	0.0552	0.001	0.0714	0.001	0.5448	0.014	420	8	445	7	442	11
My29a032	26	core	0.0809	0.002	0.0714	0.001	0.7955	0.021	1218	25	444	7	594	16
My29a033	27	core	0.0594	0.001	0.0895	0.001	0.7337	0.018	581	11	553	8	559	14
My29a034	28	rim	0.0637	0.002	0.0805	0.001	0.7097	0.029	733	28	499	9	545	22
My29a035	28	core	0.0787	0.002	0.1862	0.003	2.0221	0.054	1165	25	1100	17	1123	30
My29a036	29	core	0.0736	0.002	0.0676	0.001	0.6885	0.018	1031	22	422	6	532	14
My29a037	30	core	0.0552	0.001	0.0707	0.001	0.5372	0.015	420	9	440	7	437	12
My29a038	31	core	0.1063	0.002	0.2845	0.005	4.1808	0.103	1737	31	1614	26	1670	41
My29a039	32	core	0.0553	0.001	0.0714	0.001	0.5443	0.014	426	9	445	7	441	12
My29a040	36	core	0.0629	0.002	0.0633	0.001	0.5495	0.018	706	21	396	7	445	15
My29a041	37	rim	0.1278	0.002	0.2109	0.003	3.7139	0.087	2067	33	1233	19	1574	37
My29a042	37	core	0.1266	0.002	0.3736	0.006	6.5251	0.153	2051	34	2046	31	2049	48
My29a043	38	core	0.0541	0.002	0.0584	0.001	0.4355	0.017	376	13	366	6	367	14
My29a044	39	core	0.0557	0.001	0.0705	0.001	0.5389	0.014	440	8	439	7	438	11
My29a045	40	core	0.0616	0.001	0.0699	0.001	0.5898	0.016	659	14	435	7	471	13

Tabella 8.2 – Rapporti isotopici U/Pb per gli zirconi del campione G89.

Campione G61

Nel campione G61 sono stati analizzati 31 zirconi. I risultati delle analisi sono riportati in tabella 8.3 mentre in figura 8.2 sono riportate immagini in catodoluminescenza (CL) di alcuni cristalli selezionati con i relativi punti analisi. Le immagini CL mostrano una debole zonatura oscillatoria discontinua osservabile soprattutto lungo il bordo più esterno. Ventotto degli zirconi analizzati hanno fornito un'età concordante compresa tra 431 ± 7 e 665 ± 11 Ma (Fig. 8.3). La maggior parte dei domini zonati ha fornito un'età di circa 450 Ma (Ordoviciano superiore). I nuclei più scuri degli zirconi hanno fornito un'età di circa 480 Ma (Ordoviciano inferiore) o Neoproterozoica; interpretata come l'età di origine di xenocristalli.

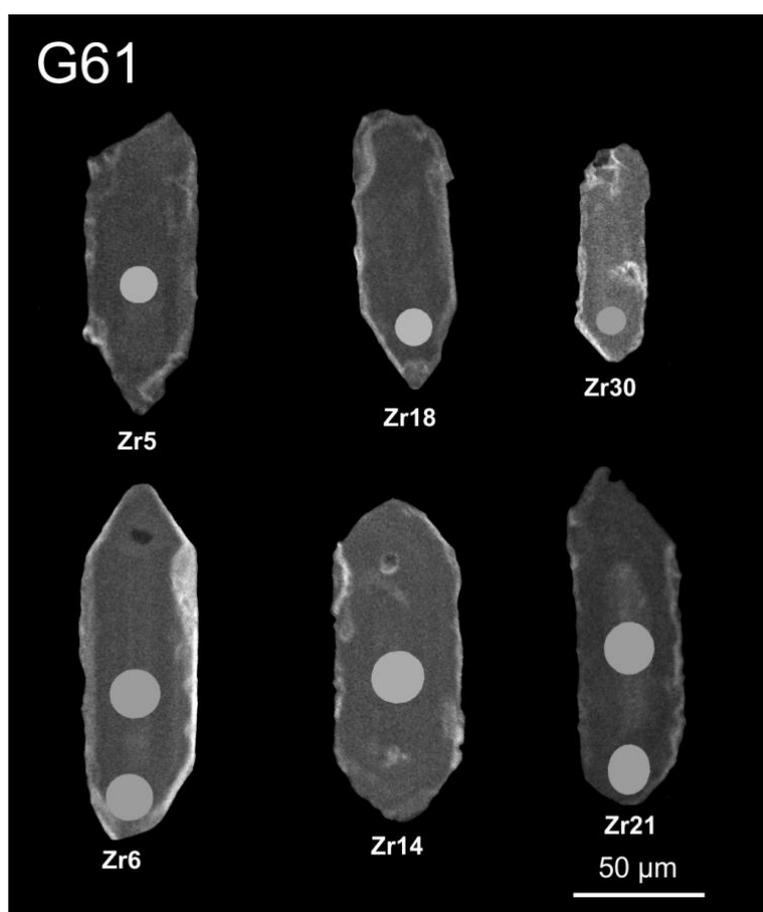


Figura 8.2 – Immagini in catodoluminescenza di zirconi selezionati del campione G61.

SAMPLE G61														
Analysis	zircon	position	ISOTOPIC RATIOS						APPARENT AGES					
			Pb ²⁰⁷ /Pb ²⁰⁶	1s	Pb ²⁰⁶ /U ²³⁸	1s	Pb ²⁰⁷ /U ²³⁵	1s	Pb ²⁰⁷ /Pb ²⁰⁶	1s	Pb ²⁰⁶ /U ²³⁸	1s	Pb ²⁰⁷ /U ²³⁵	1s
Ag23a005	1	rim	0.0562	0.001	0.0701	0.001	0.5432	0.012	461	9	437	6	441	10
Ag23a006	3	rim	0.0560	0.001	0.0718	0.001	0.5549	0.012	454	8	447	7	448	9
Ag23a007	4	core	0.0562	0.002	0.0701	0.001	0.5362	0.016	461	13	436	7	436	13
Ag23a008	5	core	0.0557	0.001	0.0691	0.001	0.5277	0.012	438	9	431	7	430	10
Ag23a009	6	core	0.0567	0.001	0.0778	0.001	0.6072	0.013	481	9	483	7	482	11
Ag23a010	6	rim	0.0557	0.001	0.0739	0.001	0.5667	0.013	441	9	459	6	456	10
Ag23a011	7	core	0.0560	0.001	0.0716	0.001	0.5512	0.012	450	8	446	7	446	10
Ag23a012	7	rim	0.0559	0.001	0.0731	0.001	0.5629	0.014	449	10	455	7	453	11
Ag23a013	9	core	0.0560	0.001	0.0721	0.001	0.5563	0.012	452	9	449	7	449	10
Ag23a014	10	core	0.0558	0.001	0.0728	0.001	0.5604	0.011	444	7	453	7	452	9
Ag23a015	11	core	0.0569	0.001	0.0771	0.001	0.6032	0.015	486	11	479	7	479	12
Ag23a016	13	core	0.0572	0.001	0.0765	0.001	0.6027	0.014	499	10	475	7	479	11
Ag23a017	14	core	0.0623	0.001	0.1083	0.001	0.9306	0.019	683	13	663	9	668	14
Ag23a018	15	core	0.0573	0.001	0.0813	0.001	0.6411	0.014	502	10	504	8	503	11
Ag23a019	16	core	0.0616	0.002	0.1086	0.002	0.9216	0.027	662	18	665	11	663	19
Ag23a020	17	core	0.0557	0.001	0.0787	0.001	0.6047	0.016	442	11	488	7	480	12
Ag23a021	18	core	0.0557	0.001	0.1413	0.002	1.0841	0.022	440	7	852	13	746	15
Ag23a022	19	core	0.0562	0.001	0.0754	0.001	0.5846	0.013	461	10	469	7	467	11
Ag23a023	20	core	0.0575	0.001	0.0766	0.001	0.6068	0.014	511	10	476	7	482	11
Ag23a024	21	rim	0.0570	0.001	0.0829	0.001	0.6515	0.014	491	10	514	7	509	11
Ag23a025	21	core	0.0581	0.001	0.0923	0.001	0.7384	0.016	532	11	569	8	561	12
Ag23a029	22	core	0.0566	0.001	0.0738	0.001	0.5761	0.011	476	8	459	7	462	9
Ag23a030	23	rim	0.0552	0.001	0.0692	0.001	0.5270	0.012	422	9	431	6	430	10
Ag23a031	25	rim	0.0587	0.001	0.0876	0.001	0.7091	0.016	557	11	541	8	544	13
Ag23a032	25	core	0.0595	0.001	0.0927	0.001	0.7613	0.017	587	11	572	9	575	13
Ag23a033	26	rim	0.0560	0.001	0.0692	0.001	0.5345	0.011	452	8	431	7	435	9
Ag23a034	27	core	0.0554	0.001	0.0720	0.001	0.5496	0.015	429	11	448	7	445	12
Ag23a035	28	core	0.0552	0.001	0.0694	0.001	0.5287	0.011	420	8	433	7	431	9
Ag23a036	29	core	0.0559	0.002	0.0732	0.001	0.5642	0.018	448	14	455	8	454	15
Ag23a037	30	core	0.0942	0.002	0.2318	0.004	3.0115	0.060	1511	25	1344	22	1411	28
Ag23a038	31	core	0.0561	0.001	0.0752	0.001	0.5812	0.012	455	8	467	7	465	10
Ag23a039	32	core	0.0560	0.001	0.0707	0.001	0.5460	0.012	451	9	441	7	442	10
Ag23a040	33	core	0.0550	0.001	0.0737	0.001	0.5585	0.011	411	7	458	7	451	9
Ag23a041	34	core	0.0564	0.001	0.0716	0.001	0.5566	0.011	466	8	446	7	449	9

Tabella 8.3 – Rapporti isotopici U/Pb per gli zirconi del campione G61.

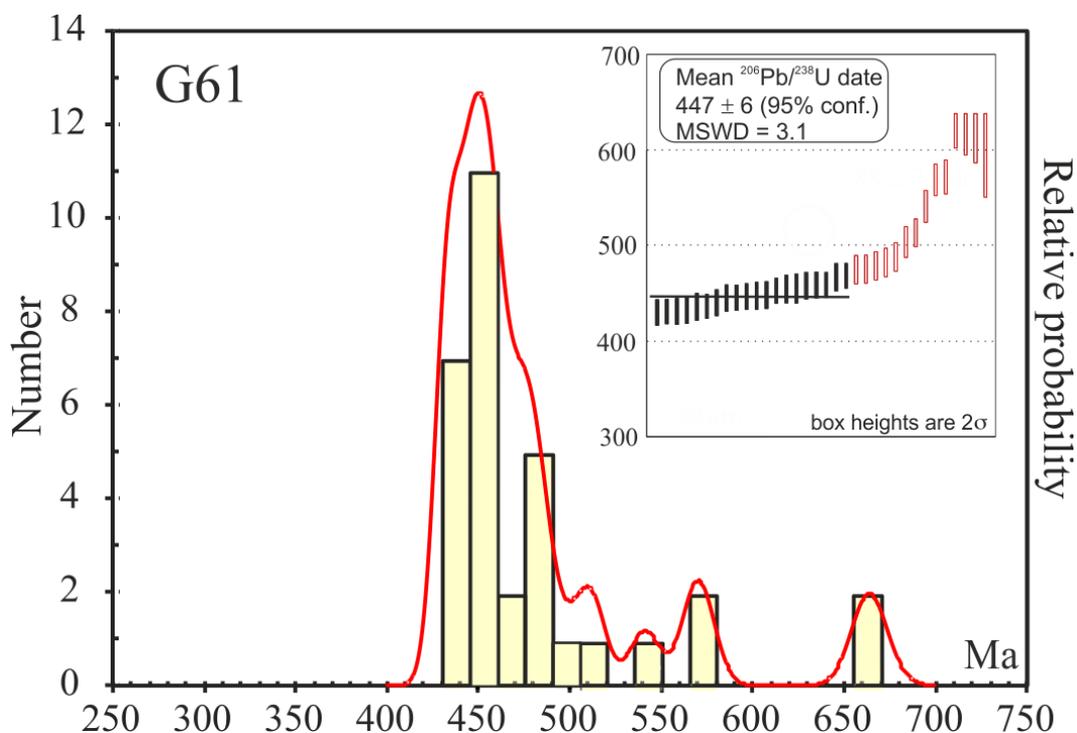


Figura 8.3 –Età U/Pb concordanti espresse attraverso una funzione di densità di probabilità per il campione G61. L’insero in alto a destra indica le medie ponderate dei dati $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ e, con i simboli pieni i singoli dati usati per il calcolo.

Campione G63

Nel campione G63 sono stati analizzati un totale di 29 zirconi di cui 25 hanno fornito un’età compresa tra 419 ± 5 e 665 ± 8 Ma (Fig. 8.5; Tab. 8.4). Le analisi hanno definito due gruppi di zirconi: un primo gruppo, preponderante, di età comprese tra 430 e 450 Ma (Siluriano - Ordoviciano superiore) ed un secondo gruppo, subordinato come frequenza, con età di circa 620 Ma. Le immagini CL (Fig.8.4) mostrano una zonazione oscillatoria con dei nuclei più scuri estesi circondati da bordi sottili più chiari. I nuclei più scuri corrispondono alle età più antiche.

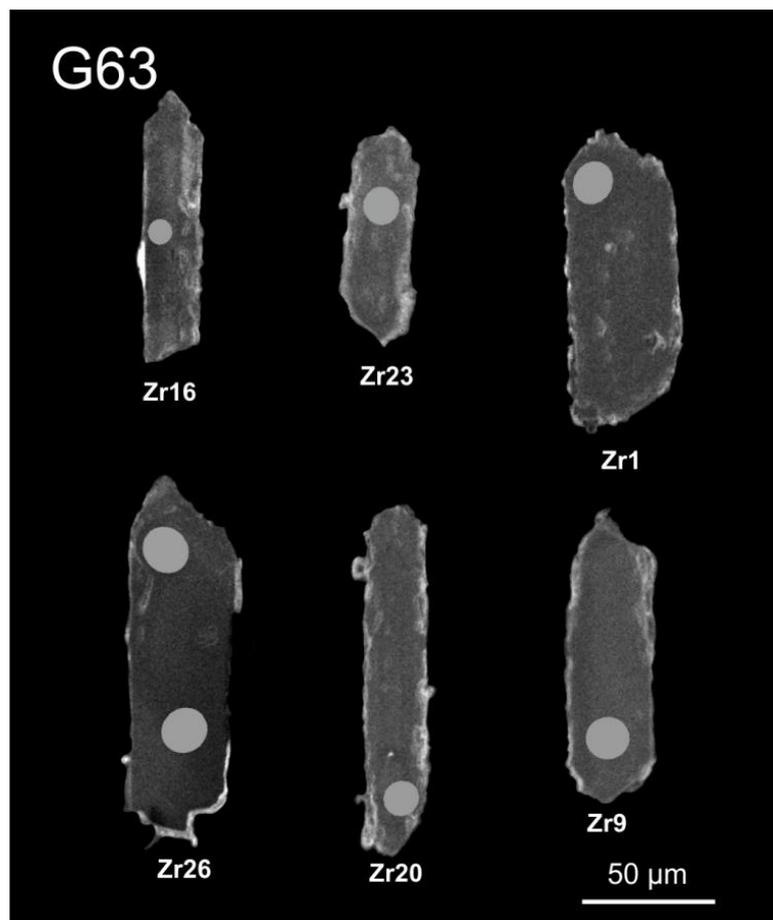


Figura 8.4 – Immagini in catodoluminescenza di zirconi selezionati del campione G63.

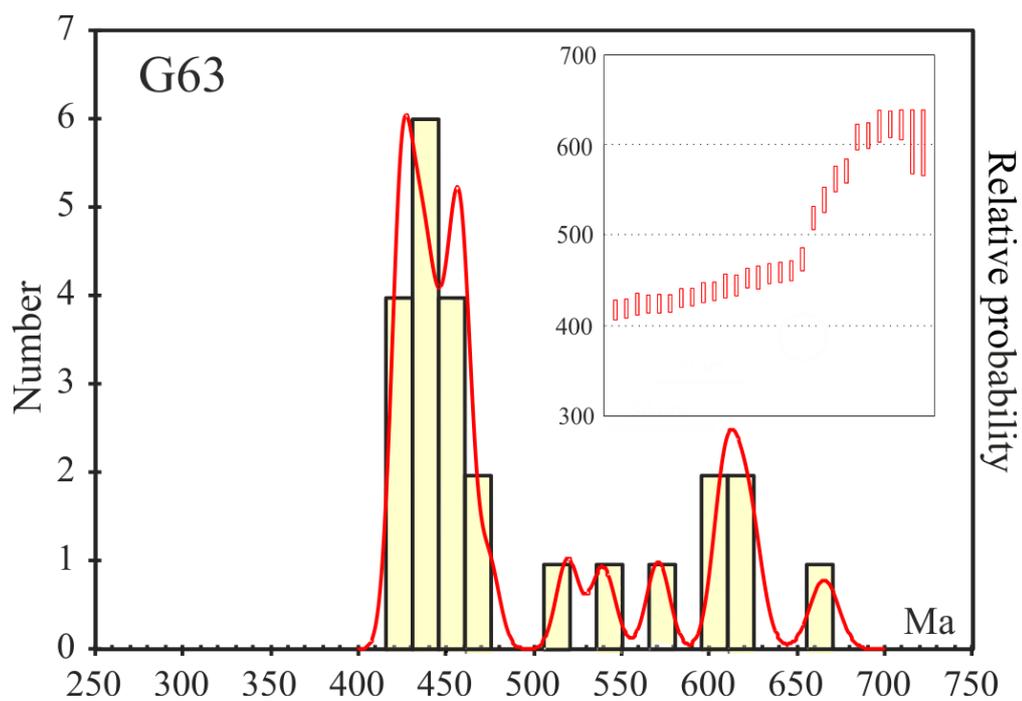


Figura 8.5 – Età U/Pb concordanti espresse attraverso una funzione di densità di probabilità ottenute per il campione G63. L'inserto in alto a destra indica le medie ponderate dei dati $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$.

SAMPLE G63			ISOTOPIC RATIOS						APPARENT AGES					
Analysis	zircon	position	Pb ²⁰⁷ /Pb ²⁰⁶	1s	Pb ²⁰⁶ /U ²³⁸	1s	Pb ²⁰⁷ /U ²³⁵	1s	Pb ²⁰⁷ /Pb ²⁰⁶	1s	Pb ²⁰⁷ /U ²³⁸	1s	Pb ²⁰⁷ /U ²³⁵	1s
Ap23b005	1	rim	0.196	0.004	0.091	0.001	2.455	0.048	2790	52	562	7	1259	24
Ap23b006	2	core	0.057	0.002	0.076	0.001	0.594	0.018	474	15	474	6	474	15
Ap23b007	2	rim	0.152	0.004	0.073	0.001	1.525	0.036	2370	55	453	6	940	22
Ap23b008	3	rim	0.055	0.001	0.071	0.001	0.547	0.013	432	10	445	6	443	11
Ap23b009	4	core	0.056	0.001	0.073	0.001	0.563	0.011	455	9	453	5	453	9
Ap23b010	5	rim	0.139	0.003	0.080	0.001	1.537	0.033	2218	46	497	6	945	20
Ap23b011	6	rim	0.062	0.001	0.109	0.001	0.933	0.020	683	14	665	8	669	14
Ap23b012	8	core	0.058	0.001	0.084	0.001	0.670	0.014	531	11	519	6	521	11
Ap23b013	9	core	0.056	0.001	0.074	0.001	0.573	0.012	468	10	458	6	460	10
Ap23b014	10	core	0.056	0.001	0.074	0.001	0.571	0.013	448	10	461	6	459	11
Ap23b015	12	core	0.056	0.002	0.071	0.001	0.548	0.019	460	16	444	7	444	16
Ap23b016	14	rim	0.066	0.002	0.067	0.001	0.607	0.015	799	19	418	6	481	12
Ap23b017	14	core	0.061	0.002	0.068	0.001	0.570	0.017	637	19	424	6	458	13
Ap23b018	15	core	0.060	0.002	0.101	0.001	0.832	0.025	599	18	620	9	615	18
Ap23b019	16	core	0.057	0.002	0.073	0.001	0.569	0.017	501	15	453	6	458	13
Ap23b020	17	core	0.114	0.002	0.260	0.003	4.065	0.079	1856	35	1491	18	1647	32
Ap23b021	17	rim	0.117	0.002	0.280	0.003	4.523	0.085	1914	35	1590	18	1735	33
Ap23b022	18	rim	0.065	0.002	0.072	0.001	0.651	0.016	789	19	449	5	509	12
Ap23b023	19	rim	0.060	0.001	0.099	0.001	0.821	0.016	610	12	608	7	609	12
Ap23b024	19	core	0.060	0.001	0.099	0.001	0.822	0.016	605	12	610	7	609	12
Ap23b025	20	core	0.055	0.001	0.070	0.001	0.538	0.011	428	9	438	5	437	9
Ap23b029	21	core	0.060	0.001	0.101	0.001	0.840	0.017	608	12	622	7	619	13
Ap23b030	22	rim	0.055	0.001	0.068	0.001	0.514	0.011	402	8	425	5	421	9
Ap23b031	23	core	0.056	0.001	0.067	0.001	0.520	0.012	454	10	419	5	425	10
Ap23b032	24	rim	0.075	0.002	0.074	0.001	0.766	0.024	1072	34	461	6	577	18
Ap23b033	25	core	0.057	0.001	0.074	0.001	0.580	0.015	491	13	459	6	465	12
Ap23b034	26	rim	0.055	0.001	0.068	0.001	0.515	0.013	407	11	425	5	422	11
Ap23b035	26	core	0.056	0.001	0.069	0.001	0.532	0.011	438	9	432	5	433	9
Ap23b036	27	core	0.079	0.002	0.071	0.001	0.780	0.019	1176	28	445	6	585	14
Ap23b037	28	core	0.057	0.001	0.070	0.001	0.547	0.012	474	10	437	5	443	10
Ap23b038	30	core	0.056	0.001	0.068	0.001	0.523	0.012	442	10	424	5	427	10
Ap23b039	31	rim	0.056	0.001	0.069	0.001	0.537	0.013	471	11	431	5	436	11
Ap23b040	31	core	0.111	0.003	0.076	0.001	1.158	0.030	1814	47	472	7	781	20
Ap23b041	36	core	0.059	0.001	0.093	0.001	0.751	0.015	560	11	571	7	569	12
Ap23b042	36	rim	0.058	0.002	0.087	0.001	0.697	0.022	547	18	539	7	537	17

Tabella 8.4 – Rapporti isotopici U/Pb per gli zirconi del campione G63.

8.3- Discussione

Le vulcaniti e le metarose della Formazione di Truzzulla hanno un'età katiana (Ordoviciano superiore) come testimoniato dalle analisi effettuate sul campione G89 (447 ± 4 Ma). Le età leggermente più giovani (circa 430 Ma - Siluriano inferiore) che caratterizzano i campioni G61 e G63 potrebbero essere spiegate con una perdita di piombo durante il metamorfismo di contatto a LP/HT collegata alla intrusione tardo Carbonifera delle rocce intrusive del complesso granitico. In questo contesto, le metapeliti della Formazione di Toccori, essendo considerate come la copertura sedimentaria della Formazione di Truzzulla, possono essere correlate con la Formazione di Genna Mesa dell'Ordoviciano superiore e con gli scisti di Riu Canoni nell'Unità del Gerrei. La Formazione di Genna Mesa corrisponderebbe ai depositi clastici trasgressivi come metarenarie, metaconglomerati e metaquarziti (Porfiroidi *Auct.*; Oggiano et al., 2010) sovrastati da una sequenza di metasiltiti e filladi con sottili livelli di metarenarie (Naud, 1979) che giacciono sopra il deposito clastico della Formazione di Genna Mesa.

Confronto con i dati presenti in letteratura

Nella catena varisca sarda, il vulcanismo dell'Ordoviciano medio è distribuito in tutta la zona delle falde interne ed esterne. I prodotti vulcanici sono più comuni nella zona delle falde esterne, mentre

le rocce intrusive (come ad esempio gli ortogneiss di Lodè e gli ortogneiss di Tanaunella) sono più diffusi nel Complesso di Medio Grado Metamorfico nella zona interna della catena (Carmignani et al., 1994). In linea generale il magmatismo calcalcalino della zona delle falde esterne è considerato dell'Ordoviciano medio. La figura 8.6 mostra la distribuzione dell'età delle rocce magmatiche ordoviciane a partire dalla zona esterna fino ad arrivare al nord Sardegna con la zona interna o assiale.

Nell'Unità del Sarrabus le datazioni radiometriche U/Pb su zirconi di rocce vulcaniche come metadaciti, metarioliti e metariodaciti (Porfidi Grigi) hanno fornito età di 465.4 ± 1.4 Ma e 464 ± 1 Ma (Oggiano et al., 2010; Giacomini et al., 2006).

Nell'Unità dell'Arburese, sono state datate col metodo U/Pb su zircone delle metavulcaniti calcalcaline da intermedie ad acide (metadacite di San Leone) che hanno fornito un'età di 475 ± 10 Ma interpretata come l'età di messa in posto del protolite in contemporaneità con i prodotti magmatici calcalcalini ordoviciani (Garbarino et al., 2005).

Nell'Unità del Gerrei sono stati analizzati col metodo U/Pb su zircone due campioni di cui uno alla base ed uno al tetto della sequenza vulcanica che hanno dato rispettivamente delle età di 456 e 452 Ma in linea con le età del magmatismo calcalcalino dell'Ordoviciano (Sandbiano - Katiano; Dack, 2009).

Nella zona esterna, nelle metavulcaniti felsiche dell'Unità di Bithia, Pavanetto et al. (2012) hanno ottenuto un'età U/Pb su zircone di 457.01 ± 0.17 Ma. Gli stessi autori con lo stesso metodo hanno ottenuto per l'ortogneiss di Monte Filau 457.21 ± 0.32 , interpretata come l'età di formazione del protolite.

Nella zona interna della catena varisica, i porfiroidi di Lula e gli ortogneiss di Lodè sono stati datati a 474 ± 13 e 456 ± 14 Ma rispettivamente (Helbing e Tiepolo, 2005). I porfiroidi di Lula sono costituiti da delle rocce vulcaniche calcalcaline intercalate a delle sequenze vulcano-sedimentarie di basso grado metamorfico (scisti di Orune), mentre gli ortogneiss di Lodè si trovano all'interno degli scisti di medio grado metamorfico di Siniscola e vengono considerati come la controparte intrusiva delle rocce effusive delle Falde esterne.

In questo contesto, gli studi di tipo geochimico e radiometrico sulle metavulcaniti e metarenarie dell'Unità del Monte Grighini indicano che il magmatismo calcalcalino nella zona a falde interne ed esterne si è verificato tra l'Ordoviciano medio e l'Ordoviciano superiore. La Formazione di Truzzulla conterrebbe rocce che, rispetto alle vulcaniti ordoviciane della zona a falde, sarebbero più recenti a testimonianza di un prolungamento del vulcanismo calcalcalino in alcune porzioni della catena varisica.

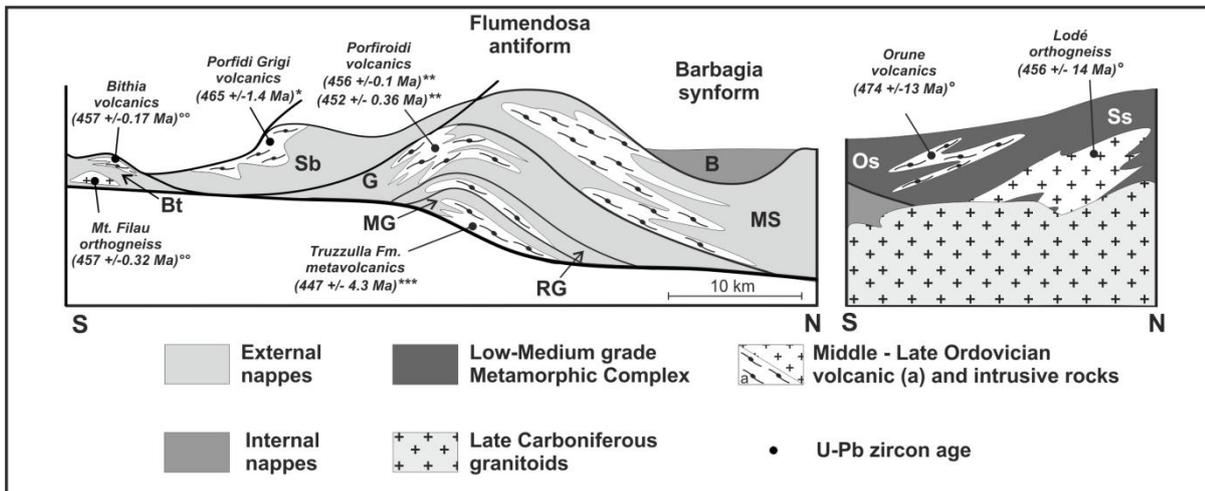


Figura 8.6 – Schema tettonico della Sardegna dalla zona esterna (sinistra) alla zona interna (destra) da Cruciani et al. (2013). Sono riportate le età radiometriche delle rocce magmatiche ordoviciane. Abbreviazioni: Bt: Unità di Bithia, Sb: Unità del Sarrabus, MG: Unità del Monte Grighini, RG: Unità di Riu Grappa, G: Unità del Gerrei, MS: Unità di Meana Sardo, B: Unità della Barbagia, Os: Scisti di Orune, Ss: Scisti di Siniscola. Riferimenti bibliografici: * Oggiano et al. (2010), ** Dack (2009), *** Cruciani et al. (2013), ° Helbing e Tiepolo (2005), °° Pavanetto et al. (2012).

9 - MODELLIZZAZIONE TERMODINAMICA

Per ricostruire il P-T path di alcune rocce selezionate dell'Unità del Monte Grighini si è scelto di utilizzare il metodo delle "pseudosezioni".

Le pseudosezioni sono state introdotte per la prima volta da Hensen (1971), ma soltanto nell'ultimo decennio hanno avuto un'ampia diffusione nello studio delle rocce metamorfiche grazie soprattutto allo sviluppo e diffusione di appositi pacchetti software, non commerciali. Nei più recenti lavori di petrologia spesso il metodo delle pseudosezioni è l'unico metodo geotermobarometrico utilizzato, altre volte è usato in associazione con la geotermobarometria convenzionale. Le pseudosezioni sono diagrammi di fase che mostrano la distribuzione nel campo pressione – temperatura (P-T) dei vari campi di stabilità delle associazioni mineralogiche per una determinata *bulk-composition*, ovvero per una particolare composizione chimica rappresentativa della roccia in esame. Poiché ogni pseudosezione è calcolata per un determinato numero di componenti (C) e ciascun campo di stabilità è caratterizzato da un determinato numero di fasi presenti (F), in base alla regola delle fasi di Gibbs esplicitata per la varianza ($V = C + 2 - F$) ciascun campo di stabilità della pseudosezione è caratterizzato da un determinato valore di varianza. La varianza definisce il numero di variabili che possono essere modificate in un sistema senza che si alteri l'equilibrio del sistema stesso. Nelle pseudosezioni, campi adiacenti differiscono tra loro per un'unità di varianza, ovvero differiscono tra loro per la presenza (o assenza) di una fase mineralogica. Il principale vantaggio delle pseudosezioni risiede nel fatto che esse vengano calcolate per una determinata *bulk-composition* e quindi rappresentano diagrammi di fase calibrati e tarati per uno specifico campione (o per una specifica composizione di microdominio). Rispetto agli altri tipi di diagrammi di fase, come per esempio i grid petrogenetici, esse sono di più facile interpretazione. Infatti, le pseudosezioni non mostrano le reazioni che intercorrono tra un campo e l'altro ma piuttosto l'associazione mineralogica di ciascun campo di stabilità.

