

UNIVERSITÀ
DI PAVIA

Dipartimento di Scienze della Terra e dell'Ambiente

Direttore: Prof. S. Seno

Corso di Laurea Magistrale in Geoscienze per lo Sviluppo Sostenibile

**LE INTRUSIONI STRATIGRAFICAMENTE "ANOMALE" NELLA
SEZIONE CROSTALE DI IVREA: STUDIO PETROGRAFICO E
REVISIONE DEI DATI DI LETTERATURA**

Relatore:

Prof. Tribuzio Riccardo

Correlatore:

Dott. Francesco Narduzzi

Tesi di Laurea Magistrale
in Geoscienze per lo Sviluppo Sostenibile
di FEDERICA CAUCHI
matr. 564266

Anno Accademico 2025/26

Sommario

1. Introduzione	4
2. Inquadramento geologico.....	6
3. Revisione critica dei dati di letteratura per i casi studio selezionati.....	10
3.1 Il granito charnockitico di Monte Barone	10
3.2 Il corpo appinitico di Quarona	15
3.3 Il filone femico di Campore.....	23
4. Relazioni di terreno e campionamento	29
4.1 Il granito charnockitico di Monte Barone	29
4.2 Il corpo appinitico di Quarona	36
4.3 Il filone femico di Campore.....	44
4.4 L'associazione diorite-pirossenite di Varallo	47
5. Studio petrografico al microscopio ottico	66
5.1 Il granito charnockitico di Monte Barone	66
5.2 Il corpo appinitico di Quarona	71
5.3 Il filone femico di Campore.....	80
5.4 L'associazione diorite-pirossenite di Varallo	91
6. Discussione: genesi delle intrusioni stratigraficamente "anomale" nella sezione crostale di Ivrea.....	116
6.1 Il granito charnockitico di Monte Barone	116
6.2 Il corpo appinitico di Quarona	117
6.3 Il filone doleritico di Campore.....	118
6.4 Confronto tra il gabbro di Breia e il filone doleritico di Campore.....	118
6.5 L'associazione diorite-pirossenite di Varallo	120
6.6 Confronto tra la pirossenite di Varallo e gli Ultramafic Pipes	121
7. Conclusioni.....	124
8. Bibliografia.....	125

1. Introduzione

La struttura composizionale della crosta continentale (Fig. 1-1) viene tipicamente descritta attraverso la presenza di intrusioni gabbriche nei settori inferiori e granitoidi in quelli stratigraficamente superiori (e.g., Cawood et al., 2013). Questa ripartizione trova riscontro nel laboratorio naturale della sezione crostale di Ivrea-Verbano, una delle rare sezioni di crosta continentale affioranti in modo quasi continuo sulla superficie terrestre (e.g., Handy et al., 1999; Decarlis et al., 2023). All'interno di questo dominio si osservano tuttavia significative eccezioni: si rileva infatti la locale presenza di intrusioni granitoidi nei livelli più profondi e, specularmente, di corpi gabbrici in posizioni relativamente superficiali. In letteratura, i dati petrografici, petrologici e geochimici relativi a questi corpi "anomali" risultano nel complesso limitati, rendendo la loro interpretazione petrogenetica parzialmente controversa.

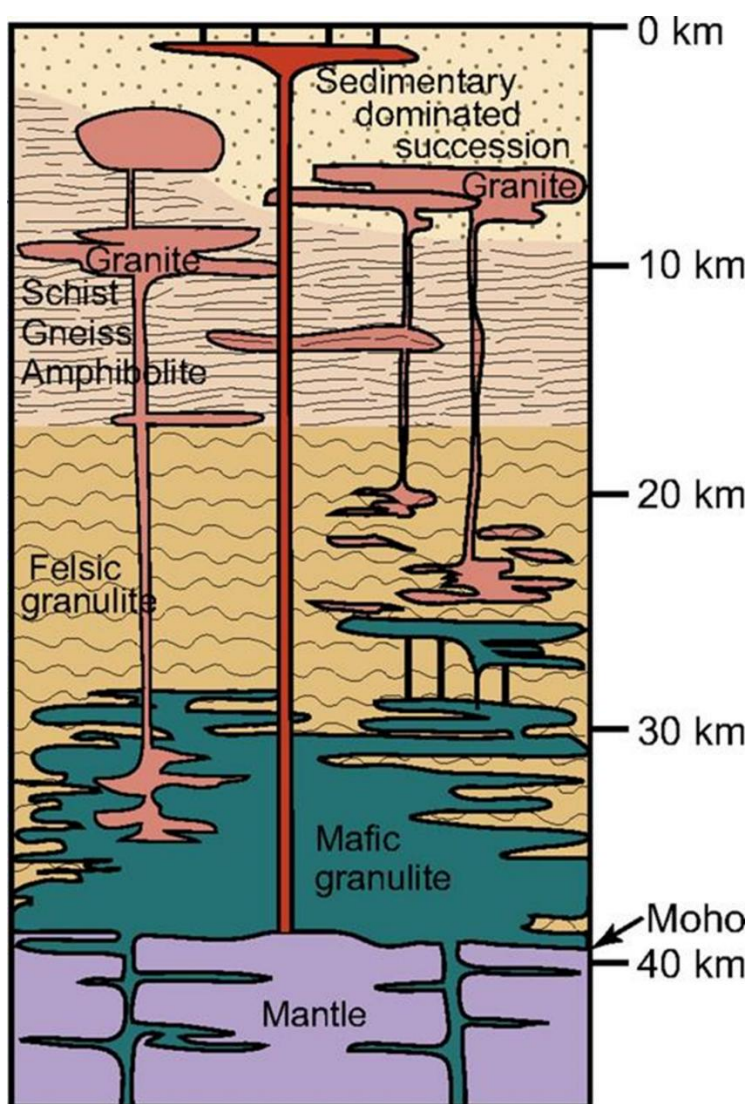


Fig. 1-1 Sezione schematica della crosta continentale, adattata da Hawkesworth e Kemp (2006a) (Cawood et al. (2013)).

Le rocce granitoidi presenti nel settore più profondo della sezione crostale d'Ivrea-Verbano si rinvencono all'interno del Complesso Mafico post-Varisico di età permiana, un'intrusione a

composizione prevalentemente gabbrica spessa circa 8 km (e.g., Quick et al., 1992, 1994; Sinigoi et al., 1995). Poiché queste rocce granitoidi sono caratterizzate dalla presenza di ortopirosseno, prendono il nome di charnockiti (Sinigoi et al., 1991). Nella cartografia geologica (Quick et al., 2003), gli affioramenti più estesi si localizzano in corrispondenza del Monte Barone (tra la Valsessera e la valle Strona di Postua) e del Monte Luvot (Valsesia). Le charnockiti del Monte Barone si collocano a livelli intermedi del Complesso Mafico, mentre quelle del Monte Luvot si trovano in prossimità del tetto, vicino al contatto con il basamento incassante. I limitati dati petrologici e geochimici attualmente disponibili (Sinigoi et al., 1991, 2011, 2016) interpretano queste rocce come prodotti di cristallizzazione di fusi anatettici, derivati da metasedimenti silicatici. In particolare, la sorgente metasedimentaria delle charnockiti del Monte Barone sarebbe costituita da lenti crostali posizionate a livelli più profondi del Complesso Mafico, inglobate durante la sua messa in posto.

Le rocce gabbriche localizzate nei livelli stratigrafici più superficiali della sezione crostale di Ivrea sono rappresentate principalmente dal “corpo appinitico di Quarona” in Valsesia (Klötzli et al., 2014) e dal “dicco di Campore” in Valle Mosso (Sinigoi et al., 2016). Entrambi i corpi affiorano a livelli intermedi della sezione, in corrispondenza della base stratigrafica della Zona Strona-Ceneri (o Serie dei Laghi). Sulla base delle composizioni chimiche e isotopiche di roccia totale, queste gabbrie sono state complessivamente considerate come rappresentative dei fusi di mantello genitori del Complesso Mafico della Zona Ivrea-Verbano. Si segnala inoltre la presenza di un affioramento contenente pirosseniti al tetto del Complesso Mafico in Val Mastallone, in corrispondenza dell’abitato di Varallo, finora non documentato in letteratura (comunicazione personale dei relatori). Tali pirosseniti testimoniano l’intrusione di un fuso magmatico chimicamente primitivo in prossimità del limite tra la Zona Ivrea-Verbano e la Zona Strona-Ceneri.

Il presente lavoro di tesi si propone di definire i caratteri petrografici delle intrusioni stratigraficamente “anomale” nella sezione crostale di Ivrea. Nello specifico, sono stati esaminati l’intrusione charnockitica del Monte Barone, il corpo appinitico di Quarona, il dicco di Campore e le pirosseniti di Varallo. Lo studio è consistito nell’analisi alla mesoscala di diversi affioramenti, nella raccolta di campioni rappresentativi e nell’esame di 29 sezioni sottili al microscopio ottico a luce trasmessa. Oltre all’indagine petrografica, l’elaborazione dei dati petrologici e geochimici reperiti in letteratura ha permesso di elaborare diagrammi originali. Attraverso questo approccio, è stato possibile verificare la validità dei modelli petrogenetici proposti in letteratura sia per le charnockiti della Zona Ivrea-Verbano, sia per le rocce gabbriche alla base della Zona Strona-Ceneri. Infine, i caratteri petrografici delle pirosseniti di Varallo sono stati confrontati con quelli di altri corpi pirossenitici descritti in letteratura in differenti settori del Complesso Mafico.

2. Inquadramento geologico

La Zona Ivrea Verbano (IVZ), situata nelle Alpi meridionali nord-occidentali, (Fig. 2-1) rappresenta una sezione di crosta continentale inferiore eccezionalmente preservata ed esposta, interpretata come parte della crosta pre-alpina dell'Adria esumata durante l'orogenesi Alpina (e.g., Mehnert, 1975; Fountain, 1976; Handy et al., 1999). La peculiarità della Zona Ivrea-Verbanò risiede nella possibilità di osservare direttamente livelli crostali profondi, normalmente non accessibili, caratterizzati dalla presenza di rocce metamorfiche di alto grado, intrusioni mafiche e corpi di mantello.

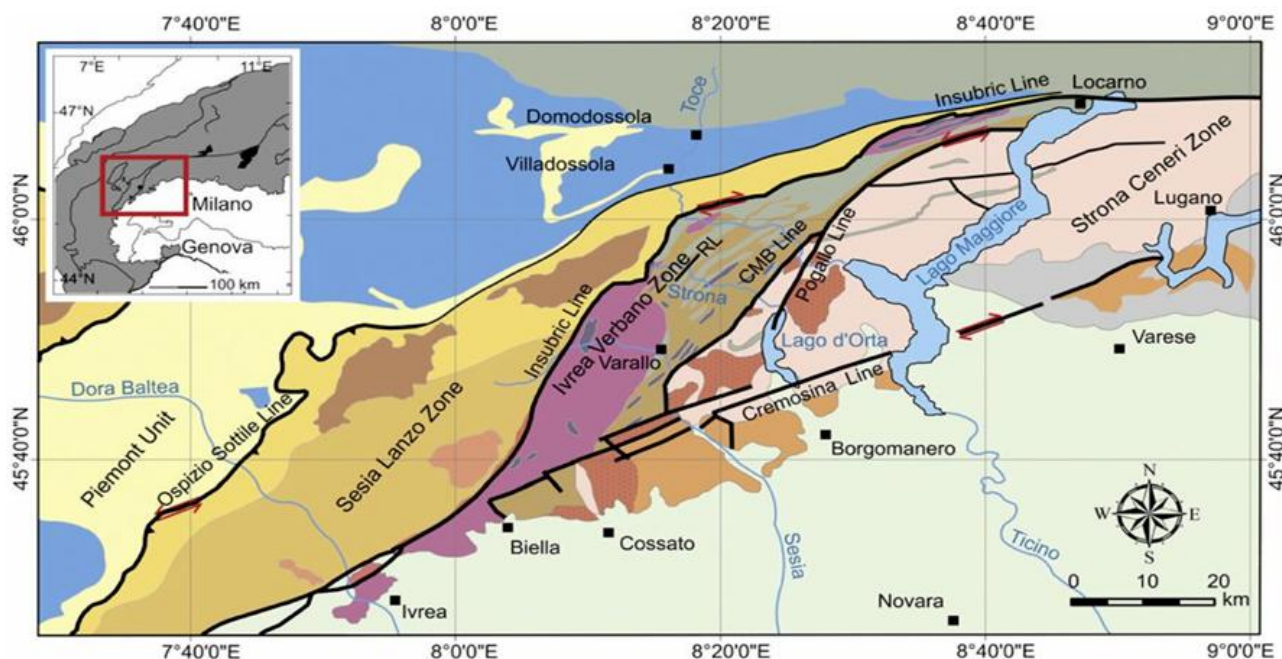


Fig. 2-1 Carta geologica delle unità tettoniche delle Alpi Centrali (immagine modificata da Wolff et al. 2012).

La Zona Ivrea-Verbanò costituisce il settore più profondo di una sezione crostale completa che comprende anche la sovrastante Zona Strona-Ceneri, nota in letteratura come Serie dei Laghi (Fig. 2-2). Quest'ultima rappresenta livelli crostali medio-superiori ed è costituita prevalentemente da paragneiss, micascisti e ortogneiss di età paleozoica, successivamente intrusi durante il Permiano da grandi plutoni granitoidi appartenenti alla suite dei "Graniti dei Laghi" (e.g., Boriani et al., 1988; Pinarelli et al., 1988; Schaltegger e Brack, 2007). La sequenza crostale è inoltre ricoperta da un complesso vulcanico bimodale prevalentemente riolitico, associato all'attività del sistema magmatico permiano (anche definito come Sesia Magmatic System, Quick et al., 2009).

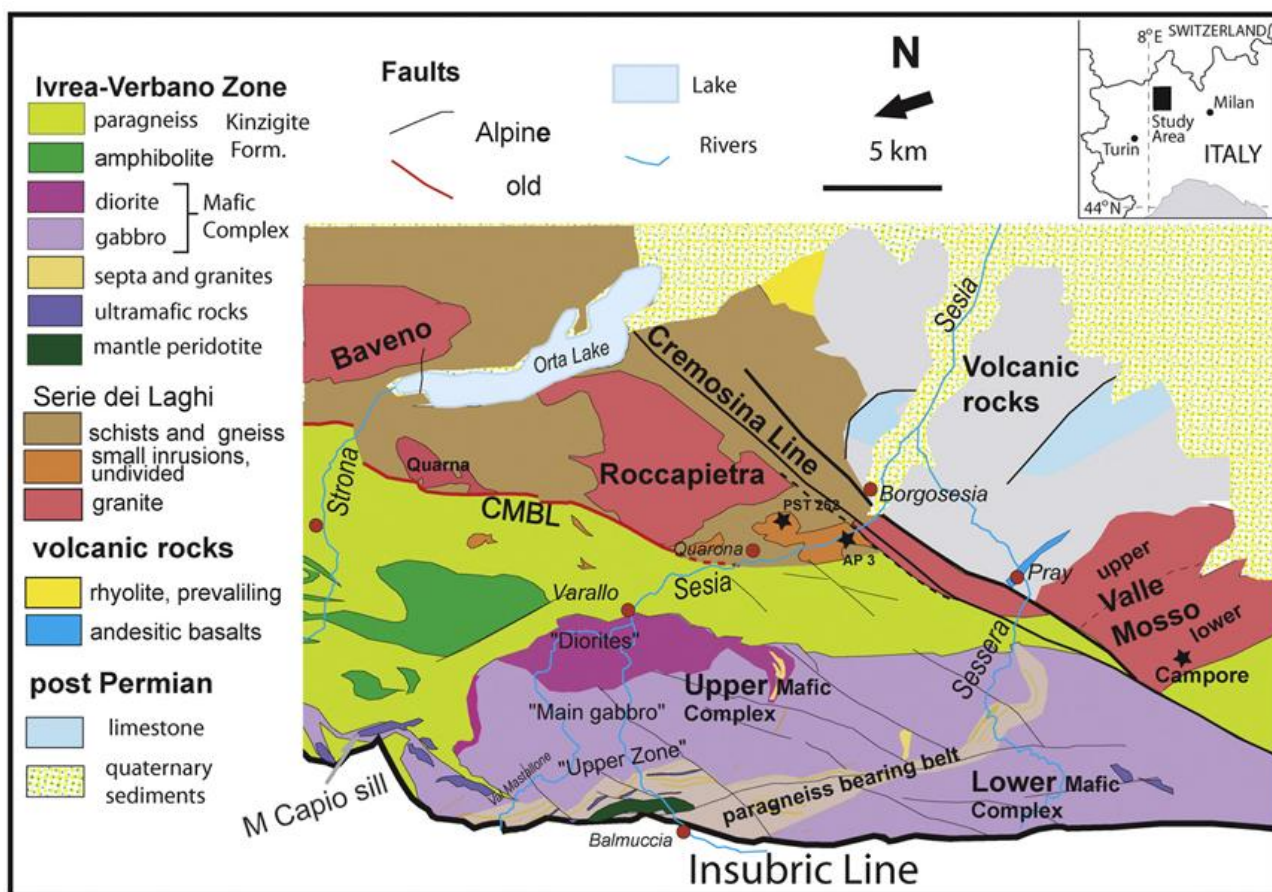


Fig. 2-2 Carta geologica della parte centrale della Zona Ivrea-Verbano e della Serie dei Laghi, compilata sulla base di Schmid (1967), Zingg (1980), Boriani et al. (1988), Quick et al. (2003) e Rutter et al. (2007), ruotata in senso antiorario al fine di approssimare l'orientazione originaria della sezione crostale prima dell'esumazione e dell'inclinazione tettonica. Le stelle nere indicano la posizione dei campioni di particolare interesse, tra cui il filone di Campore e il granito anatettico AP3. I "Graniti dei Laghi" comprendono anche il corpo di Montorfano, situato alcuni chilometri a nord dell'area rappresentata.

Dal punto di vista strutturale, la Zona Ivrea Verbano è delimitata a nord-ovest dalla Linea Insubrica (o Linea Preadriatica), un importante lineamento tettonico alpino che separa il dominio Sudalpino dal dominio Austroalpino. Verso sud-est il contatto con la Serie dei Laghi è tradizionalmente associato alla Linea Cossato-Mergozzo-Brissago (CMBL), una zona di taglio duttile caratterizzata dalla presenza di miloniti ad alta temperatura e intrusioni magmatiche di composizione variabile, note in letteratura come "appiniti" (Boriani e Sacchi, 1973; Boriani et al., 1990). Nel settore settentrionale della Zona Ivrea-Verbano, la CMBL è dislocata dalla zona di taglio di Pogallo, interpretata come una struttura estensionale mesozoica successivamente ruotata durante l'evoluzione alpina (Zingg et al., 1990; Mulch et al., 2002).

L'assetto attuale della Zona Ivrea-Verbano è il risultato dell'esumazione e della rotazione di una sezione crostale originariamente suborizzontale. In particolare, il gradiente metamorfico osservato all'interno della zona evidenzia un progressivo aumento delle condizioni di pressione e temperatura verso nord-ovest, passando da condizioni di facies anfibolitica nelle porzioni superiori fino a

condizioni di facies granulitica nei livelli più profondi (Zingg, 1980; Henk et al., 1997). La sezione crostale è stata successivamente inclinata durante gli eventi tettonici alpini, permettendo l'esposizione verticale di livelli crostali originariamente profondi.

La Formazione Kinzigitica costituisce il principale basamento metamorfico della Zona Ivrea-Verbanò ed è composta prevalentemente da metasedimenti, principalmente metapeliti e metapsammiti, con subordinate metabasiti e rocce calcsilicatiche (Bertolani, 1954; Zingg, 1983; Sills, 1984). Queste rocce registrano un gradiente metamorfico che aumenta progressivamente dalla parte superiore verso i livelli più profondi della sezione crostale, passando dalla facies anfibolitica a quella granulitica.

Le condizioni di picco metamorfico raggiunte dalla Formazione Kinzigitica sono state interpretate come il risultato dell'interazione tra ispessimento crostale durante l'orogenesi Varisica e successivo apporto di calore associato al magmatismo permiano (Henk et al., 1997; Handy et al., 1999). In particolare, le porzioni profonde della formazione hanno raggiunto condizioni di alta temperatura compatibili con la fusione parziale della crosta, processo che ha avuto un ruolo importante nella genesi dei magmi felsici associati al Sesia Magmatic System (Fig. 2-3).

Durante il permiano inferiore, la crosta continentale della Zona Ivrea-Verbanò fu interessata da un intenso evento magmatico noto come Sesia Magmatic System (Sinigoi et al., 2010). Tale sistema comprende intrusioni mafiche nella crosta inferiore, corpi granitoidi nei livelli crostali superiori e prodotti vulcanici coevi, ed è stato interpretato come il sistema di alimentazione di una grande caldera riolitica permiana (Quick et al., 2009).

Il principale corpo intrusivo della Zona Ivrea-Verbanò è rappresentato dal Complesso Mafico, un'intrusione gabbriaca stratificata con uno spessore di circa 8km, emessa nella crosta inferiore durante il permiano (Rivalenti et al., 1975; Sinigoi et al., 1991, 2011). Il complesso è costituito prevalentemente da gabbri, gabbroonoriti e subordinate rocce ultramafiche, dioritiche e granitiche. La sua formazione è stata interpretata come il risultato di ripetuti episodi di intrusione di magmi basaltici derivati dal mantello, con conseguente cristallizzazione frazionata, assimilazione della crosta circostante e produzione di fusi residui e anatettici (Sinigoi et al., 2016).