Un'altra differenza fondamentale consiste nella possibilità offerta dalle pseudosezioni di considerare composizioni variabili per le fasi mineralogiche che costituiscono soluzioni solide, e di modellizzare le variazioni composizionali di queste fasi e le loro abbondanze modali nel campo P-T. I grid petrogenetici sono costruiti sulla base di composizioni mineralogiche fisse mentre con le pseudosezioni è possibile tener conto della variazione di composizione di ogni singola fase che forma una soluzione solida. In questo modo si potranno trarre più informazioni per esempio nel caso di minerali a composizione intermedia tra due o più *end-members*, oppure sulle variazioni composizionali e/o modali dei minerali al mutare delle condizioni di pressione e temperatura.

I principali pacchetti software che consentono di realizzare pseudosezioni a partire da una *bulk-composition* sono: THERMOCALC (www.metamorph.geo.uni-mainz.de/thermocalc) sviluppato da Powell e Holland (1988), THERIAK-DOMINO (<http://titan.minpet.unibas.ch/minpet/theriak/theruser.html>) sviluppato da De Capitani C. e Brown T.H. (1987) e Perple_X (www.perplex.ethz.ch/perplex.html) sviluppato da Connoly (1990). I tre pacchetti vengono costantemente aggiornati e i relativi aggiornamenti possono essere scaricati gratuitamente dai siti Web sopracitati.

9.1 – Il software Perple_X

Perple_X è un pacchetto software costituito da numerosi sottoprogrammi eseguibili di calcolo termodinamico, che consente la creazione di varie tipologie di diagrammi di fase (tra i quali griglie petrogenetiche, diagrammi AFM, pseudosezioni etc.) per applicazioni geologico-petrologiche e geofisiche. Il concetto di base sul quale si fonda Perple_X è costituito dal principio termodinamico per cui le fasi stabili in determinate condizioni fisiche tendono ad avere la minima energia libera (G) possibile. Per calcolare la stabilità delle varie associazioni mineralogiche in diverse condizioni di pressione e temperatura, Perple_X si avvale di un database termodinamico (hp02ver.dat, hp04ver.dat, a seconda delle versioni e aggiornamenti) che contiene le proprietà termodinamiche (entalpia, entropia, volume molare) di tutte le fasi mineralogiche pure e dei vari *end-member* che formano soluzioni solide. Il comportamento e le interazioni tra i vari *end-member* di una soluzione solida sono invece codificati attraverso una serie d'istruzioni contenute in un file (solut_08.dat, solut_09.dat, solution_model.dat, a seconda delle versioni e aggiornamenti) che annovera molti modelli di attività già pubblicati in letteratura per i principali minerali. Questo file viene costantemente aggiornato con l'inserimento delle codifiche relative ai nuovi modelli di soluzione solida, sempre più complessi, che vengono via via pubblicati nella letteratura scientifica. Queste istruzioni codificate permettono al programma di tenere conto dei modelli di attività nelle soluzioni solide, simulando il contributo dei vari *end-member* in termini di energia, e permettendo così di modellizzare nel modo più appropriato il comportamento della soluzione solida al variare delle variabili estensive P e T. I principali programmi eseguibili (*build*, *vertex*, *pssect*, *werami*, *pstable*) del pacchetto sono descritti di seguito nelle loro caratteristiche principali.

9.1.1 - Build

La funzione di *Build* è quella di creare un file di dati che costituirà il *file* di *input*, contenente tutte le informazioni necessarie per il calcolo della pseudosezione. Quando viene eseguito il programma, *Build* propone all'utente una serie di quesiti (*prompt*) e crea un file di *input* specifico in base alle risposte fornite dall'utente. Le informazioni che vengono inserite dall'utente attraverso il *prompt* dei comandi sono essenzialmente le seguenti:

- Nome del *file* di *input* da creare (*.dat);
- Componenti chimici espressi sotto forma di ossidi;
- Componenti indipendenti in condizioni sature e loro attività;
- Equazione di stato per il tipo e l'attività della fase fluida;
- Composizione chimica della roccia (*bulk composition*);
- Variabili da rappresentare sull'asse x e sull'asse y (tre variabili possibili: T, P, X);
- Intervallo di temperatura (in gradi Kelvin), intervallo di pressione (in bar);
- Fasi mineralogiche da considerare nel calcolo e fasi mineralogiche da escludere;
- Modelli di soluzioni solide da utilizzare nel calcolo.

Il *file* di *input* (*.dat) viene automaticamente creato da *Build* al termine del *run*, non appena completata l'immissione delle informazioni da parte dell'utente.

9.1.2 - Vertex e pssect

Il *file* generato da *Build* (*.dat) rappresenta il *file* di *input* per l'applicazione *Vertex* che esegue il vero e proprio calcolo termodinamico. *Vertex* calcola la paragenesi (cioè le fasi mineralogiche stabili),

l'abbondanza modale e la composizione di tutte le fasi mineralogiche per tutte le condizioni possibili di pressione e temperatura, che rientrano nel campo P-T definito dall'utente, attraverso un calcolo iterativo che può durare da alcune decine di minuti sino a diversi giorni a seconda del numero e della complessità delle fasi e dei modelli di soluzione solida coinvolti nel calcolo e dell'ampiezza del *range* P-T considerato. Alla fine del calcolo è necessario eseguire l'applicazione *pssect* che genera un *output* grafico basato sui complessi calcoli eseguiti da *Vertex*. L'*output* grafico di *pssect* rappresenta la vera e propria pseudosezione, che può essere migliorata e resa più leggibile con l'utilizzo di *software* di grafica quali CorelDraw o Adobe PhotoShop. Una pseudosezione è costituita da campi rappresentati con diverse tonalità di grigio. Tonalità più scure indicano campi a varianza maggiore dove sono presenti paragenesi con un numero di fasi mineralogiche inferiore rispetto ai campi con tonalità più chiare ed a varianza minore.

9.1.3 - *Werami* e *pstable*

Werami e *pstable* sono applicazioni di *Perple_X* che permettono di calcolare e di plottare curve di uguale concentrazione di un determinato elemento (o componente) in una determinata fase mineralogica o curve che rappresentino l'abbondanza modale di un minerale nel campo P-T. Queste curve, chiamate rispettivamente "isoplete composizionali" ed "isomode", vengono usualmente plottate nel campo P-T ed il loro andamento rappresenta la variazione nel campo P-T della composizione o della moda di quella specifica fase mineralogica. Il calcolo delle isoplete composizionali è di notevole importanza allorché si abbia a che fare con fasi mineralogiche che rappresentano soluzioni solide. Allo stato attuale, il file dei modelli di soluzioni solide incorpora la maggior parte dei modelli di attività pubblicati in letteratura, tanto che oggi è possibile calcolare le isoplete composizionali (e le isomode) per una vasta gamma di fasi mineralogiche costituenti soluzioni solide (olivine, granati, anfiboli, pirosseni, plagioclasti, feldspati alcalini, epidoti, spinelli). *Werami* e *pstable* non effettuano le stesse operazioni, infatti mentre *werami* è il programma di calcolo vero e proprio, *pstable* viene utilizzato per generare l'*output* grafico.

Se si vuole, per esempio, calcolare la variazione del contenuto in piropo nel granato per una specifica *bulk composition*, ovvero per una specifica pseudosezione, è necessario eseguire l'applicazione *werami* e specificare quale componente si intende calcolare per quello specifico modello di soluzione solida (nel caso del granato, per esempio, modello di soluzione solida di Holland e Powell, 1998). Un esempio del risultato che si ottiene è mostrato in figura 9.1 dove sono riportate le isoplete composizionali che rappresentano l'andamento del rapporto X_{Mg} [$Mg/(Mg+Fe+Mn+Ca)$], ovvero l'andamento del componente piropo, nel granato per quella specifica *bulk composition*.

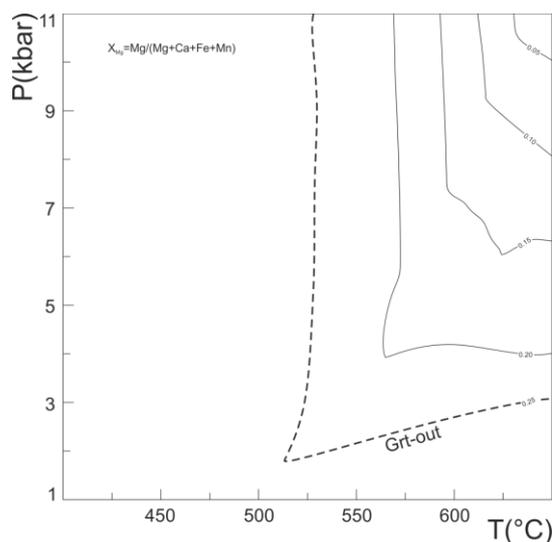


Figura 9.1 - Isoplete composizionali calcolate per una specifica *bulk composition* che mostrano la variazione del componente piropo nel granato nel campo P-T.

9.2 – Modellizzazione termodinamica dei campioni dell’Unità del Monte Grighini

La modellizzazione termodinamica è stata effettuata su sei campioni selezionati tra le varie litologie dell’Unità del Monte Grighini e del complesso intrusivo.

I campioni selezionati sono:

- G49, G53, G57: micascisti a granato, proveniente dalla località Toccori;
- BD6: hornfels a granato e sillimanite proveniente dalla località Truzzulla a contatto con l’intrusione granitica;
- G70 e G97: leucograniti provenienti rispettivamente dalle località Cuccuru Mannu e Perdas Aspas.

9.2.1 – Modellizzazione dei campioni G49, G53, G57 e BD6

Nella tabella 9.1 sono riportate le composizioni chimiche dei campioni determinate con spettrometria di fluorescenza a raggi X e le *bulk composition* corrette utilizzate nel calcolo delle pseudosezioni. Il ferro è stato considerato come ferro bivalente ad eccezione del 5% del totale, considerato come ferro trivalente ed espresso sotto forma di O₂%. Le pseudosezioni sono state calcolate nel range 1-11 kbar, 400-650°C, con un contenuto di H₂O del 3 e del 6 wt% per tutti i campioni, ma le due pseudosezioni a differente contenuto di H₂O vengono riportate solo per il campione G49. Per gli altri campioni vengono riportate solo le pseudosezioni calcolate al 6 wt.% di H₂O.

	Analisi XRF				<i>Bulk rock composition</i> corrette				
	G49	G53	G57	BD6	G49	G49	G53	G57	BD6
SiO ₂	60.86	65.83	61.64	54.99	59.74	61.65	63.08	61.44	53.68
TiO ₂	1.15	0.97	1.02	0.94	1.13	1.17	0.93	1.02	0.91
Al ₂ O ₃	16.60	13.56	16.01	24.72	16.29	16.81	13.00	15.96	24.13
Fe ₂ O ₃ tot	9.73	10.65	7.59	8.67	–	–	–	–	–
FeO	–	–	–	–	8.59	8.87	9.19	6.80	6.71
MnO	0.13	0.15	0.14	0.20	0.12	0.13	0.15	0.13	0.19
MgO	2.13	1.95	2.14	2.03	2.09	2.15	1.89	2.13	1.99
CaO	0.76	0.75	0.89	0.13	0.75	0.77	0.72	0.87	0.12
Na ₂ O	1.46	2.12	2.66	0.87	1.43	1.48	2.03	2.65	0.85
K ₂ O	3.83	3.05	2.94	5.47	3.76	3.88	2.92	2.93	5.34
P ₂ O ₅	0.21	0.16	0.18	0.10	–	–	–	–	–
O ₂	–	–	–	–	0.10	0.10	0.10	0.08	0.07
LOI	2.99	1.62	2.73	3.79	6.00	3.00	6.00	6.00	6.00
tot	99.84	100.82	97.92	101.90	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00

Tabella 9.1 - Analisi chimiche XRF e *bulk composition* corrette e normalizzate a 100 utilizzate per la modellizzazione dei campioni G49, G53, G57 e BD6 dell'Unità del Monte Grighini. Del campione G49 è riportata anche l'analisi calcolata con H₂O=3 wt.%. Le analisi sono espresse in wt.%.

Le pseudosezioni, dei campioni di micascisti G49, G53, G57 e BD6 sono state calcolate con i seguenti modelli di soluzione solida:

- Gt (HP), Holland T.J.B., Powell R. (1998);
- Stlp (M), Massonne H.J., Willner A.P. (2008);
- Opx (HP), Holland T.J.B., Powell R. (1996);
- IlGkPy, Andersen D.J., Lindsley D.H. (1988);
- hCrd, Ideal;
- MtUl(A), Andersen D.J., Lindsley D.H. (1988);
- Ctd (HP), White R.W., Powell R., Holland T.J.B., Worley B.A. (2000);
- Carp, Margules;
- St (HP), Ideal or Margules;
- Pheng (HP), Holland T.J.B., Powell R. (2003);
- Mica (M), Massonne H.J., Willner A.P. (2008);
- feldspar, Fuhrman M.L., Lindsley D.H. (1988);
- Ep (HP), Speciation model;
- Omph (HP), Holland T., Powell R. (1996);
- GlTrTsPg, Wei C.J., Powell R. (2003), White R.W., Powell R., Phillips G.N. (2003);
- TiBio (HP), Powell R., Holland T. (1999), White R.W., Powell R., Holland T.J.B., Worley B.A. (2000);
- Chl (HP), Holland T., Baker J., Powell R. (1998).

Abbreviazione dei minerali secondo Fettes e Desmons (2007).

9.2.2.1 - Campione G49

La pseudosezione del campione G49 è stata calcolata sulla base della seguente *bulk composition*: $\text{SiO}_2 = 59.74$, $\text{TiO}_2 = 1.13$, $\text{Al}_2\text{O}_3 = 16.29$, $\text{FeO} = 8.59$, $\text{MgO} = 2.09$, $\text{CaO} = 0.75$, $\text{Na}_2\text{O} = 1.43$, $\text{K}_2\text{O} = 3.76$, $\text{MnO} = 0.12$, $\text{O}_2 = 0.10$, $\text{H}_2\text{O} = 6$ wt % (Tab. 9.1).

Nella figura 9.2 è riportata la pseudosezione del campione G49. Essa è costituita prevalentemente da campi tri-, quadri- e penta-varianti con un piccolo campo di variante a pressioni e temperature intermedie ed un campo esa-variante ad alte pressioni e basse temperature. Tutti i campi multivarianti contengono H_2O e quarzo.

Il campione G49 presenta la seguente associazione mineralogica: Qtz + Bt + Wmca + Grt + St + Pl + Chl + Kfs + ossidi di ferro. I minerali accessori sono zirconio, monazite, ilmenite, apatite. Nella figura 9.2, il campo in cui è stabile l'associazione mineralogica del campione G49 è indicato con una linea rossa tratteggiata.

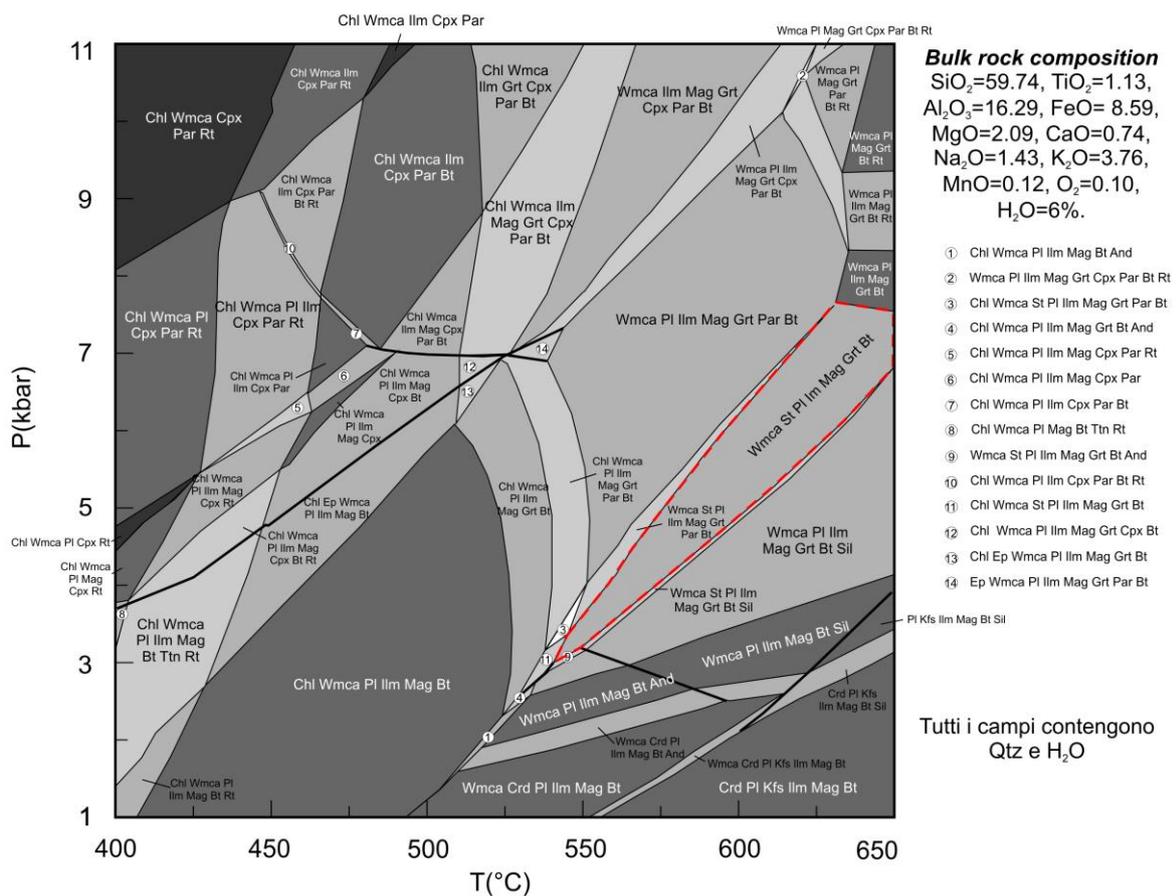


Figura 9.2 - Pseudosezione del campione G49 della Formazione di Toccori calcolata con contenuto di H_2O al 6 wt%. La linea rossa tratteggiata indica il campo nel quale è stabile l'associazione mineralogica del campione G49.

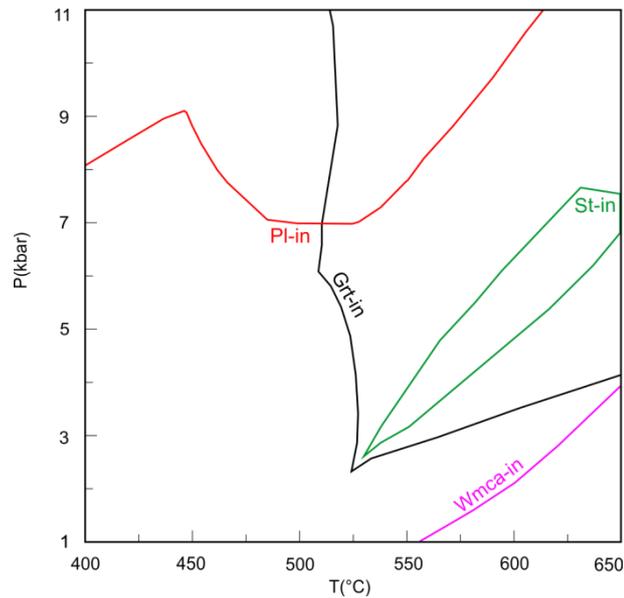


Figura 9.3 – Curve di comparsa/scomparsa di alcune fasi mineralogiche del campione G49 per la pseudosezione di figura 9.2. La curva *Grt-in* indica la comparsa del granato (curva nera), *Wmca-in* indica la comparsa della mica chiara potassica (curva rosa), *Pl-in* indica la comparsa del plagioclasio (linea rossa), il campo *St-in* indica il campo di stabilità della staurolite (campo delineato da una linea verde).

In figura 9.3 sono riportate le curve di comparsa del plagioclasio (*Pl-in*), granato (*Grt-in*), staurolite (*St-in*), e mica chiara potassica (*Wmca-in*). Il granato compare da una temperatura di circa 500°C e pressioni di circa 2.5 kbar (*Grt-in*, Fig. 9.3). La mica chiara potassica è stabile in quasi tutto il campo P-T ad eccezione di tre piccoli campi collocati in corrispondenza di T = 550 - 650°C e P = 1 - 3 kbar (figure 9.2, 9.3). Il plagioclasio è stabile da pressioni minime di circa 7 kbar con un minimo di temperature comprese tra 450 e 550°C (Fig. 9.3). La staurolite compare a temperature di circa 530°C e pressioni di circa 3 kbar fino a temperature di 650°C e pressioni di 7-8 kbar con un gradiente medio (Fig. 9.3). Per il granato sono state calcolate le isoplete per spessartina, piropo, almandino e grossularia (Fig. 9.4).

La spessartina (Fig. 9.4a) presenta dei valori compresi tra 0.02 e 0.24 (valore non rappresentato nel diagramma perchè prossimo alla curva *Grt-out*) e diminuisce all'aumentare della temperatura con variazioni poco significative rispetto alla pressione. Il piropo e l'almandino aumentano da 0.03 a 0.17 e da 0.58 a 0.78 rispettivamente all'aumentare della temperatura (Figg. 9.4b e c). La grossularia diminuisce all'aumentare della temperatura da valori di 0.04 a valori di 0.24 (Fig. 9.4d).

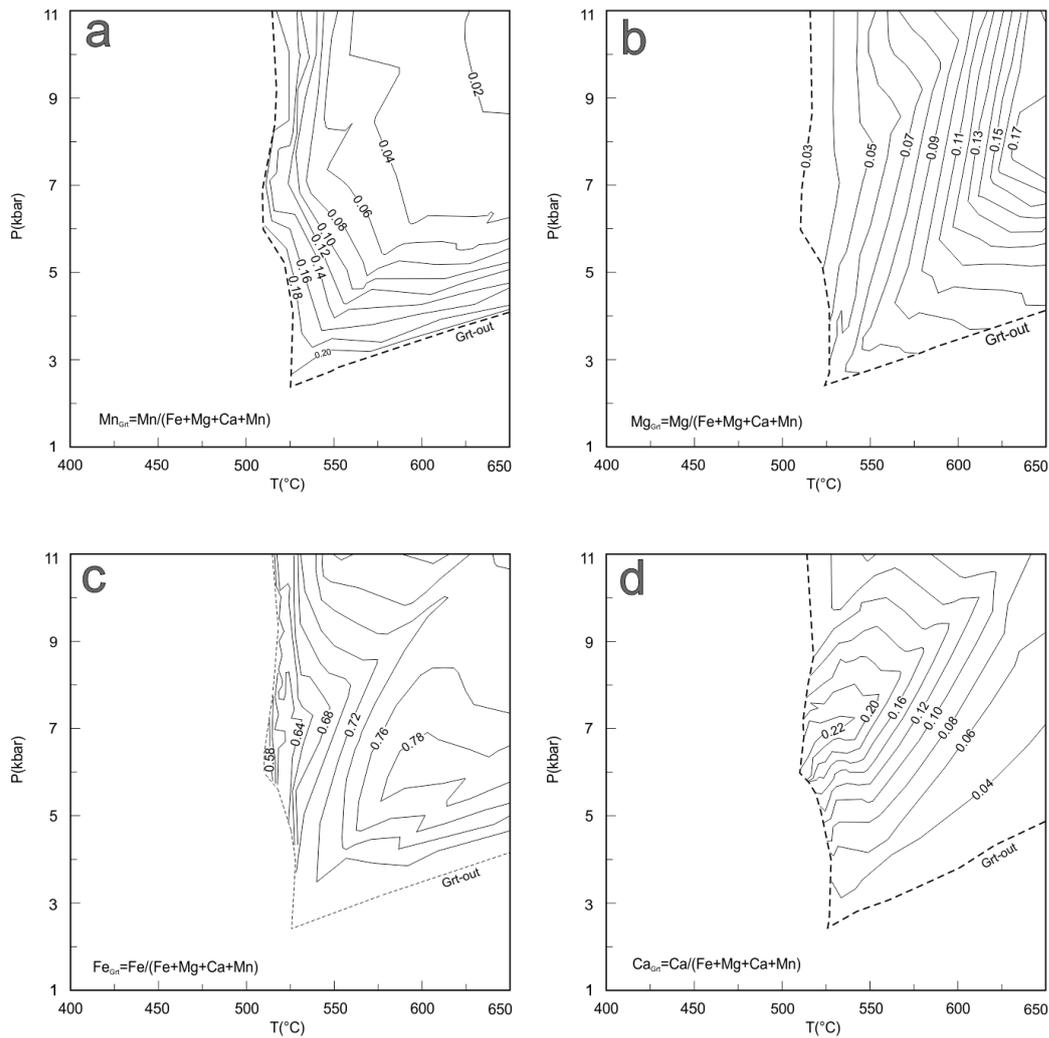


Figura 9.4 Isoplete composizionali per la spessartina (a), piropo (b), almandino (c) e grossularia (d) nel granato calcolate per la pseudosezione di figura 9.2 del campione G49. La linea tratteggiata (*Grt-out*) indica la scomparsa del granato. Spiegazioni nel testo.

Nella mica chiara potassica il contenuto di Si (a.p.f.u.) aumenta da valori di 3.04 a valori di 3.32 a.p.f.u. con l'incremento della pressione (Fig. 9.5a). Nel plagioclasio (Fig. 9.5b) il contenuto di albite varia da 0.54 a 0.94, con un minimo intorno a 550°C e tra 4 e 6 kbar da cui il contenuto di X_{Na} aumenta sia per le basse che per le alte temperature (Fig. 9.5b). Nella biotite il rapporto tra magnesio e ferro (X_{Mg}) aumenta da 0.27 fino a 0.55 all'aumentare della pressione (Fig. 9.5c).

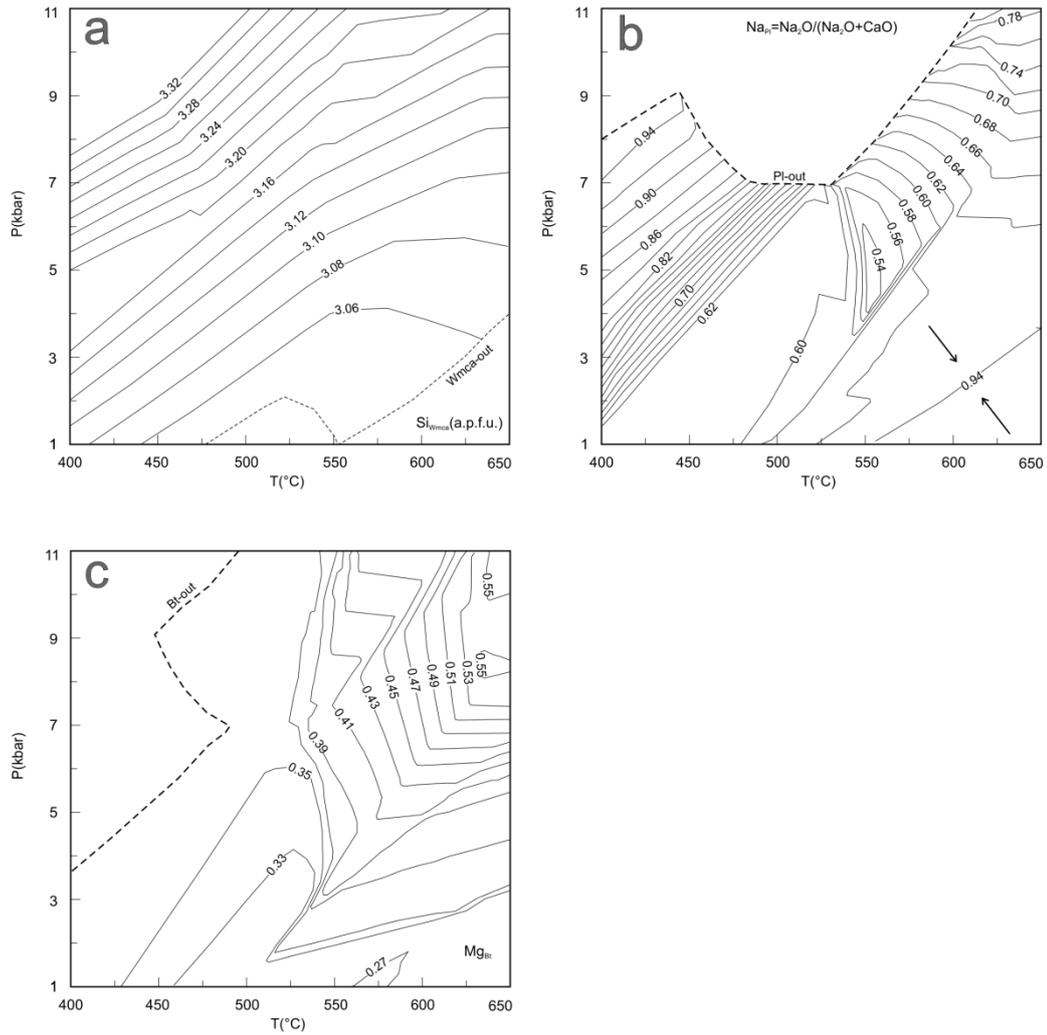


Figura 9.5 – Isoplete composizionali per il contenuto di Si a.p.f.u. nella mica chiara potassica (a), albite nel plagioclasio (b) e X_{Mg} nella biotite (c) calcolate per la pseudosezione di figura 9.2 del campione G49. Le linee tratteggiate indicano la scomparsa della mica chiara potassica (*Wmca-out*), plagioclasio (*Pl-out*) e biotite (*Bt-out*) dalla paragenesi mineralogica.

Al fine di verificare l'influenza del contenuto di H_2O , è stata calcolata una pseudosezione con un contenuto di $H_2O = 3$ wt.%. L'analisi chimica utilizzata per il calcolo è la seguente: $SiO_2 = 61.65$, $TiO_2 = 1.17$, $Al_2O_3 = 16.81$, $FeO = 8.87$, $MgO = 2.15$, $CaO = 0.77$, $Na_2O = 1.48$, $K_2O = 3.88$, $MnO = 0.13$, $O_2 = 0.10$, $H_2O = 3$ wt % (Tab. 9.1). La pseudosezione e le isoplete composizionali sono riportate nelle figure 9.6, 9.7, 9.8, 9.9 e 9.10.

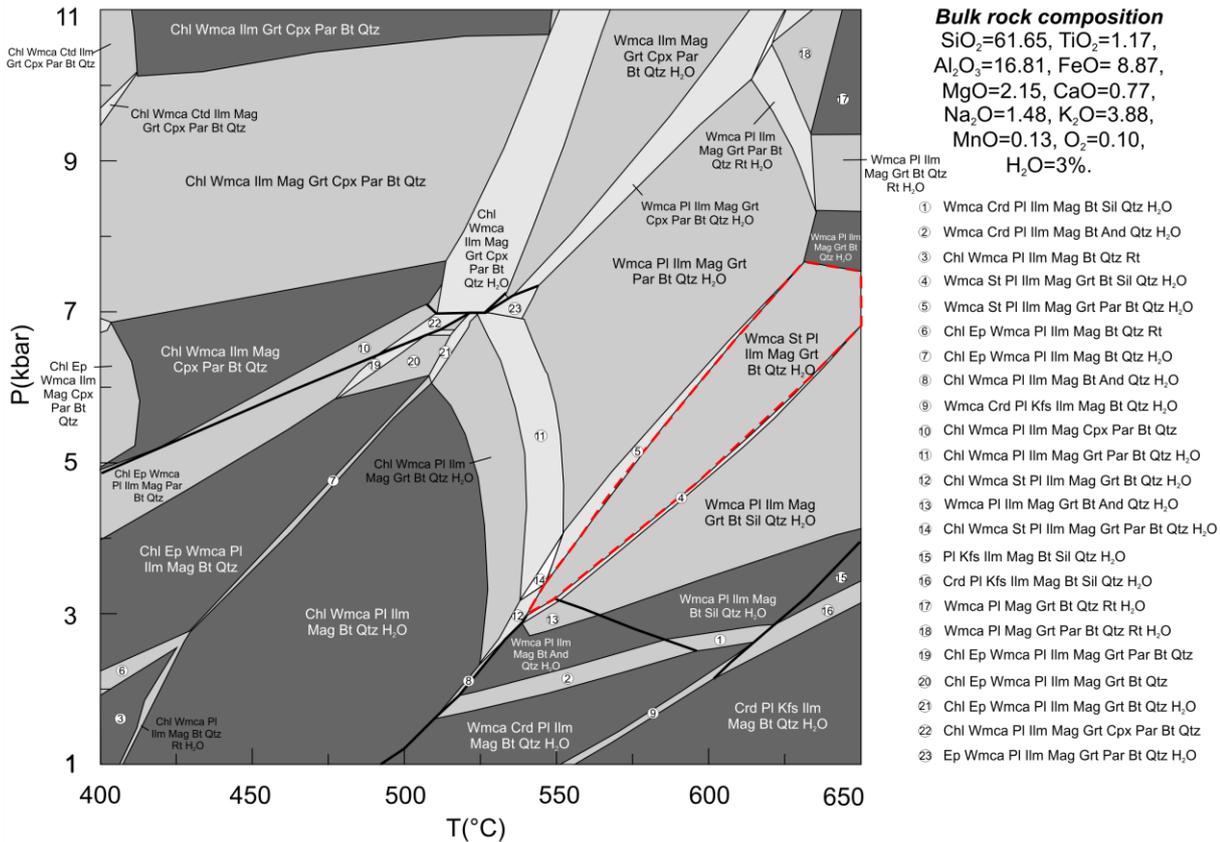


Figura 9.6 - Pseudosezione del campione G49 della Formazione di Toccori calcolata con contenuto di H₂O al 3 wt%. La linea rossa tratteggiata indica il campo nel quale è stabile l'associazione mineralogica del campione G49.

La pseudosezione del campione G49 calcolata con contenuto di H₂O al 3 wt.% è caratterizzata da una variazione nella topologia, rispetto alla pseudosezione calcolata con contenuto di H₂O al 6 wt.%, soprattutto per alte pressioni e basse temperature (Fig. 9.6). Inoltre la pseudosezione non è satura in H₂O in tutti i campi multivarianti, come invece è stato precedentemente osservato per la pseudosezione calcolata con 6 wt.% di H₂O. La linea *H₂O-out* riportata in figura 9.7 indica il limite oltre il quale il sistema si trova in condizioni di sottosaturazione in H₂O. L'H₂O libera nel sistema è presente a partire da 1 kbar per temperature di ~410°C aumentando fino a 11 kbar e 550°C (Fig. 9.7). In figura 9.8 sono riportate le curve di comparsa/scomparsa delle principali fasi mineralogiche. Rispetto alla pseudosezione calcolata con H₂O = 6 wt.%, le differenze principali si riscontrano nei campi di stabilità del granato e del plagioclasio. Il campo di stabilità del granato è più ampio rispetto a quanto calcolato con H₂O al 6 wt.%, perché il granato, in questo caso, risulta stabile anche in condizioni di bassa temperatura e alta pressione (> 7kbar) (Fig. 9.8). Il plagioclasio invece riduce il suo campo di stabilità in quanto esso non è stabile a basse temperature ed alte pressioni (come invece accade calcolando la pseudosezione con H₂O al 6 wt.%). La mica chiara potassica (*Wmca-in* in figura 9.8), è stabile in quasi tutto il campo P-T ad eccezione di tre piccoli campi collocati in corrispondenza di temperature comprese tra 550 e 650°C e pressioni tra 1 e 3 kbar. La stauroilite compare a temperature di circa 520°C e pressioni di circa 2 kbar fino a temperature di oltre 650°C e pressioni di 7-8 kbar (Fig. 9.8). Le isoplete composizionali relative al contenuto di spessartina, piropo, almandino e grossularia nel granato per la pseudosezione di figura 9.6 sono riportate nella figura 9.9.

composizionali per il contenuto di Si (a.p.f.u.) nella mica chiara potassica, per il rapporto X_{Na} nel plagioclasio e per il rapporto X_{Mg} nella biotite sono riportate in figura 9.10. Da un confronto tra le due pseudosezioni calcolate per il campione G49 si evince che il contenuto di H_2O influenza non solo la topologia della pseudosezione risultante, ma anche l'andamento nel campo P-T di alcune isoplete composizionali (soprattutto quelle relative al granato e alla mica chiara potassica).

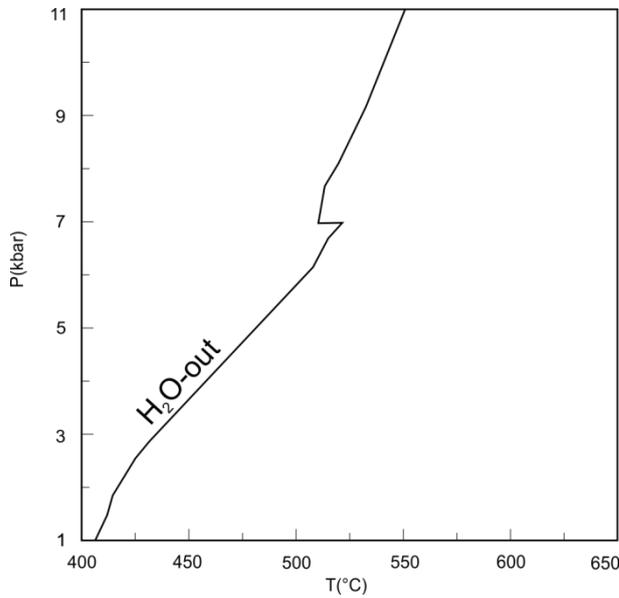


Figura 9.7 – Curva H_2O -out che indica le condizioni di saturazione e sottosaturazione dell' H_2O nella pseudosezione riportata in figura 9.6.

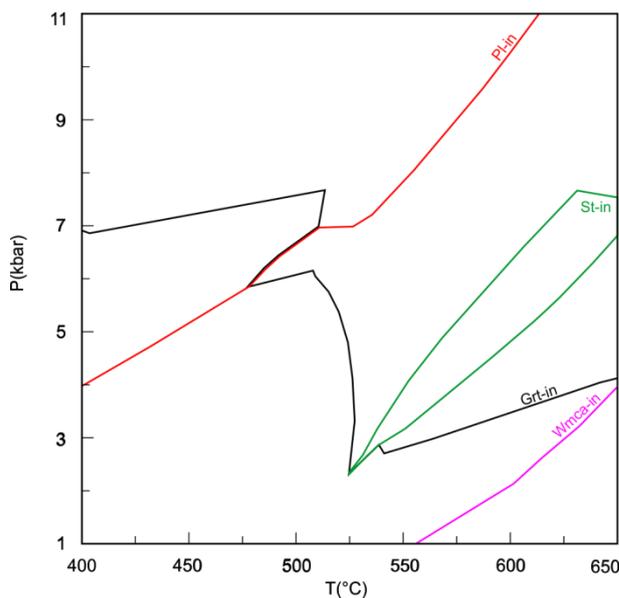


Figura 9.8 – Curve di comparsa/scomparsa di alcune fasi mineralogiche del campione G49 per la pseudosezione di figura 9.6 calcolata con $H_2O = 3$ wt.%. La curva *Grt-in* indica la comparsa del granato (curva nera), *Wmca-in* la comparsa della mica chiara potassica (curva rosa), *Pl-in* indica la comparsa del plagioclasio (linea rossa), il campo *St-in* indica il campo di stabilità della staurolite (campo delineato da una linea verde).

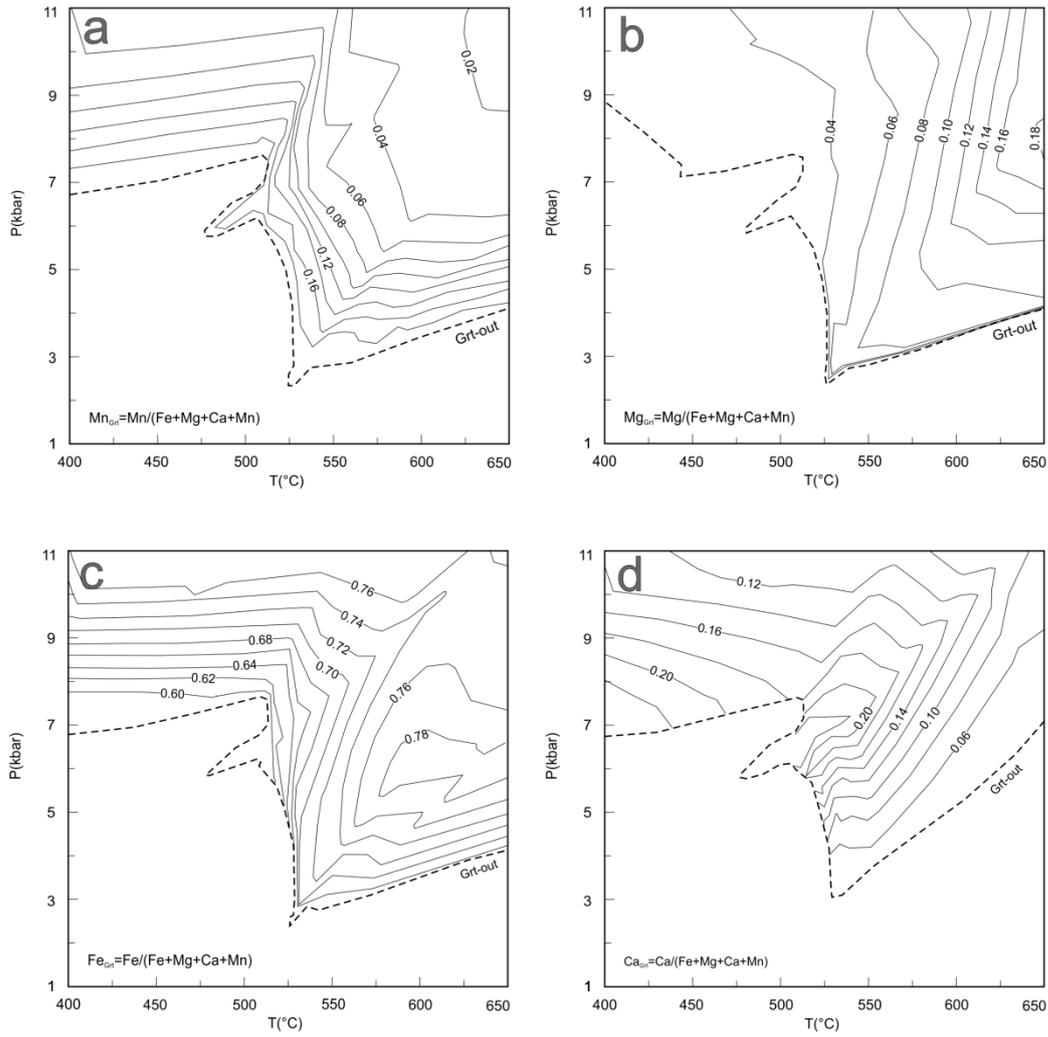


Figura 9.9 – Isoplete composizionali per il contenuto di spessartina (a), piropo (b), almandino (c) e grossularia (d) nel granato calcolate per la pseudosezione di figura 9.6 del campione G49. La linea tratteggiata (*Grt-out*) indica la scomparsa del granato.

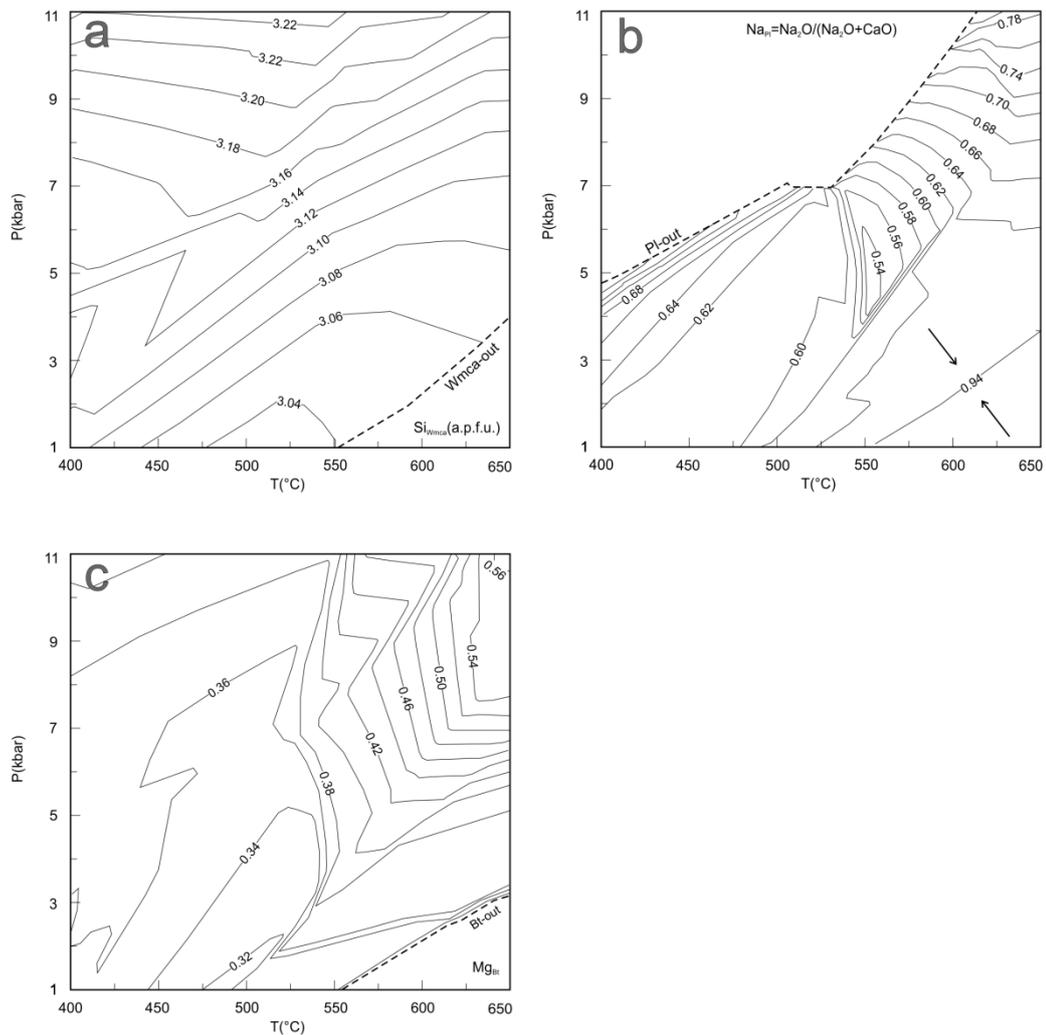


Figura 9.10 – Isoplete composizionali per il contenuto di Si a.p.f.u. nella mica chiara potassica (a), albite nel plagioclasio (b) e rapporto X_{Mg} nella biotite (c) calcolate per la pseudosezione di figura 9.6 del campione G49. Le linee tratteggiate indicano dove le rispettive fasi mineralogiche non sono più stabili. Spiegazioni nel testo.

9.2.2.2 - Campione G53

La pseudosezione del campione G53 è stata calcolata sulla base della seguente *bulk composition*: $SiO_2 = 63.08$, $TiO_2 = 0.93$, $Al_2O_3 = 13.00$, $FeO = 9.19$, $MgO = 1.89$, $CaO = 0.72$, $Na_2O = 2.03$, $K_2O = 2.92$, $MnO = 0.15$, $O_2 = 0.10$, $H_2O = 6$ wt % (Tab. 9.1).

Nella figura 9.11 è riportata la pseudosezione del campione G53. Essa è costituita prevalentemente da campi tri-, quadri- e penta-varianti con alcuni ridotti campi esa-varianti ad alte pressioni e basse temperature. Tutti i campi multivarianti contengono H_2O e quarzo.

Il campione G53 presenta la seguente associazione mineralogica: Qtz + Bt + Wmca + Grt + St + Pl + Chl + Kfs + ossidi di ferro. I minerali accessori sono: zirconio, monazite, ilmenite, apatite. Il campo in cui l'associazione mineralogica del campione G53 è stabile è indicata in figura 9.11 con una linea rossa tratteggiata.

In figura 9.12 sono riportate le curve di comparsa del plagioclasio (*Pl-in*), granato (*Grt-in*), stauroлите (*St-in*), e mica chiara potassica (*Wmca-in*). Il granato compare a temperature di circa 500°C per pressioni superiori a circa 1.5 kbar. La mica chiara potassica è stabile in quasi tutto il campo P-T ad eccezione di un'area compresa tra T=550-650°C e tra P=1-3 kbar. La stauroлите compare a temperature di circa 530°C per pressioni di circa 3 kbar fino a temperature oltre i 600°C e pressioni di 5-6 kbar (Fig. 9.12).

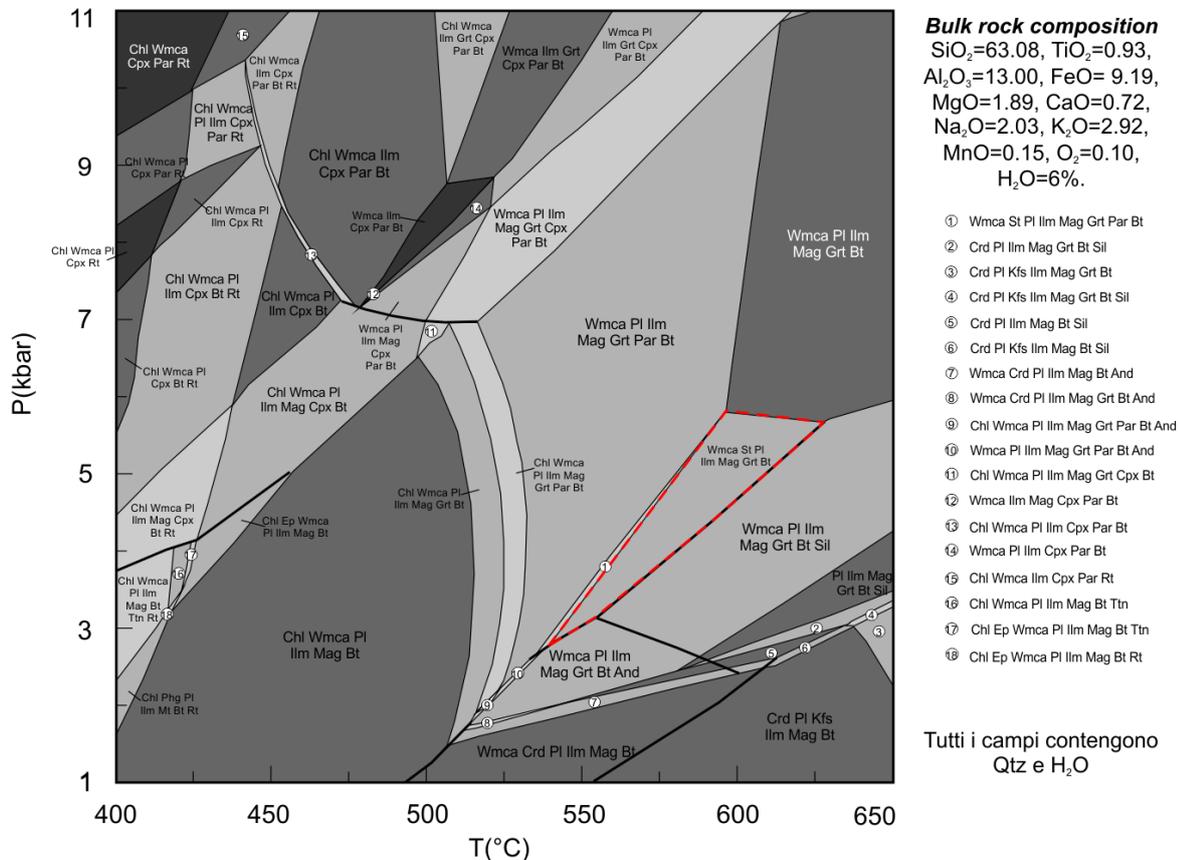


Figura 9.11 - Pseudosezione del campione G53 della Formazione di Toccori calcolata con contenuto di H₂O al 6 wt%. La linea rossa tratteggiata indica il campo nel quale è stabile l'associazione mineralogica del campione G49.

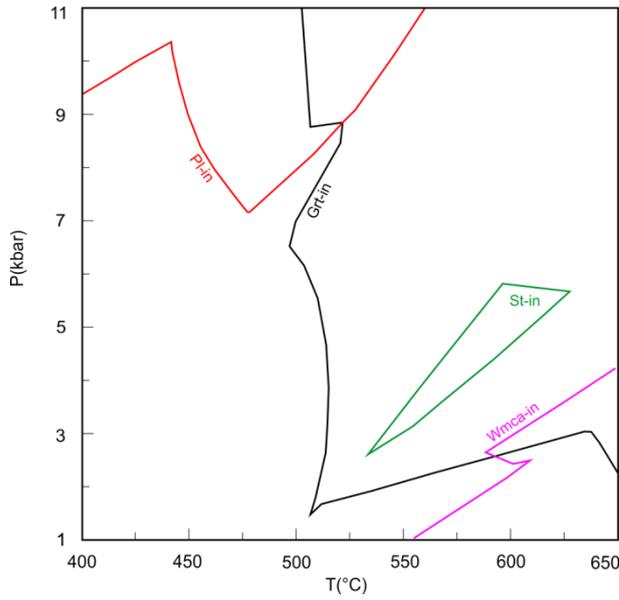


Figura 9.12 – Curve di comparsa/scomparsa di alcune fasi mineralogiche del campione G53 per la pseudosezione riportata in figura 9.11. La curva *Grt-in* indica la comparsa del granato (curva nera), *Wmca-in* indica la comparsa della mica chiara potassica (curva rosa), *Pl-in* indica la comparsa del plagioclasio (linea rossa), il campo *St-in* indica il campo di stabilità della staurolite (campo delimitato dalla linea verde).

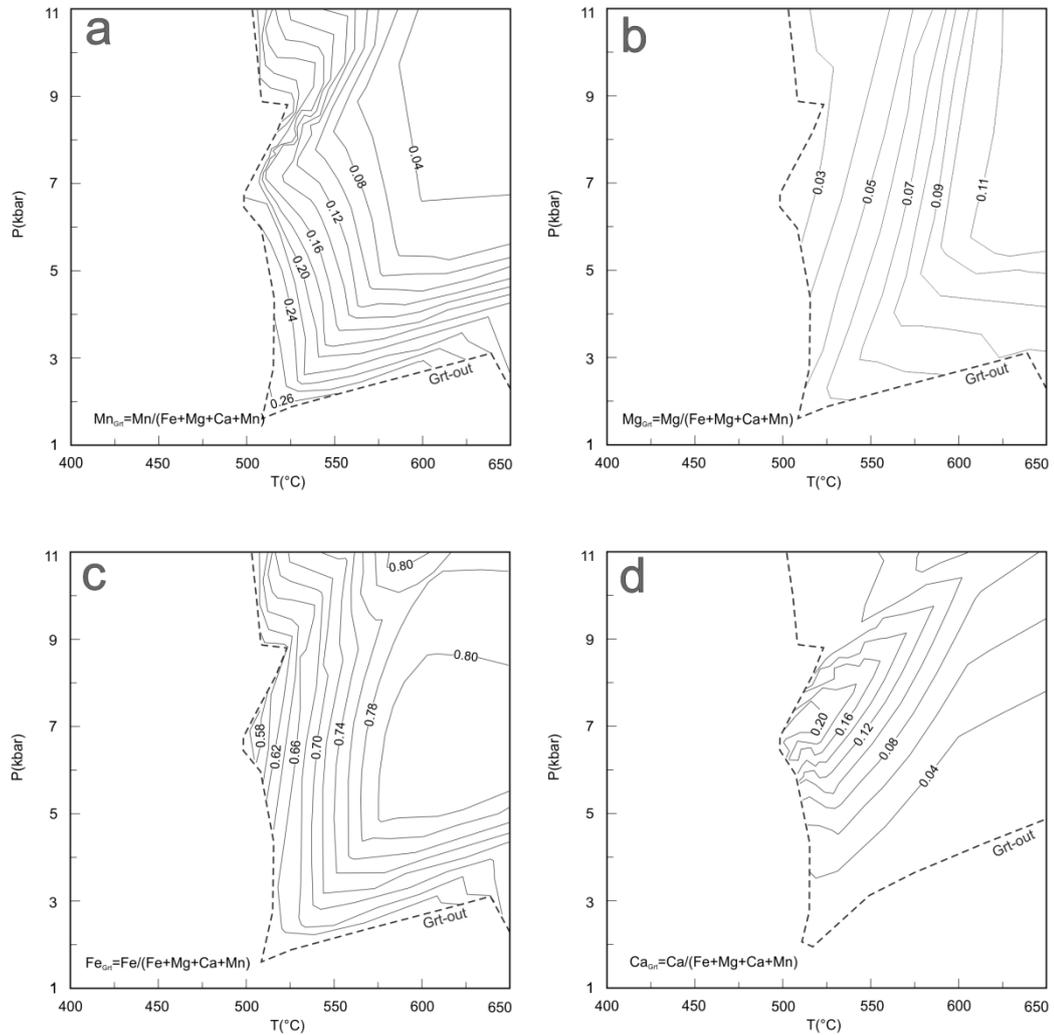


Figura 9.13 – Isoplete composizionali per il contenuto di spessartina (a), piropo (b), almandino (c) e grossularia (d) nel granato calcolate per la pseudosezione di figura 9.11 del campione G53. La linea tratteggiata (*Grt-out*) indica la scomparsa del granato.

Le isoplete composizionali relative al contenuto di spessartina, piropo, almandino e grossularia nel granato per la pseudosezione di figura 9.11 sono riportate nella figura 9.13. Le isoplete composizionali per il contenuto di Si (a.p.f.u.) nella mica chiara potassica, per il rapporto X_{Na} nel plagioclasio e per X_{Mg} nella biotite sono riportate in figura 9.14.

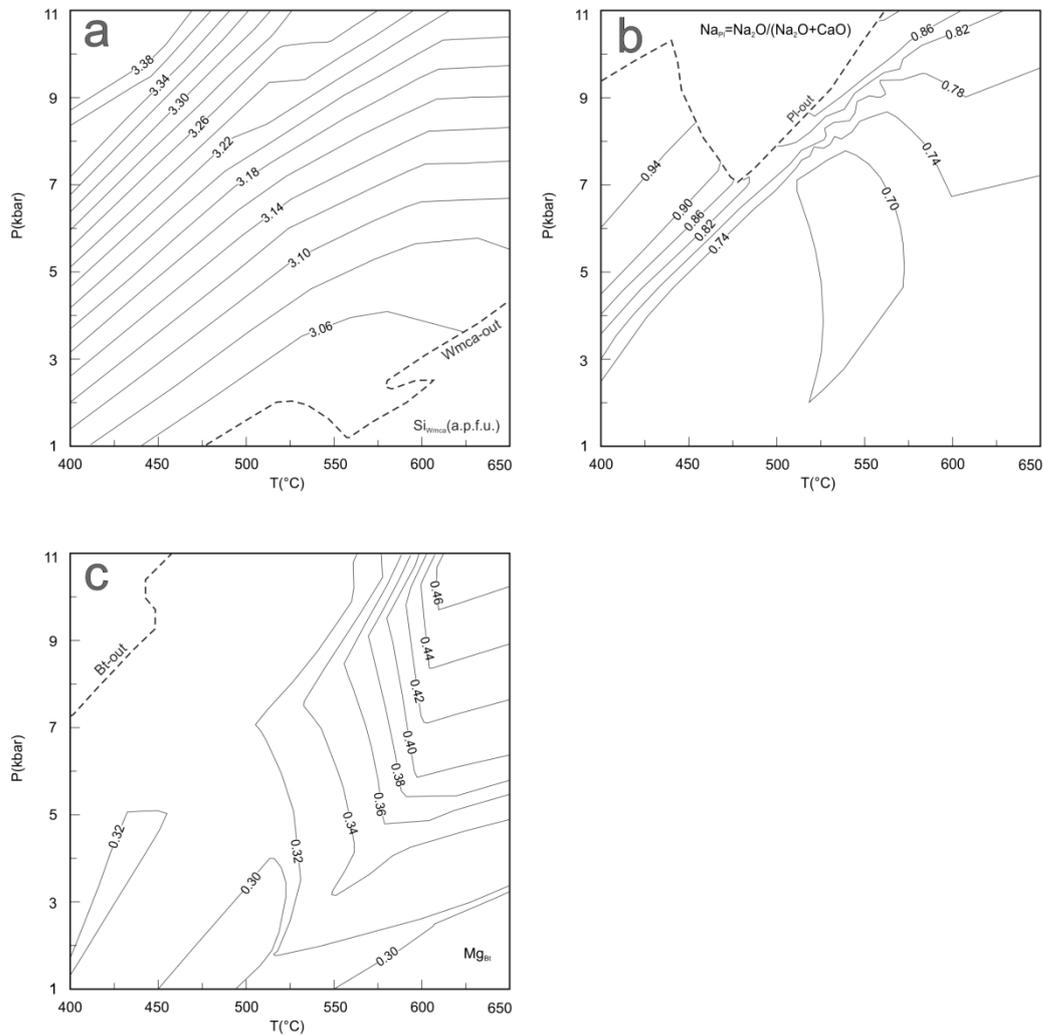


Figura 9.14 – Isoplete composizionali per il contenuto di Si a.p.f.u. nella mica chiara potassica (a), albite nel plagioclasio (b) e rapporto X_{Mg} nella biotite (c) calcolate per la pseudosezione di figura 9.11 del campione G53. Le linee tratteggiate indicano dove le fasi mineralogiche non sono più stabili.

9.2.2.3 - Campione G57

La pseudosezione del campione G57 è stata calcolata sulla base della seguente *bulk composition* (Tab. 9.1): $\text{SiO}_2 = 61.44$, $\text{TiO}_2 = 1.02$, $\text{Al}_2\text{O}_3 = 15.96$, $\text{FeO} = 6.80$, $\text{MgO} = 2.13$, $\text{CaO} = 0.87$, $\text{Na}_2\text{O} = 2.65$, $\text{K}_2\text{O} = 2.93$, $\text{MnO} = 0.13$, $\text{O}_2 = 0.08$, $\text{H}_2\text{O} = 6$ wt %. Nella figura 9.15 è riportata la pseudosezione del campione G57. Essa è costituita prevalentemente da campi tri-, quadri- e penta-varianti con un piccolo campo esa-variante a pressioni intermedie e basse temperature. Tutti i campi multivarianti contengono H_2O e quarzo.

Il campione G57 presenta la seguente associazione mineralogica: Qtz + Bt + Wmca + Grt + St + Pl + Chl + Kfs + ossidi di ferro. I minerali accessori sono: zirconio, monazite, ilmenite, apatite. Le condizioni di stabilità dell'associazione mineralogica del campione G57 sono indicate nella figura 9.15 da una linea rossa tratteggiata. In figura 9.16 sono riportate le curve di comparsa del plagioclasio (*Pl-in*), granato (*Grt-in*), staurolite (*St-in*), e mica chiara potassica (*Wmca-in*).