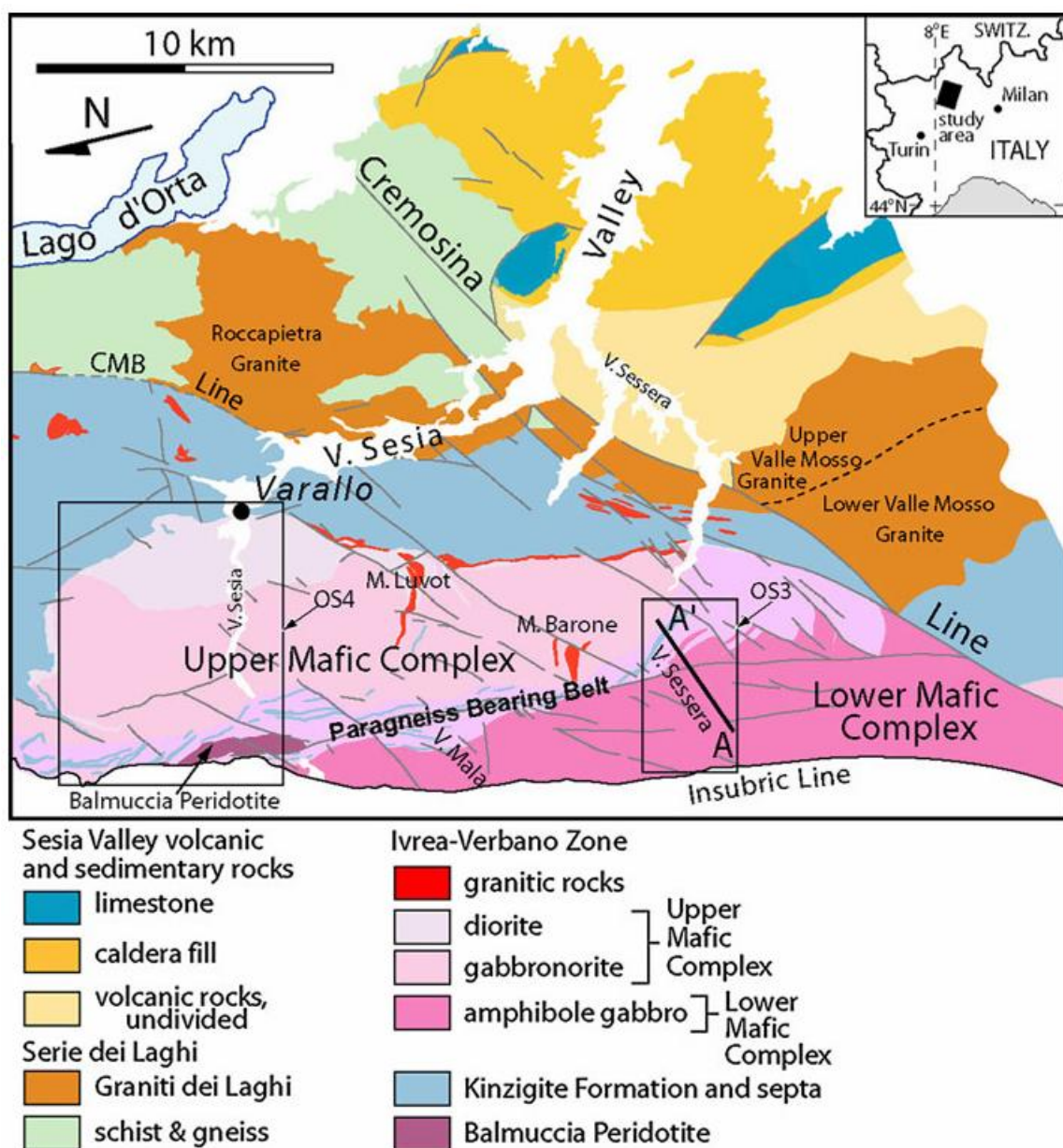


Fig. 2-3 Carta geologica del Sesia Magmatic System, modificata da Quick et al. (2009). I riquadri OS3 e OS4 fanno riferimento ai rispettivi Supplementi Online, nei quali è riportata la posizione dei campioni.

La principale fase di cristallizzazione del Complesso Mafico è stata datata tra circa 290 e 280 Ma mediante geocronologia U-Pb su zircone (Peressini et al., 2007; Quick et al., 2009; Klötzli et al., 2014). Tuttavia, dati geocronologici più recenti indicano la presenza di attività magmatica precedente, con intrusioni nella crosta inferiore e intermedia già a partire da circa 310 Ma (Klötzli et al., 2014), suggerendo un'evoluzione prolungata del sistema magmatico.

Nel complesso, la Zona Ivrea-Verbano rappresenta quindi una sezione naturale attraverso la crosta continentale inferiore, nella quale sono conservate le relazioni tra basamento metamorfico, intrusioni mafiche e magmatismo granitoide permiano. La particolare disposizione stratigrafica di queste unità consente di analizzare i processi di trasferimento di magma e di interazione tra componenti mantellari

e crostali durante l'evoluzione della crosta inferiore. In questo contesto si collocano le intrusioni considerate nel presente lavoro, i cui caratteri petrografici e le cui relazioni con la struttura crostale vengono discussi nei capitoli successivi.

3. Revisione critica dei dati di letteratura per i casi studio selezionati

3.1 Il granito charnockitico di Monte Barone

Le charnockiti sono rocce granitiche che si distinguono per la presenza di ortopirosseno ricco in ferro. Nel Complesso Mafico della Zona Ivrea-Verbanò (Quick et al., 2003), gli affioramenti charnockitici più estesi sono stati identificati presso Monte Barone (tra la Valsessera e la valle Strona di Postua) e Monte Luvot (Valsesia). In Valsesia, affiorano altri corpi charnockitici di estensione più limitata, presso Castello di Gavalva e a ovest di Bec d'Ovaga. Le charnockiti di Monte Barone si collocano a livelli intermedi del Complesso Mafico, così come gli affioramenti di estensione limitata, mentre quelle di Monte Luvot si trovano in prossimità del tetto, vicino al contatto con il basamento incassante.

Il primo studio petrografico sulle charnockiti di Monte Barone è stato realizzato da Sinigoi e collaboratori nel 1991. In questo studio, si evidenzia come queste charnockiti siano leucocratiche e incluse all'interno di una serie denominata NCK (Fig. 3.1-1), una serie di rocce principalmente a composizione norite, quarzo-noritica e charnockitica, che localmente include livelli a composizione anortositica. Questa denominazione sarà poi abbandonata negli studi successivi (Sinigoi et al., 2011, 2016) in cui tali rocce prenderanno più semplicemente il nome di noriti. In Sinigoi et al. (1991) si segnala inoltre che rocce charnockitiche leucocratiche formano una sottile cintura discontinua lungo il tetto dell'intrusione, al contatto con il basamento incassante. Tale cintura contiene numerose xenoliti crostali, la cui abbondanza aumenta in prossimità del contatto.

Secondo Sinigoi et al. (1991), le charnockiti leucocratiche di Monte Barone mostrano una foliazione ben definita, subparallela rispetto a una stratificazione composizionale. Localmente includono relitti di tessiture grafiche (i.e., concrescimenti interdigitati di quarzo e K-feldspato). Per quanto riguarda le caratteristiche petrografiche delle charnockiti leucocratiche di Monte Barone, si cita inoltre la presenza di mesoperititi (i.e., intercrescita di K-feldspato e plagioclasio sodico in parti all'incirca uguali) e di antiperititi (i.e., plagioclasio sodico contenente lamelle di K-feldspato). In una tabella riassuntiva sui caratteri petrografici dei principali litotipi studiati, viene infine riportata la locale presenza di biotite e/o granato come fasi accessorie assieme all'ortopirosseno. La tessitura delle charnockiti leucocratiche viene descritta come ipidiomorfa ma ricristallizzata.

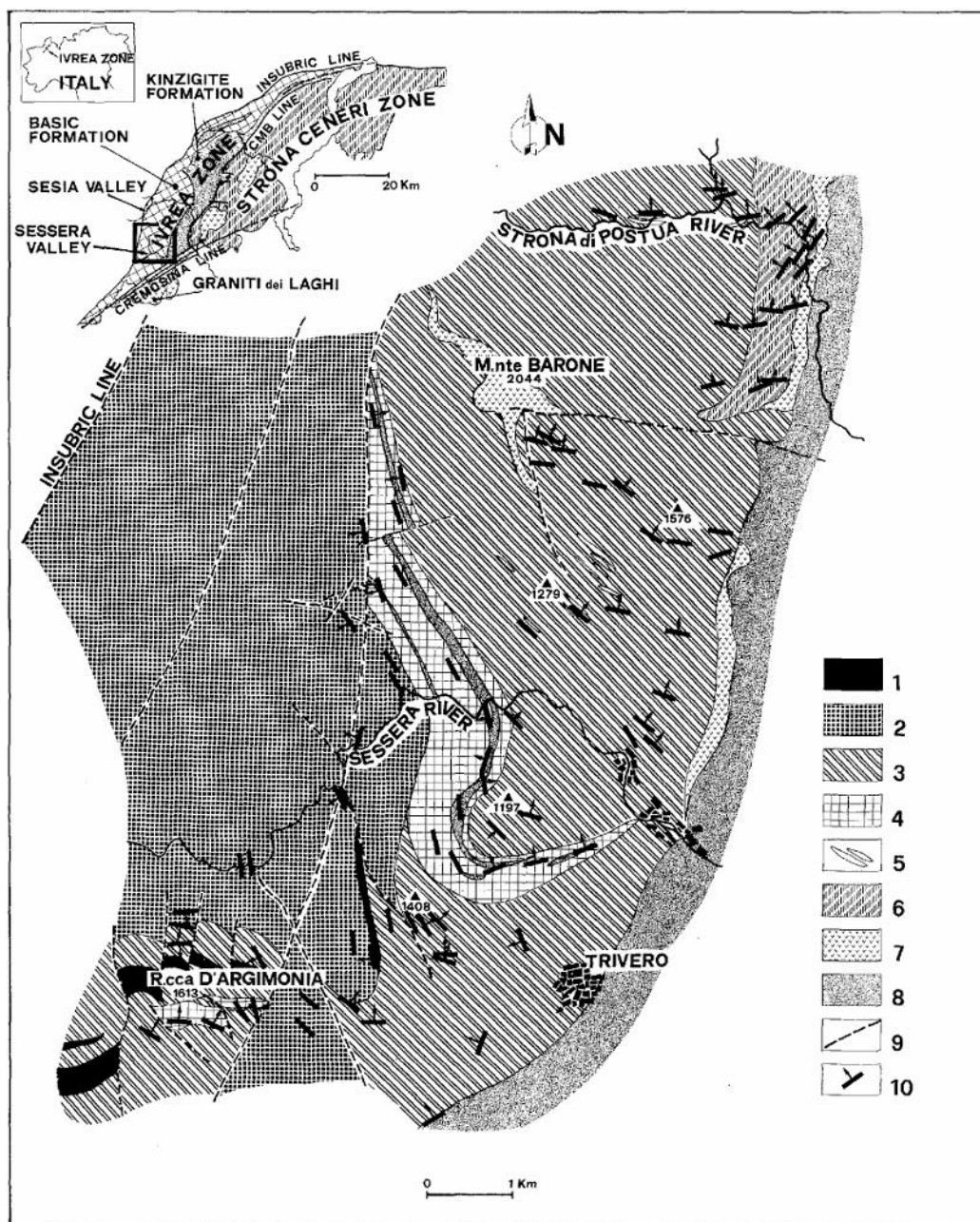


Fig. 3.1-1 Carta geologica schematica dell'area della Val Sessera: 1=rocce ultramafiche; 2=gabbro contenente anfibolo (AG); 3=serie da norite a charnockite (NCK); 4=interlayering di AG e NCK; 5= layer di cumulati anortositici; 6=dioriti; 7=charnockiti leucocratiche; 8=formazione Kinzigitica e setti metapelitici; 9=faglie principali; 10=direzione e immersione della stratificazione, Sinigoi et al. 1991.

Sinigoi et al. (1991) riportano tre analisi di charnockiti leucocratiche, ma non provenienti da Monte Barone. Le analisi chimiche delle charnockiti leucocratiche sono invece descritte in Sinigoi et al. (2011). In questo studio, sono stati analizzati cinque campioni per gli elementi maggiori. Per due di queste charnockiti, sono stati analizzati anche gli elementi in tracce. Si noti che non sono riportati in letteratura dati isotopici per il granito di Monte Barone.

Le charnockiti di Monte Barone sono caratterizzate da elevati contenuti in SiO_2 , compresi tra 72 e 76 wt%, associati a bassi valori di Mg# (30-42). Per 4 dei 5 campioni, i tenori di K_2O e di CaO si attestano

con valori rispettivamente compresi tra 3.6 e 4.3 wt% e tra 1.3 e 2.0 wt%. Il quinto campione (siglato LU9) si distingue per il contenuto di K_2O più elevato (6.2 wt%) e il più basso contenuto di CaO (0.7 wt%), a testimoniare una più alta proporzione modale di K-feldspato a scapito del plagioclasio. Le concentrazioni di Al_2O_3 e Na_2O sono invece complessivamente poco variabili (rispettivamente 14.2-15.2 wt% e 3.6-4.4 wt%). Le concentrazioni di TiO_2 sono invariabilmente basse (≤ 0.2 wt%).

I due campioni analizzati per le tracce da Sinigoi et al. (2011) hanno restituito un pattern delle Terre Rare normalizzato rispetto alle abbondanze condritiche caratterizzato da un arricchimento delle Terre Rare leggere rispetto a quelle intermedie e da un andamento all'incirca piatto per le Terre Rare pesanti (Fig. 3.1-2). Le concentrazioni assolute delle REE sono però molto differenti. La charnockite LU7 presenta basse concentrazioni, associate a una debole anomalia positiva in Eu, che tipicamente viene messa in relazione a un processo di accumulo di feldspato. La charnockite LU8 mostra invece concentrazioni di REE elevate, associate a una prominente anomalia negativa in Eu. Si osserva che questo campione si distingue anche per le concentrazioni di P_2O_5 relativamente alte (0.18 wt% vs. ~ 0.05 nei rimanenti quattro campioni analizzati). È quindi plausibile che i più alti contenuti di REE della charnockite LU8 riflettano la significativa presenza di una fase accessoria ricca in P, come l'apatite e/o la monazite, la quali tipicamente concentrano un'elevata quantità di Terre Rare.

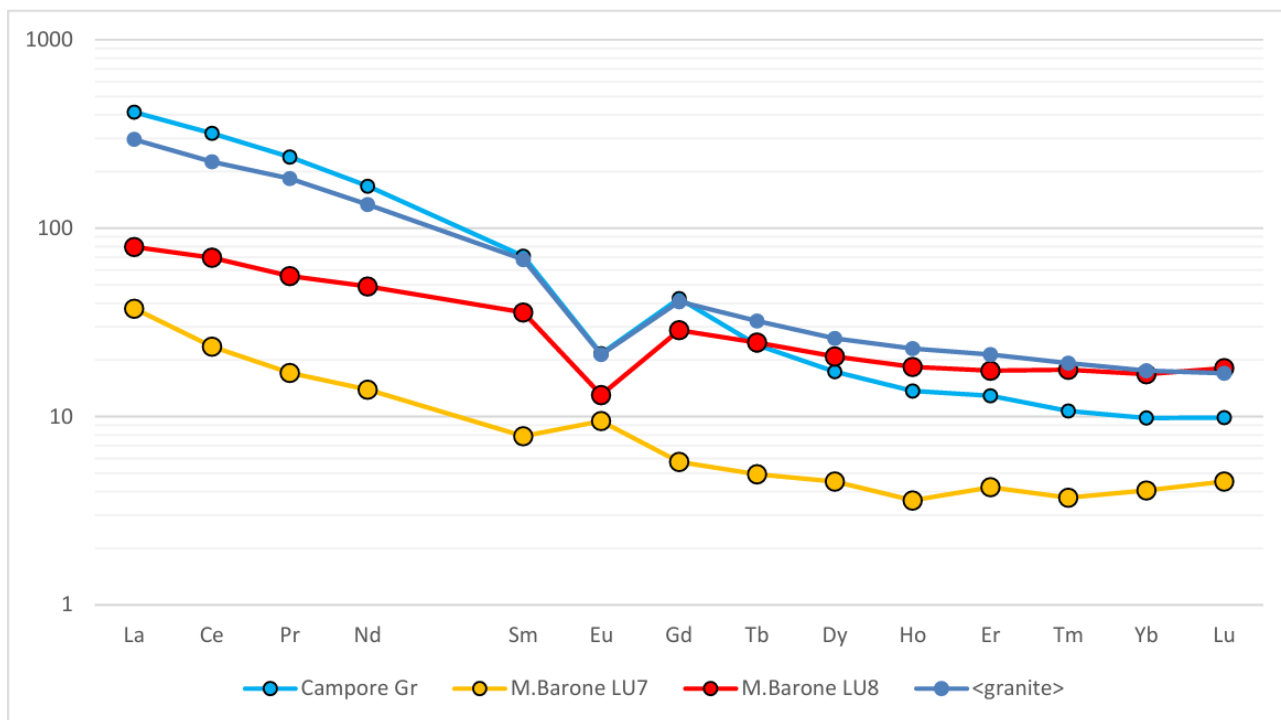


Fig. 3.1-2 Pattern delle Terre Rare, normalizzato alle abbondanze condritiche (Anders & Grevesse, 1989), delle charnockiti di Monte Barone (Sinigoi et al., 2011). Sono riportati per confronto il granito incassante il filone di Campore e la composizione media del granito di Valle Mosso, settore inferiore (Sinigoi et al., 2016).

Le composizioni chimiche delle charnockiti di Monte Barone (Sinigoi et al., 2011) e dei graniti associati al filone di Campore (Sinigoi et al., 2016) sono state riportate nei diagrammi classificativi di Bucholz (2025). Le charnockiti presentano valori di Fe^* [$FeO_{tot}/(FeO_{tot}+MgO)$] variabili da 0.71 a 0.80. Nel diagramma Fe^* vs. SiO_2 , sono quindi classificate come graniti magnesiaci (Fig. 3.1-3). I due graniti associati al filone di Campore hanno valori di Fe^* pari a 0.80 e 0.84, con composizioni che si trovano a cavallo della linea che separa il campo dei graniti magnesiaci da quelli ferrosi.

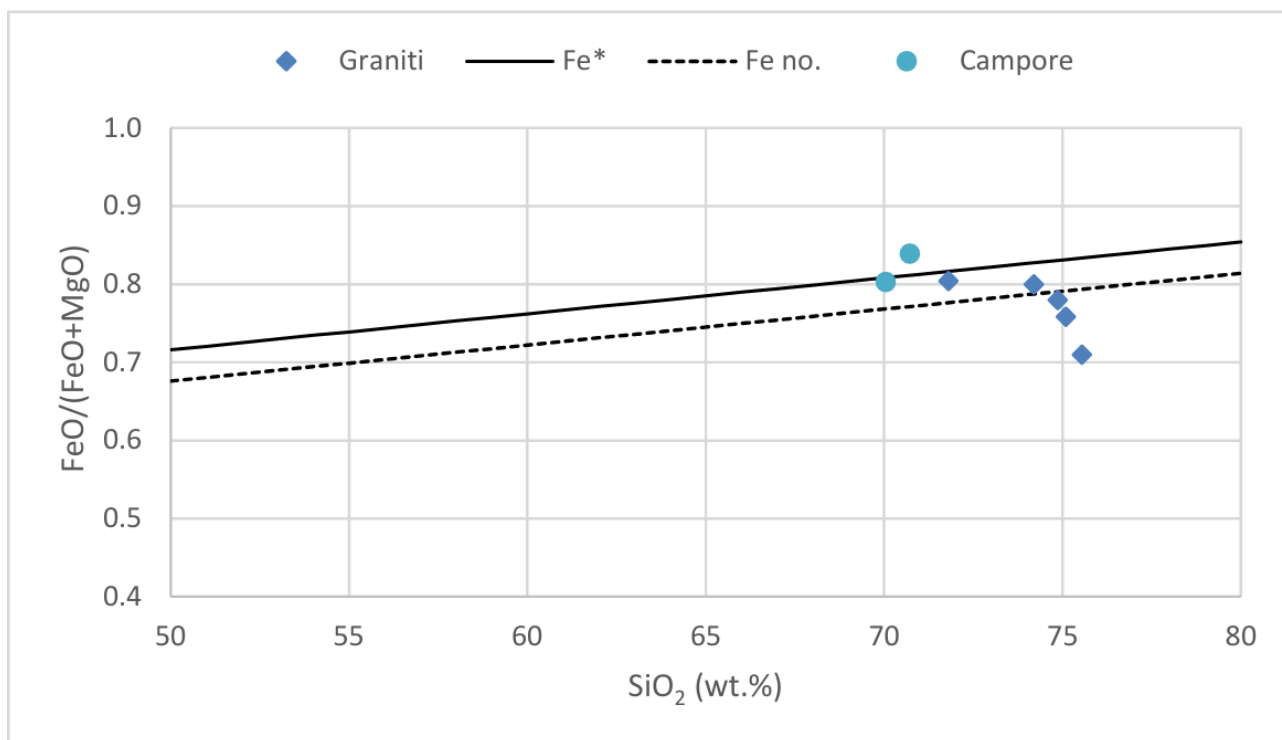


Fig. 3.1-3 Diagramma $FeO/[FeO + MgO]$ in funzione della percentuale in peso di SiO_2 , per i graniti di M. Barone (Sinigoi et al., 2011) e i graniti associati al filone di Campore (Sinigoi et al., 2016).

Nel diagramma MALI (Na_2O+K_2O-CaO) vs. SiO_2 , quattro dei campioni di charnockite corrispondono al campo dei graniti calco-alcalini (Fig. 3.1-4). La charnockite LU9 (presumibilmente arricchita in K-feldspato) si distingue per un valore di MALI molto più elevato, per cui cade in corrispondenza della linea separa il campo dei graniti alcali-calcici da quello dei graniti alcalini. I due graniti associati al filone di Campore sono definiti come alcali-calcici.