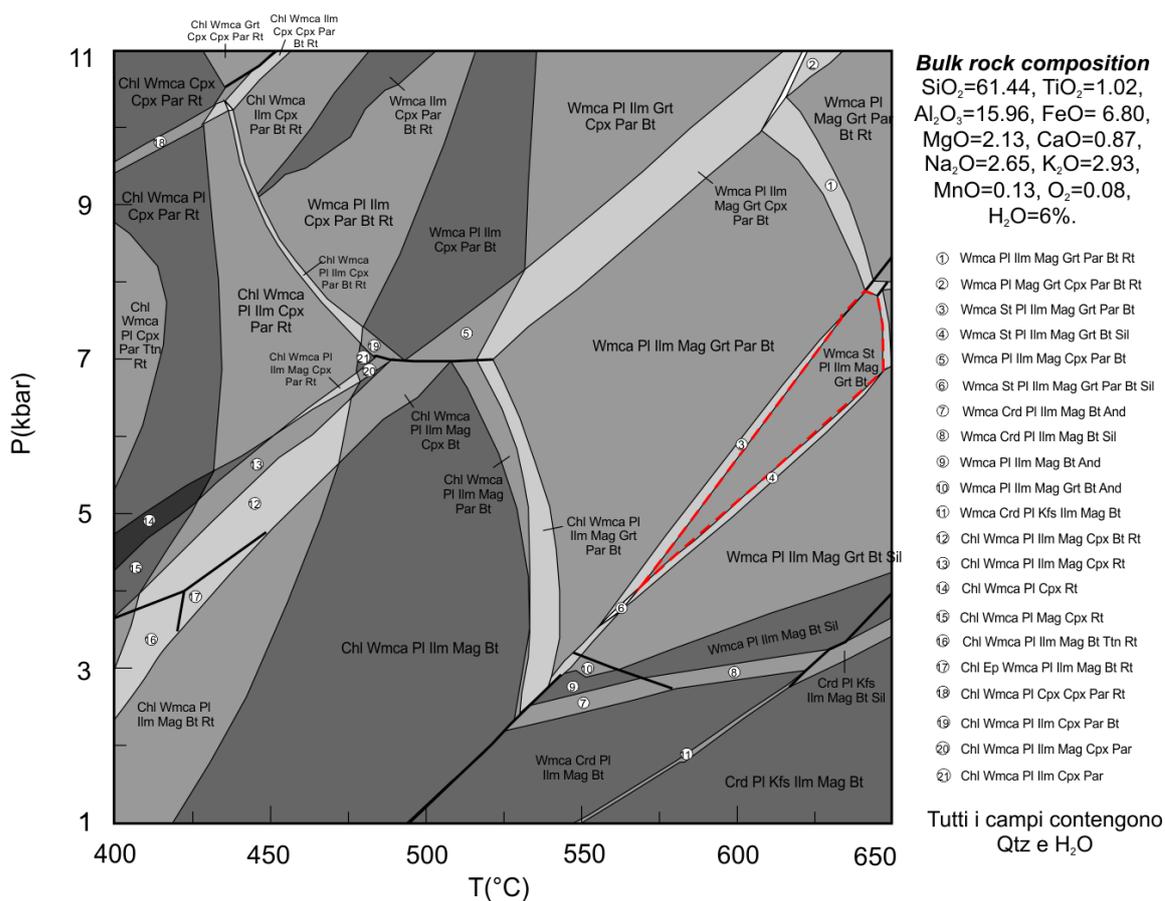


Figura 9.15 - Pseudosezione del campione G57 della Formazione di Toccori calcolata con contenuto di H_2O al 6 wt%. La linea rossa tratteggiata indica il campo nel quale è stabile l'associazione mineralogica del campione G57.

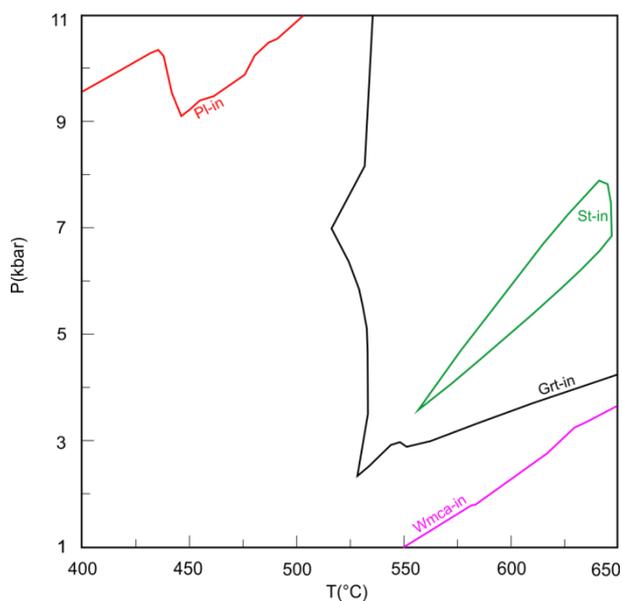


Figura 9.16 – Curve di comparsa/scomparsa di alcune fasi mineralogiche del campione G53 per la pseudosezione riportata in figura 9.15. La curva *Grt-in* indica la comparsa del granato (curva nera), *Wmca-in* la comparsa della mica chiara potassica (curva rosa), *Pl-in* indica la comparsa del plagioclasio (linea rossa), il campo *St-in* indica il campo di stabilità della staurolite (campo delineato dalla linea verde).

Il granato compare a temperature di circa 525°C per pressioni da circa 2 kbar in su. La mica chiara potassica è stabile in quasi tutto il campo P-T ad eccezione di un'area compresa tra 550 e 650°C e 1 e 3.5 kbar. Il plagioclasio è stabile in quasi tutto il range P-T ad esclusione dei campi collocati a basse temperature ed alte pressioni. La staurolite compare a temperature di circa 560°C per pressioni di circa 4 kbar fino a temperature oltre i 640°C e pressioni di 7-8 kbar (Fig. 9.16).

Le isoplete composizionali relative al contenuto di spessartina, piropo, almandino e grossularia nel granato per la pseudosezione di figura 9.15 sono riportate nella figura 9.17. Le isoplete composizionali per il contenuto di Si (a.p.f.u.) nella mica chiara potassica, per il rapporto X_{Na} nel plagioclasio e per X_{Mg} nella biotite sono riportate in figura 9.18.

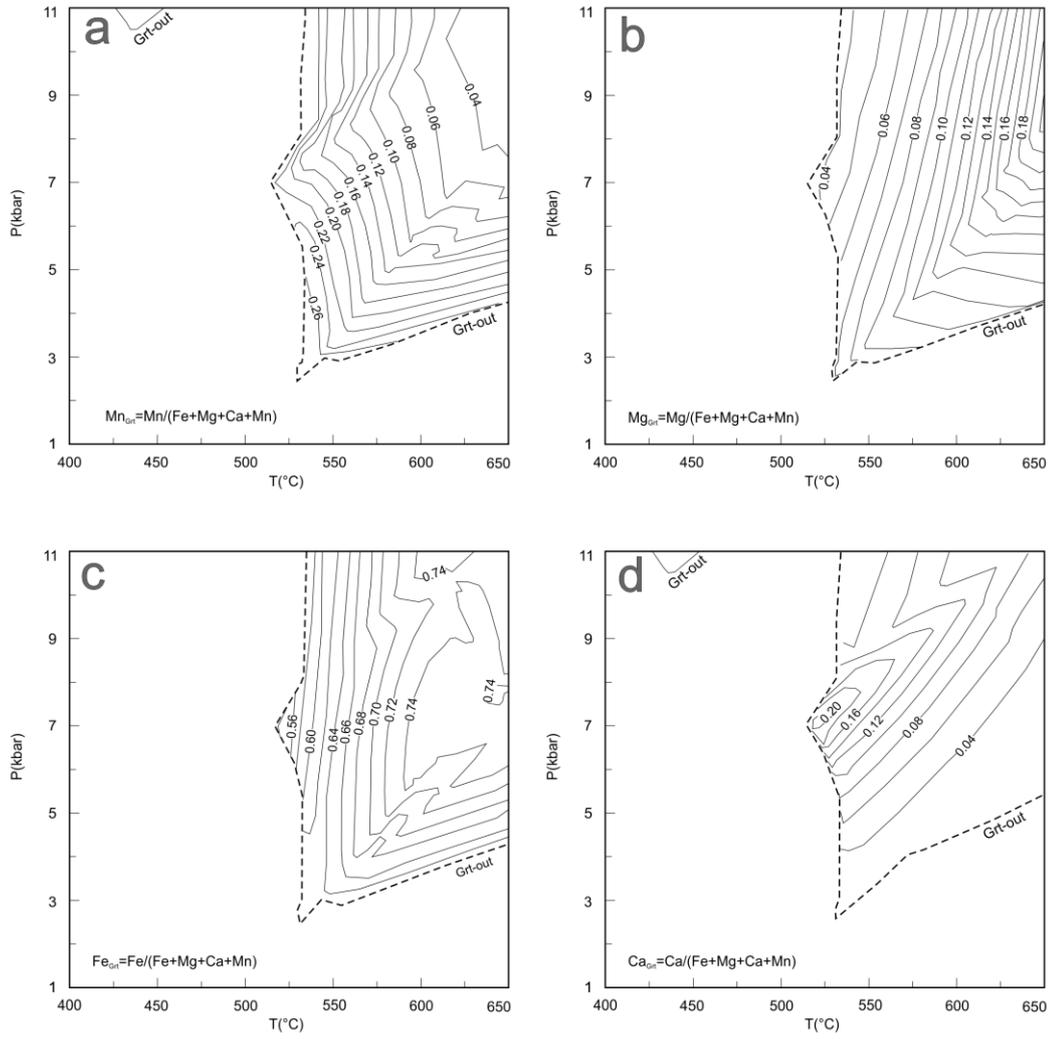


Figura 9.17 – Isoplete composizionali per il contenuto di spessartina (a), piropo (b), almandino (c) e grossularia (d) nel granato calcolate per la pseudosezione di figura 9.15 del campione G57. La linea tratteggiata (*Grt-out*) indica la scomparsa del granato.

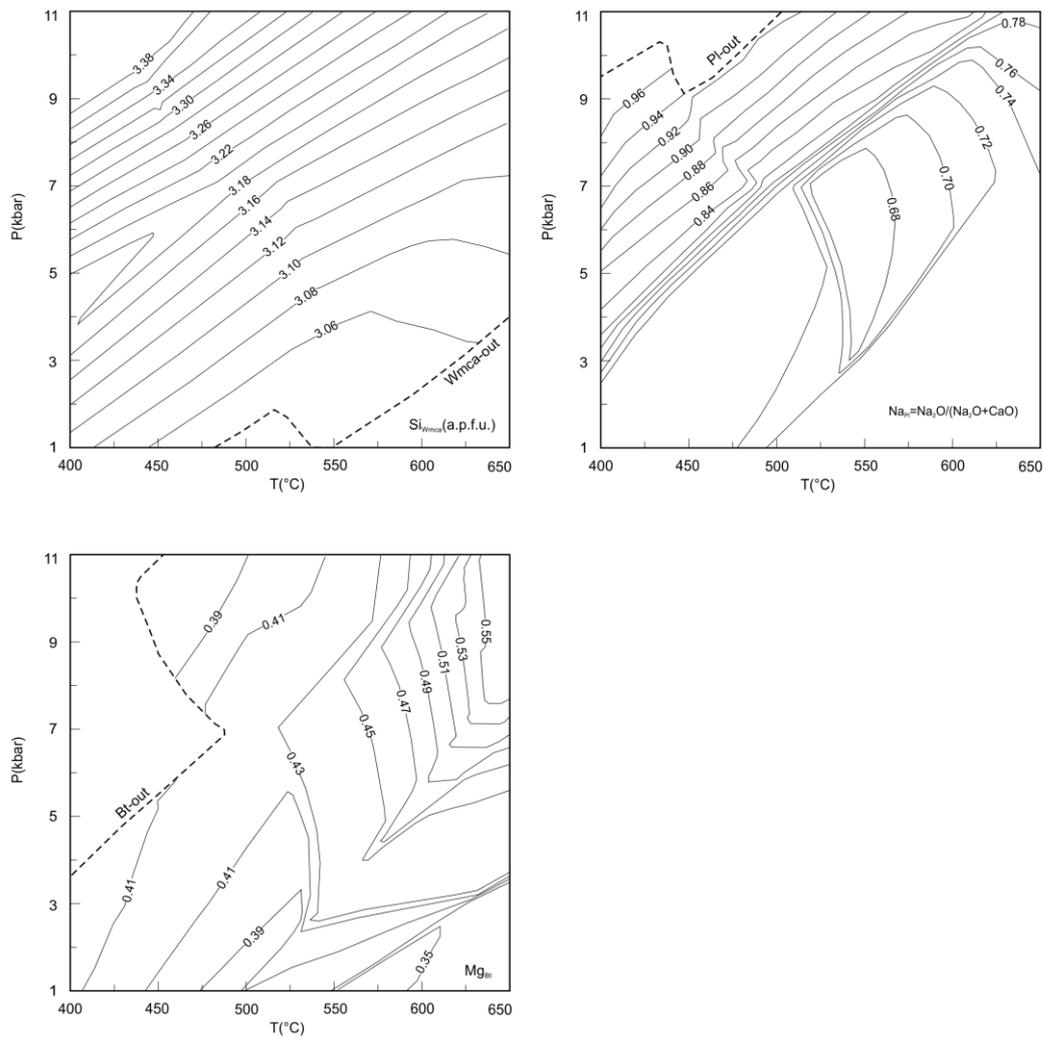


Figura 9.18 – Isoplete composizionali per il contenuto di Si a.p.f.u nella mica chiara potassica (a), albite nel plagioclasio (b) e rapporto X_{Mg} nella biotite (c) calcolate per la pseudosezione di figura 9.15 del campione G57. Le linee tratteggiate indicano dove le fasi mineralogiche non sono più stabili.

9.2.2.4 - Campione BD6

La pseudosezione del campione BD6 è stata calcolata per la *bulk composition* $SiO_2 = 53.16$, $TiO_2 = 0.90$, $Al_2O_3 = 23.90$, $FeO = 7.54$, $MgO = 1.97$, $CaO = 0.12$, $Na_2O = 0.85$, $K_2O = 5.29$, $MnO = 0.19$, $O_2 = 0.08$, $H_2O = 6.00$ wt % (Tab. 9.1). Nella figura 9.19 è riportata la pseudosezione del campione BD6. Essa è costituita prevalentemente da campi tri-, quadri- e penta-varianti con alcuni campi di-varianti a pressioni e temperature intermedie. Tutti i campi multivarianti contengono H_2O e quarzo.

Il campione BD6 è un micascisto a sillimanite con l'associazione mineralogica $Qtz + Ox + Bt + Wmca + Sil + Pl + Grt$. I minerali accessori sono principalmente ilmenite, monazite ed ossidi di ferro. Le condizioni di stabilità dell'associazione mineralogica del campione BD6 sono indicate nella figura 9.19 da una linea rossa tratteggiata. In figura 9.20 sono riportate le curve di comparsa del granato (*Grt-in*), staurolite (*St-in*), e mica chiara potassica (*Wmca-in*).

Il granato è stabile a partire da temperature intorno ai 470°C per pressioni inferiori ai 7 kbar. Per pressioni superiori la curva di entrata del granato aumenta la propria pendenza e la temperatura di entrata del granato aumenta all'aumentare della pressione. La mica chiara potassica è stabile in tutto il range P-T ad esclusione di un piccolo intorno di alta temperatura e bassa pressione. La staurolite presenta un ampio campo di stabilità, a pressioni non inferiori ai 2 kbar, a partire da circa 520-550°C (figura 9.20).

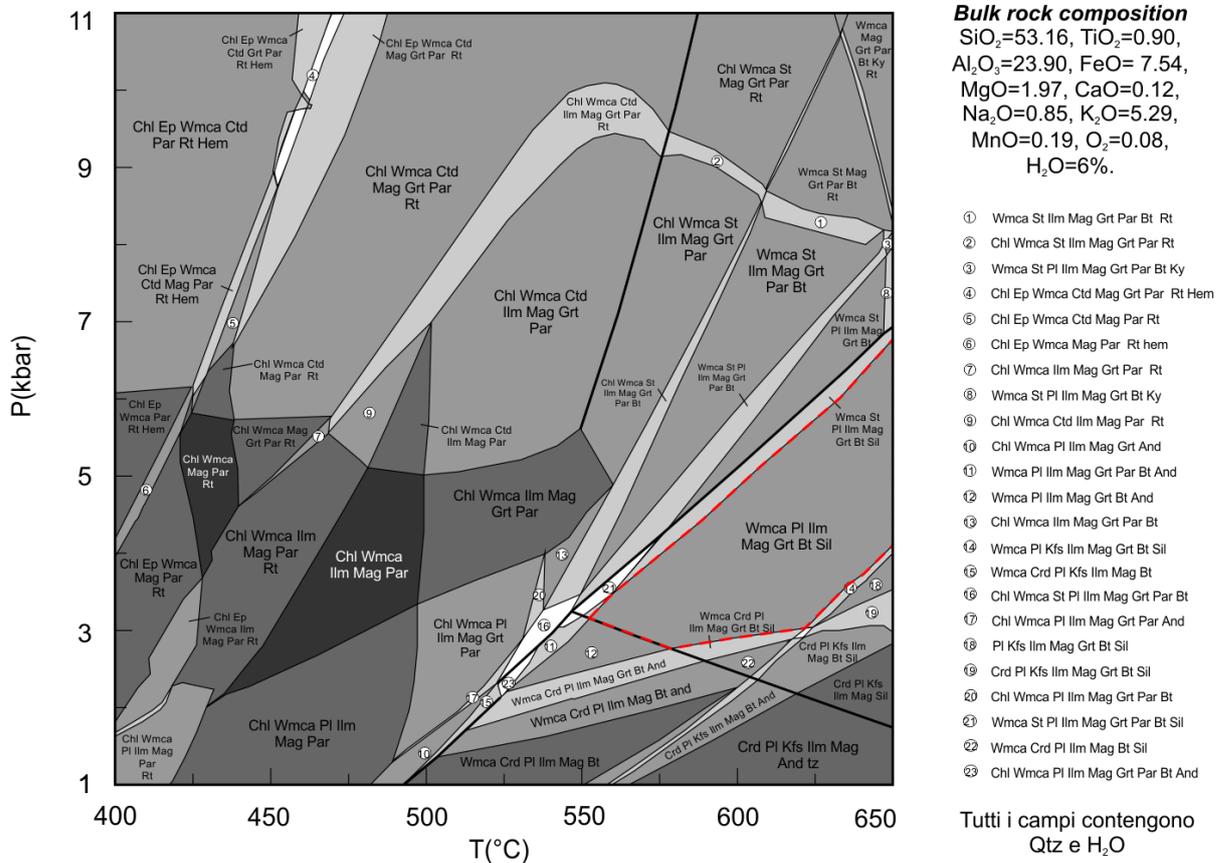


Figura 9.19 – Pseudosezione del campione BD6 (hornfels) della Formazione di Toccori calcolata con contenuto di H₂O al 6 wt%. La linea rossa tratteggiata indica il campo nel quale è stabile l'associazione mineralogica del campione BD6.

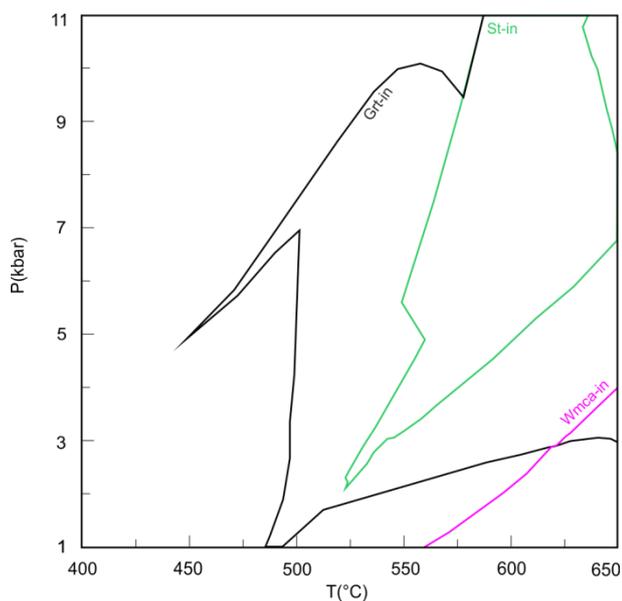


Figura 9.20 – Curve di comparsa/scomparsa di alcune fasi mineralogiche del campione BD6 per la pseudosezione riportata in figura 9.19. La curva *Grt-in* indica la comparsa del granato (curva nera), *Wmca-in* indica la comparsa della mica chiara potassica (curva rosa), *St-in* indica il campo di stabilità della staurolite (curva verde).

Le isoplete composizionali relative al contenuto di spessartina, piropo, almandino e grossularia nel granato per la pseudosezione di figura 9.19 sono riportate nella figura 9.21. Le isoplete composizionali per il contenuto di Si (a.p.f.u.) nella mica chiara potassica e per il rapporto X_{Mg} nella biotite sono riportate in figura 9.22.

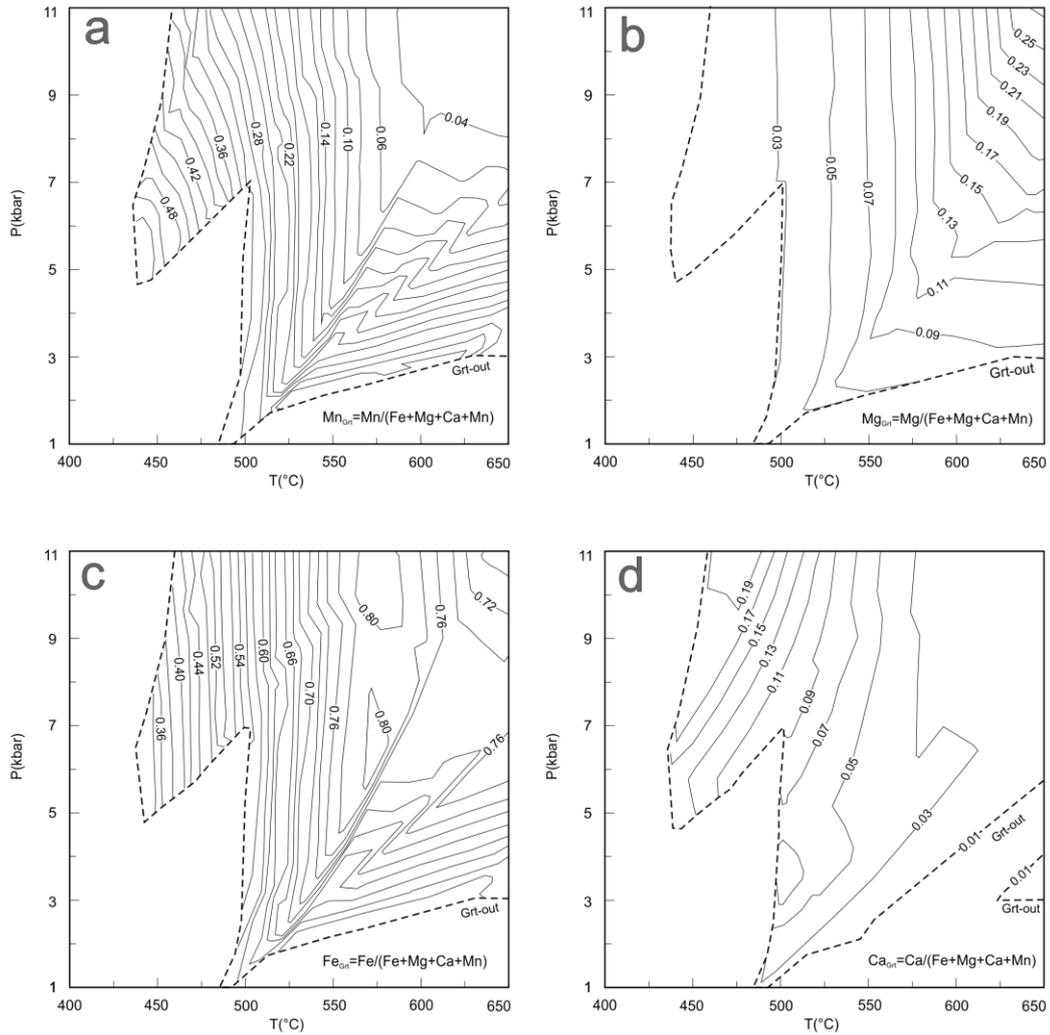


Figura 9.21 – Isoplete composizionali per il contenuto di spessartina (a), piropo (b), almandino (c) e grossularia (d) nel granato calcolate per la pseudosezione di figura 9.19 del campione BD6. La linea tratteggiata (*Grt-out*) indica la scomparsa del granato. Spiegazioni nel testo.

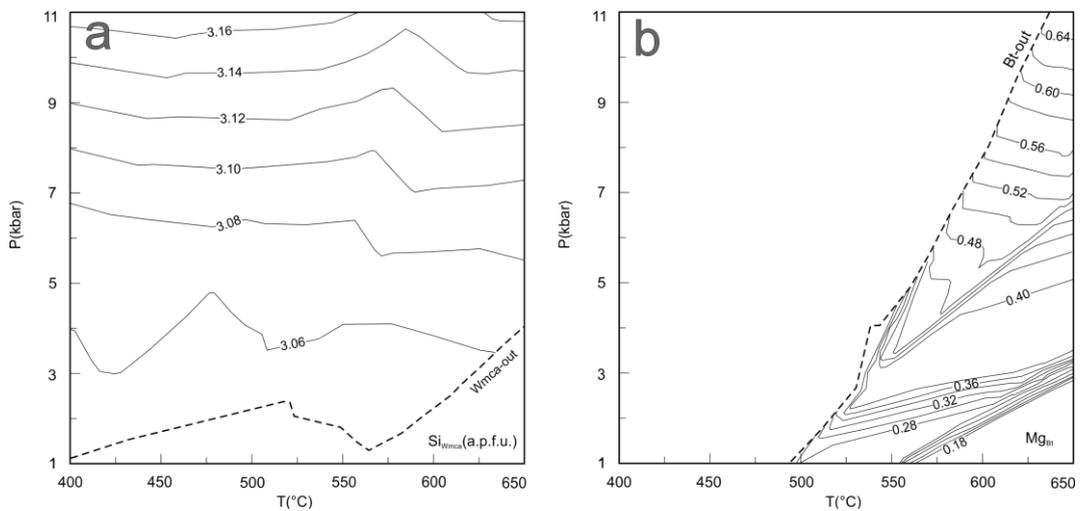


Figura 9.22 – Isoplete composizionali per il contenuto di Si a.p.f.u. nella mica chiara potassica (a) e rapporto X_{Mg} nella biotite (b) calcolate per la pseudosezione di figura 9.19 del campione BD6. Le linee tratteggiate indicano dove le fasi mineralogiche non sono più stabili.

9.3 – Ricostruzione del P-T path dei campioni G49, G53, G57 e BD6

I P-T path dei campioni G49, G53, G57 e BD6 sono stati ricostruiti sulla base del confronto tra le variazioni composizionali del granato riscontrate tra il cuore e il bordo dei cristalli, del contenuto di Si (a.p.f.u.) nella mica chiara potassica, dei rapporti X_{Mg} nella biotite e X_{Na} nel plagioclasio con la pseudosezione e le isoplete calcolate con un contenuto di H_2O al 6 wt.%. Le miche chiare potassiche, in base al contenuto di Si (a.p.f.u.), sono state suddivise in un gruppo di miche più fengitiche (miche prevalentemente incluse nel granato) ed un gruppo di miche meno fengitiche (prevalentemente nella matrice). Di seguito verranno discussi i P-T path relativi a ciascun campione.

9.3.1 – P-T path del campione G49

Il contenuto di grossularia ($X_{Ca} = 0.27$), piropo ($X_{Mg} = 0.02$), almandino ($X_{Fe} = 0.52$) e spessartina ($X_{Mn} = 0.21$) nel cuore del granato, il rapporto X_{Na} nel plagioclasio ($X_{Na} = 0.84$) ed il contenuto di Si nella mica chiara potassica fengitica inclusa nel granato (Si = 3.18 a.p.f.u.) hanno permesso di ricostruire le condizioni P-T di formazione del cuore del granato a pressioni comprese tra 6.5 – 8 kbar e temperature 475 - 525 °C (Fig. 9.22a).

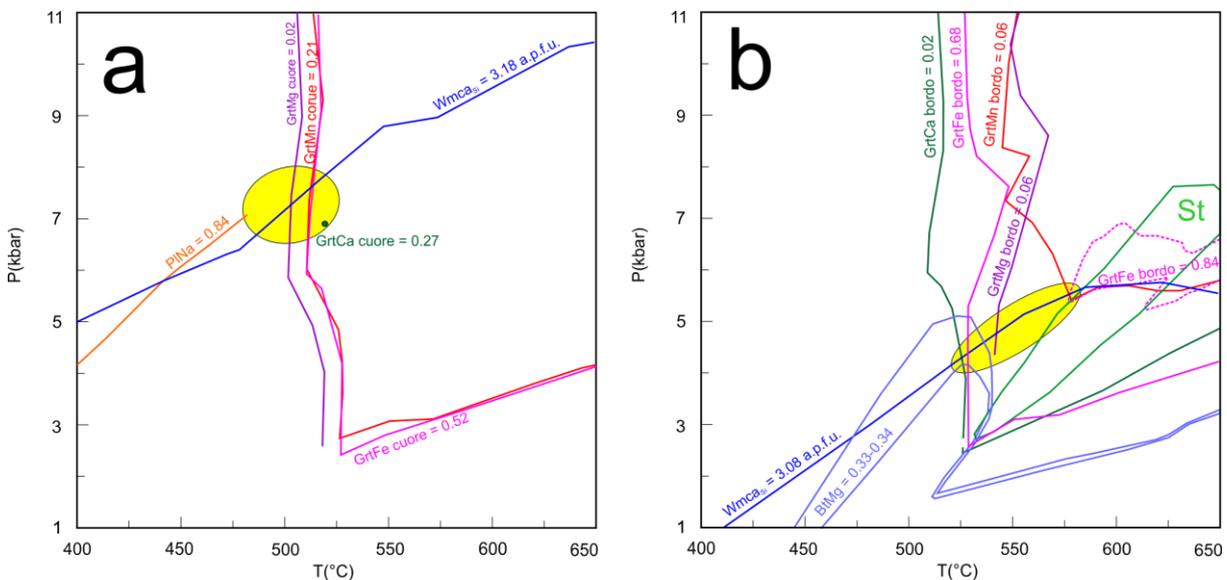


Figura 9.22 – Condizioni P-T relative alla composizione del cuore (a) e del bordo (b) del granato del campione G49.

Le isoplete relative al contenuto di spessartina e almandino nel cuore del granato giacciono sulla curva di comparsa del granato (*Grt-in*; Fig. 9.4); il contenuto di grossularite nel cuore del granato è stato rappresentato con una piccola area in figura 9.22a localizzata in corrispondenza dei valori massimi calcolati che si attestano ~ 0.23. Va sottolineato che i valori determinati nel cuore del granato sono leggermente superiori a quelli massimi calcolati con l'approccio termodinamico.