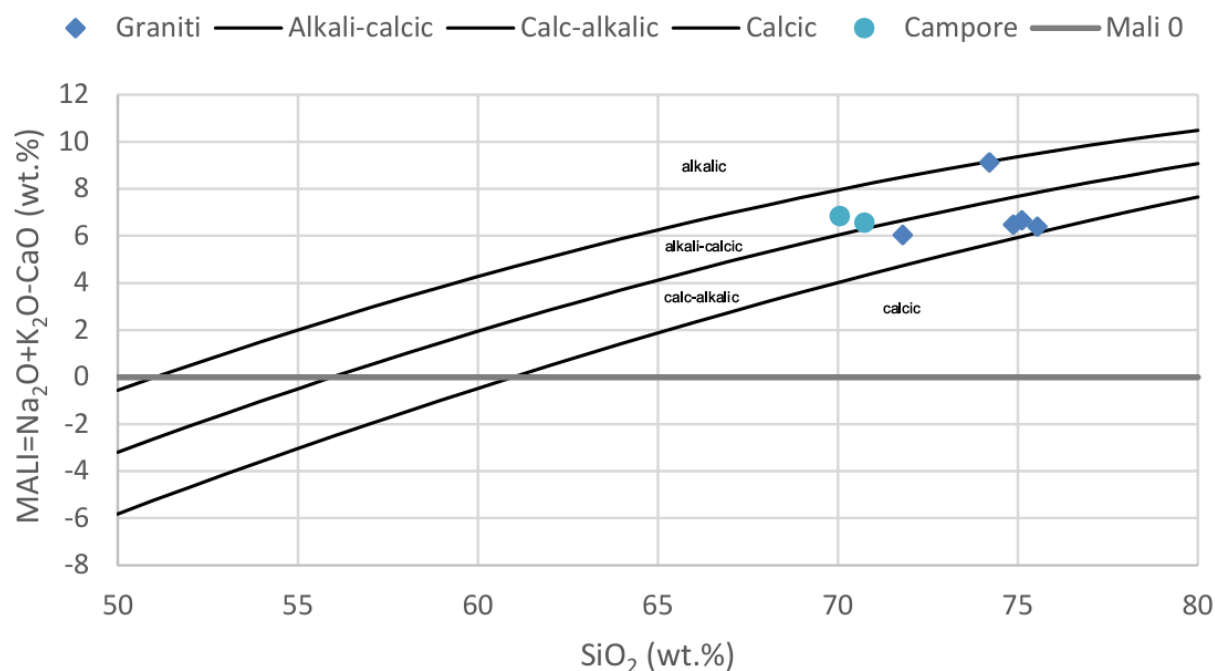


Fig. 3.1-4 Diagramma $(Na_2O + K_2O - CaO)$ (wt%), (Modified Alkali-Lime Index, MALI), in funzione della percentuale in peso di SiO_2 , per i graniti di M. Barone (Sinigoi et al., 2011) e i graniti associati al filone di Campore (Sinigoi et al., 2016).

Nel diagramma A/NK (rapporto molare tra Al_2O_3 e somma di Na_2O e K_2O) vs. ASI (rapporto molare tra Al_2O_3 e somma di CaO , Na_2O e K_2O), tutti le composizioni considerate documentano una composizione peralluminosa (Fig. 3.1-5). In particolare, quattro delle charnockiti di Monte Barone presentano valori di A/NK compresi tra 1.3 e 1.4, mentre la charnockite LU9 si differenzia per un valore leggermente inferiore, pari a 1.2. I due graniti associati al filone di Campore hanno valori di A/NK pari a 1.4.

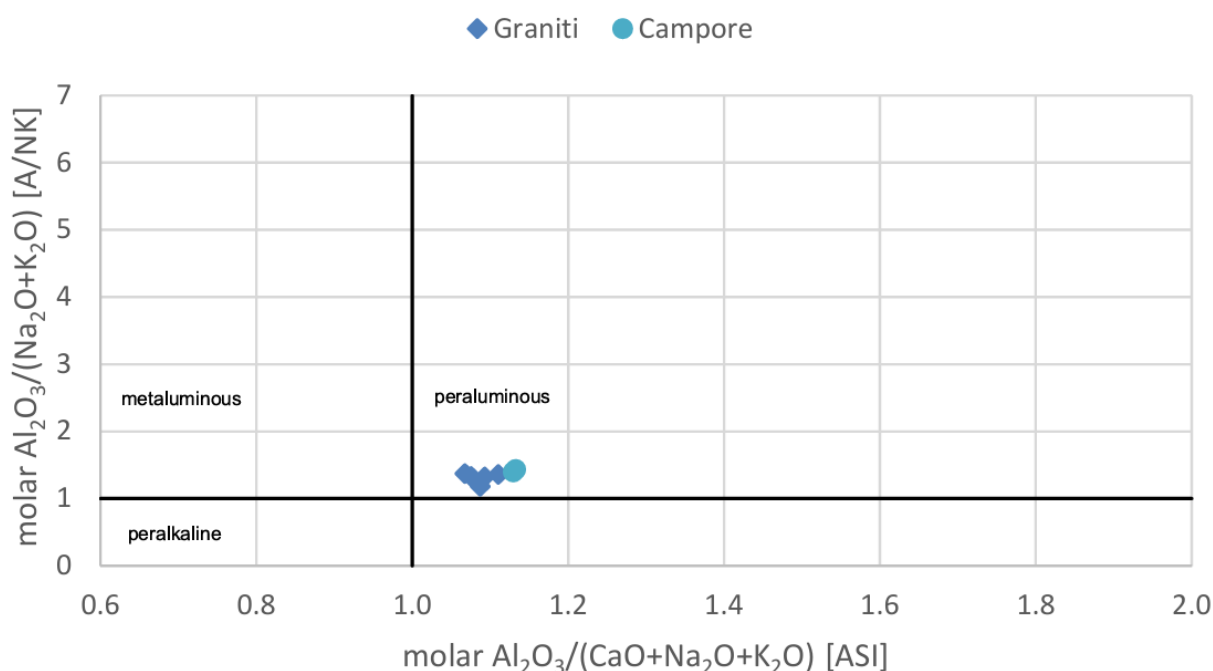


Fig. 3.1-5 Diagramma molare $Al_2O_3/(Na_2O + K_2O)$ versus l'indice di saturazione in alluminio molare $Al_2O_3/(CaO + Na_2O + K_2O)$, per i graniti di M. Barone (Sinigoi et al., 2011) e i graniti associati al filone di Campore (Sinigoi et al., 2016).

Per quanto riguarda la classificazione su base chimica delle charnockiti di Monte Barone, si segnala che l'associazione dei caratteri risultanti dalle Figg. 3.1-3 - 3.1-5 corrisponde alle charnockiti di tipo S definite da Zhao et al. (2023). Secondo questi Autori, questo tipo di rocce è relativamente raro ed è cristallizzato da fusi derivati da sorgenti metasedimentarie. Sulla base dei valori A/NK, è lecito ipotizzare un'origine crostale anche per i fusi che hanno generato i graniti associati al filone di Campore. Questa natura è confermata dall'alto valore del rapporto isotopico dello Sr ($^{87}Sr/^{86}Sr_i = 0.7097-0.7102$) e il basso valore di ϵ_{Nd} (da -3.8 a -4.8) del granito di Valle Mosso (Sinigoi et al., 2016).

3.2 Il corpo appinitico di Quarona

Il gabbro di Breia, corrispondente al campione PST262 definito da Klötzli et al. (2014), rappresenta un'intrusione mafica minore alla base stratigrafica della Serie dei Laghi, vicino al limite con la Zona Ivrea-Verbano (Fig. 3.2-1). Questo gabbro è parte di una serie di intrusioni che fanno parte del cosiddetto corpo appinitico di Quarona. Le appiniti sono rocce eterogenee, che presentano strutture di breccia magmatica, enclavi mafici all'interno di una matrice granitica e una composizione variabile che comprende l'intervallo da gabbro a diorite fino a granito (Boriani et al., 1974). Il gabbro di Breia è esteso per 1 km ed è composto da plagioclasio, anfibolo, ortopirosseno, clinopirosseno e, in quantità minore, biotite (Fig. 3.2-2). Secondo Klötzli et al. (2014), l'alto contenuto di MgO (8.6 wt%) e il basso valore del rapporto isotopico iniziale dello Sr ($^{87}Sr/^{86}Sr = 0.7064$) mostrano che il gabbro di

Breia è tra le rocce femiche chimicamente primitive e meno contaminate del Sistema Magmatico del Sesia. Nell'ambito del corpo appinnitico di Quarona, Klötzli et al. (2014) riportano l'evidenza per un'altra intrusione femica, rappresentata dalla quarzo-diorite a pirosseno e biotite con sigla PST 188, affiorante nei pressi di Quarona. Questo campione ha un rapporto isotopico iniziale dello Sr relativamente elevato ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.7097$), che è stato messo in relazione da Klötzli et al. (2014) a un magma ibrido, simile a quello che ha prodotto i graniti della Serie dei Laghi.

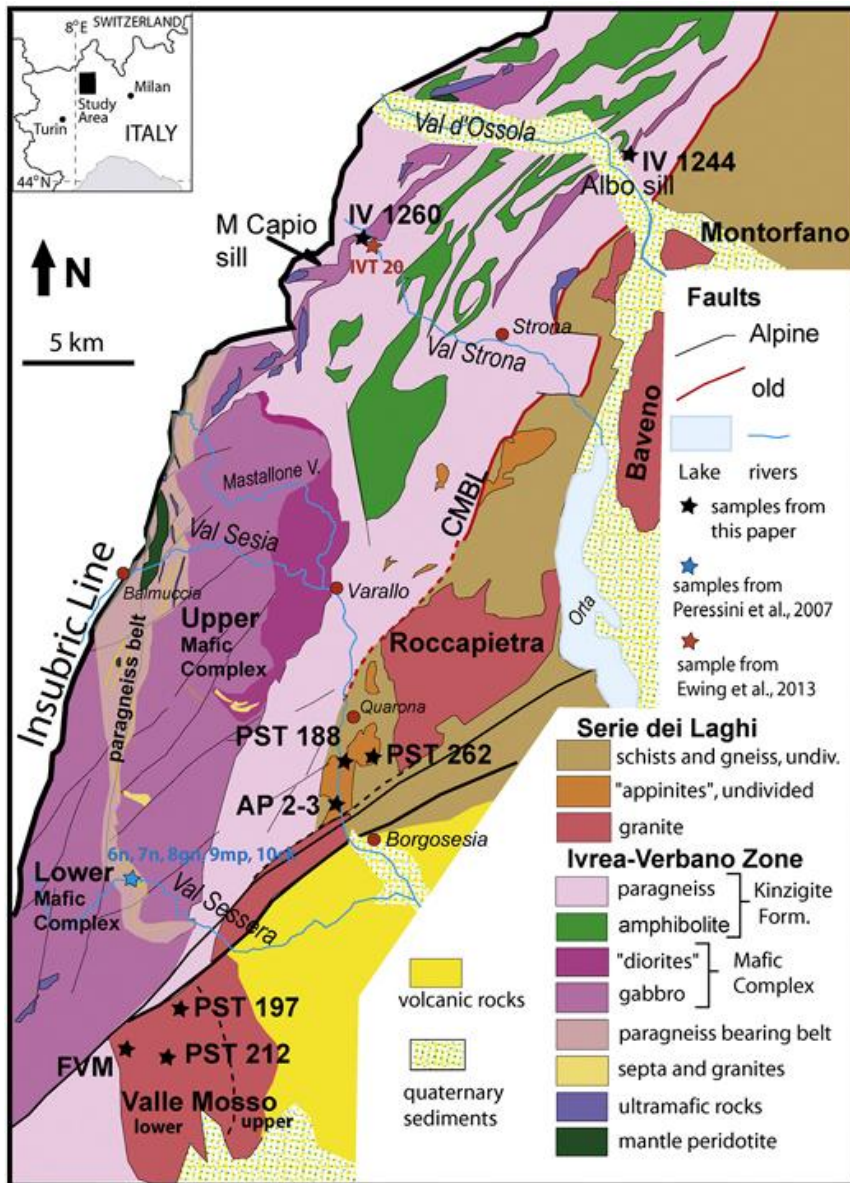


Fig. 3.2-1 Carta geologica schematica della parte centrale della Zona Ivrea-Verbano e della Serie dei Laghi, compilata da Boriani et al. (1988), Schmid (1967), Zingg (1980), Quick et al. (2003) e Rutter et al. (2007). I campioni datati in questo lavoro sono indicati in nero. I campioni presenti in letteratura e discussi in questo studio sono riportati in blu (dati della Val Sessera; Peressini et al., 2007) e in rosso (campione IVT20 dalla Val Strona, Ewing et al., 2013).

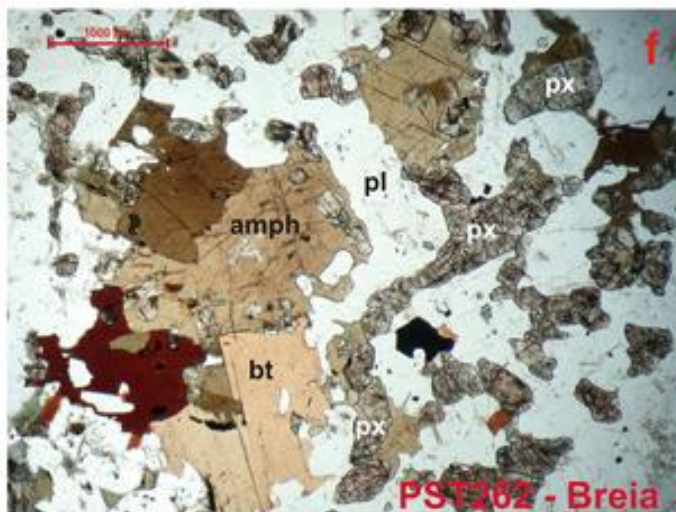


Fig. 3.2-2 Microfotografia del campione di gabbro PST262 analizzato da Klötzli et al. (2014; originale Fig. 2f).

I campioni PST 262 e PST 188 sono stati datati da Klötzli et al. (2014) con la metodologia U-Pb su zirconio, mediante tecnica SHRIMP. Per il gabbro PST 262 sono stati selezionati 14 cristalli di zirconio, successivamente analizzati. Gli zirconi mostrano spesso una zonatura a settore, come tipicamente osservato nelle rocce femiche. Dei 14 punti analitici realizzati, 13 sono stati ritenuti affidabili, mentre un'analisi è stata scartata a causa dell'alto rapporto Th/U. Le 13 analisi restituiscono un'età concordante pari a 286.6 ± 4.6 Ma (Fig. 3.2-3), che rientra nell'intervallo dell'età determinate nella parte superiore del Complesso Mafico (Peressini et al., 2007).

Per la quarzo-diorite PST 188, sono stati raccolti 16 cristalli di zirconio e realizzati 18 punti analisi. Un'analisi è stata scartata perché effettuata su un cuore ereditato ed un'altra perché rappresenta un *outlier*. Le 16 analisi rimanenti definiscono un'età di intercetta pari a 299.2 ± 5.0 Ma (MSWD = 4.1). Gli Autori però documentano che eliminando 4 spot analisi, si ottiene un'età media statisticamente più rappresentativa, pari a 303.8 ± 5.4 Ma (MSWD = 0.15), interpretata come l'età di cristallizzazione della quarzo-diorite PST 188. Le 4 analisi scartate definiscono un'età media leggermente più giovane, pari a 289 ± 10 Ma (MSWD = 9.5), e sono state messe in relazione a un processo di sovra-crescita o di *resetting* isotopico U-Pb degli zirconi avvenuto in connessione con la formazione del Complesso Mafico. Per quanto vi sia incertezza, Klötzli et al. (2014) concludono che la quarzo-diorite PST 188 era cristallizzata tra circa 300 e circa 304 Ma, e quindi precedentemente all'intrusione del Complesso Mafico.

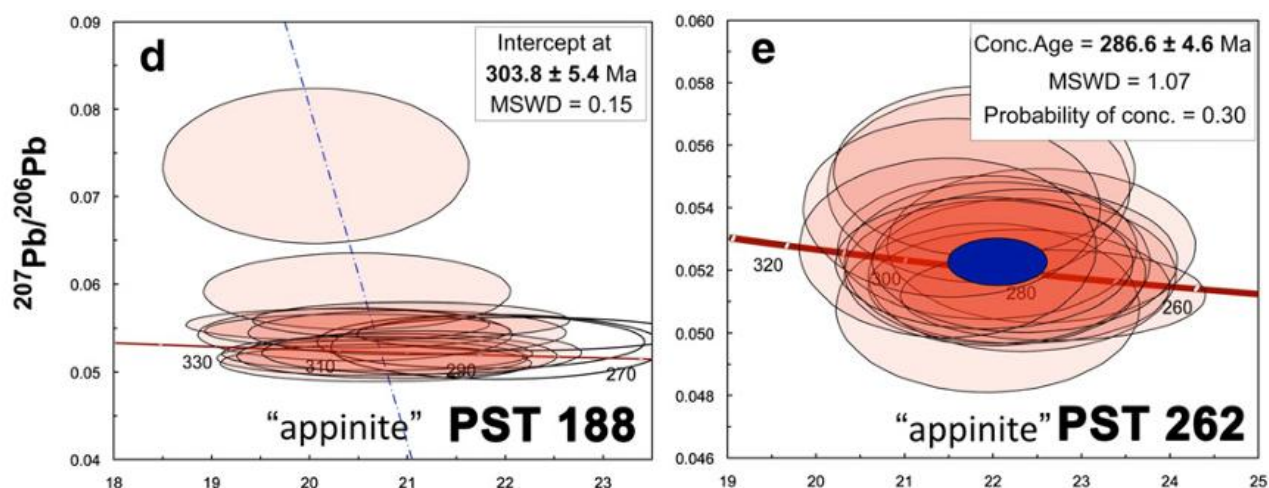


Fig. 3.2-3 Diagramma di concordia Tera–Wasserburg per il gabbro PST 262 e la quarzo-diorite PST 188 (corpo appinnitico di Quarona), corrispondenti alle figure originali riportate come 7d e 7e in Klötzli et al. (2014). Le ellissi degli errori dei punti dati sono a 2σ .

I dati geochimici relativi al gabbro di Breia PST 262 e la quarzo-diorite di Quarona PST 188 sono stati impiegati per la realizzazione di nuovi diagrammi composizionali. Per il gabbro di Breia, è stata presa in considerazione non solo l'analisi chimica riportata da Klötzli et al. (2014) ma anche due analisi prodotte da Sinigoi et al. (2016) aventi sigla PST 262D e PST 262E. È interessante notare che per quest'ultimo campione si indica in tabella la presenza di olivina nell'associazione mineralogica primaria, contrariamente ai campioni PST 262 e PST 262D.

Dal punto di vista del chimismo degli elementi maggiori (Figg. 3.2-4 - 3.2-9), le tre analisi del gabbro di Breia mostrano un'ampia eterogeneità composizionale. Il campione PST 262E presenta i più bassi tenori di Al_2O_3 , CaO , Na_2O , suggerendo che questo campione fosse caratterizzato da una quantità modale di plagioclasio relativamente bassa. I tenori in K_2O sono comparabili per i tre campioni e indicano una simile proporzione di biotite nelle tre rocce. Si noti che i campioni PST 262E e PST 262 hanno quantità simili di SiO_2 (50 wt%), le quali paiono essere in disaccordo con una presenza significativa di olivina nel campione PST 262E, in quanto l'olivina è relativamente povera in SiO_2 . Infine, il gabbro PST 262D si distingue per i tenori di SiO_2 relativamente elevati (53 wt%), i più bassi valori di Mg# (56 vs. 64 e 70 rispettivamente per PST 262 e PST 262E) e i più alti tenori di TiO_2 . Queste caratteristiche chimiche suggeriscono che il gabbro PST 262D fosse cristallizzato da un fuso relativamente evoluto. In particolare, l'alto tenore in TiO_2 potrebbe riflettere un'alta proporzione modale di anfibolo.

Il campione di quarzo-diorite di Quarona (PST 188) presenta caratteristiche composizionali intermedie tra le rocce femiche e le rocce granitoidi. Mostra un basso valore di Mg# (43 wt%), associato a tenori relativamente elevati di SiO_2 (57 wt%) e K_2O (1.6 wt%) rispetto ai valori del gabbro

di Breia, indicando la cristallizzazione da un fuso magmatico chimicamente evoluto. I valori di Al_2O_3 risultano particolarmente elevati (19 wt%), in accordo con l'alto contenuto di plagioclasio.

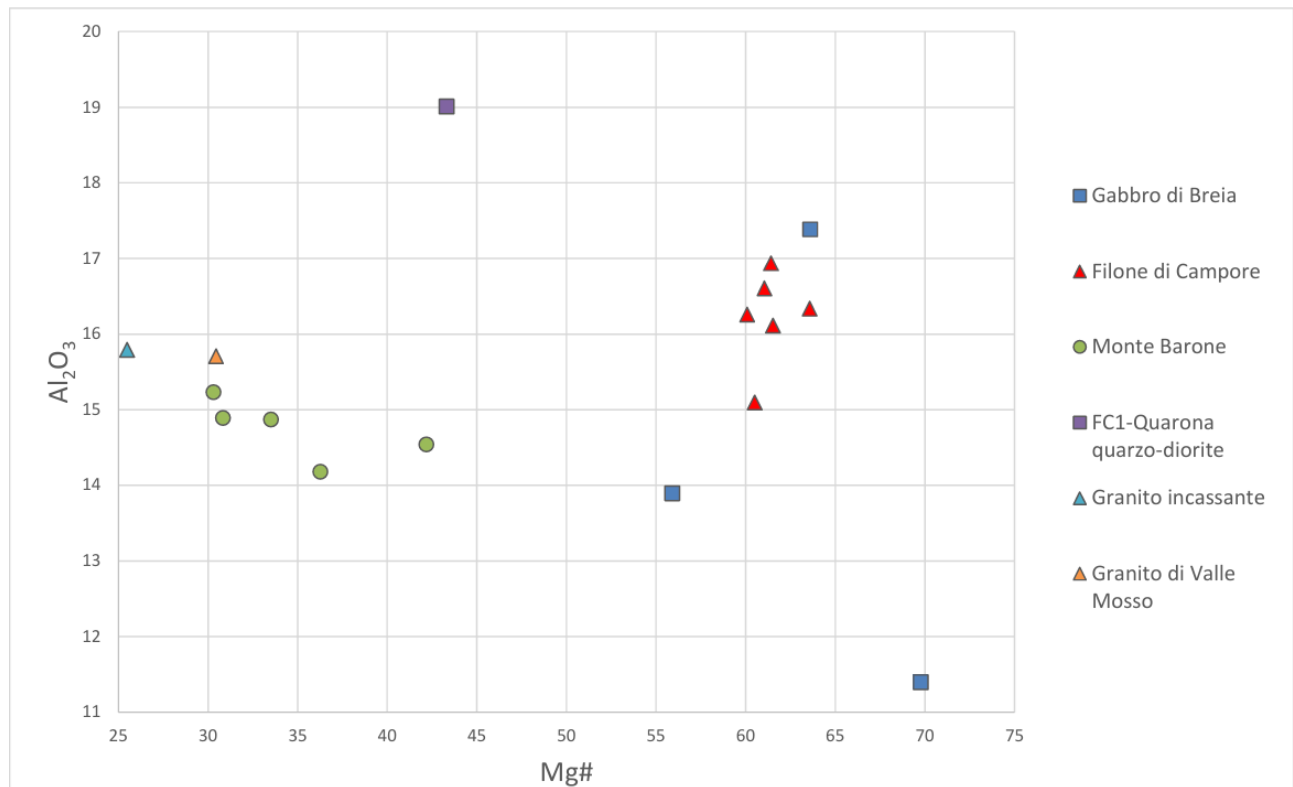


Fig. 3.2-4 Valori molari di Mg# vs quantità in peso di Al_2O_3 di roccia totale per le Rocce femiche di Breia (Klotzli et al. 2014), Filone di Campore (Sinigoi et al. 2016) e i Graniti di Monte Barone (Sinigoi et al. 2011).

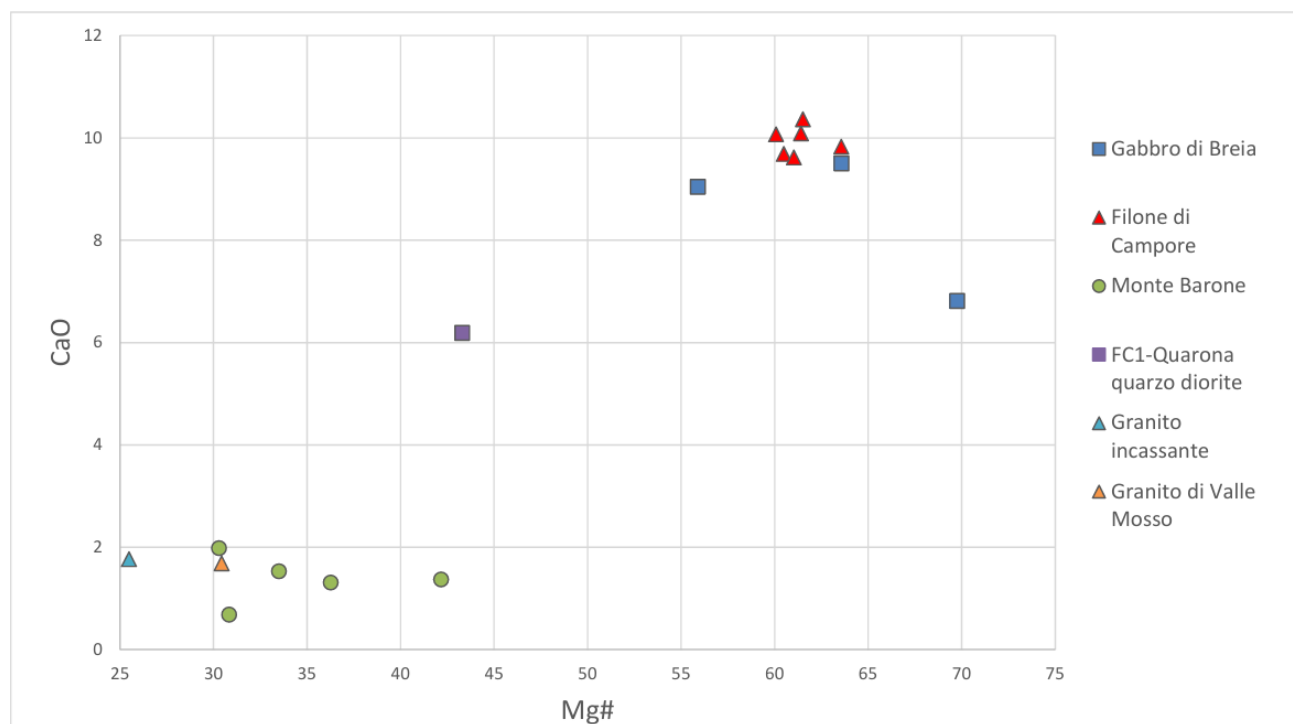


Fig. 3.2-5 Valori molari di Mg# vs quantità in peso di CaO di roccia totale per le Rocce femiche di Breia (Klotzli et al. 2014), Filone di Campore (Sinigoi et al. 2016) e i Graniti di Monte Barone (Sinigoi et al. 2011).

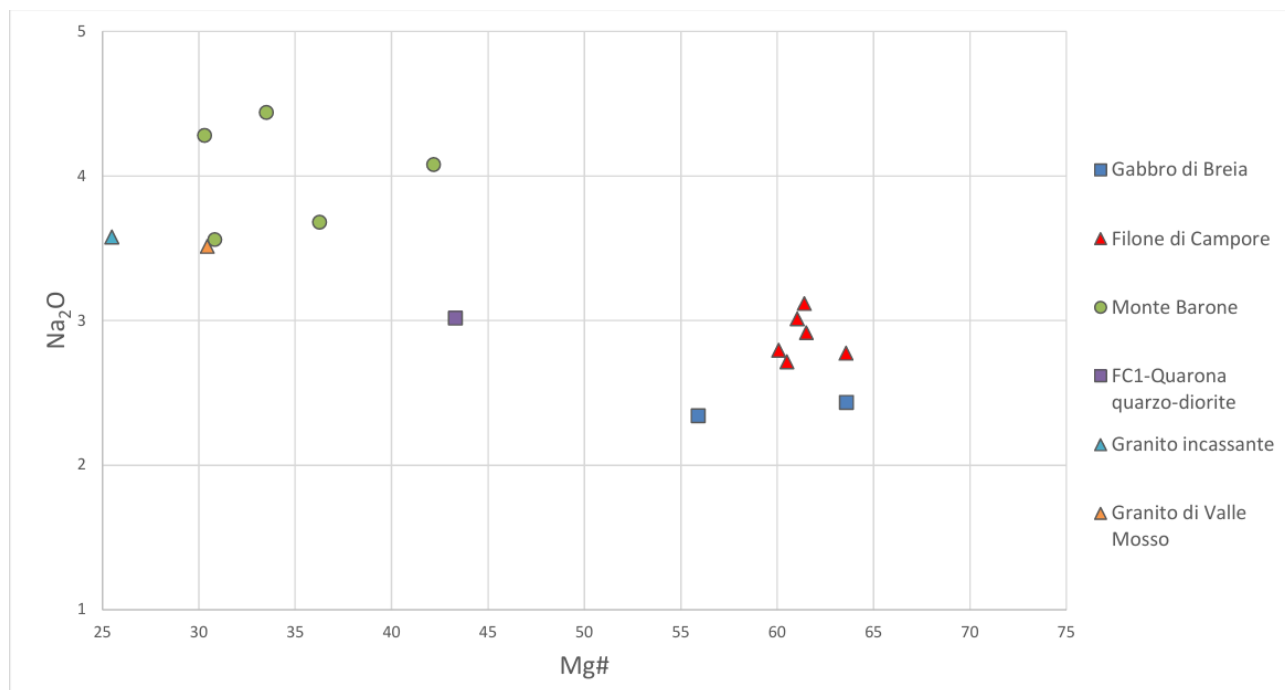


Fig. 3.2-6 Valori molari di Mg# vs quantità in peso di Na₂O di roccia totale per le Rocce femiche di Breia (Klotzli et al. 2014), Filone di Campore (Sinigoi et al. 2016) e i Graniti di Monte Barone (Sinigoi et al.2011).

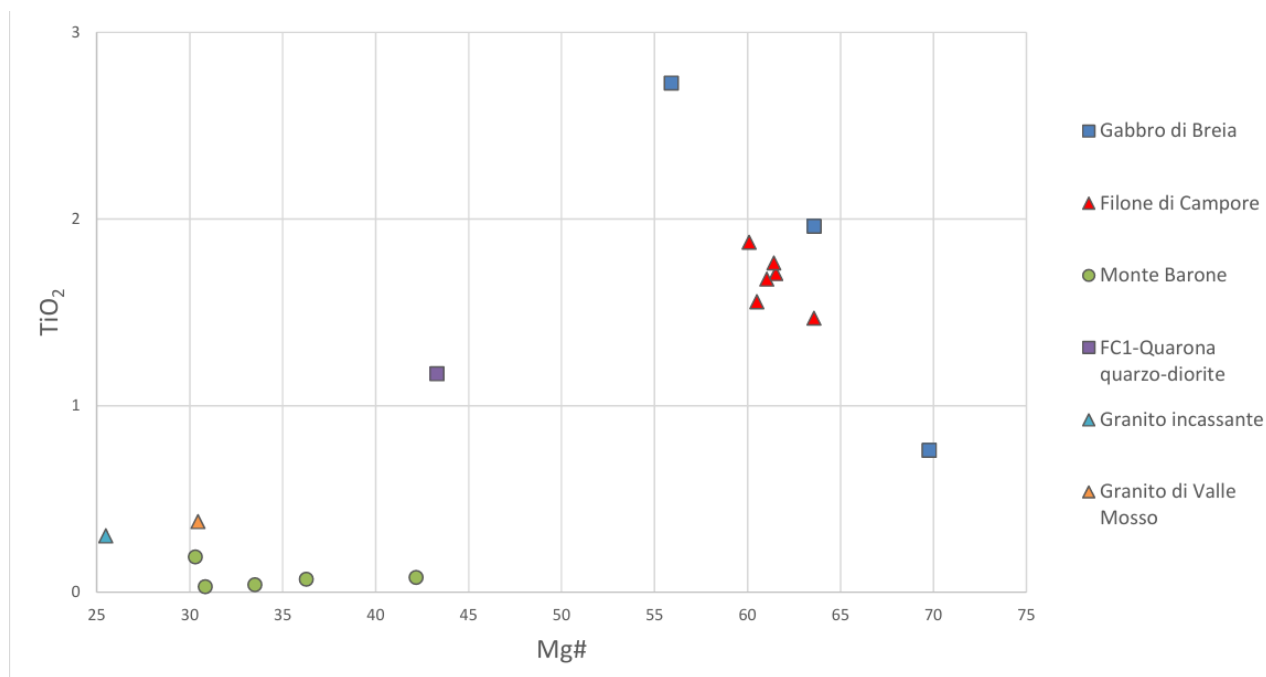


Fig. 3.2-7 Valori molari di Mg# vs quantità in peso di TiO₂ di roccia totale per le Rocce femiche di Breia (Klotzli et al. 2014), Filone di Campore (Sinigoi et al. 2016) e i Graniti di Monte Barone (Sinigoi et al.2011).

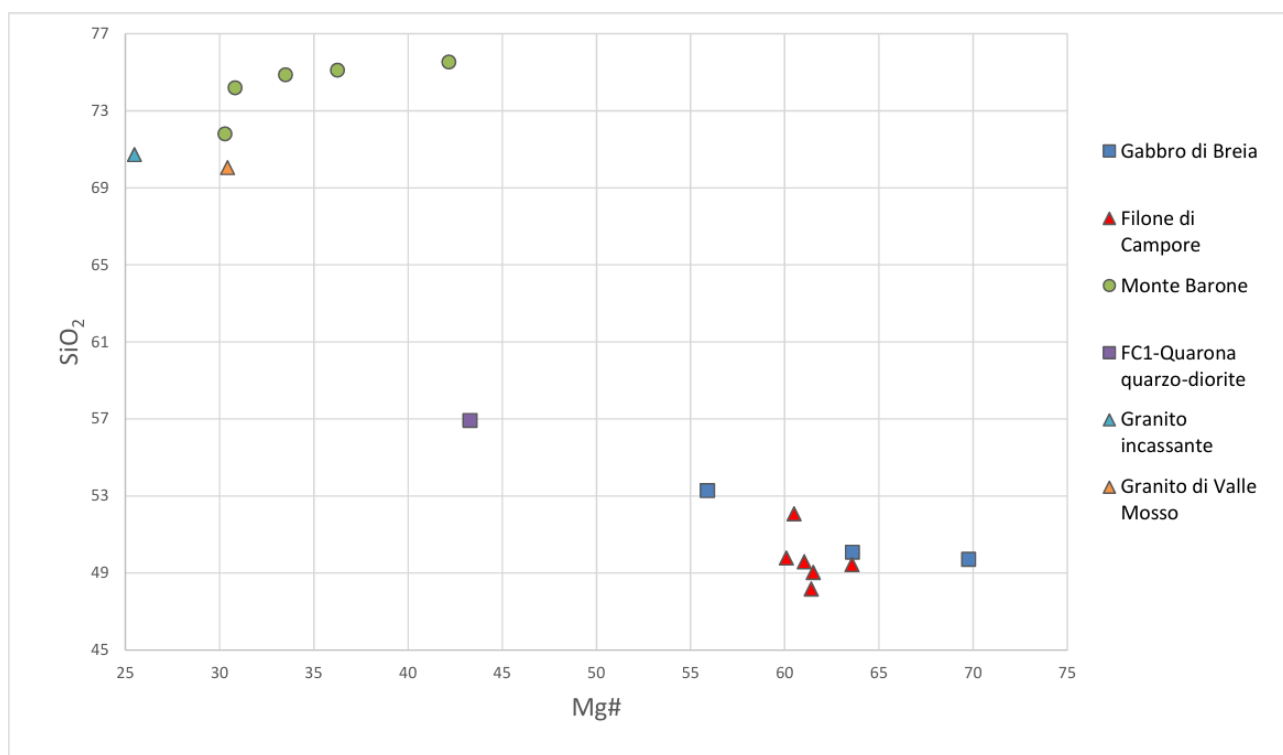


Fig. 3.2-8 Valori molari di Mg# vs quantità in peso di SiO₂ di roccia totale per le Rocce femiche di Breia (Klotzli et al. 2014), Filone di Campore (Sinigoi et al. 2016) e i Graniti di Monte Barone (Sinigoi et al. 2011).

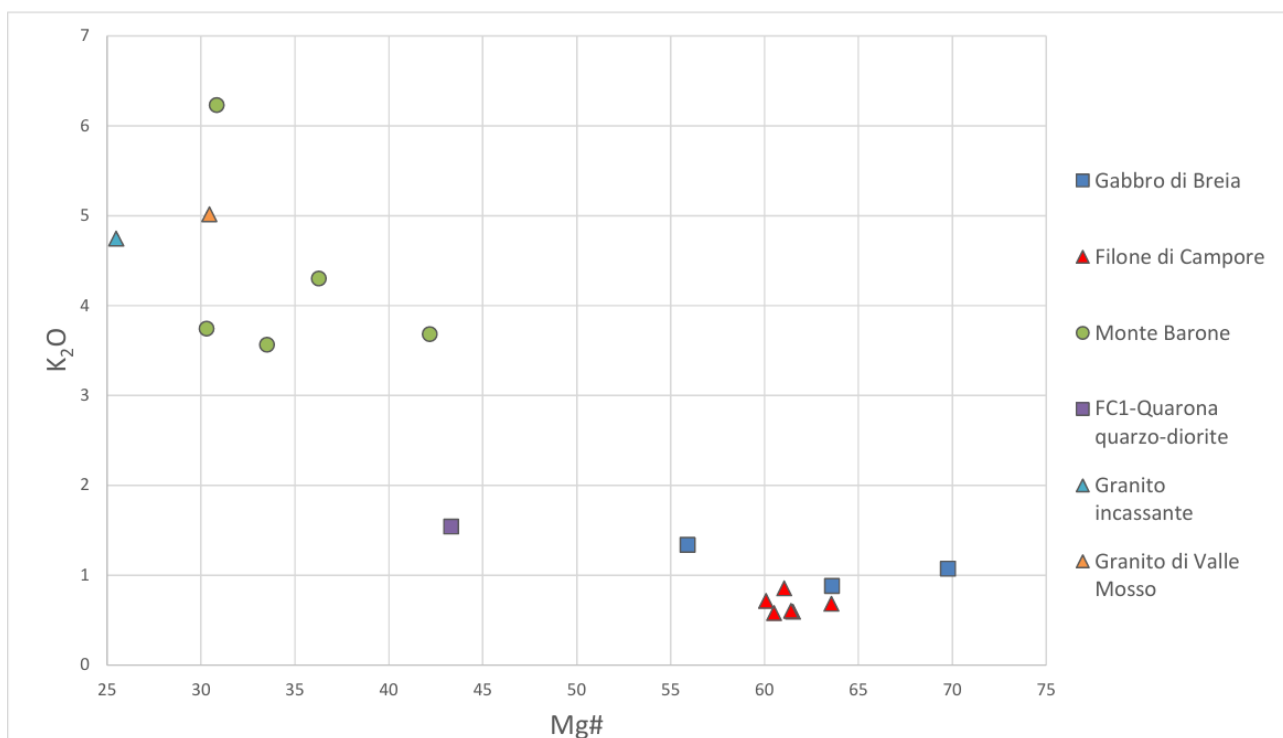


Fig. 3.2-9 Valori molari di Mg# vs quantità in peso di K₂O di roccia totale per le Rocce femiche di Breia (Klotzli et al. 2014), Filone di Campore (Sinigoi et al. 2016) e i Graniti di Monte Barone (Sinigoi et al. 2011).

Il pattern delle Terre Rare (normalizzazione rispetto alle abbondanze condritiche (Anders & Grevesse, 1989)) per i tre campioni del gabbro di Breia è caratterizzato da un moderato arricchimento dalle Terre Rare leggere rispetto a quelle intermedie, assenza di anomalia in Eu e un debole arricchimento

delle Terre Rare intermedie rispetto a quelle pesanti (Fig. 3.2-10). Le concentrazioni assolute sono più elevate per il campione PST 262D, in accordo con il carattere chimicamente evoluto evidenziato dagli elementi maggiori. Al contrario, il campione PST 262E mostra le più basse concentrazioni REE. La quarzo-diorite di Quarona PST 188 mostra una composizione delle REE simile a quella del gabbro PST 262D. Si differenzia solo per un frazionamento leggermente più marcato passando da Terre Rare leggere a quelle intermedie e pesanti.

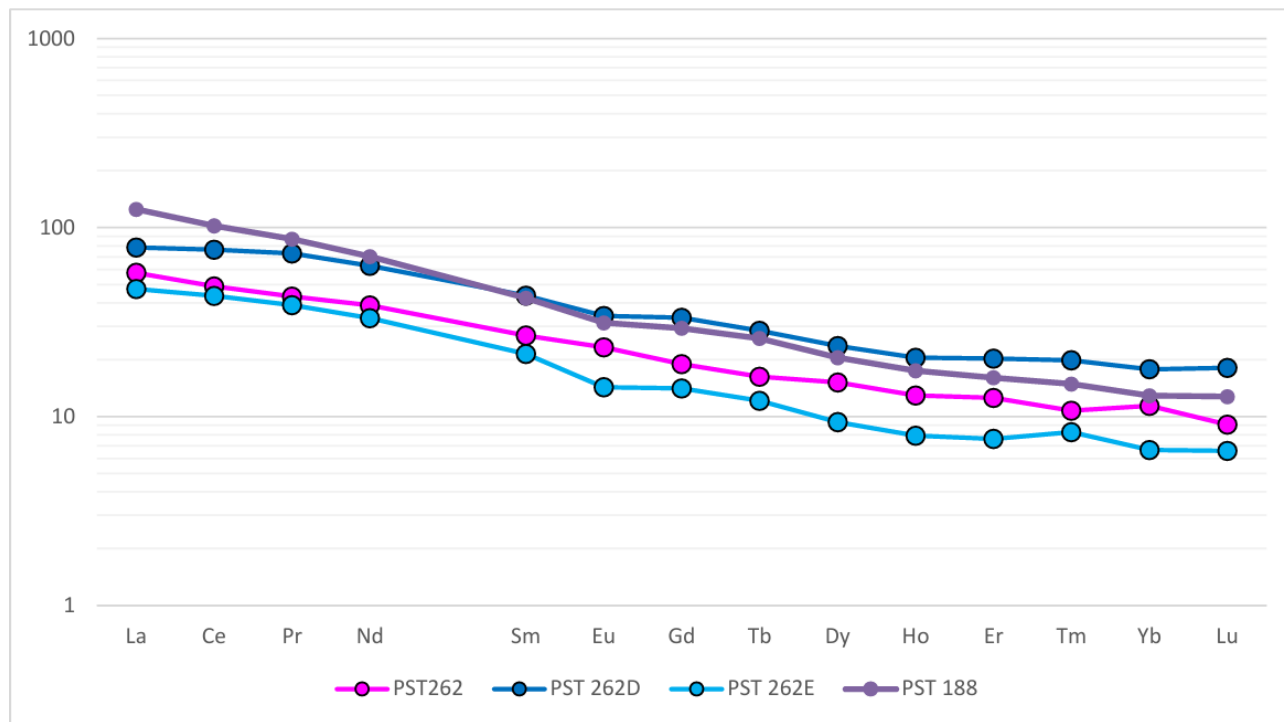


Fig. 3.2-10 Pattern delle REE (normalizzazione rispetto alle abbondanze condritiche) per i tre campioni del gabbro di Breia e per la quarzo-diorite PST 188, corpo appinnitico di Quarona (dati da Klötzli et al. 2014, e Sinigoi et al., 2016).

Il diagramma degli elementi in tracce incompatibili per il gabbro di Breia e la quarzo-diorite di Quarona normalizzate al mantello primitivo (Fig. 3.2-11), mostra un decremento quasi continuo dei valori normalizzati dagli elementi incompatibili (dalla sinistra del diagramma) agli elementi compatibili (alla destra del diagramma). La quarzo-diorite PST 188 e il gabbro PST 262D presentano pattern pressoché sovrapponibili. Il gabbro a presunta olivina PST 262E si distingue, invece, per un minor arricchimento e per anomalie negative di Nb e Zr più marcate rispetto agli altri campioni. Tutti i campioni mostrano inoltre una debole anomalia negativa in Nb, come tipicamente osservata per i magmi ad affinità calcalkalina.