Le condizioni P-T di sviluppo del bordo del granato sono 3.8 – 5.8 kbar e 520 - 580 °C (Fig. 9.22b). Queste condizioni sono state determinate sulla base del contenuto di grossularia ($X_{Ca} = 0.02$), piropo ($X_{Mg} = 0.06$), almandino ($X_{Fe} = 0.84 - 0.68$) e spessartina ($X_{Mn} = 0.06$) nel bordo del granato, del

rapporto X_{Mg} nella biotite ($X_{Mg} = 0.33-0.34$), del contenuto di Si nella mica chiara potassica della matrice (Si = 3.08 a.p.f.u.) e considerando il campo di stabilità della staurolite, osservata nella paragenesi del campione G49. La freccia in figura 9.23 indica l'evoluzione P-T approssimativa della roccia ricostruita sulla base delle osservazioni microstrutturali e dello sviuppo dei minerali retrogradi.

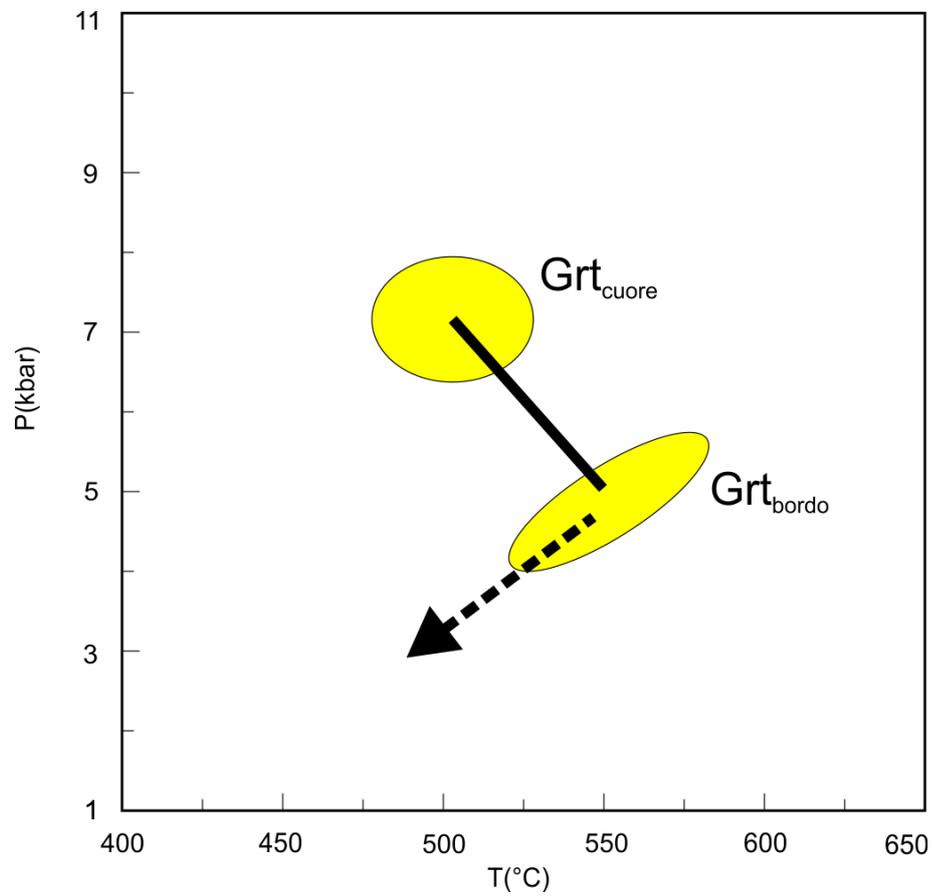


Figura 9.23 – P-T path del campione G49.

9.3.2 – P-T path del campione G53

Il contenuto di grossularia ($X_{Ca} = 0.30$), piropo ($X_{Mg} = 0.02$), almandino ($X_{Fe} = 0.52$) e spessartina ($X_{Mn} = 0.22$) nel cuore del granato, il rapporto X_{Na} nel plagioclasio ($X_{Na} = 0.93$) ed il contenuto di Si nella mica chiara potassica fengitica inclusa nel granato (Si = 3.19 a.p.f.u.) hanno permesso di ricostruire le condizioni P-T di formazione del cuore del granato a pressioni comprese tra 6.5 – 8.5 kbar e temperature di 450 - 525 °C (Fig. 9.24a).

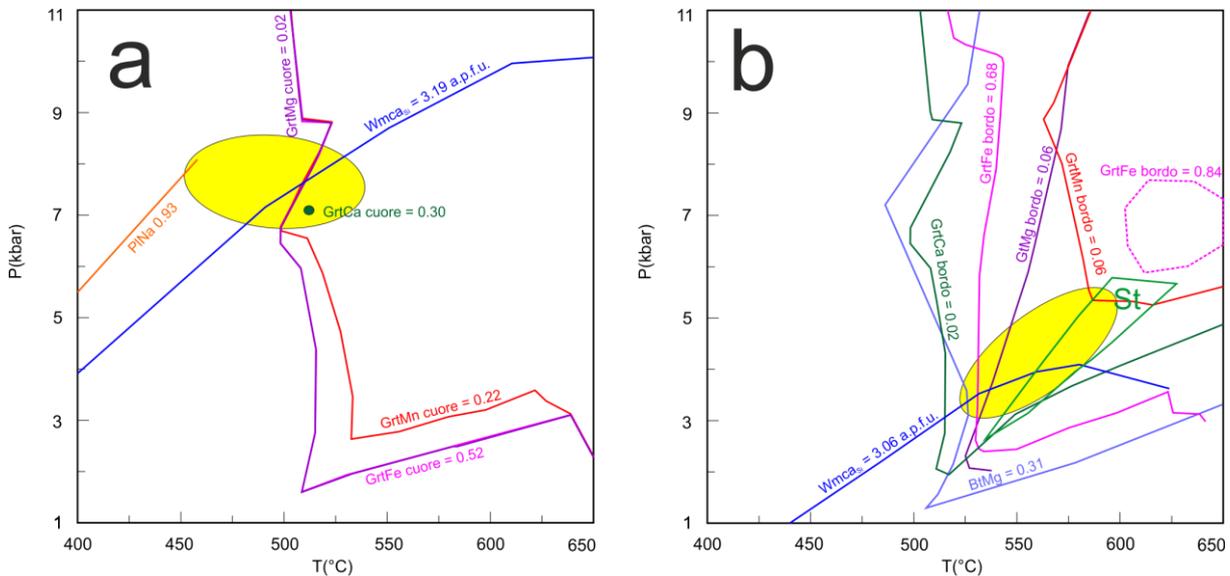


Figura 9.24 – Condizioni P-T relative alla composizione del cuore (a) e del bordo (b) del granato del campione G53.

Le condizioni P-T ricostruite per il bordo del granato sono 3 – 5.5 kbar, 525 - 580 °C (Fig. 9.24b). Queste condizioni sono state determinate sulla base del contenuto di grossularia ($X_{Ca} = 0.02$), piropo ($X_{Mg} = 0.06$), almandino ($X_{Fe} = 0.68$) e spessartina ($X_{Mn} = 0.06$) nel bordo del granato, del rapporto X_{Mg} nella biotite ($X_{Mg} = 0.33-0.35$), del contenuto di Si nella mica chiara potassica diffusa nella matrice ($Si_{Wmca} = 3.06$ a.p.f.u.) e considerando il campo di stabilità della staurolite osservata nella paragenesi del campione G53.

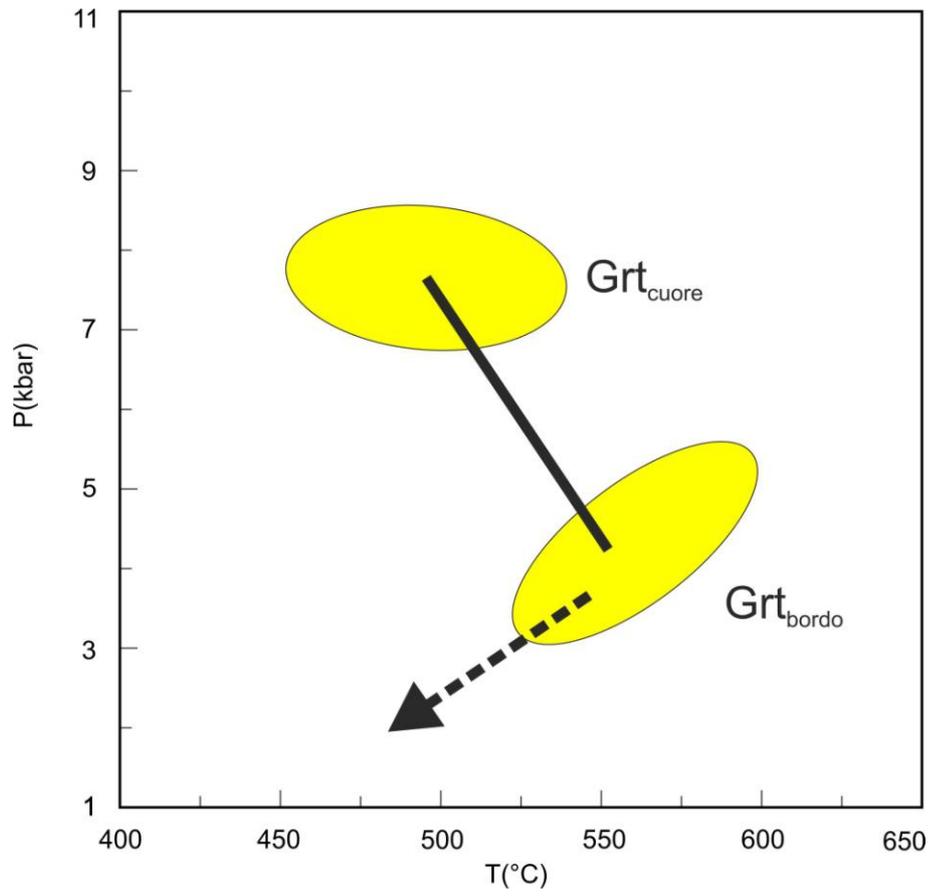


Figura 9.25 – P-T path del campione G53.

9.3.3 – P-T path del campione G57

Nel campione G57, il contenuto di grossularia ($X_{Ca} = 0.26$), piropo ($X_{Mg} = 0.02$), almandino ($X_{Fe} = 0.50$) e spessartina ($X_{Mn} = 0.23$) nel cuore del granato, il rapporto X_{Na} nel plagioclasio ($X_{Na} = 0.84$) ed il contenuto di Si nella mica chiara potassica fengitica inclusa nel granato ($Si_{Wmca} = 3.19$ a.p.f.u.) hanno permesso di ricostruire le condizioni P-T di formazione del cuore del granato a pressioni di 6.5 – 9.5 kbar e temperature tra 520 - 540 °C (Fig. 9.26a). Le isoplete relative al contenuto di spessartina, piropo e almandino nel cuore del granato giacciono in prossimità della curva di comparsa del granato (*Grt-in*); il contenuto di grossularite nel cuore del granato è stato rappresentato con una piccola area in Fig. 9.26a localizzata in corrispondenza dei valori massimi calcolati che si attestano ~ 0.21. I valori determinati nel cuore del granato sono leggermente superiori a quelli massimi calcolati con l'approccio termodinamico.

Le condizioni P-T del bordo del granato sono state stimate intorno a 3.5 – 5.5 kbar e 525 - 580 °C (Fig. 9.26b) in base al contenuto di grossularia ($X_{Ca} = 0.02$), piropo ($X_{Mg} = 0.08$), almandino ($X_{Fe} = 0.73$) e spessartina ($X_{Mn} = 0.15$) nel bordo del granato, del contenuto di Si nella mica chiara potassica nella matrice ($Si = 3.08$ a.p.f.u.) e considerando il campo di stabilità della staurolite che è stata osservata nella paragenesi del campione.

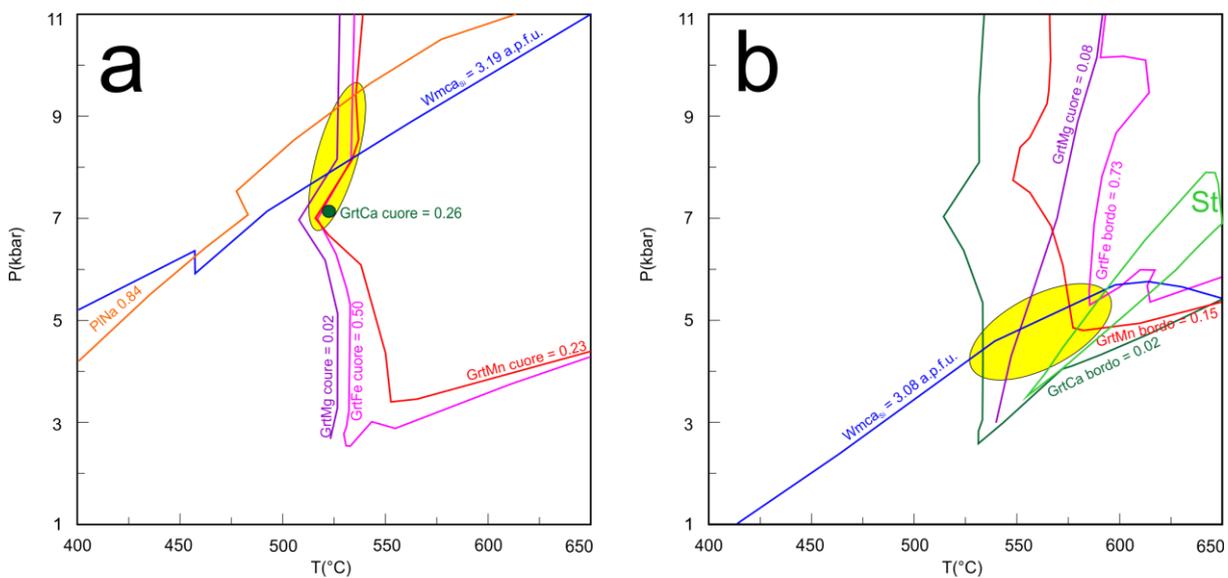


Figura 9.26 – Condizioni P-T relative alla composizione del cuore (a) e del bordo (b) del granato del campione G57. Spiegazione nel testo.

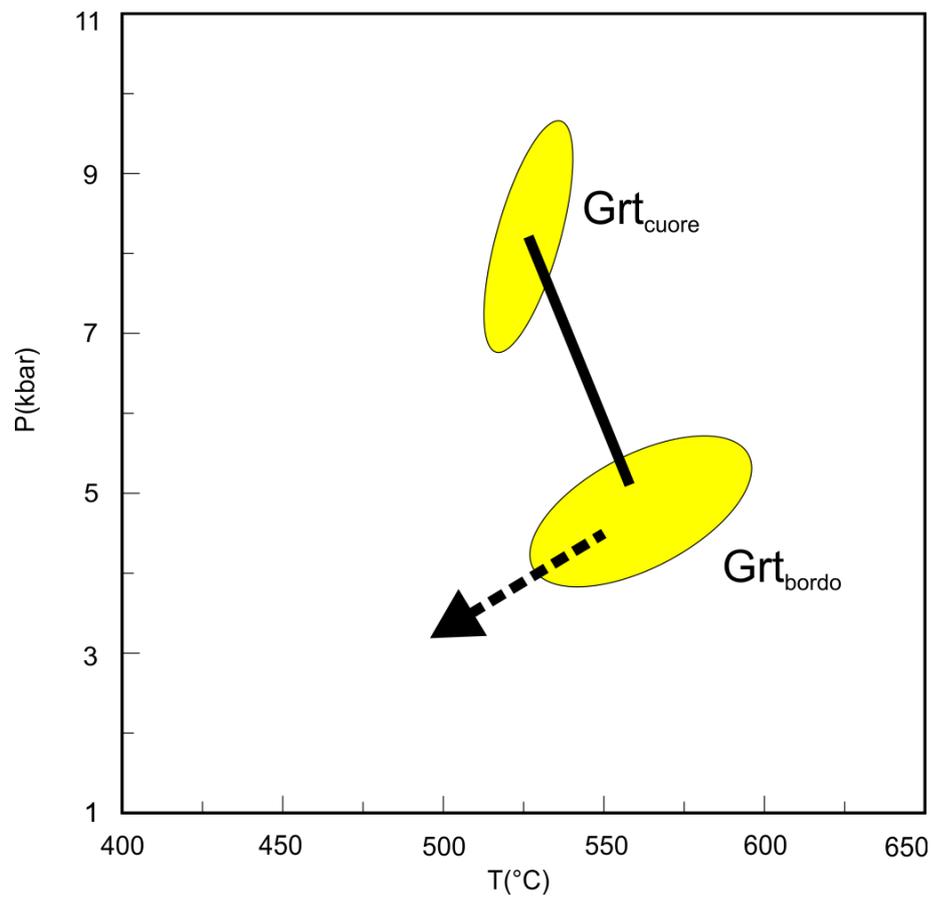


Figura 9.27 – P-T path del campione G57.

9.3.4 – Campione BD6

Le condizioni P-T relative al campione BD6 sono state ricostruite sulla base della composizione del granato, che, a differenza degli altri campioni, è scarsamente zonato, nonché in base alla composizione della mica chiara potassica, e dal rapporto X_{Mg} nella biotite.

In particolare, considerando il contenuto di grossularia ($X_{Ca} = 0.02$), piropo ($X_{Mg} = 0.08$), almandino ($X_{Fe} = 0.67$) e spessartina ($X_{Mn} = 0.24$) nel bordo del granato, il contenuto di Si nella mica chiara potassica della matrice (Si = 3.06 a.p.f.u.) ed il valore dell' X_{Mg} nella biotite ($X_{Mg} = 0.45$) è stato possibile identificare condizioni PT di 3.5 – 4.5 kbar e 510 - 575°C (Fig. 9.28).

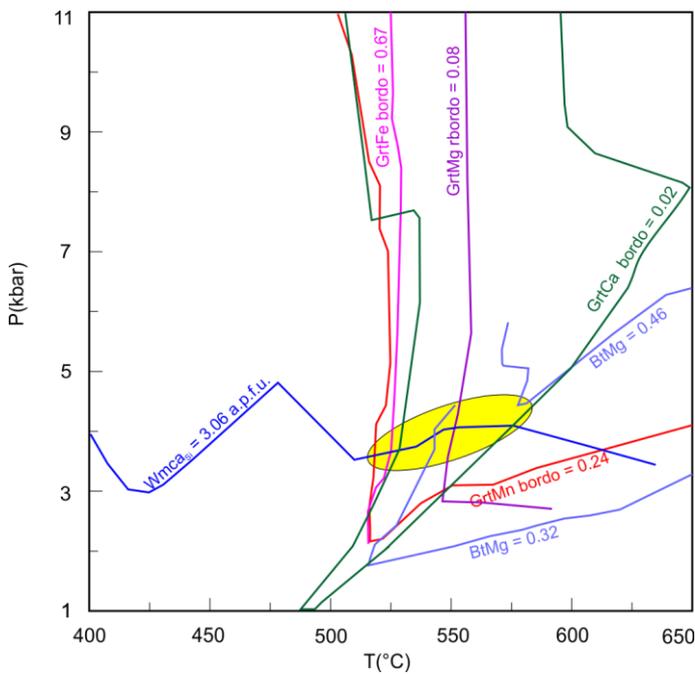


Figura 9.28 – Condizioni P-T del campione BD6 dedotte sulla composizione del granato.

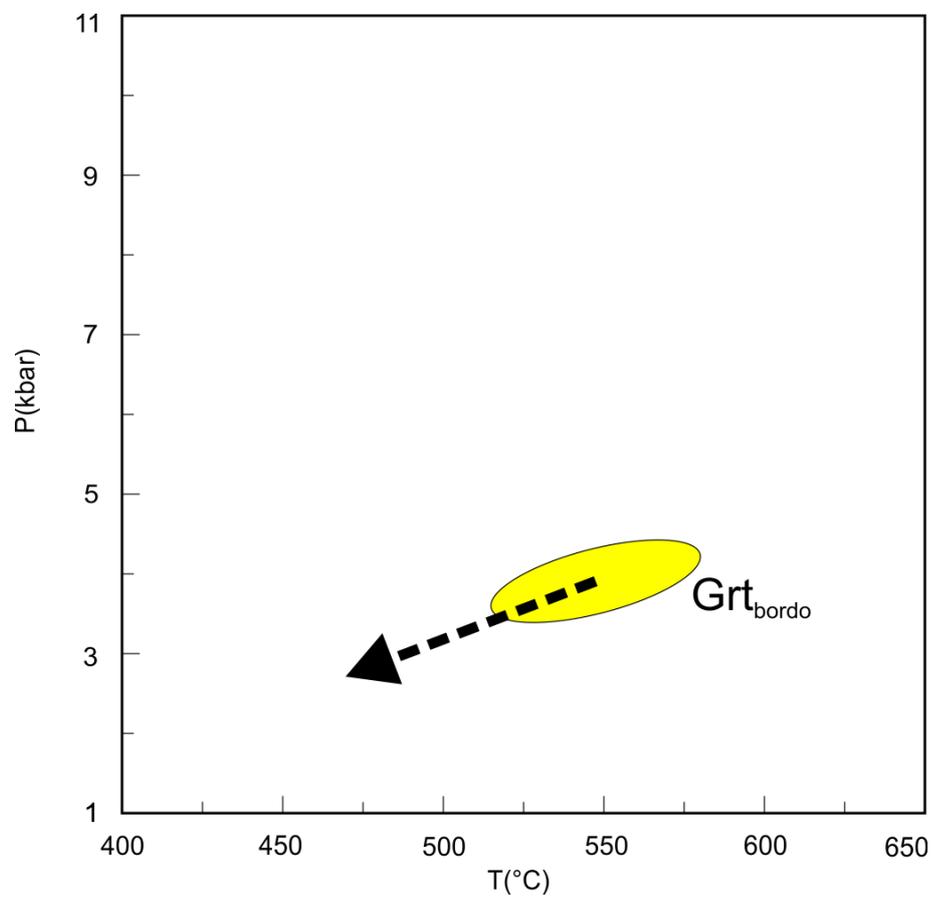


Figura 9.29 – Condizioni P-T e ricostruzione di un possibile P-T path per il campione BD6.

9.4 – Ricostruzione delle condizioni P-T dei graniti

Per la determinazione delle condizioni di pressione e di temperatura di messa in posto sono stati selezionati due campioni di leucograniti del Complesso Intrusivo del Monte Grighini (leucogranito di Cuccuru Mannu, G70; leucogranito di Perdas Aspas, G97).

Le pseudosezioni dei campioni di leucograniti sono state calcolate nel range 1 - 15 kbar e 350 - 750°C. Per entrambi i campioni le pseudosezioni P-T sono state calcolate con contenuti di H₂O di 1.0, 3.0 e 5.0 wt.% (Tab. 9.2). La *bulk composition* è stata corretta per il contenuto di fosforo e calcio nell'apatite, mentre il ferro è stato considerato trivalente in percentuale del 5% (Tab. 9.2). Il manganese non è stato considerato a causa della concentrazione molto bassa.

	Analisi XRF		Bulk dopo la correzione					
	G70	G97	G70 _{H2O=1.0%}	G70 _{H2O=3.0%}	G70 _{H2O=5.0%}	G97 _{H2O=1.0%}	G97 _{H2O=3.0%}	G97 _{H2O=5.0%}
SiO ₂	72.69	71.24	72.93	71.45	69.98	72.49	71.02	69.56
TiO ₂	0.09	0.23	0.09	0.09	0.09	0.24	0.23	0.23
Al ₂ O ₃	16.31	15.09	16.36	16.03	15.70	15.36	15.05	14.74
Fe ₂ O ₃ tot	0.60	2.27	–	–	–	–	–	–
FeO	–	–	0.54	0.53	0.52	2.05	2.01	1.97
MnO	0.01	0.03	–	–	–	–	–	–
MgO	0.23	0.66	0.23	0.23	0.22	0.67	0.66	0.64
CaO	0.51	1.18	0.51	0.50	0.49	0.84	0.83	0.81
Na ₂ O	3.27	3.03	3.28	3.21	3.15	3.09	3.02	2.96
K ₂ O	5.04	4.18	5.06	4.96	4.86	4.25	4.16	4.08
P ₂ O ₅	0.27	0.13	–	–	–	–	–	–
O ₂	–	–	0.01	0.01	0.01	0.02	0.02	0.02
LOI	0.82	1.05	1.00	3.00	5.00	1.00	3.00	5.00
tot	99.83	99.08	100.00	100.01	100.02	100.01	100.00	100.01

Tabella 9.2 - Analisi chimiche XRF e *bulk compositions* corrette e normalizzate a 100 utilizzate per la modellizzazione dei campioni G70 e G97 di leucogranito milonitico del complesso intrusivo del Monte Grighini.

I modelli di soluzione solida utilizzati per il calcolo delle pseudosezioni, in aggiunta a quelli già indicati per gli scisti e micascisti, sono i seguenti:

- Pa(M), Massonne H.J. (2010);
- AcM(M). Massonne H.J. e Willner A.P. (2008);
- Usp(M); Massonne H.J. (2011);
- melt(HP), Holland T.J.B., Powell R. (2001); White R.W., Powell R., Holland T.J.B. (2001).

Il modello di soluzione solida “feldspar” è stato modificato al fine di distinguere nel calcolo i plagioclasti dai feldspati potassici.

9.4.4.1 - Campione G70

Il campione di leucogranito G70 è caratterizzato dalla paragenesi Qtz + Wmca + Pl + Kfs.

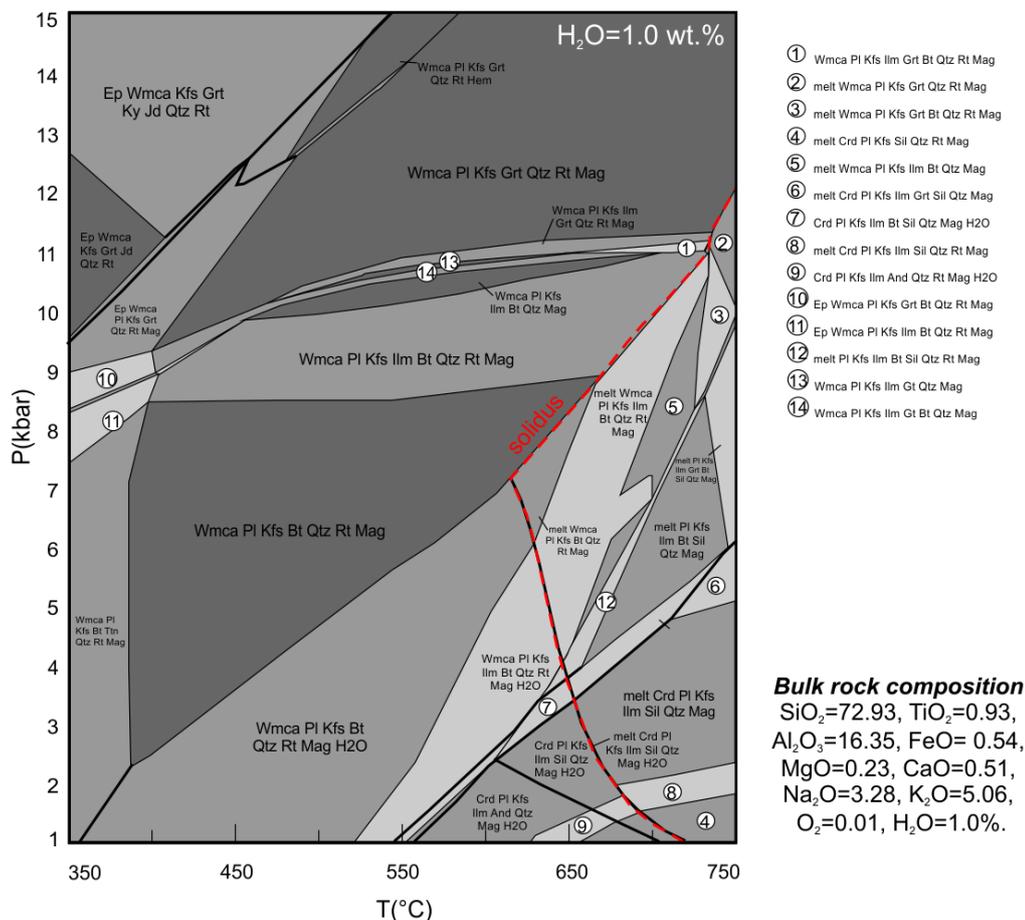


Figura 9.30 - Pseudosezione calcolata per il campione di leucogranito G70 con contenuto di $\text{H}_2\text{O} = 1.0 \text{ wt.}\%$. La curva rossa tratteggiata rappresenta la curva di *solidus*.

La pseudosezione del campione G70 calcolata con contenuto di H_2O dell'1.0 wt.% è riportata in figura 9.30. La curva di *solidus*, indicata con la linea rossa tratteggiata (figura 9.30), presenta temperature minime di circa 600 °C a pressioni di circa 7 kbar; al diminuire e all'aumentare della pressione aumenta corrispondentemente la temperatura della curva di *solidus*. La mica chiara potassica è stabile in tutti i campi in condizioni di *subsolidus*, e nella maggior parte dei campi multivarianti che si trovano a temperature più elevate rispetto alla curva del *solidus*. Il plagioclasio è stabile in tutto il range P-T ad eccezione dei campi ad alta pressione e bassa temperatura (Fig. 9.30). In figura 9.32a sono riportate le isoplete composizionali relative al contenuto di Si nella mica chiara potassica per la pseudosezione calcolata con contenuto di $\text{H}_2\text{O}=1.0 \text{ wt.}\%$.

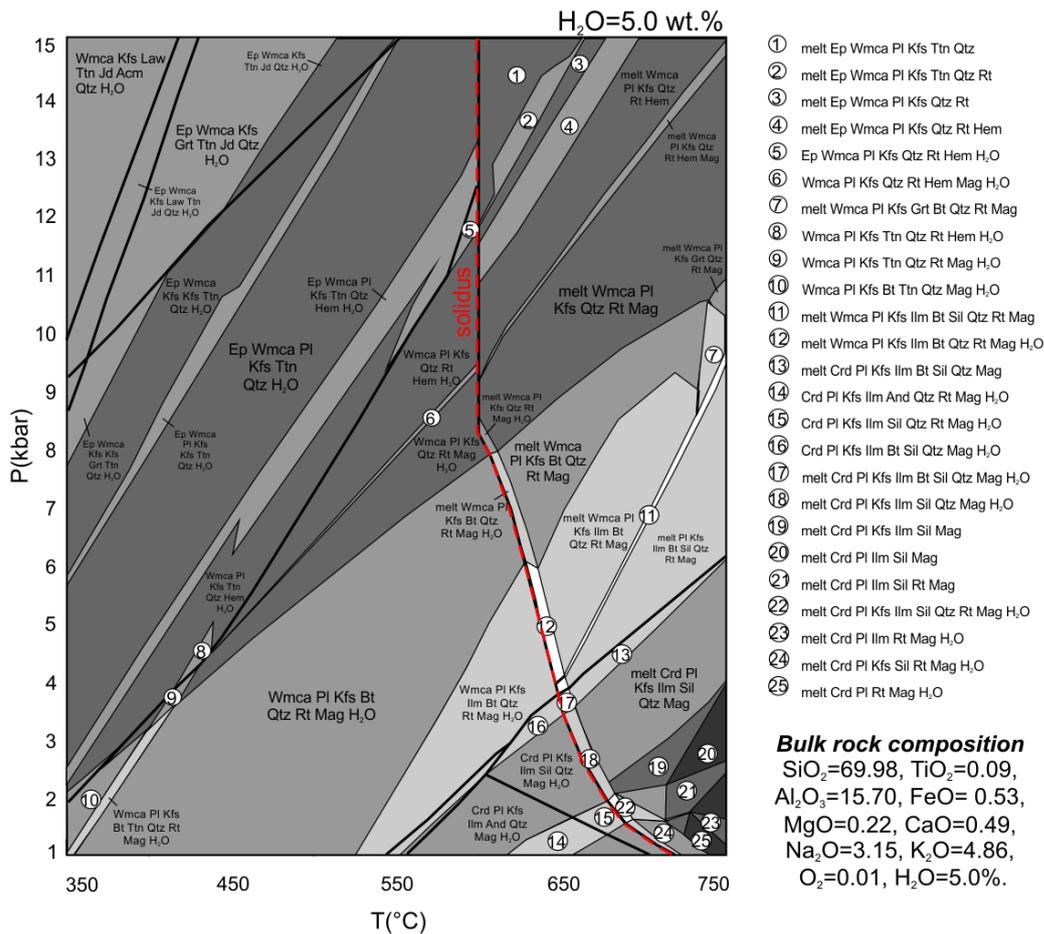


Figura 9.31 - Pseudosezione calcolata per il campione di leucogranito G70 con contenuto di $H_2O=5.0\%$. La curva rossa tratteggiata rappresenta la curva di *solidus*.