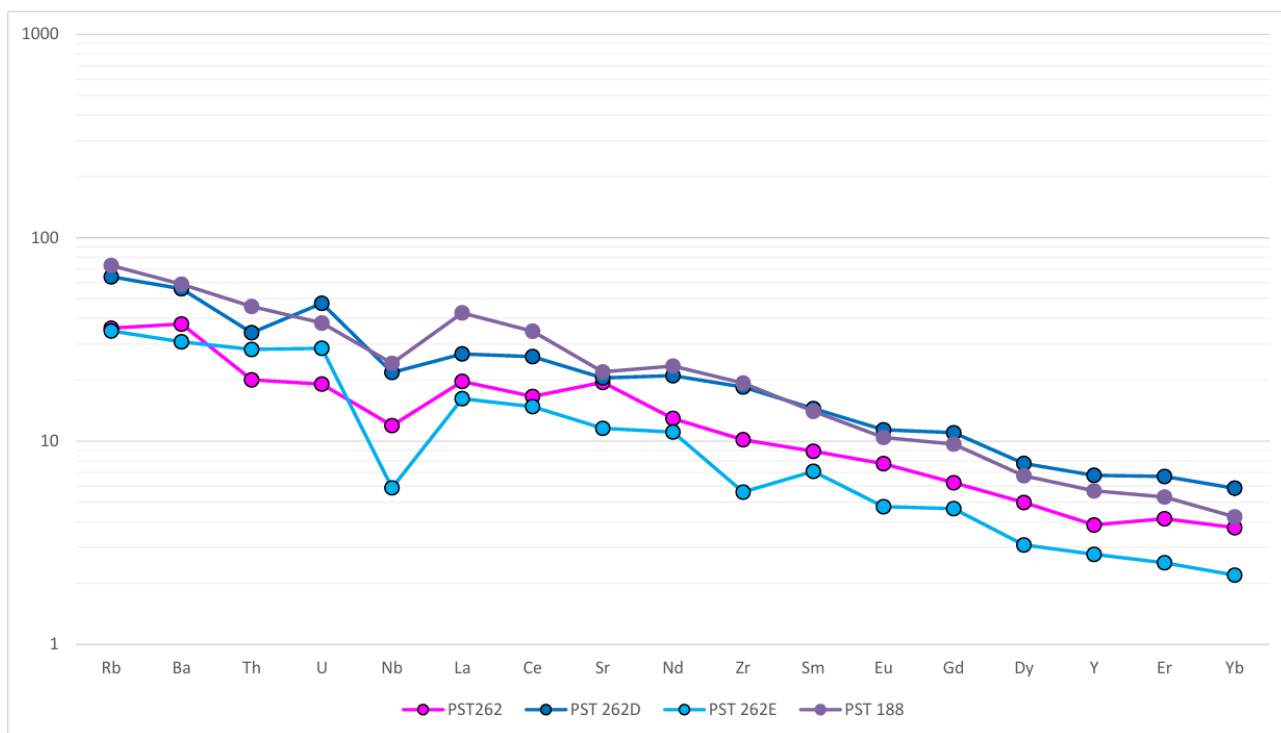


Fig. 3.2-11 Pattern degli elementi in tracce incompatibili per il gabbro di Breia e quarzo-diorite di Quarona (PST 188) (normalizzazione rispetto al mantello primitivo di Sun and McDonough, 1989).

3.3 Il filone femico di Campore

All'interno del granito di Valle Mosso (Serie dei Laghi), affiorante nel settore più meridionale della Sezione Ivrea-Verbanò (Fig. 3.3-1), sono esposte rocce femiche che formano dicchi e sciami di enclavi (Sinigoi et al., 2016). In particolare, il filone di Campore, situato nei pressi dell'omonima frazione nelle vicinanze di Valle Mosso (Val Strona di Mosso), viene attribuito al cosiddetto Sistema Magmatico del Sesia. Sinigoi et al. (2016) non riportano una caratterizzazione petrografica del filone ma analisi chimiche di roccia totale per cinque campioni prelevati dalla parte centrale del filone. In tabella si indica genericamente che tutti i campioni raccolti sono gabbri a pirosseno e anfibolo. Gli Autori propongono che la parte centrale del filone approssimi la composizione di un fuso di mantello, principalmente sulla base delle impronte isotopiche di Sr e Nd, pur non escludendo il contributo di una modesta componente crostale ($\leq 12\%$). Nello specifico, i rapporti isotopici ricalcolati alla presunta età di messa in posto mostrano valori di $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.7048$ e $\epsilon_{\text{Nd}} = +1.0$.

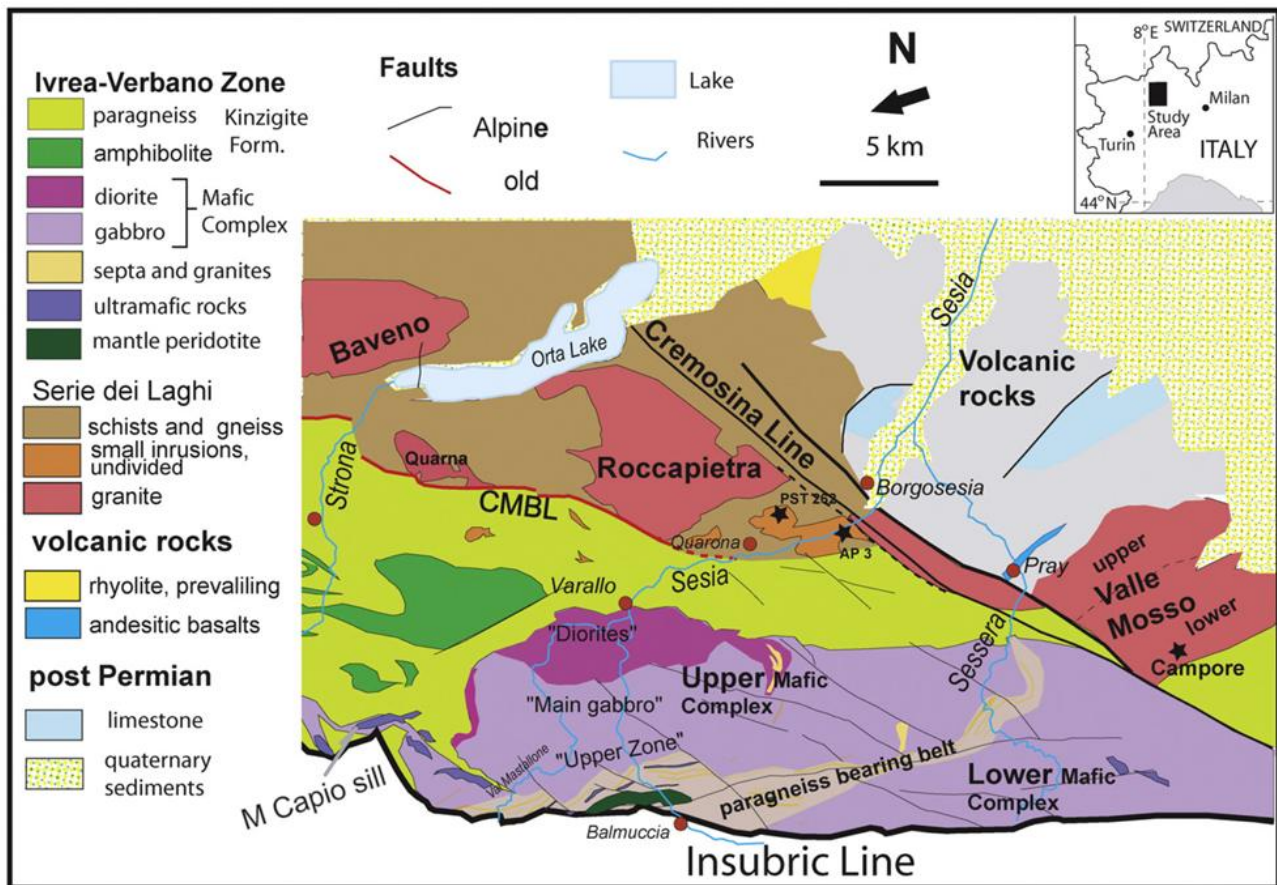


Fig. 3.3-1 Mappa geologica della porzione centrale della Zona Ivrea-Verbano e della Serie dei Laghi (da Sinigoi et al., 2016). Le stelle nere indicano la porzione dei campioni chiave, come il filone di Campore e il gabbro di Breia PST 262.

I dati geochimici relativi al filone di Campore, ricavati dal lavoro di Sinigoi et al. (2016), sono stati impiegati per la realizzazione di nuovi diagrammi (Figg. 3.3-2 - 3.3-7). I campioni analizzati presentano una composizione relativamente omogenea, caratterizzata da valori di $Mg\#$ compresi tra 60 e 63 e da contenuti di SiO_2 variabili tra 48 e 52 wt%. Si osservano tenori di Al_2O_3 e CaO relativamente elevati (rispettivamente pari a 15–17 wt% e ~10 wt%), a fronte di concentrazioni di K_2O più contenute (0.6–0.9 wt%). Nel diagramma classificativo TAS (*Total Alkali vs. Silica*), tali rocce rientrano nel campo dei basalti. Dal punto di vista composizionale, il filone di Campore si colloca in una posizione intermedia rispetto alle rocce femiche di Breia, sovrapponendosi parzialmente ai termini più evoluti di queste ultime.

Nel diagramma sono riportate anche le due composizioni di granito, una di queste due rappresenta la composizione media del granito di Val Mosso e l'altro è un campione di granito incassante che si trova a contatto con il filone di Campore. Entrambi presentano composizione caratterizzate dai valori $Mg\#$ molto bassi, mostrano elevati tenori di SiO_2 e K_2O , associati a basse concentrazioni di CaO e TiO_2 . Le concentrazioni di Al_2O_3 e Na_2O risultano pressoché coincidenti nei due campioni, confermando una sostanziale omogeneità composizionale.

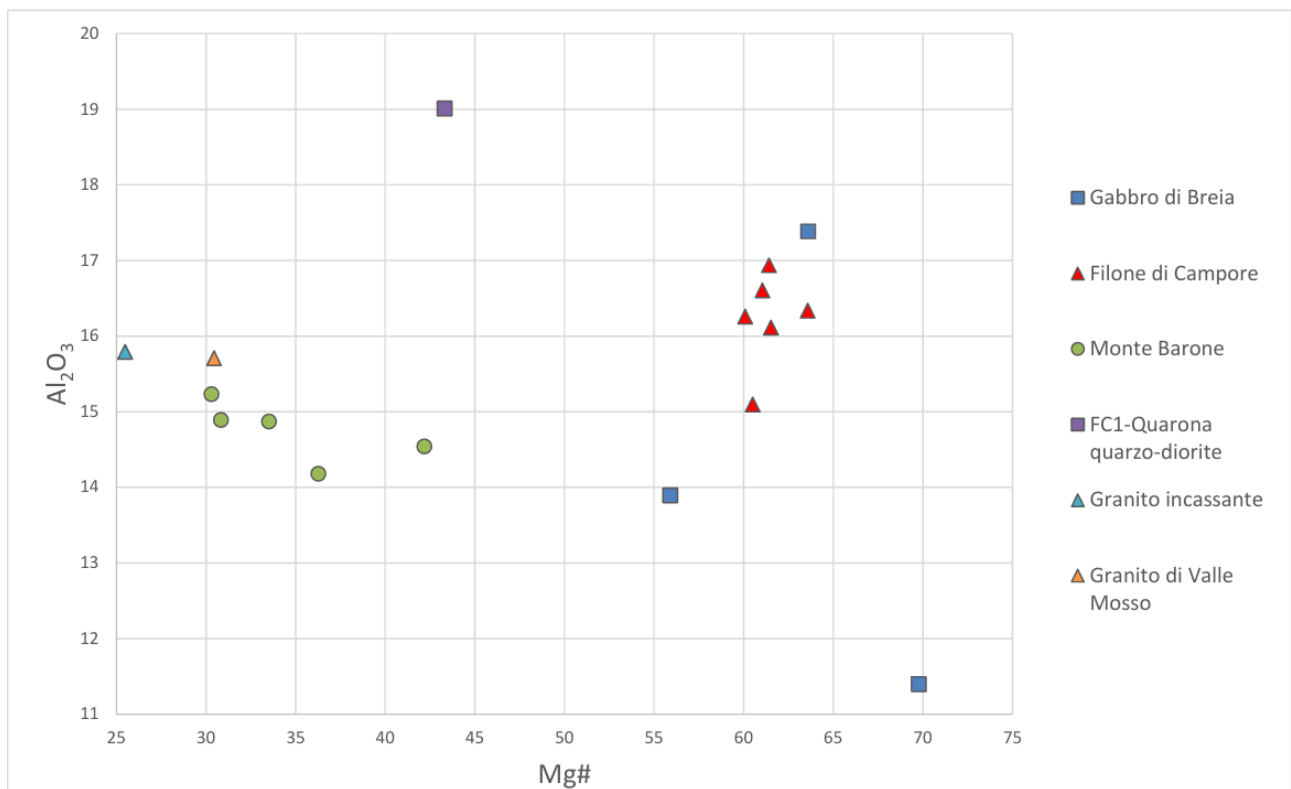


Fig. 3.3-2 Valori molari di Mg# vs quantità in peso di Al₂O₃ di roccia totale per le Rocce femiche di Breia (Klotzli et al. 2014), Filone di Campore (Sinigoi et al. 2016) e i Graniti di Monte Barone (Sinigoi et al. 2011).

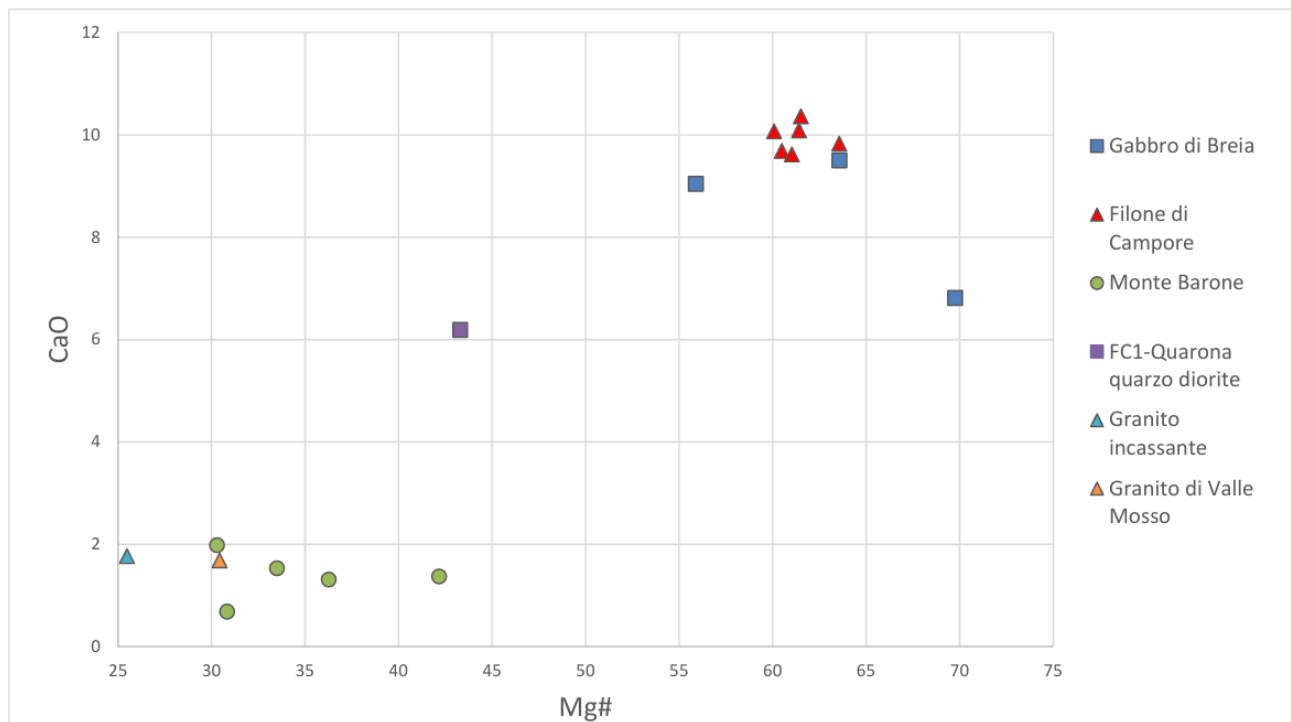


Fig. 3.3-3 Valori molari di Mg# vs quantità in peso di CaO di roccia totale per le Rocce femiche di Breia (Klotzli et al. 2014), Filone di Campore (Sinigoi et al. 2016) e i Graniti di Monte Barone (Sinigoi et al. 2011).

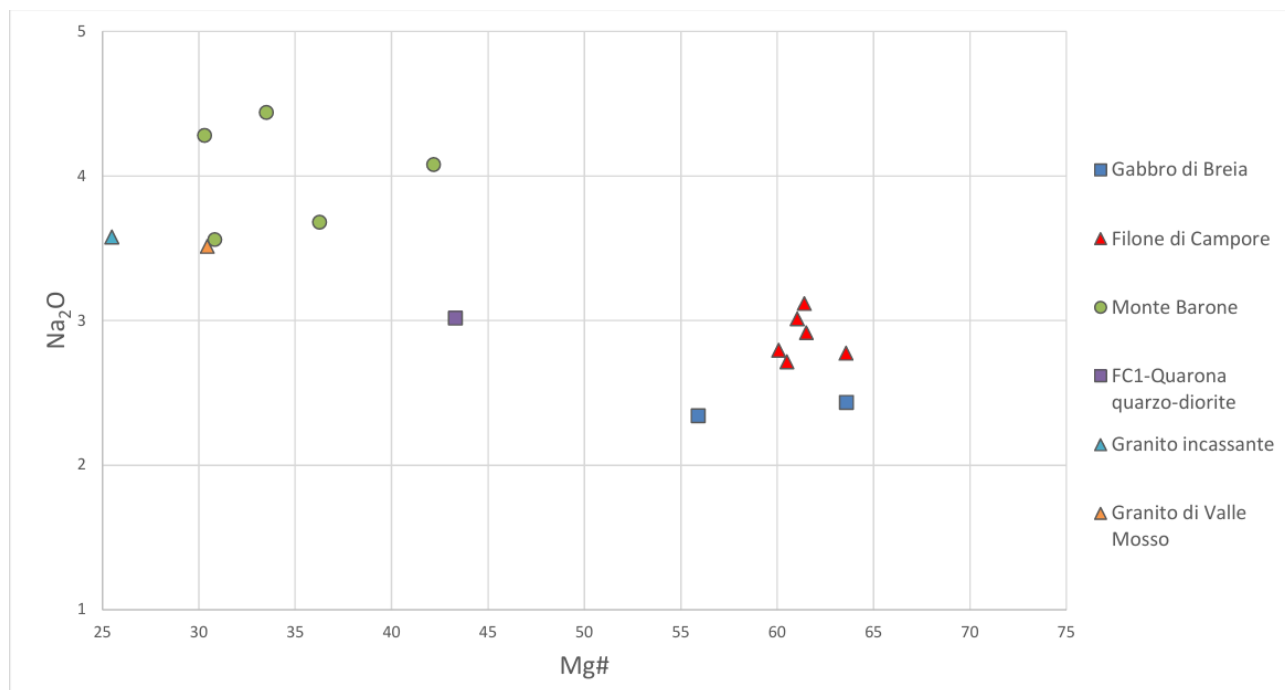


Fig. 3.3-4 Valori molari di Mg# vs quantità in peso di Na₂O di roccia totale per le Rocce femiche di Breia (Klotzli et al. 2014), Filone di Campore (Sinigoi et al. 2016) e i Graniti di Monte Barone (Sinigoi et al. 2011).

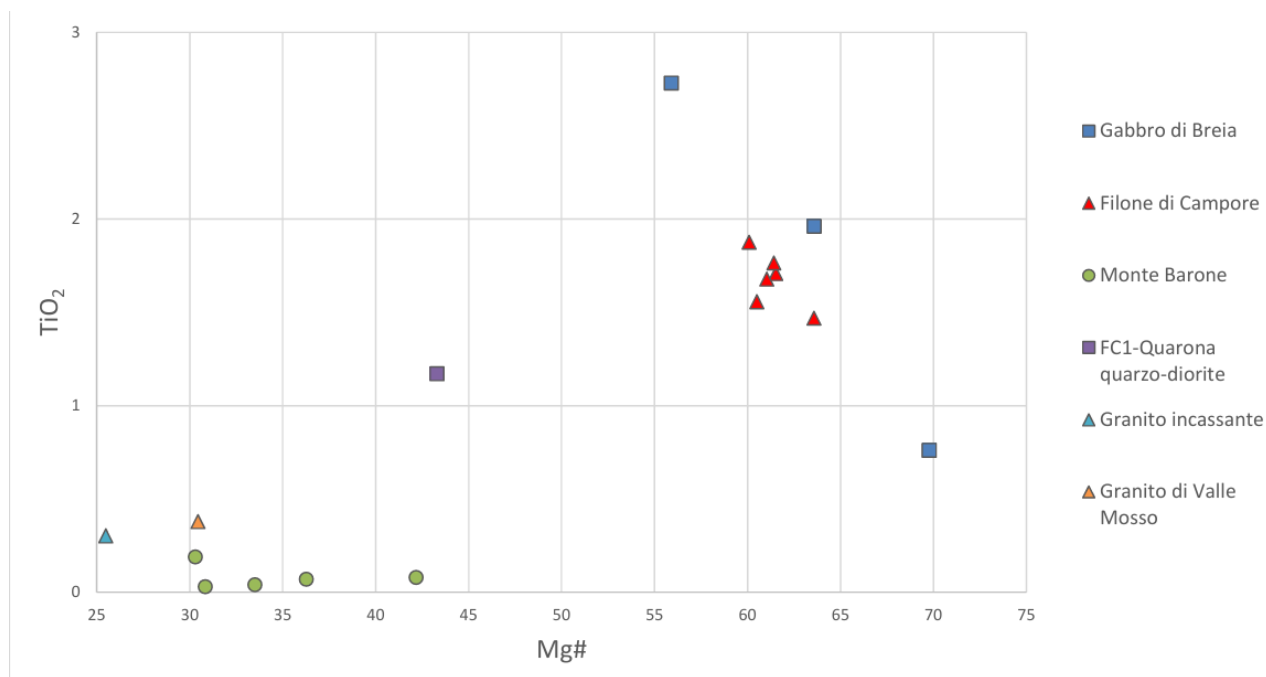


Fig. 3.3-5 Valori molari di Mg# vs quantità in peso di TiO₂ di roccia totale per le Rocce femiche di Breia (Klotzli et al. 2014), Filone di Campore (Sinigoi et al. 2016) e i Graniti di Monte Barone (Sinigoi et al. 2011).

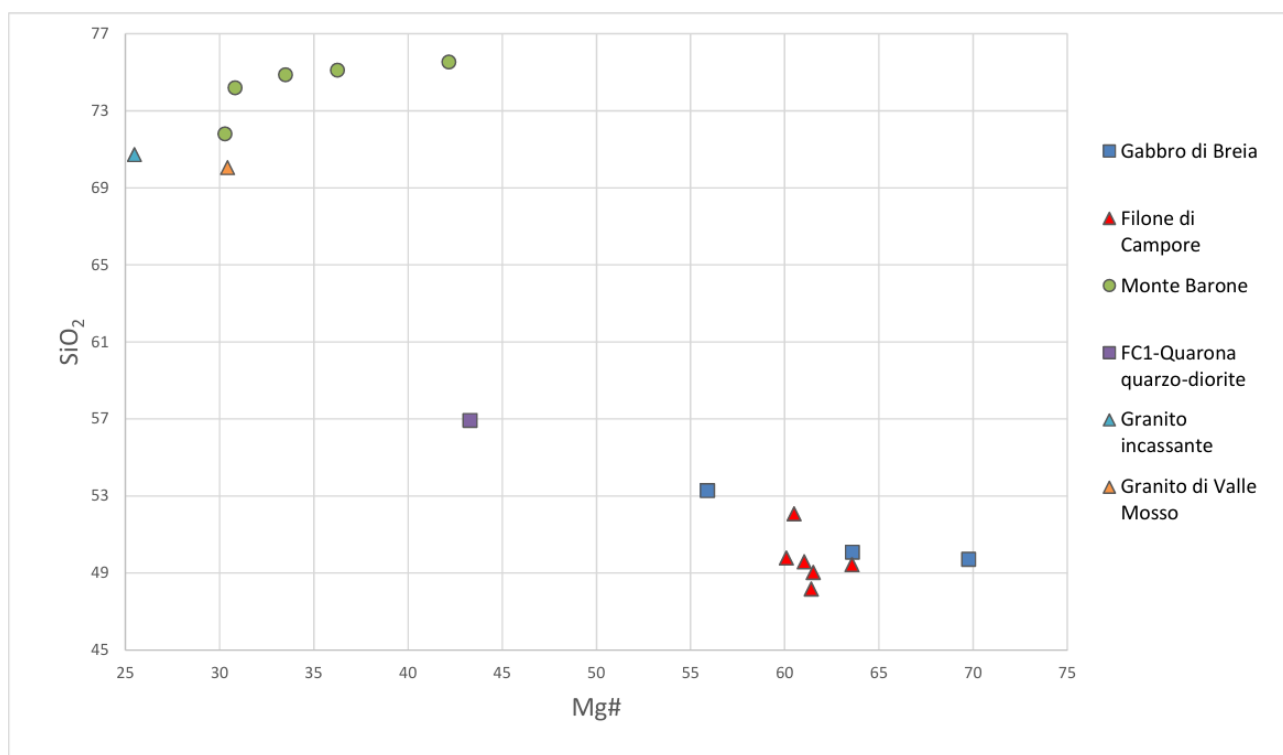


Fig. 3.3-6 Valori molari di Mg# vs quantità in peso di SiO₂ di roccia totale per le Rocce femiche di Breia (Klotzli et al. 2014), Filone di Campore (Sinigoi et al. 2016) e i Graniti di Monte Barone (Sinigoi et al. 2011).

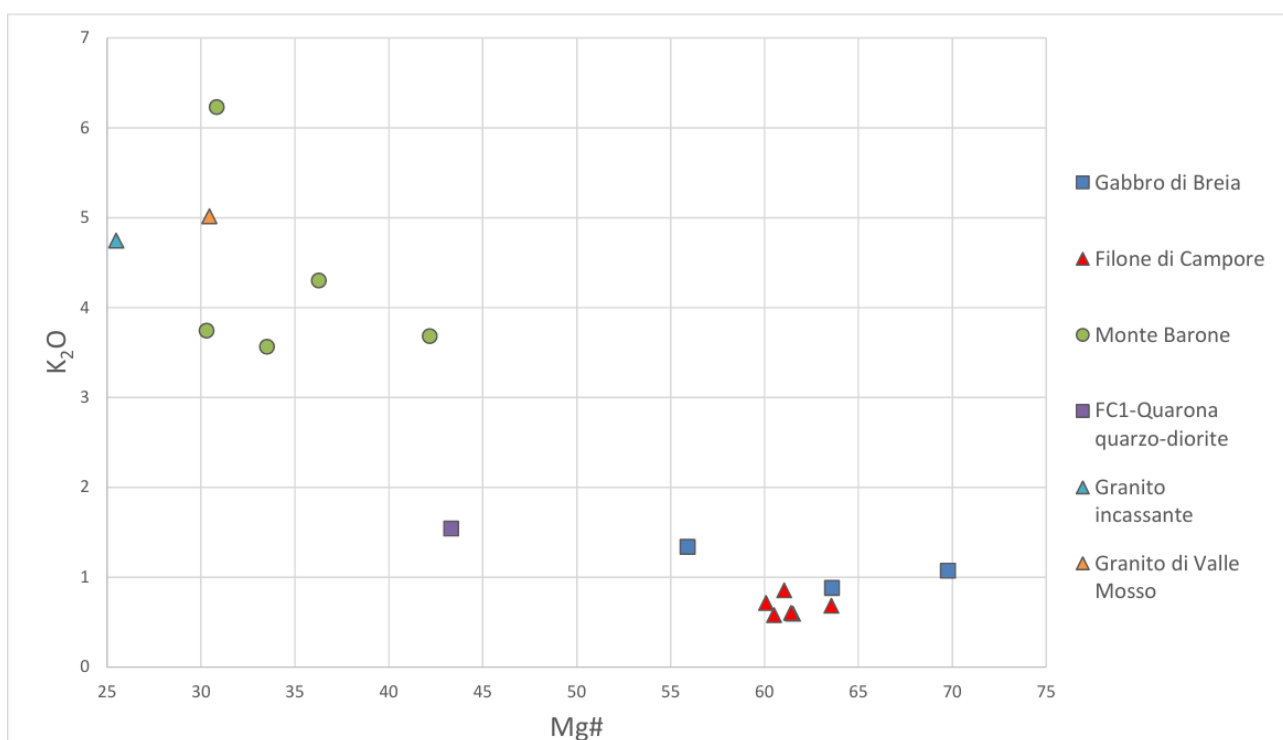


Fig. 3.3-7 Valori molari di Mg# vs quantità in peso di K₂O di roccia totale per le Rocce femiche di Breia (Klotzli et al. 2014), Filone di Campore (Sinigoi et al. 2016) e i Graniti di Monte Barone (Sinigoi et al. 2011).

Per il filone di Campore, i pattern delle Terre Rare (normalizzati rispetto ai valori condritici (Anders & Grevesse, 1989)) evidenziano un graduale moderato arricchimento dalle Terre Rare pesanti alle leggere, senza mostrare un'anomalia di Eu significativa (Fig. 3.3-8). I graniti incassanti presentano

invece concentrazioni complessivamente superiori, con pattern caratterizzati da un marcato arricchimento in Terre Rare leggere e da una spiccata anomalia negativa in Eu.

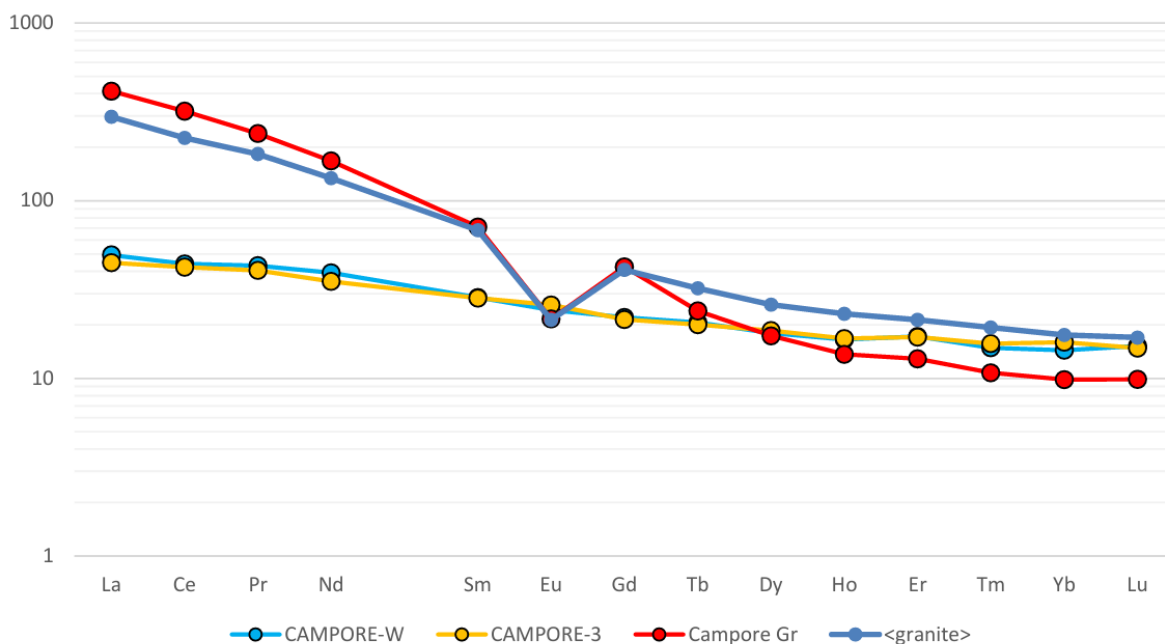


Fig. 3.3-8 Composizione degli elementi delle Terre Rare del filone di Campore e dei graniti incassanti, normalizzata alle abbondanze condritiche (dati da Sinigoi et al., 2016).

Il pattern degli elementi in tracce incompatibili per il filone di Campore, normalizzato rispetto al mantello primitivo di Sun and McDonough, 1989, evidenzia (Fig. 3.3-9) pattern pressoché sovrapponibili, caratterizzati da un moderato arricchimento degli elementi incompatibili e da una marcata anomalia negativa in Nb. I due graniti considerati presentano invece un arricchimento marcatamente maggiore negli elementi più incompatibili, e sono caratterizzati da anomalie negative molto evidenti in Nb e Sr.

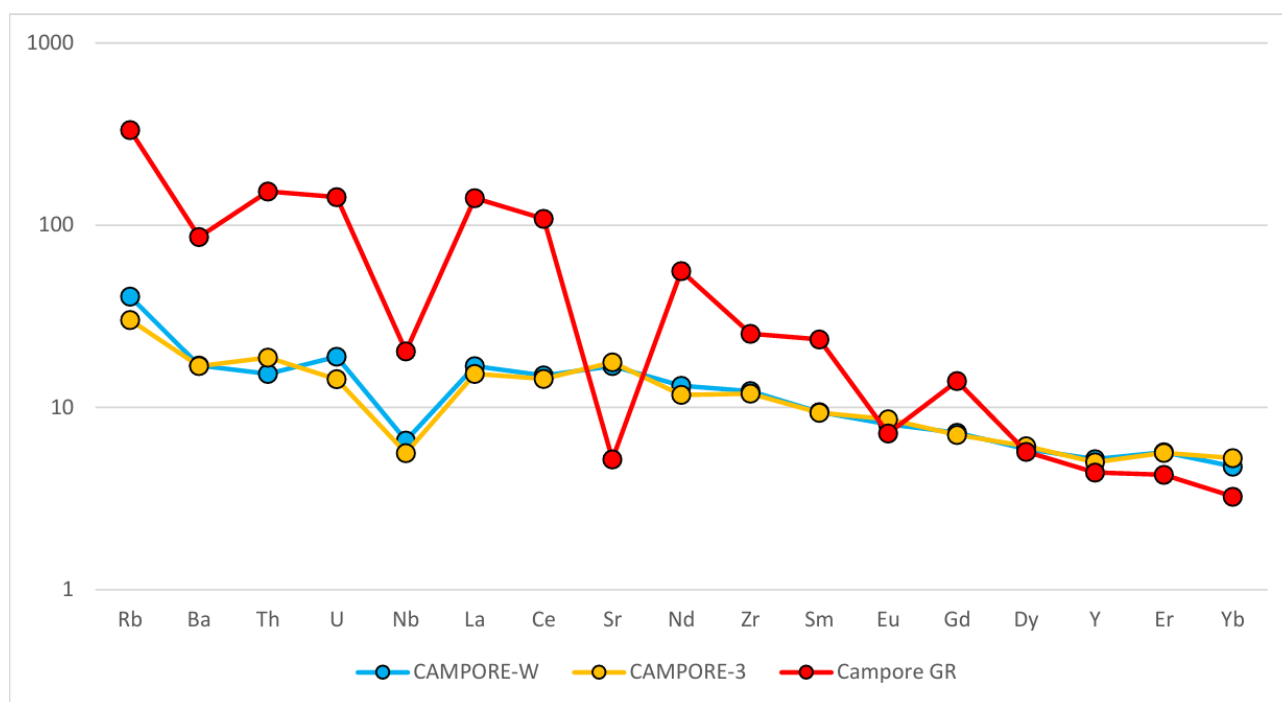


Fig. 3.3-9 Pattern degli elementi in tracce incompatibili per le rocce femiche del Sistema Magmatico del Sesia (normalizzazione rispetto al mantello primitivo di Sun and McDonough, 1989).

4. Relazioni di terreno e campionamento

4.1 Il granito charnockitico di Monte Barone

Le charnockiti di Monte Barone sono localizzate all'interno del Complesso Mafico superiore, in quest'area composto prevalentemente da noriti, vicino al limite con il Complesso Mafico inferiore (Figg. 4.1-1 e 4.1-2).

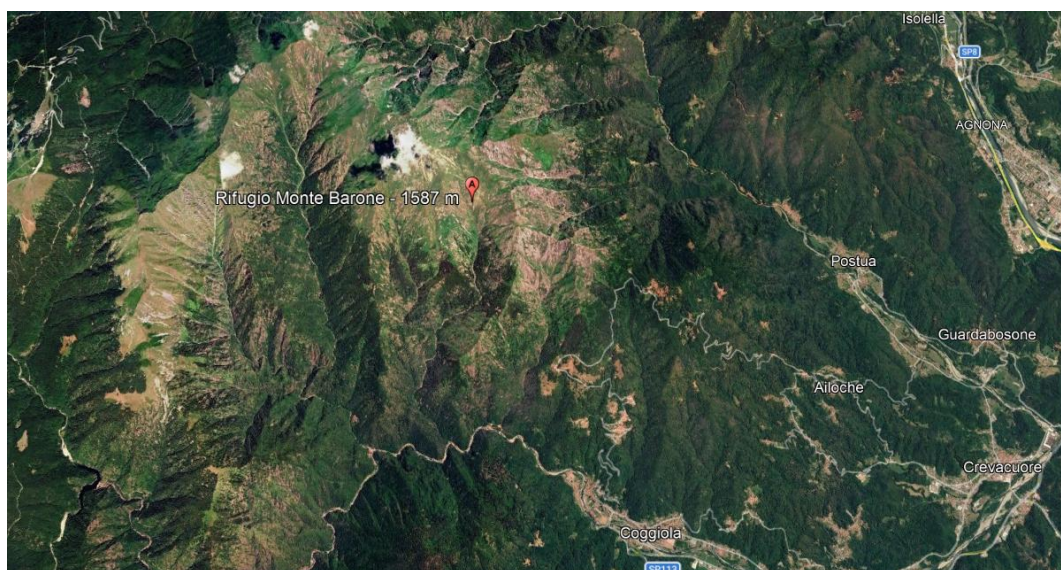


Fig. 4.1-1 Foto da Google Earth in cui è indicato il rifugio Monte Barone. Le charnockiti affiorano a quote più elevate, in corrispondenza della vetta di Monte Barone, corrispondente a quota 2044 m s.l.m.

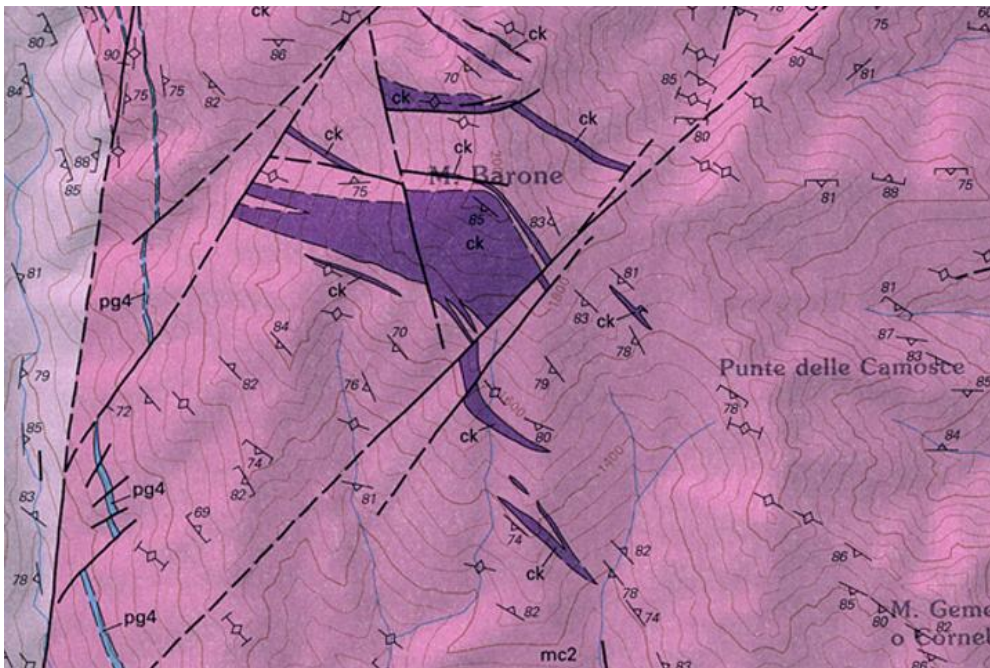


Fig. 4.1-2 Estratto della carta geologica del Complesso Mafico della Zona Ivrea-Verbano (da Quick et al., 2003). Gli affioramenti di charnockite sono riportati in viola (ck), mentre in rosa sono rappresentate le noriti del Complesso Mafico superiore (mc2). Nel settore più a est, sono esposte le rocce del Complesso Mafico inferiore, ovvero i gabbri ad anfibolo, raffigurati in rosa chiaro. Si noti come in corrispondenza del limite tra il Complesso Mafico inferiore e quello superiore sono esposti livelli costituiti da paragneiss (pg4, in colore azzurro).

I campioni raccolti per la presenti tesi provengono principalmente dalla cresta orientale di Monte Barone, a ~1950 m di quota, vicino al contatto con le rocce noritiche (Fig. 4.1-3). Le rocce esposte qui sono prevalentemente costituite da graniti a tessitura pseudo-porfirica, con cristalli euedrali di K-feldspato lunghi 1-2 cm, tipicamente allineati a definire un piano di foliazione (Fig. 4.1-4). Questi graniti sono alternati a livelli spessi fino a 30 cm costituiti da granito a grana media, tendenzialmente equigranulare e quindi privo di grossi cristalli di feldspato (Fig. 4.1-5). I livelli a grana media sono volumetricamente subordinati rispetto ai graniti a tessitura pseudo-porfirica e mostrano una foliazione fornita dalla iso-orientazione dei minerali, ben visibile soprattutto dai minerali femici. La superficie di contatto tra i due litotipi è subparallela alla superficie definita dall'allineamento dei minerali. I minerali femici sono prismatici e probabilmente rappresentati da ortopirosseno e biotite nei graniti a tessitura pseudo-porfirica, in prismi tipicamente lunghi 3-4 mm, e da solo ortopirosseno nei graniti a grana media, in prismi tipicamente lunghi 1-2 mm. Si segnala inoltre che alcuni dei livelli di granito a grana media sono caratterizzati dalla presenza di granato (Fig. 4.1-6).



Fig. 4.1-3 Foto panoramica della cresta sud-orientale di Monte Barone. La linea rossa evidenzia il contatto tra le charnockiti, posizionate in vetta, e le noriti.



Fig. 4.1-4 Granito a tessitura pseudo-porfirica. Sono evidenti i grossi cristalli di K-feldspato, allineati a definire un piano di foliazione.



Fig. 4.1-5 Granito a grana media (campione MB1-2). I minerali femici mostrano morfologia prismatica (1-2 mm in lunghezza) e un evidente allineamento.



Fig. 4.1-6 Granito a grana media caratterizzato dalla presenza di granato, evidente per il colore rosso rubino.

Procedendo verso la sommità, in corrispondenza della cresta occidentale di Monte Barone (Fig. 4.1-7), i domini a grana media diventano progressivamente più abbondanti. I graniti a grana media sono inoltre frequentemente caratterizzati dalla presenza di livelli scuri spessi fino a 4 cm, molto

probabilmente caratterizzati da un'elevata concentrazione di ortopirosseno (Fig. 4.1-8). La cresta nord-occidentale di Monte Barone (Fig. 4.1-9) non è stata visitata.



Fig. 4.1-7 Foto panoramica della cresta occidentale di Monte Barone. La vetta è visibile nella parte destra della foto.

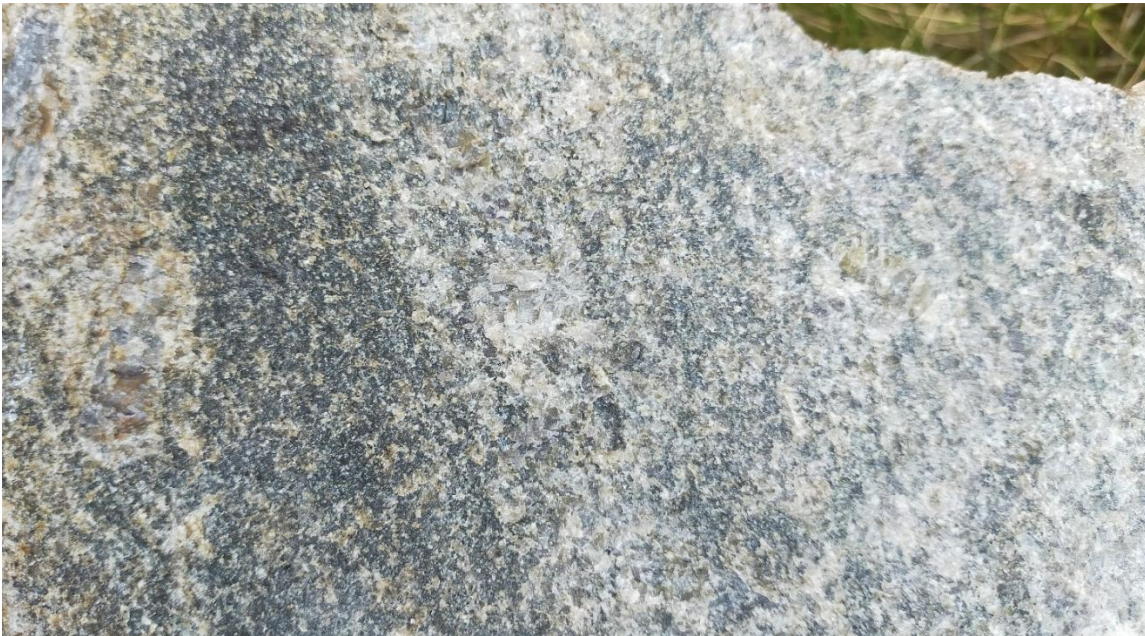


Fig. 4.1-8 Granito a grana media caratterizzato da alternanze di bande leucocratiche e melanocratiche. Quest'ultime sono molto probabilmente caratterizzate un'elevata presenza di ortopirosseno.