In figura 9.31 viene riportata una pseudosezione calcolata per lo stesso campione con un contenuto di $H_2O = 5.0 \text{ wt.}\%$. Le relative isoplete del contenuto di Si nella mica chiara potassica sono riportate in figura 9.34a. Il confronto tra le pseudosezioni calcolate con contenuto di $H_2O=1.0$ e $5.0 \text{ wt.}\%$ rivela che le due pseudosezioni sono sostanzialmente simili nei tratti salienti della topologia. La principale differenza consiste nel fatto che a contenuti di H_2O più elevati (i) tutti i campi multivarianti in subsolidus contengono H_2O libera; (ii) si estende l'ampiezza dei campi multivarianti in cui sono coesistenti H_2O libera e *melt*.

Per definire le condizioni P-T di messa in posto del granito abbiamo utilizzato l'intersezione della curva del *solidus* e la composizione della mica chiara potassica in riferimento alle isoplete calcolate con contenuto di $H_2O=1.0 \text{ wt.}\%$.

L'intersezione dell'isopleta $Si = 3.08 \text{ a.p.f.u.}$ che rappresenta la composizione media della mica chiara potassica di origine magmatica con la curva del *solidus* definisce condizioni di $P = 4.2 - 4.8 \text{ Kbar}$ e $T = 630 - 650$ (Fig. 9.32b).

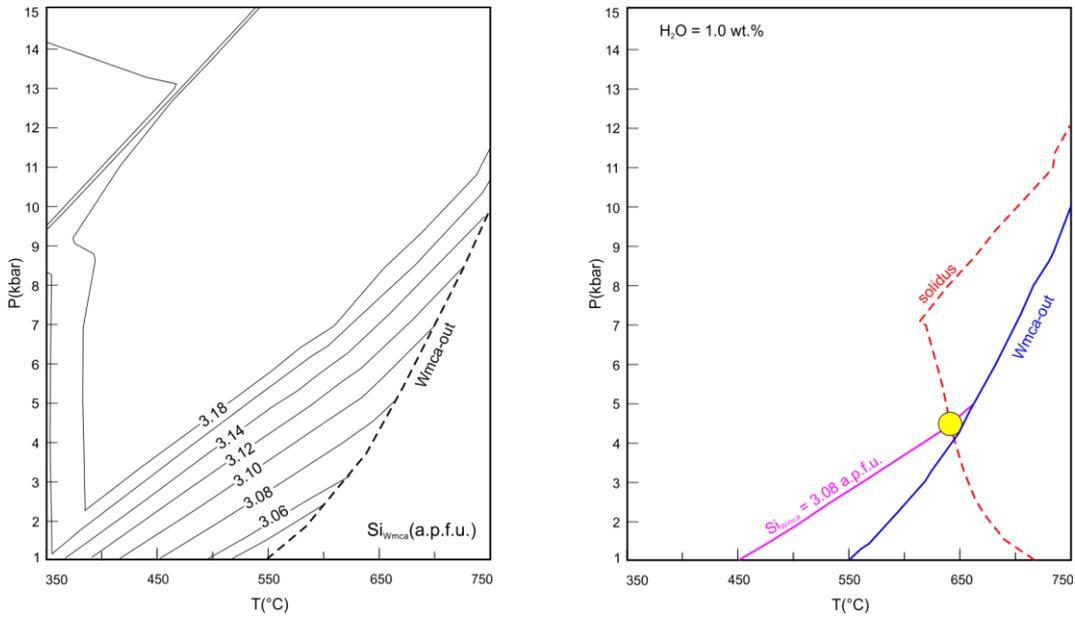


Figura 9.32 – (a) isoplete composizionali per il contenuto di Si a.p.f.u. nella mica chiara potassica calcolate per la pseudosezione di figura 9.30 del campione G70 con un contenuto di H₂O dell'1.0 wt.%; (b) condizioni P-T del campione G70.

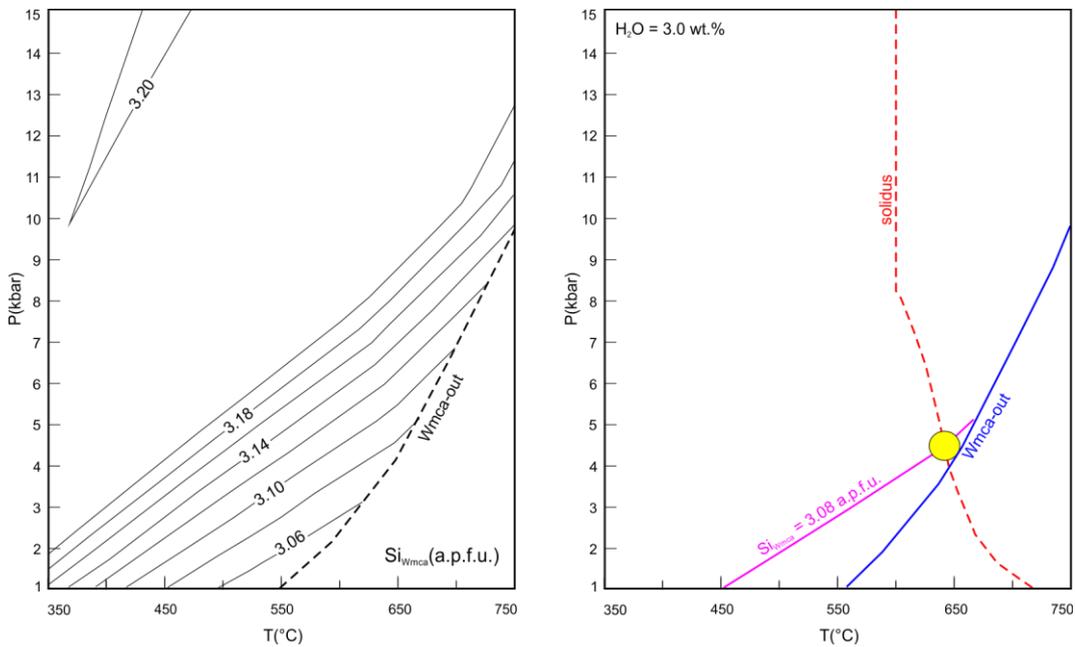


Figura 9.33 – (a) isoplete composizionali per il contenuto di Si a.p.f.u. nella mica chiara potassica calcolate per il campione G70 con un contenuto di H₂O del 3.0 wt.%; (b) condizioni P-T del campione G70.

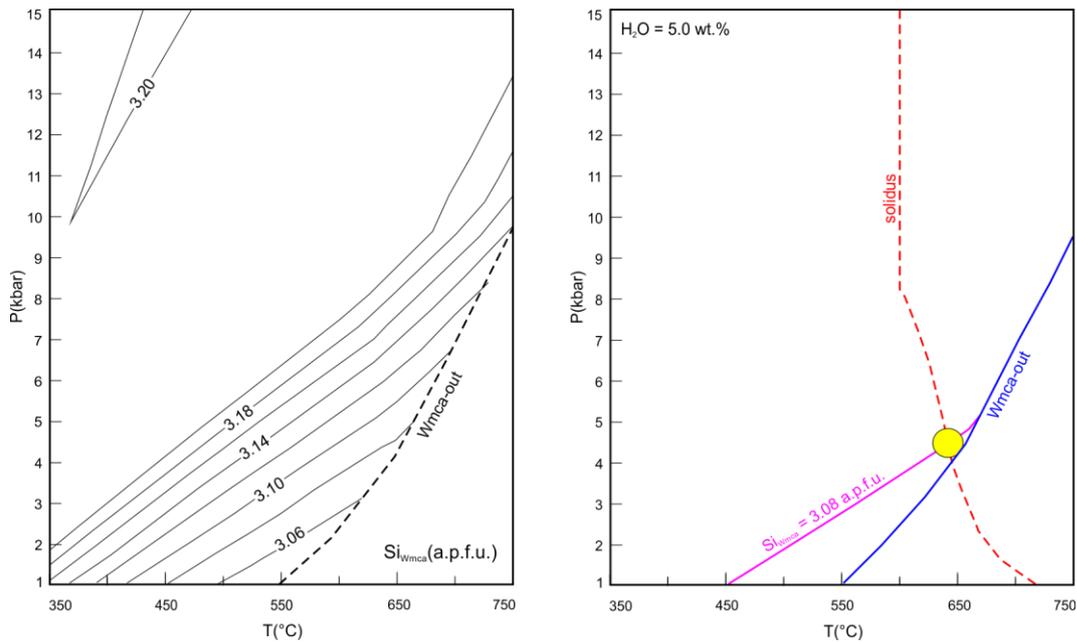


Figura 9.34 – (a) isoplete composizionali per il contenuto di Si a.p.f.u. nella mica chiara potassica calcolate per il campione G70 con un contenuto di H₂O del 5.0 wt.%; (b) condizioni P-T del campione G70.

Variando il contenuto di H₂O al 3.0 ed al 5.0 wt.% il punto di intersezione dell'isopleta 3.08 della mica chiara potassica con la curva del *solidus* non mostra variazioni significative (Figg. 9.33 e 9.34 rispettivamente).

9.4.4.2 - Campione G97

Il campione di leucogranito G97 presenta la seguente associazione mineralogica: Qtz + Bt + Wmca + Pl + Kfs.

La pseudosezione del campione G97 calcolata con contenuto di 1.0 wt.% di H₂O è riportata in figura 9.35. La linea rossa a tratteggio indica la curva di *solidus* che mostra un minimo termico di circa 610-620 °C in corrispondenza di circa 6.5 kbar di pressione. In figura 9.37a sono riportate le isoplete composizionali relative al contenuto di Si nella mica chiara potassica per la pseudosezione calcolata con contenuto di H₂O=1.0 wt.%.

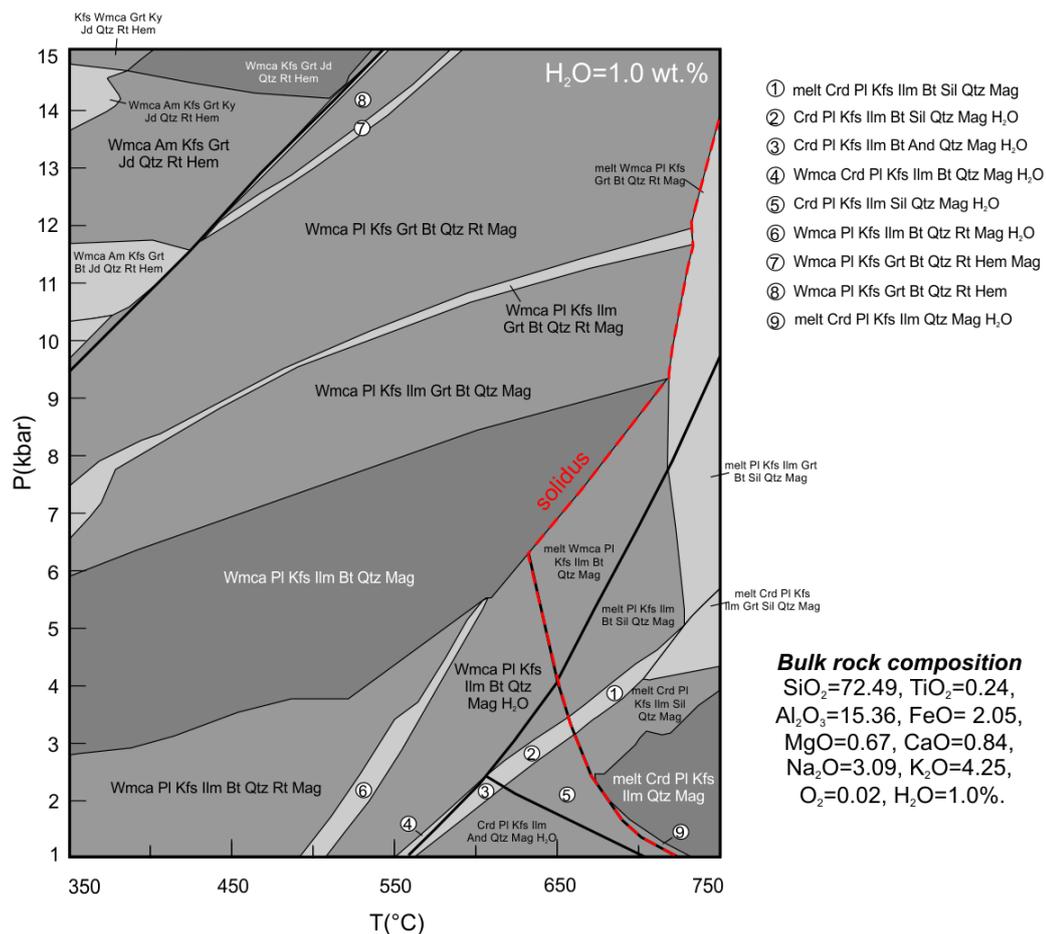


Figura 9.35 - Pseudosezione calcolata per il campione di leucogranito G97 con contenuto di $\text{H}_2\text{O} = 1.0 \text{ wt.}\%$. La curva rossa tratteggiata rappresenta la curva di *solidus*.

In figura 9.36 viene riportata una pseudosezione calcolata per lo stesso campione con un contenuto di $\text{H}_2\text{O} = 5.0 \text{ wt.}\%$. Le relative isoplete del contenuto di Si nella mica chiara potassica sono riportate in figura 9.39a. Il confronto tra le pseudosezioni calcolate con contenuto di $\text{H}_2\text{O}=1.0$ e $5.0 \text{ wt.}\%$ rivela che le due pseudosezioni sono sostanzialmente simili nei tratti salienti della topologia. Per quanto riguarda il confronto tra le due pseudosezioni, valgono le stesse considerazioni fatte per il campione G70.

Per definire le condizioni P-T di messa in posto del granito è stata utilizzata l'intersezione della curva del *solidus* con la composizione della mica chiara potassica in riferimento alle isoplete calcolate con contenuto di $\text{H}_2\text{O}= 1.0 \text{ wt.}\%$. L'intersezione dell'isopleta $\text{Si} = 3.09 \text{ a.p.f.u.}$ che rappresenta la composizione media della mica chiara potassica di origine magmatica con la curva del *solidus* definisce condizioni di $P = 4.8 - 5.5 \text{ Kbar}$ e $T = 630 - 650$ (Fig. 9.37b).

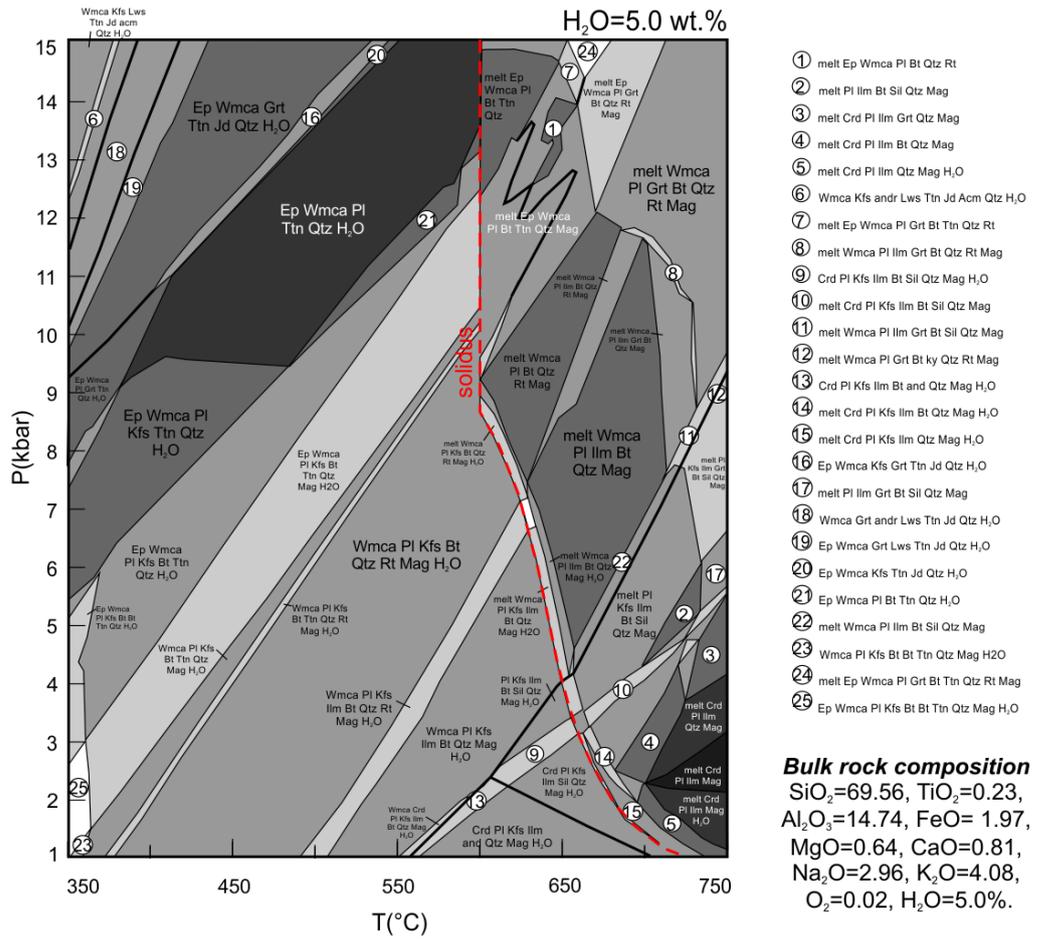


Figura 9.36 - Pseudosezione calcolata per il campione di leucogranito G97 con contenuto di $H_2O = 5.0 \text{ wt. \%}$. La curva rossa tratteggiata rappresenta la curva di *solidus*.

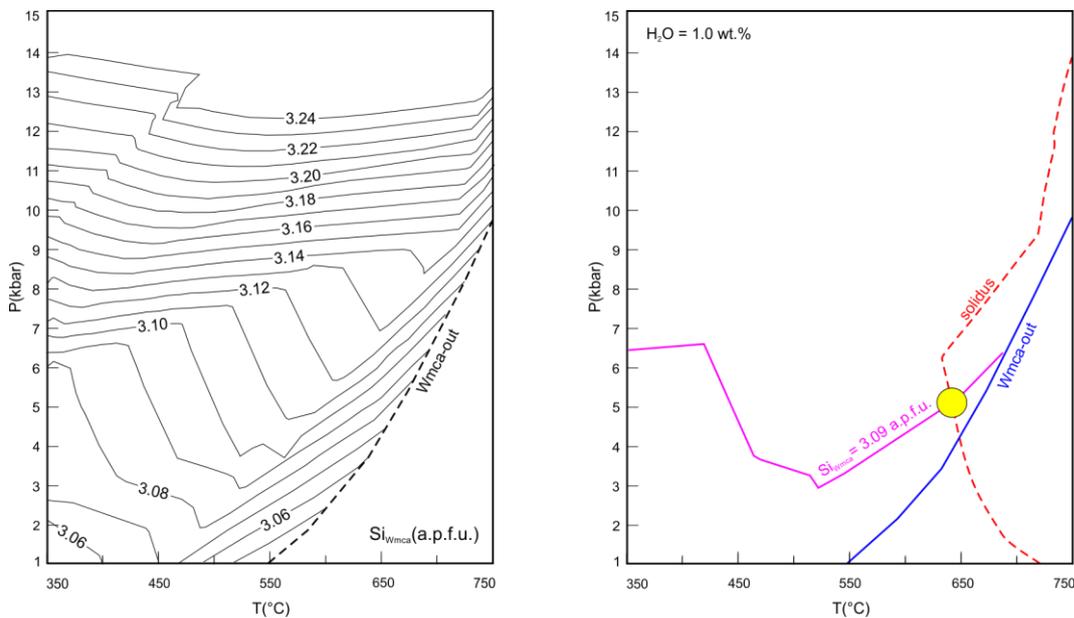


Figura 9.37 – (a) isoplete composizionali del contenuto di Si a.p.f.u. nella mica chiara potassica calcolate per la pseudosezione di figura 9.34 del campione G97 con un contenuto di $H_2O = 1.0 \text{ wt. \%}$; (b) condizioni P-T del campione G97.

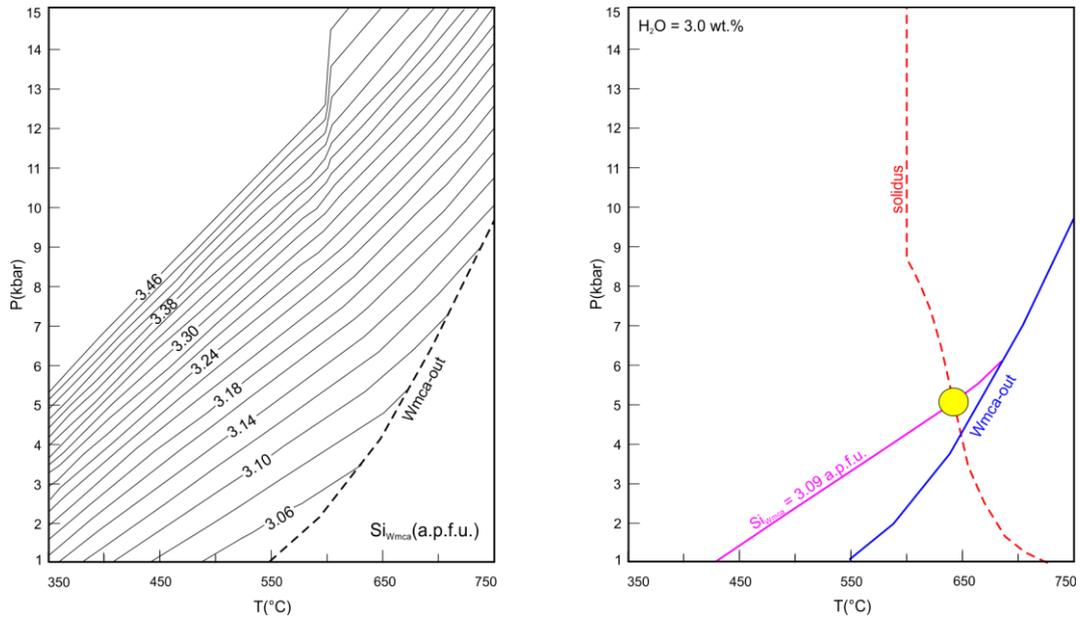


Figura 9.38 – (a) isoplete composizionali del contenuto di Si a.p.f.u. nella mica chiara potassica calcolate per il campione G97 con un contenuto di H₂O = 3.0 wt.%; (b) condizioni P-T del campione G97.

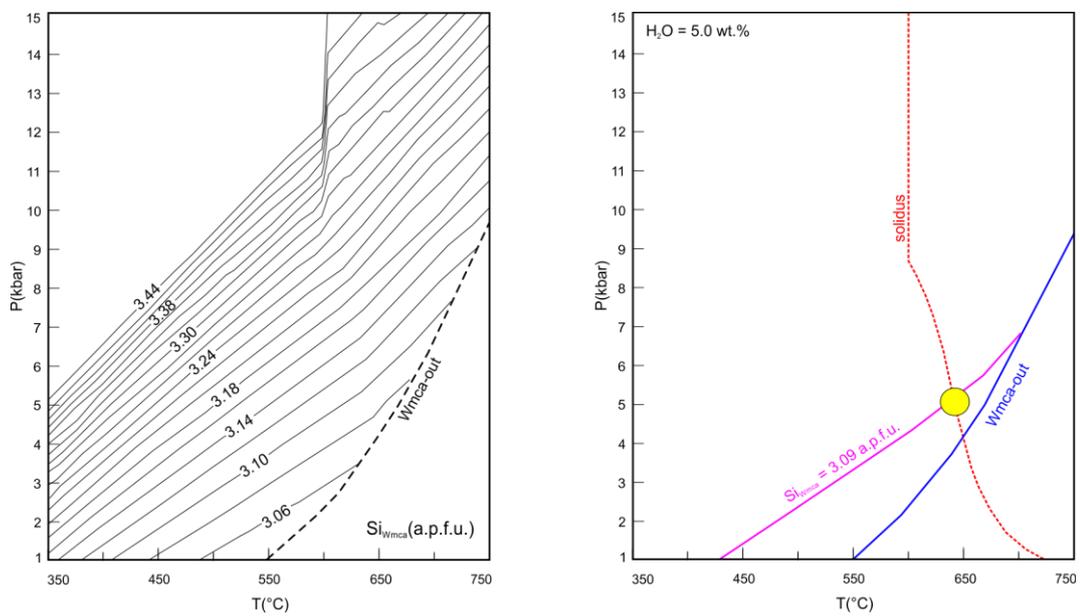


Figura 9.39 – (a) isoplete composizionali del contenuto di Si a.p.f.u. nella mica chiara potassica calcolate per il campione G97 con un contenuto di H₂O = 5.0 wt.%; (b) condizioni P-T del campione G97.

Il punto d'intersezione dell'isopleta Si=3.09 a.p.f.u. della mica chiara potassica con la curva del *solidus* non mostra variazioni significative al variare del contenuto di H₂O al 3.0 e 5.0 wt.% per lo stesso campione (Figg. 9.38 e 9.39 rispettivamente).

In sintesi, per i campioni di leucogranito G70 e G97, per valori di contenuto di H₂O di 1.0, 3.0 e 5.0 wt.%, l'intersezione tra la curva di *solidus* e l'isopleta relativa al contenuto medio di Si (a.p.f.u.) ottenuto per le miche chiare potassiche di origine magmatica indica condizioni di pressione di 4.2 - 5.5 kbar e temperature ~ 630 - 650°C. Queste condizioni P-T probabilmente riflettono le condizioni di formazione della mica chiara potassica di origine magmatica. Se consideriamo la relazione: $P = \rho \times g \times z$, dove ρ è la densità delle rocce granitiche (2.67 g/cm³) e g è l'accelerazione di gravità, si ottiene una profondità di messa in posto del granito compresa tra 16 e 21 km.

10 - IL COMPLESSO DEL MONTE GRIGHINI NEL CONTESTO DELLA CATENA VARISICA SARDA

10.1 – Il P-T path dell'Unità del Monte Grighini

Le condizioni P-T ottenute per i campioni G49, G53 e G57, per il campione di hornfels BD6 e per i due leucograniti G70 e G97, sono riassunte nella tabella 10.1.

Campione	Litologia	cuore granato		bordo granato		granito	
		P	T	P	T	P	T
G49	micascisto	6.5 - 8 kbar	475 - 525°C	3.8 - 5.8 kbar	520 - 580 °C	–	–
G53	micascisto	6.5 - 8.5 kbar	450 - 525°C	3 - 5.5 kbar	525 - 580 °C	–	–
G57	micascisto	6.5 - 9.5 kbar	520 - 540°C	3.5 - 5.5 kbar	525 - 580 °C	–	–
BD6	hornfels	–	–	3.5 - 4.5 kbar	510 - 575 °C	–	–
G70	leucogranito	–	–	–	–	4.2 - 4.9 kbar	630 - 650 °C
G97	leucogranito	–	–	–	–	4.8 - 5.5 kbar	630 - 650 °C

Tabella 10.1 – Sintesi delle condizioni di pressione e temperatura dei campioni di micascisti, hornfels e graniti selezionati sulla base delle modellizzazioni termodinamiche riportate nel capitolo 9.

Il P-T path schematico riassuntivo delle rocce dell'Unità del Monte Grighini dedotto dai P-T path dei tre campioni di micascisto G49, G53 e G57 e riportato nella fig. 10.1. Il P-T path è progrado e di tipo *clock-wise*. La storia termobarica delle rocce metamorfiche dell'Unità del Monte Grighini può essere ricostruita solamente a partire dalla crescita del granato. Il granato, come è stato mostrato nei precedenti paragrafi, è avvolto dalla superficie di scistosità S₂ (Figg. 4.5 e 4.7) ma al suo interno presenta delle strutture di tipo *snowball* che indicano una crescita sin-tettonica durante la seconda fase deformativa (D₂). Pertanto la crescita del cuore del granato è avvenuta durante gli stadi iniziali della fase deformativa D₂ mentre il bordo si è formato durante gli stadi finali della deformazione D₂ (Fig. 10.1). Le informazioni delle condizioni P-T durante la prima fase deformativa possono essere dedotte dai minerali inclusi nei microlithons e nel granato (quarzo, plagioclasio, mica chiara potassica) o dai minerali orientati come la S₁. Nelle rocce dove è meglio preservata la scistosità S₁ essa è costituita principalmente da biotite e mica chiara potassica e appare evidente che questi minerali sono indicativi di condizioni P-T inferiori a quelle determinate per il nucleo del granato. In sintesi, le condizioni P-T ricordate dal cuore del granato (6.5-9.5 kbar, 450-540°C) dovrebbero approssimare le condizioni del picco della pressione e quindi le condizioni P-T corrispondenti alla massima profondità raggiunta dalle rocce dell'Unità del Monte Grighini. Dopo il picco barico, l'Unità del Monte Grighini è stata riesumata ed ha raggiunto il picco del metamorfismo a T ~ 520 – 580°C e P ~ 3.5 - 5.5 kbar. Assumendo una densità media di 2.67 g/cm³ risulta una esumazione da profondità di ~14 a ~22 Km. Le condizioni del picco del metamorfismo come detto in precedenza, si realizzano alla fine della seconda fase deformativa (D₂).

Di rilievo sono le condizioni P-T ottenute per il campione di BD6. Questo campione è caratterizzato dalla presenza di un granato euedrale nel quale sono presenti inclusioni di sillimanite. Le evidenze di terreno (il campione è al contatto con il leucogranito) e le evidenze microstrutturali indicano che la roccia ha subito intense ricristallizzazioni legate all'anomalia termica causata dalla messa in posto dei graniti.

Le condizioni P-T del campione BD6 sono simili a quelle ricostruite per i campioni di micascisti, sebbene questi ultimi siano apparentemente distanti dall'intrusione granitica. Ciò potrebbe essere dovuto al fatto che l'intrusione granitica si sia messa in posto ad un livello crostale nel quale le condizioni di temperatura delle rocce circostanti non erano significative. Le condizioni di messa in posto dei graniti ottenute attraverso la composizione della mica chiara magmatica indicano pressioni di $P = 4.2 - 5.5$ kbar. Se assumiamo per la crosta continentale una densità media di 2.67 g/cm^3 queste condizioni di pressione indicano una profondità di messa in posto di circa 16 - 21 km, compatibile con la profondità alla quale si trovavano i micascisti alla fine della seconda fase deformativa. Ciò permette di ipotizzare che l'incremento di temperatura durante l'esumazione sia in parte correlata all'anomalia termica prodotta dalla messa in posto dei graniti.