Fig. 4.1-9 Foto panoramica della cresta nord-occidentale di Monte Barone.

Per la presente tesi di Laurea, sono stati analizzati quattro campioni di charnockite. Oltre al campione MB1-2 a grana media (Fig. 4.1-5), sono stati considerati tre campioni di granito a tessitura pseudo-porfirica, siglati MB1-1 (Fig. 4.1-10), MB1-3 (Fig. 4.1-11) e MB1-5. Si segnala in particolare che all'interno del granito MB1-3 è stato osservato un incluso ricco in minerali femici (presumibilmente ortopirosseno e biotite) a grana media, lungo circa 6 cm e spesso circa 1 cm. L'incluso mostra un allungamento che appare subparallelo alla direzione definita dall'allineamento dei grossi cristalli di K-feldspato della roccia ospite.

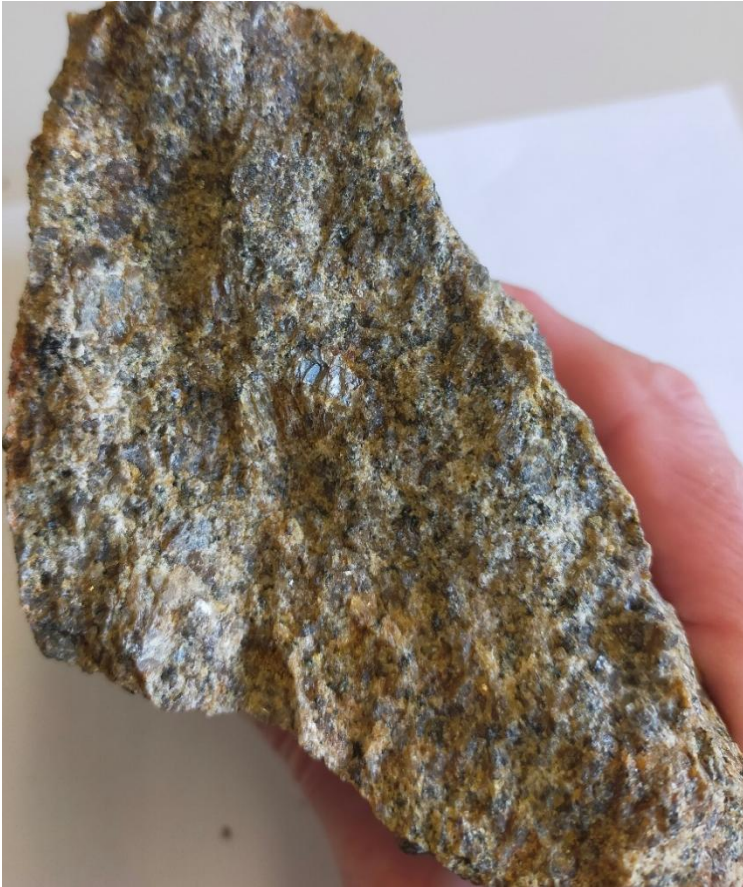


Fig. 4.1-10 Campione MB1-1: Granito a tessitura pseudo-porfirica. Sono visibili i grossi cristalli di K-feldspato.



Fig. 4.1-11 Campione MB1-3: Granito a struttura pseudo-porfirica. Nel settore in basso della foto, è visibile un incluso ricco in minerali femici (presumibilmente ortopirosseno e biotite) a grana media, lungo 6 cm e spesso 1 cm. La direzione di allungamento dell'incluso è subparallela a quella dei grossi grani di K-feldspato.

4.2 Il corpo appinitico di Quarona

Le attività di campionamento svolte nel settore di Quarona sono state condotte nei siti indicati da Klotzli et al. (2014) per la quarzo-diorite PST 188 e il gabbro PST 262. L'affioramento da cui è stata raccolta la quarzo-diorite (Fig. 4.2-1) si trova a ~1.3 km a est rispetto all'affioramento da cui è stato raccolto il gabbro.

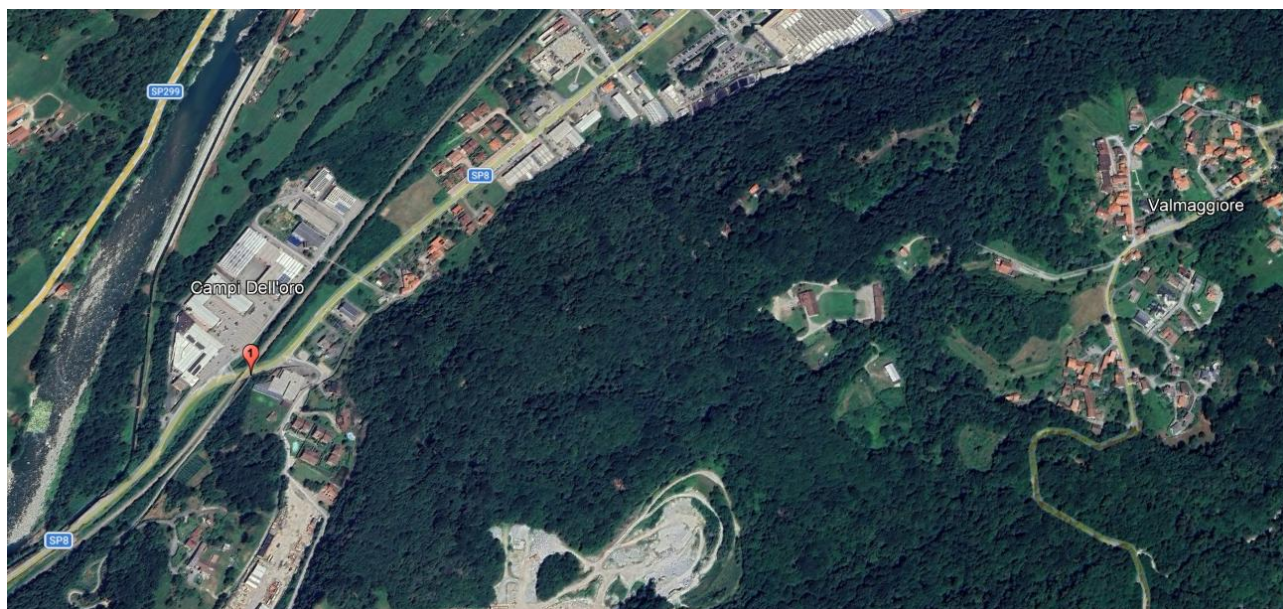


Fig. 4.2-1 Foto da Google Earth in cui è indicato il punto in cui affiora la quarzo-diorite PST 188 analizzata da Klotzli et al. (2014).

L'affioramento di quarzo-diorite si estende lateralmente per circa 10 m (Fig. 4.2-2). La diorite è frequentemente tagliata da filoncelli leucocratici a grana grossa contenenti biotite e muscovite, con spessori tipicamente compresi tra 1 e 10 cm (Fig. 4.2-3). I filoni tipicamente presentano bordi planari netti e si dipanano dal corpo granitico incassante. In particolare, il contatto tra diorite e granito è esposto verso sud-ovest, mentre non risulta osservabile nella direzione opposta. È stata raccolta una diorite, siglata FC1 (Fig. 4.2-4). La roccia appare debolmente foliata, principalmente composta da biotite e plagioclasio, il quale presenta granulometria variabile.



Fig. 4.2-2 Affioramento da cui è stato raccolto il campione FC1. Il martello indica il contatto tra la diorite (a sx) ed il granito (a dx). La diorite è permeata da filoncelli leucocratici di spessore tipicamente centimetrico.



Fig. 4.2-3 Filoncello leucocratico contenente biotite e muscovite con bordi planari rettilinei rispetto alla diorite incassante.



Fig. 4.2-4 Campione FC1.

Gli affioramenti da cui è stato campionato il gabbro di Breia con sigla PST262 (Klötzli et al., 2014) comprendono due esposizioni distinte (Fig. 4.2-5), localizzate nei pressi dell'incrocio della strada che dal Valmaggione si biforca verso le frazioni Brina e Lovario. Per la presente tesi di Laurea, sono stati raccolti quattro campioni.

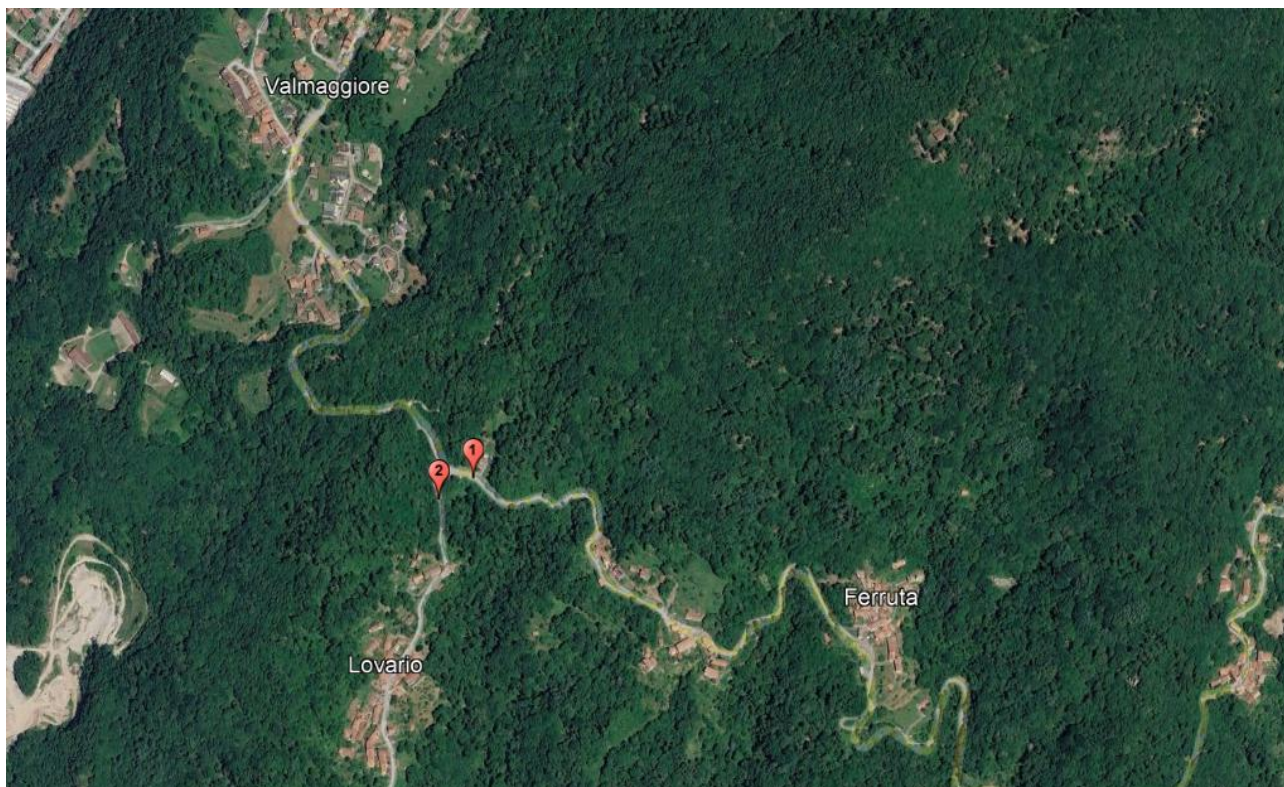


Fig. 4.2-5 Foto da Google Earth in cui sono indicati i punti in cui sono stati analizzati gli affioramenti del gabbro di Breia, rappresentato dai campioni PST 262 (Klotzli et al., 2014) e i campioni PST 262D e PST 262E (Sinigoi et al., 2016).

Nel primo affioramento, localizzato in corrispondenza dell'inizio della strada per Brina, affiora un gabbro relativamente ricco in biotite, tagliato da vene leucocratiche spesse in genere 1-2 cm con bordi diffusi e costituite da plagioclasio ($\pm$ quarzo) e biotite. Il gabbro non mostra una foliazione definita dall'orientazione preferenziale dei minerali, ma è localmente caratterizzato da una debole stratificazione evidenziata da variazioni di grana (3-10 mm) dei cristalli di pirosseno/anfibolo, i quali tipicamente presentano struttura subofitica (Fig. 4.2-6). È stato raccolto un campione di gabbro relativamente ricco in biotite (FC2-1), a grana media e tessitura isotropa equigranulare (Fig. 4.2-7).

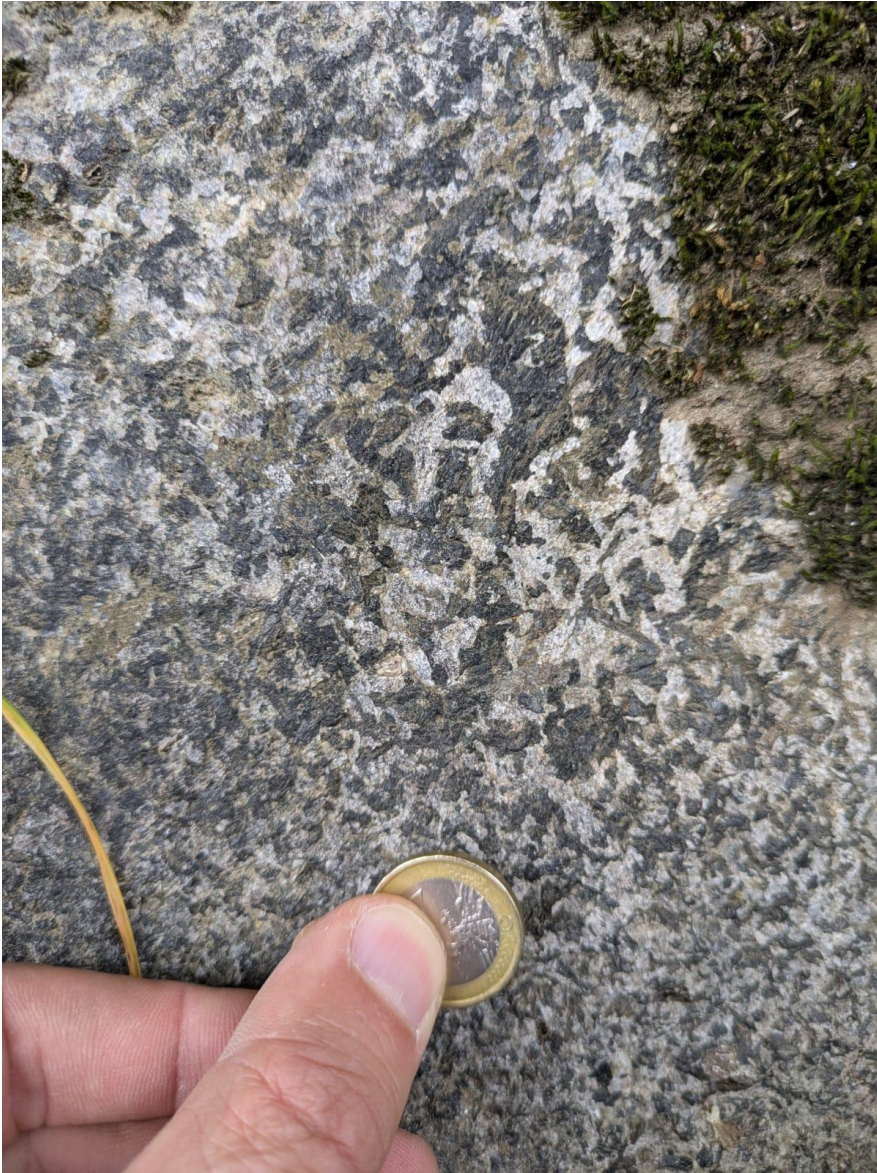


Fig. 4.2.6 Stratificazione evidenziata da variazioni di grana dei cristalli di pirosseno/anfibolo.



Fig. 4.2-7 Campione FC2-1.

Il secondo affioramento è localizzato in corrispondenza dell'inizio della strada per Lovario, a circa 80 m in linea d'aria verso ovest rispetto al precedente. Da questo affioramento sono stati raccolti tre campioni. I gabbri FC2-2 e FC2-4 provengono dal dominio centrale dell'affioramento, lungo un segmento di circa 1.5 m, e mostrano variazioni significative nella composizione modale, principalmente legate a diverse percentuali di biotite e plagioclasio. In particolare, il gabbro FC2-2 è una roccia scura a grana media a tessitura isotropa equigranulare, povera in biotite e plagioclasio. Il terzo campione (FC2-6, Fig. 4.2-8) è stato raccolto nel dominio dell'affioramento più prossimo a Lovario. I campioni FC2-4 e FC2-6 sono rocce a grana media e tessitura isotropa equigranulare, composizionalmente simili al gabbro FC2-1. In questi gabbri, la biotite è localmente presente in cristalli di dimensioni relativamente elevate, probabilmente con microstruttura pecilitica.



Fig. 4.2-8 Campione FC2-6.

Sono stati visitati altri due affioramenti di gabbro esposti lungo la strada verso Valmaggiora. Non è stato effettuato un campionamento a causa dell'estesa alterazione delle rocce. Vale però la pena riportare che in entrambi i casi sono stati osservati blocchi di metasedimenti foliati a grana medio-fine, ricchi in biotite e spessi fino a 15 cm, tipicamente associati a vene leucocratiche di probabile composizione granitoidale e origine anatettica (Fig. 4.2-9).



Fig. 4.2-9 Blocchi di metasedimenti foliati a grana medio-fine all'interno del gabbro di Breia.

4.3 Il filone femico di Campore

Il filone di Campore (Sinigoi et al. 2016) è esposto nei pressi dell'omonima frazione (Fig. 4.3-1) nelle vicinanze di Valle Mosso (Val Strona di Mosso). Il filone copre un'estensione laterale di circa 15 m e si trova a contatto con graniti a biotite (Fig. 4.3-2). L'estensione verticale del filone è di circa 3 m; verso l'alto, il filone risulta delimitato dal granito. I contatti tra il filone femico e il granito adiacente sono caratterizzati dalla presenza di una zona di transizione "ibrida", spessa circa 0.5 m, in cui si osservano grossi cristalli di feldspato e quarzo di probabile origine granitoide, associati ad aggregati ricchi in minerali femici e a grana medio-fine.

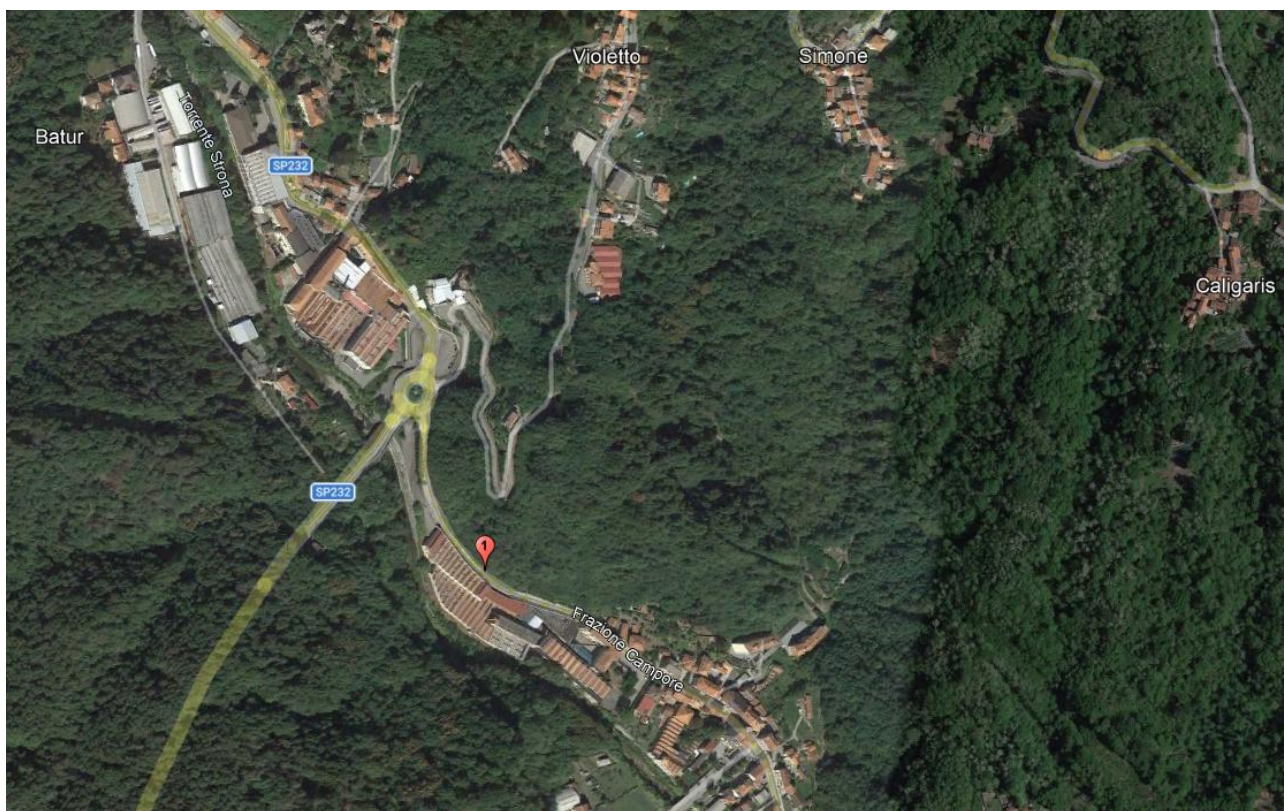


Fig. 4.3-1 Foto da Google Earth in cui è indicato il punto in cui affiora il filone di Campore.



Fig. 4.3-2 Affioramento del filone di Campore Il filone è al centro delimitato dalle linee rosse tratteggiate. A destra e sinistra di queste ultime affiora il granito.

Sono stati raccolti quattro campioni all'interno del filone, a diverse distanze rispetto al granito ospite. Le rocce hanno tessitura isotropa e tipicamente includono cristalli di pirosseno/anfibolo con struttura subofitica lunghi fino a 5 mm (Fig. 4.3-3). In particolare, il campione FC3-3 (Fig. 4.3-4) risulta essere il più ricco in feldspato, il quale localmente sviluppa micro-vene ad andamento irregolare, in accordo una posizione più prossima al granito incassante. È stato inoltre raccolto un campione (sigla FN1/2) nella zona di contatto filone-granito posta a nord-ovest dell'affioramento.