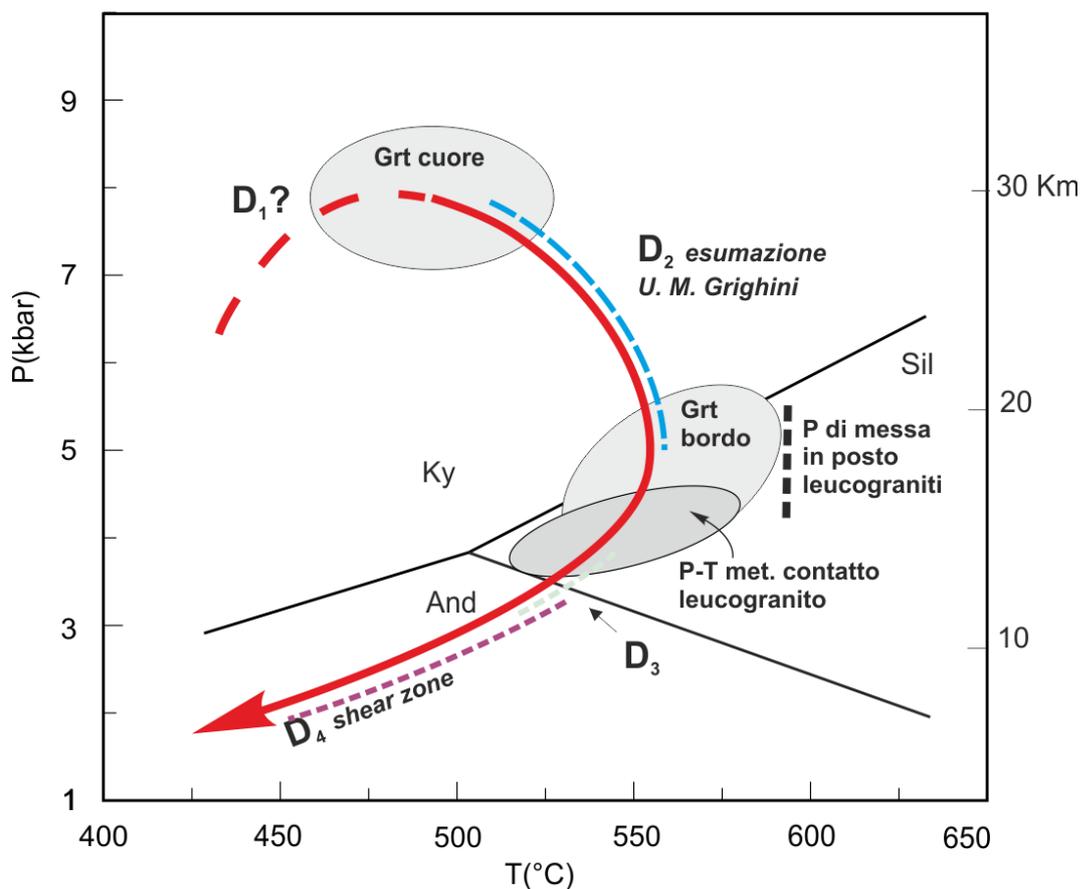


Figura 10.1 – P-T path schematic riassuntivo dedotto dai P-T path dei tre campioni di micascisto G49, G53 e G57, e del campione di hornfels BD6.

L'evoluzione tettono-metamorfica dell'Unità del Monte Grighini prosegue con la fase deformativa D_3 durante la quale si sviluppa un sistema di pieghe tardive in condizioni P-T retrograde documentata dalla crescita di clorite e biotite sul granato, dalla retrocessione dell'andalusite e staurolite e dalla formazione di ossidi come magnetite e ilmenite.

La fase D_4 è correlata con la zona di *shear* che interessa con intensità variabile le rocce del Complesso Intrusivo e parte delle rocce dell'Unità del Monte Grighini. Durante questa fase vengono deformate le rocce secondo la direzione di *shear* con formazione della fascia ultramilonitica con filloniti e ultramiloniti. Le condizioni di temperatura di formazione della fillonite possono essere stimate tra 300 e 450°C, sulla base della deformazione duttile del quarzo e deformazione fragile del K-feldspato con strutture di tipo domino.

La messa in posto dei graniti è quindi prossima alle condizioni P-T relative al picco termico dei micascisti.

Nella figura 10.2 sono indicate le età Ar/Ar, Rb/Sr e K/Ar su biotite e muscovite relative alle rocce del Complesso Intrusivo del Monte Grighini. Queste età, prossime a 300 Ma, probabilmente rappresentano l'età di messa in posto dell'intrusione granitica e, considerando il percorso P-T dei micascisti (Fig. 10.1), la fine dell'evento metamorfico e della deformazione duttile.

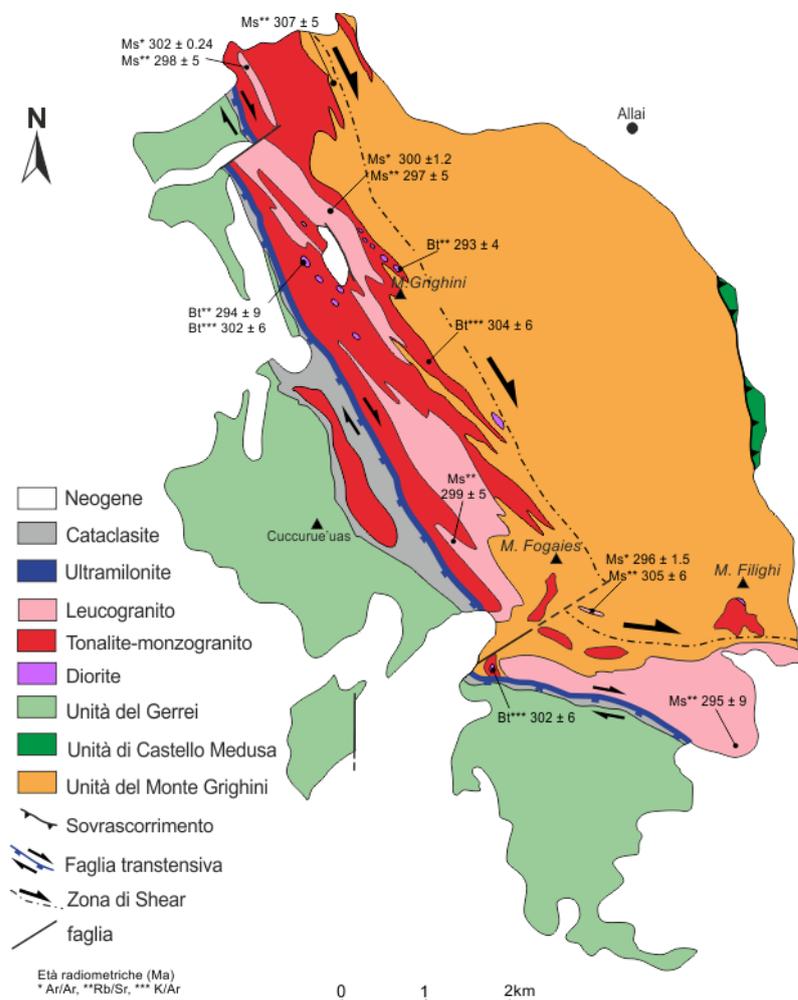


Figura 10.2 – Carta schematica del Complesso del Monte Grighini. Sono riportate le età radiometriche del Complesso Granitico.

10.2 – Evoluzione tettono-metamorfica del Complesso del Monte Grighini

Il complesso del Monte Grighini deve la sua impronta principale alle fasi deformative D_2 e D_3 legate alla fase esumativa durante la quale, la formazione di grandi strutture come l'antiforme del Flumendosa, potrebbe aver dato inizio all'ispessimento crostale e allo scollamento delle falde. Questa fase potrebbe essere iniziata in condizioni di deformazione tardiva (sin- D_1).

La fase D_2 è, nell'Unità del Monte Grighini ben testimoniata in quanto le deformazioni sia alla microscala che alla macroscala sono ben evidenti. La fase D_3 è invece evidente alla macroscala in quanto produce pieghe decametriche orientate NW-SE. Nelle zone prossime all'intrusione del corpo granitoidale la deformazione pervasiva alle diverse scale è la successiva fase D_4 che è determinata dallo sviluppo della zona di taglio ed è responsabile della deformazione milonitica.

La sequenza degli eventi deformativi suggerisce che l'Unità del Monte Grighini e le altre unità dell'edificio a falde hanno probabilmente condiviso parte della loro storia deformativa a partire dallo stadio D_1 .

I dati acquisiti nella tesi di dottorato integrati con il modello di evoluzione tettonica proposto da Musumeci (1992) consentono di ricostruire la storia tettono-metamorfica dell'Unità del Monte Grighini. Per semplicità di esposizione, l'evoluzione metamorfica è schematizzata in quattro stadi (figura 10.3).

Stadio A

Lo stadio A è lo stadio di ispessimento crostale. Durante la fase di ispessimento crostale (Fig. 10.3A) nell'Unità del Gerrei si sviluppano delle pieghe rovesciate verso sud-ovest e sovrascorrimenti con geometria *duplex*, sotto la quale si trova prima l'Unità di Castello Medusa ed infine l'Unità del Monte Grighini. Nell'Unità del Monte Grighini si sviluppa un'intensa foliazione polifasica in regime di tipo duttile in condizioni di facies scisti verdi e anfibolitica (Fase D_1 e inizio Fase D_2).

Stadio B

Lo stadio B è lo stadio in cui si verifica la decompressione (Fase D_2). Durante questa fase si sviluppa contemporaneamente alla fase deformativa D_2 , la blastesi di biotite, granato, staurolite, etc. L'Unità del Monte Grighini viene interessata da esumazione (Fig. 10.3B) e le rocce raggiungono il picco del metamorfismo. Inizia la messa in posto del Complesso Intrusivo. Contemporaneamente si ha lo sviluppo della zona di *shear* che interessa sia il Complesso Intrusivo sia parte delle rocce dell'Unità del Monte Grighini. Nella parte centro-settentrionale la zona di *shear* si estende in direzione NW-SE, mentre verso la parte meridionale del complesso si estende in direzione WNW-ESE.

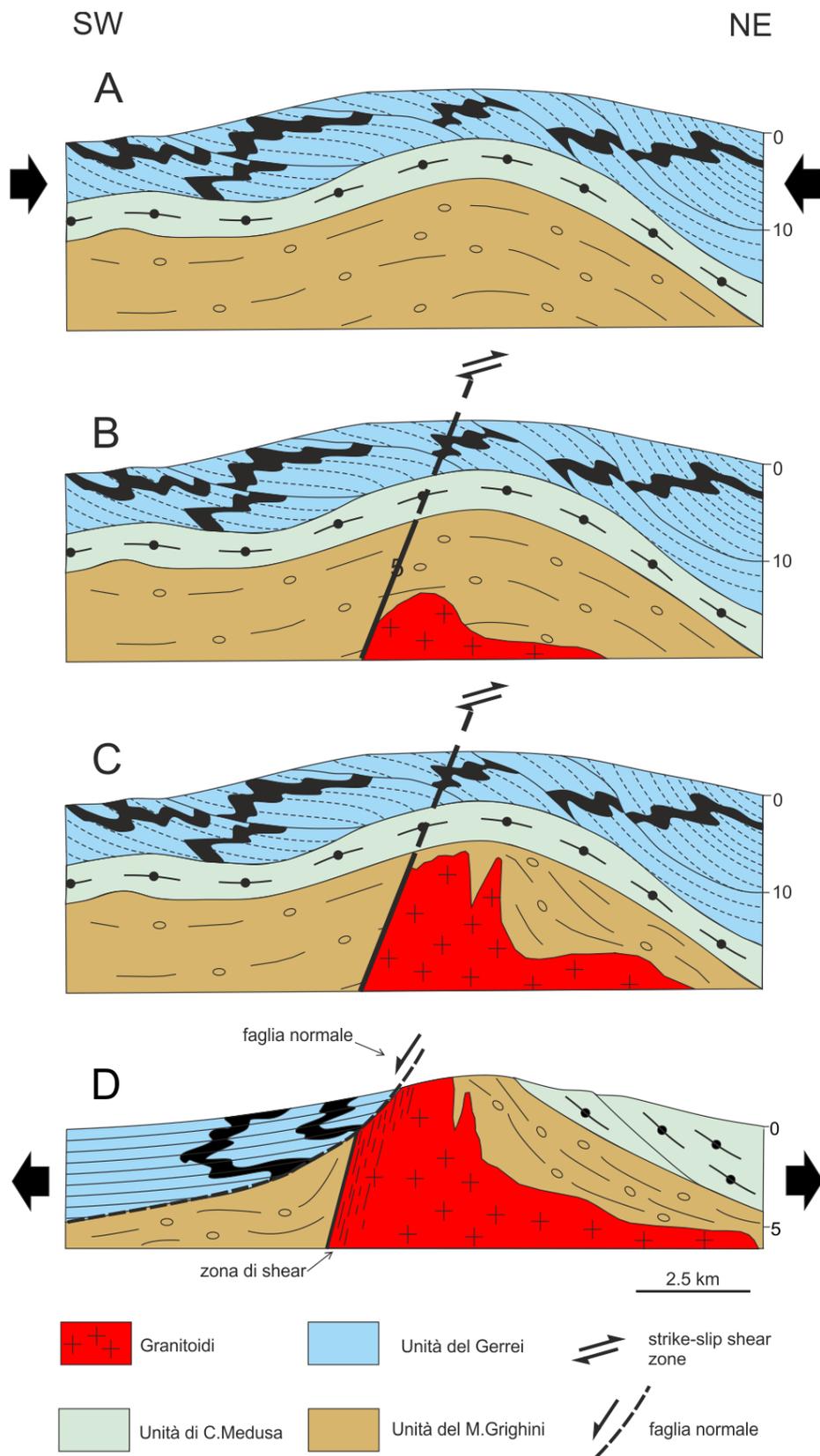


Figura 10.3 – pagina seguente – Modello evolutivo del complesso del Monte Grighini (A) ispessimento crostale; (B) sviluppo incipiente della zona di taglio ed inizio della messa in posto del corpo granitoide; (C) stadio finale della messa in posto del corpo granitoide e sviluppo dell'attività di *shear*; (D) tettonica di scollamento tardivo con fine del regime duttile (Musumeci 1992, modificato).

Stadio C

In questo stadio termina la messa in posto dell'intrusione del Complesso Intrusivo che determina un progressivo aumento del grado di *shear* (Fig. 10.3C). Si formano le miloniti e le ultramiloniti.

Stadio D

Lo stadio D determina la fine della deformazione in regime fragile. In superficie le rocce ultramilonitiche vengono a contatto con l'Unità del Gerrei attraverso faglie normali. A bassi livelli crostali si sviluppano lungo i fianchi del complesso delle strutture di scollamento (Fig. 10.3D) marcate da cataclasi.

La storia tettono-metamorfica dell'Unità del Monte Grighini sebbene più articolata e complessa si inserisce bene nella storia evolutiva tettono-metamorfica della zona a falde della catena varisica sarda (Conti et al., 1998). L'evoluzione tettonica del basamento ercinico durante la collisione continentale proposta da Conti et al. (1998) è riportata in figura 10.4. L'Unità del Monte Grighini, durante la prima fase deformativa, si trovava probabilmente a contatto con l'Unità di Riu Gruppa. Il primo stadio genera sovrascorrimenti e pieghe iniziali (Fig. 10.4a). Gli eventi successivi hanno trasposto ed obliterato quasi interamente le strutture e microstrutture formatasi durante la fase D_1 ad eccezione di microlithons e fasi mineralogiche pre- D_2 osservate come inclusi nel granato. Nelle Unità della Barbagia e di Riu Gruppa si sviluppa un intenso sistema di pieghe e una foliazione milonitica pervasiva, mentre le Unità del Gerrei e di Meana Sardo vengono interessate dallo sviluppo di pieghe. Successivamente, la messa in posto delle falde si sviluppa in maniera molto intensa nell'Unità della Barbagia e nell'Unità di Meana Sardo generando una deformazione di tipo milonitico che oblitera le strutture precedenti. Nell'Unità del Gerrei questo stadio si verifica producendo, a contatto col sovrascorrimento dell'Unità di Meana Sardo, una foliazione e preservando le precedenti deformazioni (Fig. 10.4b). Durante questo stadio si formano delle piccole zone di *shear* nell'Unità di Riu Gruppa e le miloniti di Baccu Locci. Dopo la messa in posto delle falde, nella Sardegna meridionale si è verificato uno stadio deformativo tardivo (Fig. 10.4c) che ha interessato le unità tettoniche con formazione di sinformi e antiformali aperte e orientate WNW-ESE (antiforme del Flumendosa e sinforme della Barbagia) che ripiegano l'Unità del Gerrei e l'Unità di Riu Gruppa.

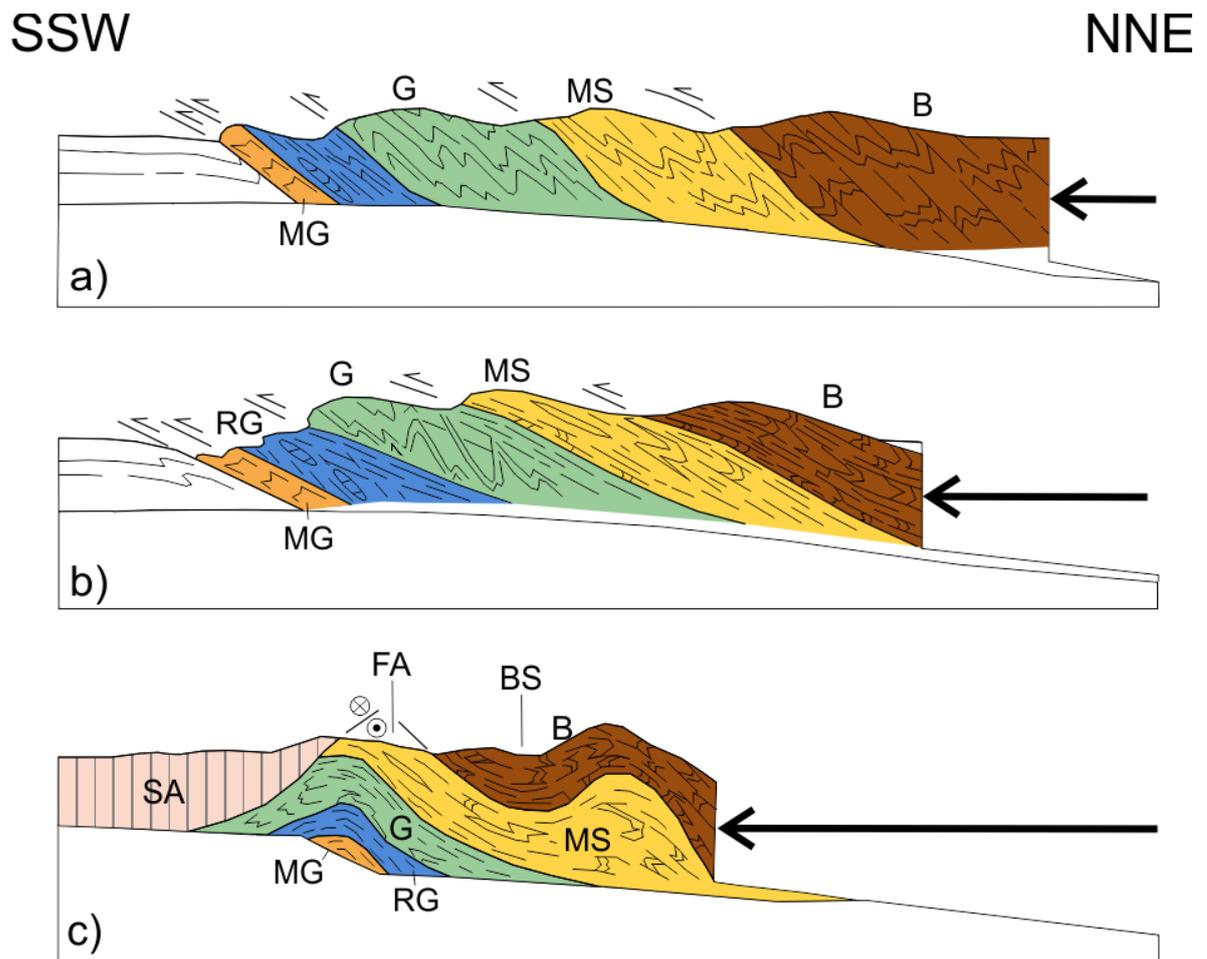


Figura 10.4 – Evoluzione tettonica del basamento ercinico del SE della Sardegna durante la collisione continentale lungo un profilo NNE-SSW (Conti et al., 1998 modificato). (a) stadio con formazione di sovrascorrimenti e pieghe iniziali, (b) stadio di messa in posto delle falde, (c) stadio di deformazione tardiva. MG: Unità del Monte Grighini; RG: Unità di Riu Gruppa; G: Unità del Gerrei; MS: Unità di Meana Sardo; B: Unità della Barbagia; FA: Antiforme del Flumendosa; SB: Sinforme della Barbagia.

CONCLUSIONI

Le ricerche effettuate nei tre anni di dottorato hanno condotto a diversi risultati tra i quali si riportano i più importanti:

- Lo studio litologico e geo-petrografico dell'Unità del Monte Grighini ha contribuito al miglioramento delle conoscenze litostratigrafiche con la definizione di due formazioni: la Formazione di Truzzulla e la Formazione di Toccori. I risultati delle suddette ricerche hanno portato sensibili miglioramenti della cartografia geologica esistente e contribuito alla realizzazione di una carta geologica in scala 1:25000 del complesso del Monte Grighini.

- Sono state effettuate delle datazioni U/Pb su zircone sulle metavulcaniti calcocaline che stanno alla base della colonna litostratigrafica le quali sono risultate dell'Ordoviciano superiore (447 ± 4 Ma) testimoniando un vulcanismo più recente in alcune zone della catena varisca.

- E' stata redatta una nuova carta della zoneografia metamorfica con la definizione di tre diverse zone: zona a granato, zona ad andalusite e staurolite e zona a sillimanite. Mentre Musumeci (1992) considera la zonazione come il risultato dell'azione di tre cicli metamorfici M_1 , M_2 ed M_3 , i risultati di questa tesi sembrano indicare che la zoneografia metamorfica del Monte Grighini sia il risultato di un'evoluzione progressiva del metamorfismo varisco (associato ai tre eventi deformativi D_1 , D_2 e D_3) influenzato in profondità dall'effetto termico della messa in posto delle rocce granitoidi del complesso intrusivo adiacente all'unità.

- La modellizzazione termodinamica, effettuata sulla base dello studio minero-chimico del granato e dei minerali nello stesso contesto paragenetico, ha permesso di ricostruire il percorso P-T dei micascisti e di un campione di hornfels. Il P-T path schematico riassuntivo delle rocce dell'Unità del Monte Grighini dedotto dai P-T path dei tre campioni di micascisto G49, G53 e G57 e riportato nella figura 10.1. Il P-T path è progrado e *clock wise*. Si è osservato che il picco termico dei micascisti è prossimo a quello calcolato sulla base del bordo del granato dell'hornfels. Considerando il granato dei micascisti sin-cinematico durante la fase deformativa D_2 , si è stabilito che in un momento compreso tra la formazione del cuore del granato (pre-sin- D_2) e la formazione del bordo del granato (sin- D_2), si è intruso il granito, anch'esso sin-cinematico responsabile dello sviluppo di un'areola marcata da contattiti (hornfels). La modellizzazione termodinamica di due leucograniti ha permesso di stimare la profondità di messa in posto del complesso granitico (16-21 km). Le condizioni P-T ottenute per un campione di hornfels prelevato in prossimità del leucogranito sono simili a quelle ricostruite per i campioni di micascisti, sebbene questi ultimi siano apparentemente distanti dall'intrusione granitica. Ciò potrebbe essere dovuto al fatto che l'intrusione granitica si sia messa in posto ad un livello crostale nel quale le condizioni di temperatura delle rocce circostanti non erano significative.

- I dati acquisiti nella tesi di dottorato integrati con il modello di evoluzione tettonica proposto da Musumeci (1992) hanno consentito di ricostruire la storia tettono-metamorfica dell'Unità del Monte Grighini in quattro stadi: A) ispessimento crostale con sviluppo di un'intensa foliazione polifasica in condizioni di facies scisti verdi ed anfibolitica (D_1 e inizio D_2), B) sviluppo incipiente della zona di taglio

ed inizio della messa in posto del corpo granitoide, C) stadio finale della messa in posto del corpo granitoide e sviluppo dell'attività di *shear*, D) tettonica di scollamento tardivo con fine del regime duttile.

Ringraziamenti

Ringrazio il Prof. Marcello Franceschelli per il suo aiuto, supporto e pazienza, e per tutto il tempo dedicato a questo lavoro.

Ringrazio il Prof. Hans Joachim Massonne (Universität Stuttgart) per la sua disponibilità ed accoglienza durante i tre mesi passati all'Institut für Mineralogie und Kristallchemie e per le facilitazioni analitiche e per l'aiuto nella modellizzazione termodinamica dei campioni studiati.

Ringrazio il Dott. Giovanni Musumeci (Università di Pisa) per l'accurata revisione della tesi di Dottorato. Inoltre vorrei ringraziarlo per tutto il materiale geologico sul Monte Grighini fornitomi durante questi tre anni di dottorato.

Ringrazio il Dott. Gabriele Cruciani per il tempo e l'aiuto che mi ha dedicato durante il lavoro di Tesi.

Ringrazio infine il Dott. Dario Fancello ed i tecnici Salvatore Noli e Salvatore Vacca per l'aiuto ed il supporto tecnico che mi hanno fornito durante questi tre anni.

La presente tesi è stata prodotta durante la frequenza del corso di dottorato in Scienze della Terra dell'Università degli Studi di Cagliari, a.a. 2010/2011 - 2012/2013, XXVI ciclo, con il supporto di una borsa di studio finanziata con le risorse del P.O.R. SARDEGNA F.S.E. 2007-2013 - Obiettivo competitività regionale e occupazione, Asse IV Capitale umano, Linea di Attività I.3.1 "Finanziamento di corsi di dottorato finalizzati alla formazione di capitale umano altamente specializzato, in particolare per i settori dell'ICT, delle nanotecnologie e delle biotecnologie, dell'energia e dello sviluppo sostenibile, dell'agroalimentare e dei materiali tradizionali".

Ringrazio l'Ente Foreste della Regione Autonoma della Sardegna per l'accesso al Monte Grighini durante il lavoro di terreno.

BIBLIOGRAFIA

Andersen D.J., Lindsley D.H. (1988) - *Internally consistent solution models for Fe-Mg-Mn-Ti oxides: Fe-Ti oxides*. American Mineralogist, 73, 714–726.

Arthaud F. (1963) – *Un exemple de tectonique superposées dans le Paléozoïque de l'Iglesiente (Sardegna)*. Comptes rendus de l'Académie des Sciences, Paris, 9, 303-304.

Brandelik A. (2009) - *CALCMIN—An EXCEL™ Visual Basic application for calculating mineral structural formulae from electron microprobe analyses*. Computers & Geosciences, 35, 1540–1551.

Calderoni G., Masi U., Maccioni L., Nicoletti M., Petrucciani C., Padalino G. (1984) - *Geochemistry and geochronology of the Caledonian "Porphyroids" from central Sardinia, (Italy)*. Rendiconti Società Italiana di Mineralogia e Petrologia, 39, 261-274.

Calvino S. (1961) – *Lineamenti strutturali del Sarrabus-Gerrei (Sardegna sud-orientale)*. Bollettino Servizio Geologico Italiano, 81, 489-556.

Cappelli B. (1991) – *LP-HT metamorphic core complexes in the nappe zone of the Hercynian chain of Sardinia (Italy)*. In: Geologia del Basamento Italiano, Siena 21-22 marzo, 118-121.

Cappelli B., Carmignani L., Castorina F., Di Pisa A., Oggiano G., Petrini R. (1992) - *A Hercynian suture zone in Sardinia: geological and geochemical evidence*. Geodinamica Acta, 5, 101–118.

Carmignani L., Barca S., Cappelli B., Di Pisa A., Gattiglio M., Oggiano G., Pertusati P.C. (1991) – *A tentative geodynamic model for the Hercynian basement of Sardinia*. In: Geologia del Basamento Italiano. Siena 21-22 Marzo, 23-27.

Carmignani L., Barca S., Cappelli B., Di Pisa A., Gattiglio M., Oggiano G., Pertusati P.C. (1992) – *A tentative geodynamic model for the Hercynian basement of Sardinia*. In: Carmignani L. e Sassi F.P. (eds.), Contribution to the Geology of Italy, IGCP no. 276 Newsletter 5, 187-197.

Carmignani L., Carosi R., Di Pisa A., Gattiglio G., Musumeci G., Oggiano G., Pertusati P.C. (1994) - *The Hercynian chain in Sardinia (Italy)*. Geodinamica Acta, 7, 1, 31-47.

Carmignani L., Coccozza T., Ghezzi C., Pertusati P.C., Ricci C.A. (1982) - *I lineamenti del Basamento Sardo. Guida alla Geologia del Paleozoico sardo*. Guide Geologiche Regionali. Memorie della Società Geologica Italiana, 20, 11-23.

Carmignani L., Del Moro A., Franceschelli M., Ghezzi C., Pertusati P.C. (1985) – *Sistematica Rb-Sr dei graniti sin cinematici del M.te Grighini, Sardegna centrale*. In: Evoluzione stratigrafica, tettonica, metamorfica e magmatica del Paleozoico italiano. Siena, Riunione Scientifica, 13-14 dicembre, 61-63.

Carmignani L., Oggiano G., Barca S., Conti P., Salvadori I., Eltrudis A., Funedda A., Pasci S. (2001) - *Geologia della Sardegna; Note Illustrative della Carta Geologica della Sardegna in scala 1:200.000*. Memorie Descrittive della Carta Geologica d'Italia, 60, Servizio Geologico d'Italia, Roma, 283 pp.

Carmignani L., Pertusati P.C. (1977) – *Analisi strutturale di un segmento della catena ercinica: il Gerrei (Sardegna sud-occidentale)*. Bollettino Società Geologica Italiana, 96, 339 – 364.

Carmignani L., Rossi P. (1999) – *Carta geologica e strutturale della Sardegna e della Corsica (1:500000)*. Rome, IPZS.

Carosi R. (1992) – *Finite strain determination in the tectonic units of central-southern Sardinia*. Bollettino della Società Geologica Italiana, 110 (1991), 675 – 683.

Carosi R., Musumeci G., Pertusati P.C. (1990a) – *Le Unità di Castello Medusa e Monte Grighini (Sardegna centro-meridionale) nell'evoluzione tettonica del basamento ercinico*. Bollettino della Società Geologica Italiana, 109, 643-654.

Carosi R., Musumeci G., Pertusati P.C. (1990b) – *Senso di trasporto delle unità tettoniche erciniche della Sardegna dedotto dagli indicatori cinematici nei livelli cataclastico-milonitici*. Rendiconti della Società Geologica Italiana, 13, 103-106.

Carosi R., Musumeci G., Pertusati P.C. (1991) – *Differences in the structural evolution of tectonic units in central-southern Sardinia*. Bollettino della Società Geologica Italiana, 110, 543-551.

Carosi R., Gattiglio M., Musumeci G., Oggiano G. (1992) - *Geologia della catena ercinica in Sardegna*. Zona a falde. In: Carmignani L., Pertusati P.C., Barca S., Carosi R., Di Pisa A., Gattiglio M., Musumeci G. e Oggiano G. (eds), *Struttura della catena ercinica in Sardegna*. Guida all'escursione. Gruppo informale di Geologia Strutturale sul basamento paleozoico della Sardegna, Siena, 77 – 145.

Carosi R., Palmeri R. (2002) – *Orogen-parallel tectonic transport in the Variscan Belt of northeastern Sardinia (Italy): implications for the exhumation of medium-pressure metamorphic rocks*. Geological Magazine, 139, 497-511.

Cherchi G.P. (1985) – *Monte Grighini: studio dei rapporti tra un granito sin cinematico e unità tettoniche erciniche*. Tesi di Laurea.

Cherchi G.P., Musumeci G. (1986) - *Il leucogranito del M. Grighini (Sardegna centro-occidentale), un esempio di granito deformato all'interno di una fascia di taglio duttile: caratteristiche meso e microstrutturali*. Atti Società Toscana Scienze Naturali, Memorie, Serie A, XCIII, 13-29.

Connolly, J.A.D., (1990) - *Multivariable phase diagrams: an algorithm base on generalized thermodynamics*. American Journal of Science 290, 666–718.

Conti P., Carmignani L., Funedda A. (2001) – *Change of nappe transport direction during the Variscan collisional evolution of central-southern Sardinia (Italy)*. *Tectonophysics*, 332, 255-273.

Conti P., Funedda A., Cerbai N. (1998) – *Mylonite development in the Hercynian basement of Sardinia (Italy)*. *Journal of Structural Geology*, 20, 2/3, 121-133.

Costamagna L.G., Cruciani G., Franceschelli M., Puxeddu M. (2012) - *A volcano-sedimentary sequence with albitite layers in the Variscan basement of NE Sardinia: a petrographical and geochemical study*. *Periodico di Mineralogia*, 81, 179–204.

Cruciani G., Franceschelli M., Musumeci G., Spano M.E., Tiepolo M. (2013) – *U-Pb zircon dating and nature of metavolcanics and metarkoses from the Monte Grighini Unit: new insights on Late Ordovician magmatism in the Variscan belt in Sardinia, Italy*. *International Journal of Earth Sciences*, 102, 2077-2096.

Dack A.V. (2009) - *Internal Structure and geochronology of the Gerrei Unit in the Flumendosa area, Variscan External Nappe Zone, Sardinia, Italy*. Phd Thesis, Boise State University, pp 116.

Deer W.A., Howie A., Zussman J. (1986) – *An interdiction to rock-forming minerals*. 17th Longman Ltd, pp.528.

de Capitani C., Brown T.H. (1987) - *The computation of chemical equilibrium in complex systems containing non-ideal solutions*. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 51, 2639-2652.

Del Moro A., Di Pisa A., Oggiano G., Villa I.M. (1991) – *Isotopic ages of two constrasting tectonometamorphic episodes in the Variscan chain in N Sardinia*. *Geologia del basamento Italiano*. 21-22 marzo 1991, Siena, 33-35.

Dessau G., Duchi G., Moretti A., Oggiano G. (1983) – *Geologia della Zona del valico di Correboi (Sardegna centro orientale). Rilevamento, tettonica e giacimenti minerari*. *Bollettino della Società Geologica Italiana*, 101, 497-522.

Elter F. M. (1987) - *La fascia blastomilonitica tardo-ercinica della Valle del Posada nella zona assiale della Sardegna*. Tesi di Dottorato, Università degli Studi di Siena, pp. 122.

Elter F.M., Faure M., Ghezzi C., Corsi B. (1999) - *Late Hercynian shear zones in northeastern Sardinia (Italy)*. *Géologie de la France*, 2, 3–16.

Elter F.M., Musumeci G., Pertusati P.C. (1990) - *Late Hercynian shear zones in Sardinia*. *Tectonophysics*, 176, 387- 404.

Elter F.M., Padovano M., Kraus K. (2010) - *The emplacement of Variscan HT metamorphic rocks linked to the interaction between Gondwana and Laurussia: structural constraints in NE Sardinia (Italy)*. *Terra Nova*, 22, 369-377.

Eltrudis A., Franceschelli M., Gattiglio M., Porcu R. (1995) - *Discontinuous metamorphic zonation in the Paleozoic units of the Hercynian chain of SW Sardinia, Italy. Evidence from structural and illite crystallinity data.* Schweizer Mineralogische und Petrographische Mitteilungen, 75, 201 – 211.

Fettes D., Desmons J. (2007) - *Metamorphic rocks. A classification and Glossary of Terms.* Cambridge University Press, 242 pp.

Franceschelli M., Memmi I., Pannuti F., Ricci C.A. (1989) - *Diachronous metamorphic equilibria in the Hercynian basement of northern Sardinia, Italy.* In: Daly J.S., Cliff R.A., Yardley B.W.D. (Eds). *Evolution of metamorphic belts.* Geological Society Special Publication, 43, 371 – 375.

Franceschelli M., Memmi I., Ricci C.A. (1982) - *Zoneografia metamorfica della Sardegna settentrionale.* In: Guida alla Geologia del Paleozoico Sardo. Guide geologiche regionali. Società Geologica Italiana, 137 – 149.

Franceschelli M., Puxeddu M., Cruciani G. (2005) - *Variscan metamorphism in Sardinia, Italy: review and discussion.* In: Carosi R., Dias R., Iacopini D., Rosenbaum G. (eds) *The southern Variscan belt.* Journal Virtual Explorer, 19, Paper 2.

Fuhrman M.L., Lindsley D.H.(1988) - *Ternary-Feldspar Modeling and Thermometry.* American Mineralogist, 73, 201-15.

Gabarino C., Naitza S., Rizzo R., Tocco S., Barca S., Forci A., Serri R. (2005) - *New evidence of Pre-Hercynian volcanics from Southern Sulcis (southwestern Sardinia).* Bollettino della Società Geologica Italiana, 124, 69 – 85.

Gaggero L., Oggiano G., Funedda A., Buzzi L. (2012) - *Rifting and arc-related early Paleozoic volcanism along the north Gondwana Margin: geochemical and geological evidence from Sardinia (Italy).* Journal of Geology, 120, 273–292.

Gattiglio M., Oggiano G. (1991) – *Stratigraphic and structural outline of the Riu Grappa tectonic unit (Southeastern Sardinia).* In: Geologia del Basamento Italiano. Siena 21-22 marzo. 167-168.

Ghezzo C., Memmi I., Ricci C.A. (1982) - *Le granuliti e le eclogiti della Sardegna nord-occidentale.* In: Guida alla Geologia del Paleozoico Sardo: Guide Geologiche Regionali. Società Geologica Italiana, 151 – 156.

Ghezzo C., Ricci C.A. (1970) – *Relazioni fra rocce granitiche e metamorfiche nella Sardegna centro-settentrionale. Nota II – I porfiroidi della regione Bolotana-Illorai.* Rendiconti della Società Italiana di Mineralogia e Petrologia, XXVI, 39 pp.

Giacomini F., Bomparola R.M., Ghezzo C., Gulbrandsen H. (2006) - *The geodynamic evolution of the Southern European Variscides: constraints from the U/Pb geochronology and geochemistry of the lower Palaeozoic magmatic-sedimentary sequences of Sardinia (Italy).* Contributions to Mineralogy and Petrology, 152, 19 – 42.

Gorton M. P., Schandl E. S. (2000) - *From continents to island arcs: a geochemical index of tectonic setting for arc-related and within-plate felsic to intermediate volcanic rocks*. Canadian Mineralogist, 38, 1065–1073.

Harris N.B.W., Pearce J.A., Tindle A.G. (1986) - *Geochemical characteristics of collision-zone magmatism*. In: Coward MP, Reis AC (eds) *Collision tectonics*. Geological Society London Special Publication, 19, 67–81.

Helbing H. (2003) - *No suture in the Sardinian Variscides: a structural, petrological and geochronological analysis*. Tübinger Geowissenschaftliche Arbeiten Reihe A, 68, 190.

Helbing H., Frisch W., Bons P.D. (2006) - *South Variscan terrane accretion: Sardinian constraints on the intra-Alpine Variscides*. Journal of Structural Geology, 28, 1277-1291.

Helbing H., Tiepolo M. (2005) - *Age determination of Ordovician magmatism in NE Sardinia and its bearing on Variscan basement evolution*. Journal of the Geological Society London, 162, 689–700.

Hensen B.J. (1971) *Theoretical phase relations involving cordierite and garnet in the system MgO – FeO – Al₂O₃- SiO₂*. Contributions to Mineralogy and Petrology, 31, 191 – 214.

Holland T.J.B., Baker J., Powell R. (1998) - *Mixing properties and activity-composition relationships of chlorites in the system MgO-FeO-Al₂O₃-SiO₂-H₂O*. European Journal of Mineralogy, 10,395-406.

Holland T.J.B., Powell R. (1996) - *Thermodynamics of order-disorder in minerals, 2. Symmetric formalism applied to solid solutions*. American Mineralogist, 81, 1425 – 1437.

Holland T.J.B., Powell R. (1998) - *An internal consistent thermodynamic dataset for phases of petrologic interest*. Journal of Metamorphic Geology, 16, 309 – 343.

Holland T.J.B., Powell R. (2001) - *Calculation of phase relations involving haplogranitic melts using an internally consistent thermodynamic dataset*. Journal of Petrology, 42, 673-83.

Holland T.J.B., Powell R. (2003) - *Activity-composition relations for phases in petrological calculations: an asymmetric multicomponent formulation*. Contributions to Mineralogy and Petrology, 145, 492-501.

Junker B., Schneider H.H. (1983) – *The Infracambrian Bithia Formation - Its facies development in Southwest Sardinia*. Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie, Stuttgart, 24, 369-384.

Laurenzi M.A., Del Moro A., Musumeci G., Pardini G. (1991) – *Rb/Sr and Ar/Ar chronology of Monte Grighini intrusive complex, Sardinia, Italy*. Terra Abstracts, Oxford, 3, 501-501.

Massonne H.J. (2010) - *Phase relations and dehydration behaviour of calcareous sediments at very-low to low grade metamorphic conditions*. Periodico di Mineralogia 79 (2), 21–43.

Massonne H.J. (2011) - *Pre-conference field trip: Erzgebirge (Ore Mountains), Germany and Czech Republic; German part of the Saxonian Erzgebirge*. Geolines 23, 29–59.

Massonne H.J., Willner, A.P. (2008) - *Dehydration behaviour of metapelites and midocean ridge basalt at very-low to low grade metamorphic conditions*. European Journal of Mineralogy 20, 867–879.

Mazzoli C., Visonà D. (1992) - *The gneisses of Monte Filau (Capo Spartivento, SW Sardinia): petrographic and chemical features*. In: L. Carmignani, F.P. Sassi (Eds). Contributions to the Geology of Italy with special regard to the Paleozoic basements. Volume dedicato a Tommaso Cocozza. IGCP No. 276, Newsletter, 5, 175 – 182.

Memmi I., Barca S., Carmignani L., Cocozza T., Elter F.M., Franceschelli M., Gattiglio M., Ghezzi C., Minzoni N., Naud G., Pertusati P.C., Ricci C.A. (1983) - *Further geochemical data on the Pre-Hercynian igneous activities of Sardinia and on their geodynamic significance*. IGCP 5, Newsletter, 5, 87-93.

Minzoni N. (1975) – *La serie delle formazioni Paleozoiche a sud del Gennargentu*. Bollettino della Società Geologica Italiana, 94, 347–365.

Musumeci G. (1985) – *Monte Grighini: evoluzione tettono-metamorfica di un edificio a falde di ricoprimento erciniche*. Tesi di Laurea.

Musumeci G. (1991a) - *Displacement calculation in a ductile shear zone: Monte Grighini shear zone (Central-Western Sardinia)*. Bollettino Società Geologica Italiana, 110, 771-777.

Musumeci G. (1991b) - *Tettonica trascorrente, magmatismo e metamorfismo nel basamento ercinico sardo: il Complesso del Monte Grighini (Sardegna centro-occidentale)*. Università di Pisa, Tesi di Dottorato, pp. 287.

Musumeci G. (1992) - *Ductile wrench tectonics and exhumation of hercynian metamorphic basement in Sardinia: Monte Grighini Complex*. Geodinamica Acta, 5, 1-2, 119-133.

Musumeci G., Spano M.E., Cherchi G.P., Franceschelli M., Pertusati P.C., Cruciani G. - *Geological map of Monte Grighini Variscan Complex (Sardinia, Italy)*. In revisione, Journal of Maps.

Naud G. (1979) - *Tentative de synthése sur l'évolution géodynamique de la Sardaigne anterpermienne*. Memorie Società Geologica Italiana, 20, 85–96.

Oggiano G., Di Pisa A. (1992) - *Geologia della catena ercinica in Sardegna – Zona Assiale*. In: Carmignani L., Pertusati P.C., Barca S., Carosi R., Di Pisa A., Gattiglio M., Musumeci G., Oggiano G. (eds). Struttura della catena ercinica in Sardegna. Guida all'escursione. Gruppo Informale di Geologia Strutturale sul basamento paleozoico della Sardegna: 147 – 177, Siena.

Oggiano G., Gaggero L., Funedda A., Buzzi L., Tiepolo M. (2009) - *Multiple early Paleozoic volcanic events at the northern Gondwana margin: U–Pb age evidence from the Southern Variscan branch (Sardinia, Italy)*. *Gondwana Research*, 17, 44-58.

Padovano M., Elter F.M., Pandeli E., Franceschelli M. (2012) – *The East Variscan Shear Zone: new insights into its role in the Late Carboniferous collision in southern Europe*. *International Geology Review*, 54, 8, 957-970.

Pavanetto P., Funedda A., Northrup C.J., Schmitz M., Crowley J., Loi A. (2012) - *Structure and U–Pb zircon geochronology in the Variscan foreland of SW Sardinia, Italy*. *Geological Journal*, 47, 426–445.

Pillola G.L. (1990) - *Lithologie et trilobites du Cambrien inférieur du SW de la Sardaigne (Italie): implications paléobiogéographiques*. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences*, 310, 321 – 328.

Powell R., Holland T.J.B. (1988) - *An internally consistent thermodynamic dataset with uncertainties and correlations: 3: application methods, worked examples and a computer program*. *Journal of Metamorphic Geology*, 6, 173–204.

Powell R., Holland T.J.B. (1999) - *Relating formulations of the thermodynamics of mineral solid solutions: Activity modeling of pyroxenes, amphiboles, and micas*. *American Mineralogist*, 84, 1-14.

Rasband W.S. (1997-2012) – *ImageJ*. U. S. National Institutes of Health, Bethesda, Maryland, USA.

Rossi P., Cocherie A. (1991) - *Genesis of a Variscan batholith: field, petrological and mineralogical evidence from the Corsica-Sardinia batholith*. *Tectonophysics*, 195, 319-346.

Rossi P., Oggiano G., Cocherie A. (2009) - *A restored section of the “southern Variscan realm” across the Corsica-Sardinia microcontinent*. *Comptes Rendus Geosciences*, 341, 224-238.

Sassi F.P. Visonà D. (1989) – *Gli gneiss di Monte Filau ed i loro rapporti con le rocce circostanti*. *Relazione inedita Progemica S.p.A.*, pp.38.

Stampfli G.M., (1996) - *The intra-Alpine terrain: A Palaeotethyan remnant in the Alpine Variscides*. *Eclogae Geologicae Helveticae*, v. 89, p. 12–42.

Stampfli G.M., (2001) - *Geology of the Western Swiss Alps, a Guide Book*. *Mémoires de Géologie (Lausanne)*, 36, pp. 195.

Stampfli G.M., (2012) - *The geodynamics of Pangea formation*. *Géologie de la France*, v. 2012, pp. 206–209.

Stampfli G.M., Borel G.D. (2002) - *A plate tectonic model for the Paleozoic and Mesozoic constrained by dynamic plate boundaries and restored synthetic oceanic isochrones*. *Earth and Planetary Science Letters*, 196, 17 – 33.

Stampfli G.M., von Raumer J.F., Borel G.D. (2002) - *The Palaeozoic evolution of pre-Variscan terranes: from Gondwana to the Variscan collision*. In: Martinez-Catalan J.R., Hatcher R.D., Arenas R., Diaz Garcia F. (eds) *Variscan-Appalachian dynamics: the building of the late Palaeozoic basement*. Geological Society of America Special Paper, 364, 263–280.

Sun S. S., McDonough W. F. (1989) - *Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes*. In Saunders, A.D., and Norry, M. J., eds. *Magmatism in the ocean basins*. Geological Society Special Publication, 42, 13–345.

von Raumer J.F., Bussy F., Schaltegger U., Schulz B., Stampfli G.M., (2013) – *Pre-Mesozoic Alpine basements – Their place in the European Paleozoic framework*. Geological Society of America Bulletin, 125, 1/2, 89-108.

von Raumer J.F., Bussy F., Stampfli G.M. (2009) - *The Variscan evolution in the External massif of the Alps and place in their Variscan framework*. Comptes Rendus Geoscience, 341, 239–252.

von Raumer J.F., Stampfli G.M., Bussy F. (2003) - *Gondwana-derived microcontinents – the constituents of the Variscan and Alpine collisional orogens*. Tectonophysics, 365, 7–22.

Wei C.J., Powell R. (2003) - *Phase relations in high-pressure metapelites in the system KFMASH (K₂O-FeO-MgO-Al₂O₃-SiO₂-H₂O) with application to natural rocks*. Contributions to Mineralogy and Petrology, 145, 301-15.

White R.W., Powell R., Holland T.J.B. (2001) - *Calculation of partial melting equilibria in the system Na₂O-CaO-K₂O-FeO-MgO-Al₂O₃-SiO₂-H₂O (NCKFMASH)*. Journal of Metamorphic Geology, 19, 139-53.

White R.W., Powell R., Phillips G.N. (2003) - *A mineral equilibria study of the hydrothermal alteration in mafic greenschist facies rocks at Kalgoorlie, Western Australia*. Journal of Metamorphic Geology, 21, 455-68.

White R.W., Powell R., Holland T.J.B., Worley B.A. (2000) - *The effect of TiO₂ and Fe₂O₃ on metapelitic assemblages at greenschist and amphibolites facies conditions: mineral equilibria calculations in the system K₂O-FeO-MgO-Al₂O₃-SiO₂-H₂O-TiO₂-Fe₂O₃*. Journal of Metamorphic Geology, 18, 497-511.

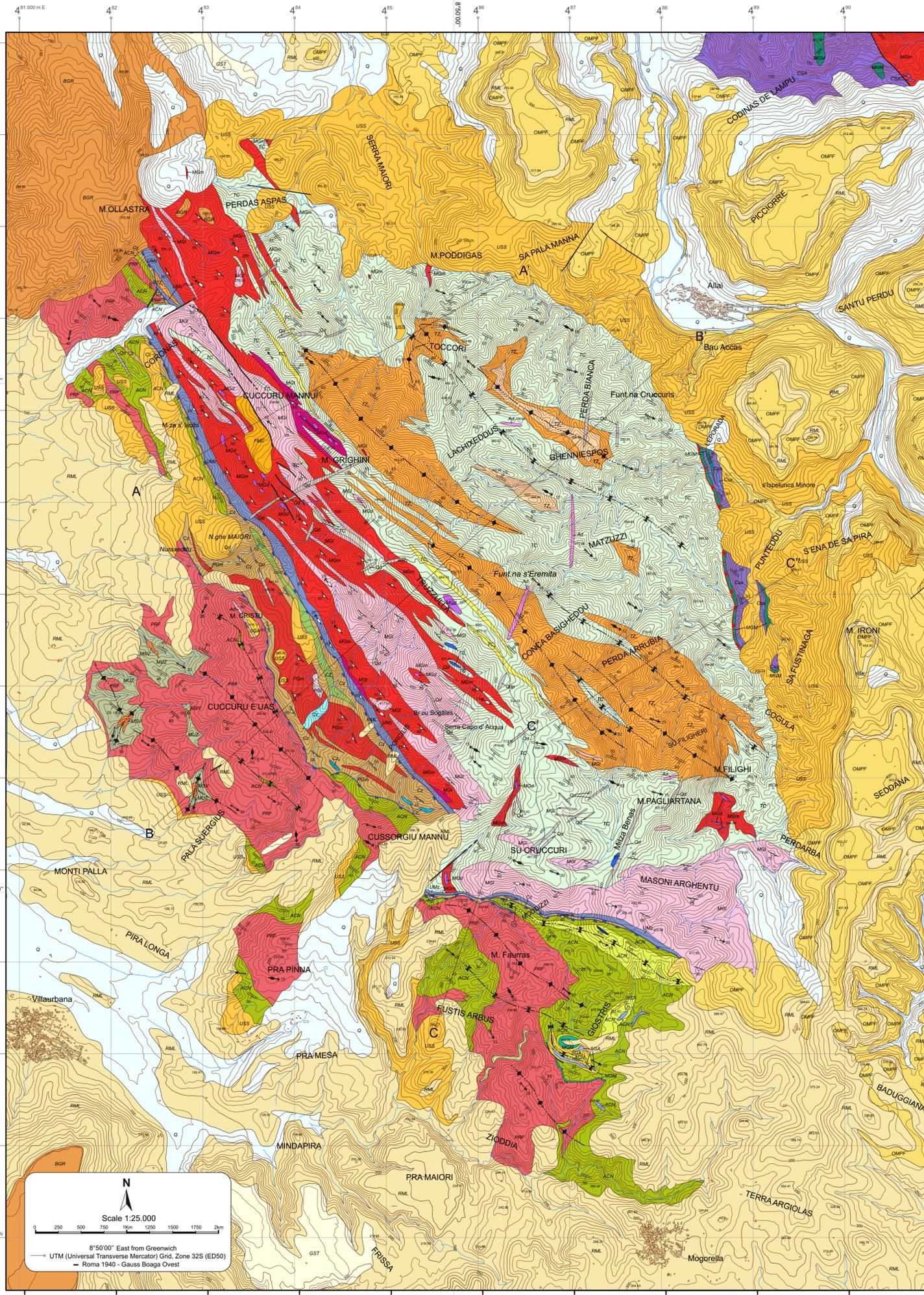
Wimmenauer W. (1984) - *Das praevariszische Kristallin im Schwarzwald*. . Fortschritte Mineralogie, 62, 69–86.

Winchester J.A., Floyd P.A. (1977) - *Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements*. Chemical Geology, 20, 325–343.

Geological map of Monte Grighini Variscan Complex (Sardinia, Italy)

G. Musumeci⁽¹⁾, M.E. Spano⁽²⁾, G.P. Cherchi⁽³⁾, M. Franceschelli⁽²⁾, P.C. Pertusati⁽¹⁾, G. Cruciani⁽²⁾

(1) Dipartimento Scienze della Terra, Università di Pisa (2) Dipartimento Scienze Chimiche e Geologiche, Università di Cagliari (3) ARPAS, Dipartimento provinciale di Sassari



GEOLOGICAL LEGEND:

POST-PALEOZOIC SEDIMENTARY AND VOLCANIC SUCCESSION

- Q - Quaternary deposits
Alluvial terraced and in evolution deposit (Holocene - Pleistocene)
- BGR - Basalti delle Giare
Subalkaline and alkaline basaltic to dacitic lavas (Pliocene)
- GST - Marne di Gesturi Formation
Alternation of arenaceous and clay marl (Upper Burdigalian - Middle Langhian)
- RML - Marmilla Formation
Heterometric and heterogenic conglomerate with cineritic matrix (Upper Aquitanian - Lower Burdigalian)
- OMPF - Calc-alkaline volcanics
Dacitic to rhyodacitic pyroclastic flows (Oligo-miocene)
- USS - Ussana Formation
Continental heterometric deposits (Upper Oligocene - Lower Aquitanian)
- FMC - Monte Cardiga Formation
Sandstone and quartzite sandstone. Fluvial-deltaic deposits (Lower Eocene)

VARISCAN BASEMENT

- LATE VARISCAN DYKE SYSTEM**
 - Qd - Quartz dykes
 - Qdp - quartz-plagioclase porphyry dykes
 - Ad - Aplites and pegmatite dykes
- LATE VARISCAN SHEAR ZONE**
 - Cz - Cataclastic zone
 - Cz - Cataclastic rocks with small bodies of a) shale, b) silicified metalmestones and c) hornfels
 - PG - Perdosedu granites
 - PG - a) intensely fractured medium-grained mylonitic monzogranites (PGm) and b) mylonitic leucogranites (PGl)
 - UMz - Ultramylonite zone
 - UMz - Ultramylonitic and minor mylonitic leucogranites and monzogranites

MONTE GRIGHINI INTRUSIVE COMPLEX (305-290 Ma)

- MGI - Monte Grighini leucogranites
Protomylonitic-mylonitic fine-grained muscovite-bearing leucogranites
- MGM - Monte Grighini monzogranites
Protomylonitic-mylonitic medium-grained biotite-bearing monzogranites
- MGI - Monte Grighini tonalites
Foliated fine-grained tonalites
- MGD - Monte Grighini diorites
Equigranular fine-grained diorites

STRUCTURAL SYMBOLS:

- S₁ axial plane foliation
- S₂ axial plane foliation
- S₃ axial plane foliation
- F₁ fold axis
- F₂ fold axis
- F₃ fold axis
- Stretching/mineral lineation
- Cataclastic foliation
- Mylonitic/ultramylonitic foliation
- Mylonitic stretching lineation
- Axial plane trace of F₁, antiform and synform
- Axial plane trace of F₂, antiform and synform
- Axial plane trace of F₃, antiform and synform
- Main thrust
- Transpressive fault
- Normal fault
- Strike-slip fault
- Fossiliferous locality
- Trace of geological section

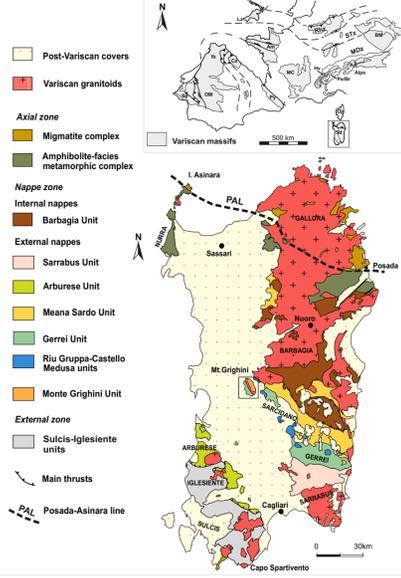
CASTELLO MEDUSA UNIT

- CSA - Complesso di Sa Lilla
Grey-greenish phyllites, a) marbles and calc-schists (? Silurian - Lower Carboniferous)
- MGM - Metarose di Genna Mesa
Metaroses, quartzites and metaconglomerates (Upper Ordovician)

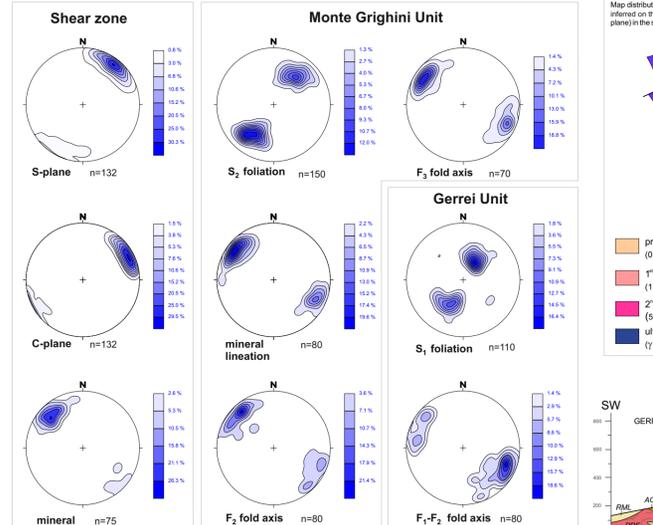
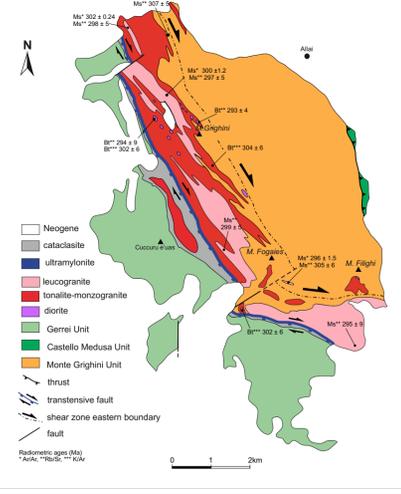
MONTE GRIGHINI UNIT

- TC - Toccori Formation
Garnet ± staurolite ± andalusite ± sillimanite schists, micaschists and minor paragneiss (TC), a) white quartzites, b) marbles (Upper Ordovician - Silurian)
- TZ - Truzzulla Formation
a) acidic metavolcanics, b) metaroses and metaconglomerates (Upper Ordovician - 440 Ma)

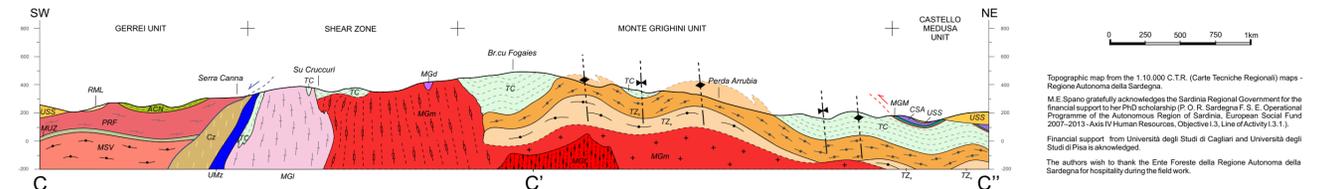
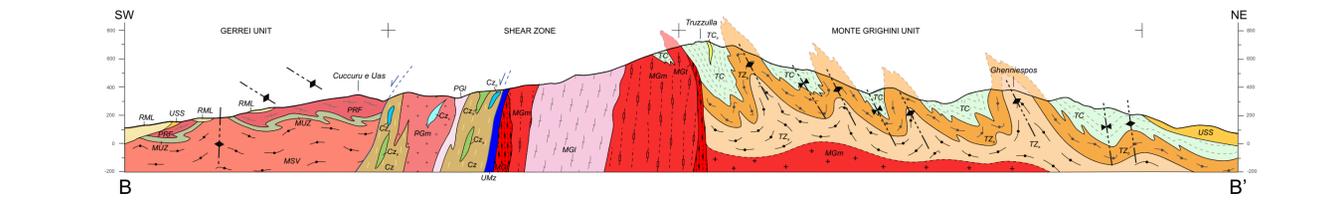
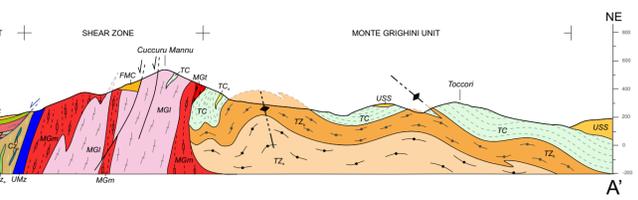
Geological map of the Variscan chain of Sardinia



Tectonic sketch map of the Monte Grighini Complex



Stereographic projections (lower-hemisphere equal-area; n = number of data) of structural elements



Topographic map from the 1:10,000 C.T.R. (Carte Tecniche Regionali) maps - Regione Autonoma della Sardegna.
M.E. Spano gratefully acknowledges the Sardinia Regional Government for the financial support for the PhD scholarship (P. O. R. Sardegna F. S. E. Operational Programme of the Autonomous Region of Sardinia, European Social Fund 2007-2013) Area 10 Human Resources, Objective 1.3, Line of Activity 1.3.1. Financial support from Università degli Studi di Cagliari and Università degli Studi di Pisa is acknowledged.
The authors wish to thank the Enea Foresta della Regione Autonoma della Sardegna for hospitality during the field work.