Fig. 4.3-3 Campione FC3-1.



Fig. 4.3-4 Campione FC3-3.

4.4 L'associazione diorite-pirossenite di Varallo

L'affioramento in esame si trova presso il ponte di Varallo, lungo la sponda destra del torrente Mastallona (Fig. 4.4-1), ed è prevalentemente costituito da pirosseniti e dioriti con evidenti relazioni di mingling. Tale esposizione non è censita nella carta geologica di riferimento (Quick et al., 2003), la quale indica in questo sito la presenza di depositi quaternari (Fig. 4.4-2). Per estrapolazione cartografica, l'affioramento ricade all'interno delle dioriti del Complesso Mafico, in prossimità del contatto con il sovrastante basamento metamorfico della Formazione Kinzítica.

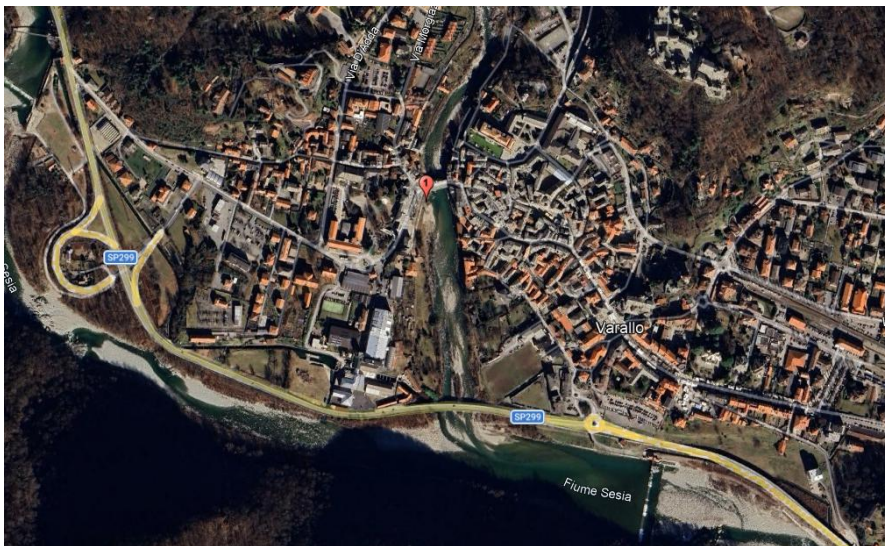


Fig. 4.4-1 Foto da Google Earth in cui è indicato il punto in cui è esposta l'associazione di rocce pirossenitiche e dioritiche.

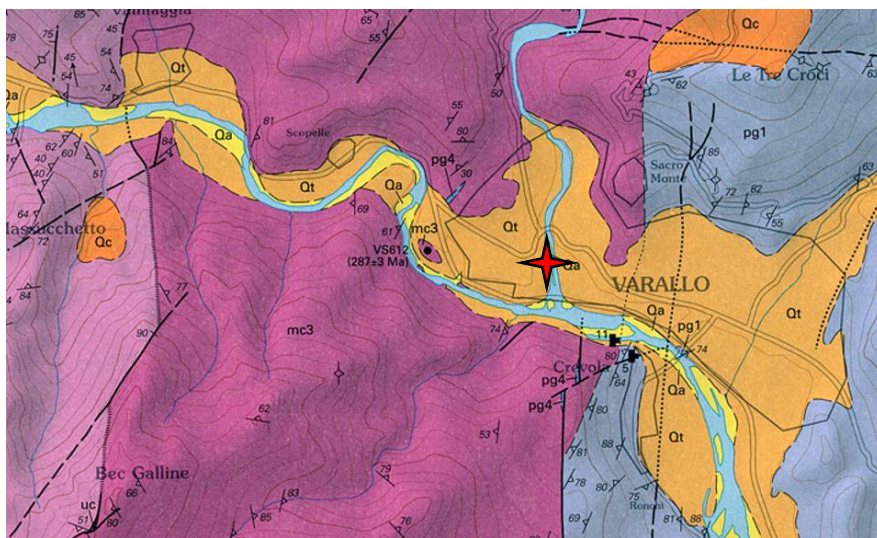


Fig. 4.4-2 Estratto della carta geologica del Complesso Mafico della Zona Ivrea-Verbano (da Quick et al., 2003). La parte centrale della mappa, in rosa scuro, corrisponde alle dioriti (mc3). Le dioriti corrispondono al tetto del Complesso Mafico. Si trovano a contatto verso Est con il basamento metamorfico della Formazione Kinzigitica (pg1), e verso ovest con le noriti del Complesso Mafico, rappresentate in rosa. La stella rossa corrisponde all'affioramento in cui sono associate rocce pirossenitiche e dioritiche, posto nella carta all'interno dei depositi quaternari (Qt, in arancione).

Al di sotto del ponte e procedendo verso monte (verso nord), affiorano rocce dioritiche per uno spessore complessivo di ~20 m. Le dioriti sono principalmente a tessitura isotropa, soprattutto nel settore occidentale dell'affioramento (Fig. 4.4-3). Queste rocce sono caratterizzate dalla presenza di biotite in cristalli di dimensioni relativamente elevate (fino a 3 cm) e che presentano frequenti inclusioni di plagioclasio a morfologia euedrale-subedrale (struttura pecilitica). Oltre alla biotite e al plagioclasio, le dioriti contengono anfibolo e/o pirosseno. Nei domini a tessitura anisotropa, presenti nel settore orientale dell'affioramento (nei pressi del pilone del ponte), le dioriti mostrano una foliazione definita dall'alternanza di bande ricche in minerali femici e bande ricche in plagioclasio.



Fig. 4.4-3 Diorite isotropa in cui sono visibili i grossi cristalli di biotite (2 cm) con struttura pecilitica.

Il settore verso valle dell'affioramento (a sud), per uno spessore di ~10 m, è principalmente costituito da pirosseniti a grana media-grossa e senza un'evidente foliazione e che mostrano rapporti di *mingling* con le rocce dioritiche. All'interno delle pirosseniti è ben evidente la mica scura, in cristalli che frequentemente raggiungono 1-2 cm di dimensioni e inclusioni di presunto pirosseno (struttura pecilitica). Le pirosseniti molto probabilmente contengono anche anfibolo ma in proporzione subordinata.

I contatti tra le pirosseniti e le dioriti sono diversificati. Nella maggior parte dei casi sono diffusi ed irregolari, con vene e/o filoncelli di colore chiaro e forma irregolare che si dipanano per uno spessore

massimo di 50 cm dalla diorite alla pirossenite (Figg. 4.4-4 e 4.4-5). All'interno delle rocce dioritiche, per uno spessore di circa 1 m, sono presenti inclusi di forma irregolare a composizione pirossenitica e, più frequentemente, melagabbri, con dimensioni inferiori a 30 cm (Fig. 4.4-6). I melagabbri sono interpretati come il prodotto dell'interazione (ibridizzazione) tra il magma che ha dato origine alle dioriti e quello che ha formato le pirosseniti.



Fig. 4.4-4 Superficie di contatto diffusa e sinuosa tra diorite e pirossenite. I riquadri rossi evidenziano la presenza di vene dioritiche con forma irregolare all'interno della pirossenite.

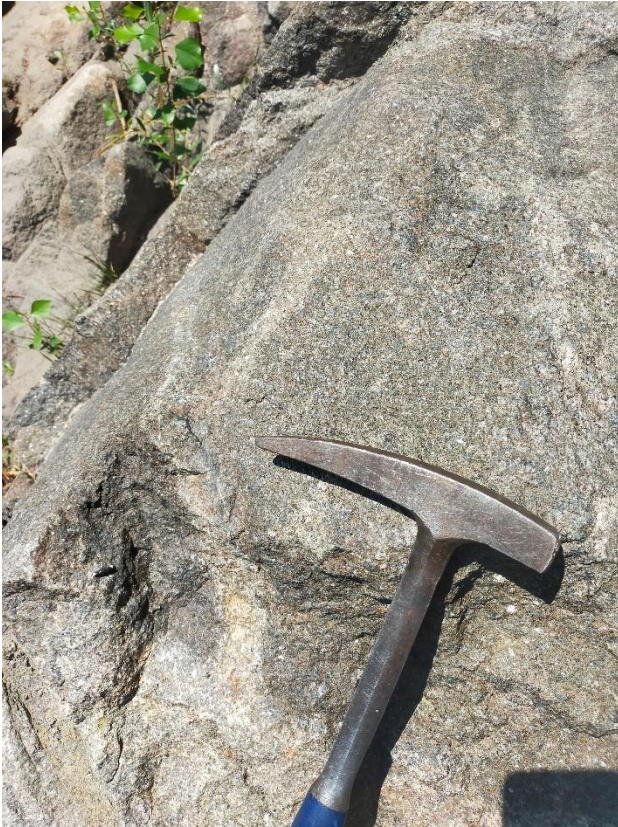


Fig. 4.4-5 Contatto diorite-pirossenite caratterizzato dalla presenza di un filoncello dioritico spesso 2 cm che si insinua e si biforca all'interno della pirossenite.



Fig. 4.4-6 Inclusi di forma irregolare a composizione melagabbrica all'interno della diorite.

È stato ritrovato un contatto pirossenite-diorite in cui la diorite assume una giacitura filoniana (Fig. 4.4-7). In questo caso i contatti tra la diorite e la pirossenite variano da sinuosi a planari quasi rettilinei. Vicino al contatto con la pirossenite, la diorite include ancora melagabbri e pirosseniti in piccoli corpi di forma irregolare (Fig. 4.4-8).



Fig. 4.4-7 Foto panoramica dal ponte di Varallo che mostra una giacitura filoniana (con bordi quasi rettilinei) della diorite (roccia chiara) rispetto alla pirossenite (roccia scura). Si noti che il piano di contatto tra i due litotipi vs. sinistra è quasi planare rettilineo. Il riquadro blu evidenzia la foto successiva riportata nella tesi.



Fig. 4.4-8 Superficie di contatto pirossenite-diorite, con andamento planare quasi rettilineo e inclusi melagabbrici e pirossenitici all'interno della diorite (particolare della Fig. 8). I riquadri rossi evidenziano i brandelli di pirossenite.

Vene ad andamento irregolare e bande subparallele tra loro a composizione melagabbrica (spessore ≤ 10 cm) si riconoscono anche a qualche metro di distanza dal contatto con le dioriti (Fig. 4.4-9).



Fig. 4.4-9 Bande a composizione melagabbrica, riconoscibili per la presenza di plagioclasio di colore chiaro, all'interno della pirossenite.

Lungo la zona di contatto tra pirosseniti e dioriti è presente una zona di taglio spessa ~50 cm, che si allunga sul terreno per circa 7 m e coinvolge principalmente le dioriti (Fig. 4.4-10). In questa zona di taglio, le rocce mostrano sostanzialmente una tessitura milonitica fornita dall'alternanza di bande spesse 1-2 mm costituite da minerali chiari (plagioclasio) e da minerali femici (biotite e anfibolo $\pm$ pirosseno). All'interno e ai bordi della fascia milonitica, sono localmente presenti domini con tessitura gneissica, caratterizzati dalla presenza di porfiroclasti di biotite e, meno frequentemente, plagioclasio (Fig. 4.4-11). Dioriti con tessitura gneissica sono presenti anche nel settore a Est dell'affioramento, vicino al pilone del ponte. È stato inoltre osservata una banda dioritica (spessa ~5 cm) con struttura variabile da milonitica a gneissica all'interno di pirosseniti essenzialmente indeformate (Fig. 4.4-12). In generale, le osservazioni effettuate mostrano che l'evento di milonitizzazione si fosse esplicato preferibilmente nelle dioriti rispetto alle pirosseniti, suggerendo che la presenza del plagioclasio avesse reso la roccia più duttile.



Fig. 4.4-10 Zona di taglio con struttura prevalentemente milonitica all'interno delle dioriti.



Fig. 4.4-11 Diorite con struttura gneissica al bordo della zona di taglio.



Fig. 4.4-12 Banda dioritica con struttura variabile da milonitica a gneissica all'interno di pirosseniti essenzialmente indeformate.

Le dioriti sono attraversate da un filone leucocratico a grana pegmatoide, con spessore variabile tra 10 e 20 cm, che si segue in affioramento per circa 15 m e mostra un andamento coniugato ortogonale (Fig. 4.4-13). Il filone attraversa sia il dominio isotropo sia il dominio foliato delle rocce dioritiche, ed è principalmente composto da grossi cristalli di plagioclasio associato minori proporzioni di biotite, tipicamente entrambi allineati e lunghi 2-3 cm.



Fig. 4.4-13 Filone leucocratico pegmatitico ad andamento coniugato ortogonale. Nella parte in basso della foto, il filone è concordante con la foliazione della diorite incassante. Nella parte a destra della foto, il filone è invece discordante. Il riquadro blu evidenzia la foto 16 riportata nella tesi.

Le strutture del filone leucocratico pegmatitico sono differenti a seconda dell'orientazione. Quando è discordante ad alto angolo rispetto alla foliazione delle dioriti, presenta un margine spesso 1-2 cm caratterizzato da un arricchimento in biotite. In particolare, la biotite tipicamente sviluppa una struttura a pettine, con cristalli allungati perpendicolarmente rispetto alla diorite incassante (Fig. 4.4-14). Quest'ultima mostra al contatto con il filone leucocratico una banda spessa 1-3 cm che si distingue per la colorazione più chiara del plagioclasio, che quindi presumibilmente diventa più ricco in molecola albitica. Queste relazioni di contatto suggeriscono uno scambio chimico tra il magma che ha dato origine al filone leucocratico pegmatitico e la diorite incassante. In particolare, l'arricchimento in biotite al bordo del filone potrebbe essere stato favorito dalla diffusione di Mg, Fe e K dalla diorite, mentre la probabile "albitizzazione" del plagioclasio nella diorite sarebbe stata promossa dalla diffusione di Na e Si dall'iniezione di magma. Inoltre, la struttura a pettine della biotite suggerisce che l'intrusione del filone fosse associata a una tettonica estensionale.



Fig. 4.4-14 Contatto tra il filone leucocratico pegmatitico (a destra) discordante rispetto alla foliazione della diorite incassante (a sinistra).

Quando il filone leucocratico pegmatitico è concordante rispetto alla foliazione delle dioriti, cioè è orientato perpendicolarmente rispetto al caso precedente, mostra un marcato allineamento dei cristalli

di plagioclasio e strutture di reazione con la diorite incassante poco visibili (Fig. 4.4-15). La struttura di flusso magmatico, che si è sviluppata all'interno di un *crystal mush* povero in liquido magmatico, testimonia condizioni di lento raffreddamento per il fuso che dato origine al filone. L'intrusione del filone leucocratico pegmatitico doveva quindi essere avvenuta quando la diorite si trovava in condizioni di alta temperatura e tettonicamente dinamiche.



Fig. 4.4-15 Filone leucocratico pegmatitico con allineamento dei cristalli di plagioclasio (particolare della Fig. 4.4-13).

Per quanto riguarda la cronologia relativa degli eventi tettono-magmatici riconosciuti nell'affioramento del ponte di Varallo, i rapporti di *mingling* tra pirosseniti e dioriti suggeriscono la contemporaneità e l'interazione tra due magmi composizionalmente distinti. In particolare, il magma chimicamente più primitivo registra un processo di accumulo di pirosseno, mentre quello chimicamente più evoluto registra l'accumulo di plagioclasio. Il locale ritrovamento di dioriti con giacitura filoniana e brandelli di pirossenite suggerisce che il magma "dioritico" avesse intruso un *crystal mush* "pirossenitico" molto povero nella frazione di fuso.

L'associazione pirossenitica-dioritica è stata successivamente sottoposta a un evento deformazione in zone di taglio e condizioni di alta temperatura. Queste zone di taglio sono principalmente localizzate nelle dioriti e producono tessiture variabili da milonitiche a gneissiche. Le dioriti mostrano infine di essere state interessate dall'intrusione di un magma che ha portato alla cristallizzazione di un filone leucocratico pegmatitico ad andamento coniugato ortogonale. Questo filone si è intruso quando le dioriti incassanti si trovavano in condizioni di alta temperatura, presumibilmente prossime al *solidus*.

Complessivamente, la successione degli eventi individuata per l'affioramento del ponte di Varallo è compatibile con condizioni termiche progressivamente decrescenti, ma ancora elevate anche durante le fasi più tardive. Le relazioni di terreno suggeriscono quindi che non vi fosse una significativa differenza di età tra il primo evento magmatico riconosciuto (iniezione del magma che ha dato origine alle pirosseniti) e l'intrusione del filone leucocratico pegmatitico.

Sono stati complessivamente raccolti quattordici campioni rappresentativi dei diversi domini litologici e strutturali. I campioni FC4, FC4-1 e FC4-12 provengono dal dominio pirossenitico. FC4 (Fig. 4.4-16) è una pirossenite contenente probabilmente pirosseno e olivina, con anfibolo e/o mica scura come fasi minori a struttura pecilitica. FC4-1 (Fig. 4.4-17) mostra una stratificazione modale con alternanza tra uno strato pirossenitico e uno strato contenente plagioclasio come fase modalmente subordinata; il plagioclasio forma localmente microvene irregolari spesse 1-2 mm, subparallele al piano di stratificazione. FC4-12 è una pirossenite relativamente ricca in cristalli pecilitici di mica scura lunghi 1-2 cm.



Fig. 4.4-16 Pirossenite FC4.



Fig. 4.4-17 Campione FC4-1. La porzione in basso è una pirossenite mentre quella in alto è un melagabbro.

Sono stati raccolti sei campioni di diorite. FC4-4, FC4-5, FC4-9, FC4-10 e FC4/11 mostrano tessitura isotropa. In particolare, la diorite FC4-4 presenta grani di biotite lunghi fino a 2 cm (Fig. 4.4-18), mentre nei rimanenti campioni la biotite compare in cristalli tipicamente lunghi 0.5-1.0 cm (Fig. 4.4-19). La diorite FC4/13 è caratterizzata da una debole foliazione, definita da alternanze di bande scure ricche in biotite e bande chiare ricche in plagioclasio, entrambe di spessore pari a 2-3 mm (Fig. 4.4-20).



Fig. 4.4-18 Diorite FC4-4.



Fig. 4.4-19 Diorite FC4-9.



Fig. 4.4-20 Diorite FC4-13.

Dalla zona di taglio con prevalente tessitura milonitica, sono stati prelevati i campioni FC4-2 e FC4/3, raccolti a circa 2 m di distanza. FC4-2 è una diorite milonitica con livelli lentiformi lunghi 1-2 cm e spessi 3-5 mm composti da biotite o plagioclasio (Fig. 4.4-21). Il campione FC4-3 mostra una tessitura milonitica più evidente, con alternanze di bande scure ricche in minerali femici e bande chiare ricche in plagioclasio, entrambe di spessore pari a 1-2 mm; include rari porfiroclasti di plagioclasio lunghi fino a 3 mm (Fig. 4.4-22).



Fig. 4.4-21 Campione FC4-2.

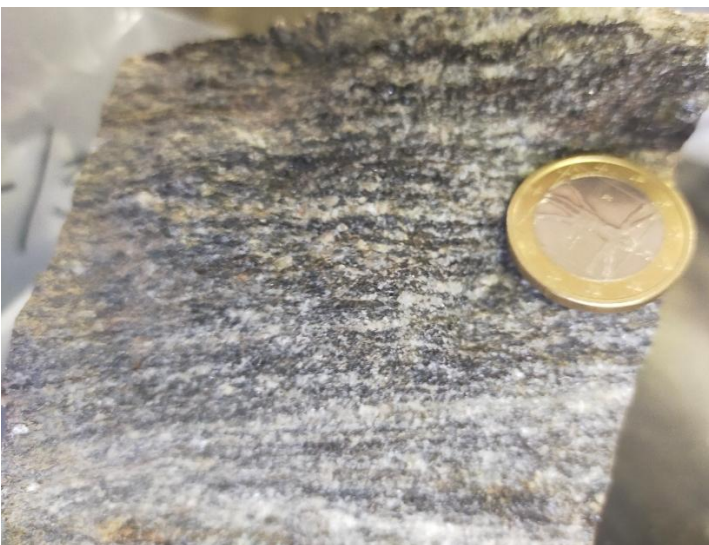


Fig. 4.4-22 Campione FC4-3.

Dal filone leucocratico pegmatitico provengono i campioni FC4-6 (Fig. 4.4-23), FC4-7 (Fig. 4.4-24) e FC4-8. In particolare, FC4-7 e FC4-8: sono due frammenti di roccia dello stesso campione, raccolto a ~1.5 m di distanza dal campione FC4-6. Quest'ultimo preserva la zona di bordo del filone, arricchita in biotite.



Fig. 4.4-23 Campione FC4-6 raccolto dal filone leucocratico pegmatitico.



Fig. 4.4-24 Campione FC4-7 raccolto dal filone leucocratico pegmatitico. Si noti l'allineamento concorde di plagioclasio e biotite.

5. Studio petrografico al microscopio ottico

5.1 Il granito charnockitico di Monte Barone

Charnockite MB1/1



Fig. 5.1-1 a. Campione Charnockite MB1/1 da cui è stata ricavata la sezione sottile; b. scansione sezione sottile MB1/1

La charnockite MB1/1 mostra tessitura pseudoporfirica. La sezione sottile (Fig. 5.1-1 b) di roccia è stata realizzata in un dominio caratterizzata dall'assenza di grossi cristalli di feldspato potassico, in cui si evince l'orientazione preferenziale dei cristalli di K-feldspato e la presenza dei minerali femici a grana più fine principalmente localizzati lungo i bordi di feldspato e quarzo.

La roccia è costituita da quarzo (20 vol%), feldspato alcalino (30 vol%), plagioclasio (35 vol%), ortopirosseno (15 vol%) e biotite accessoria. Il plagioclasio presenta tipicamente microstruttura

antipertitica, con lamelle di K-feldspato. Quando si trova incluso all'interno del K-feldspato, il plagioclasio localmente preserva microstruttura mirmechitica (Fig. 5.1-2), con lamelle vermiculari di quarzo. Ai bordi dei grossi cristalli di feldspato, si osserva tipicamente una microstruttura poligonale sviluppata tra grani di feldspato a grana più fine e quarzo, testimoniante un processo ricristallizzazione presumibilmente avvenuto allo stato solido. I feldspati (soprattutto il K-feldspato) sono localmente alterati in aggregati a grana molto fine, non risolvibili al microscopio ottico.

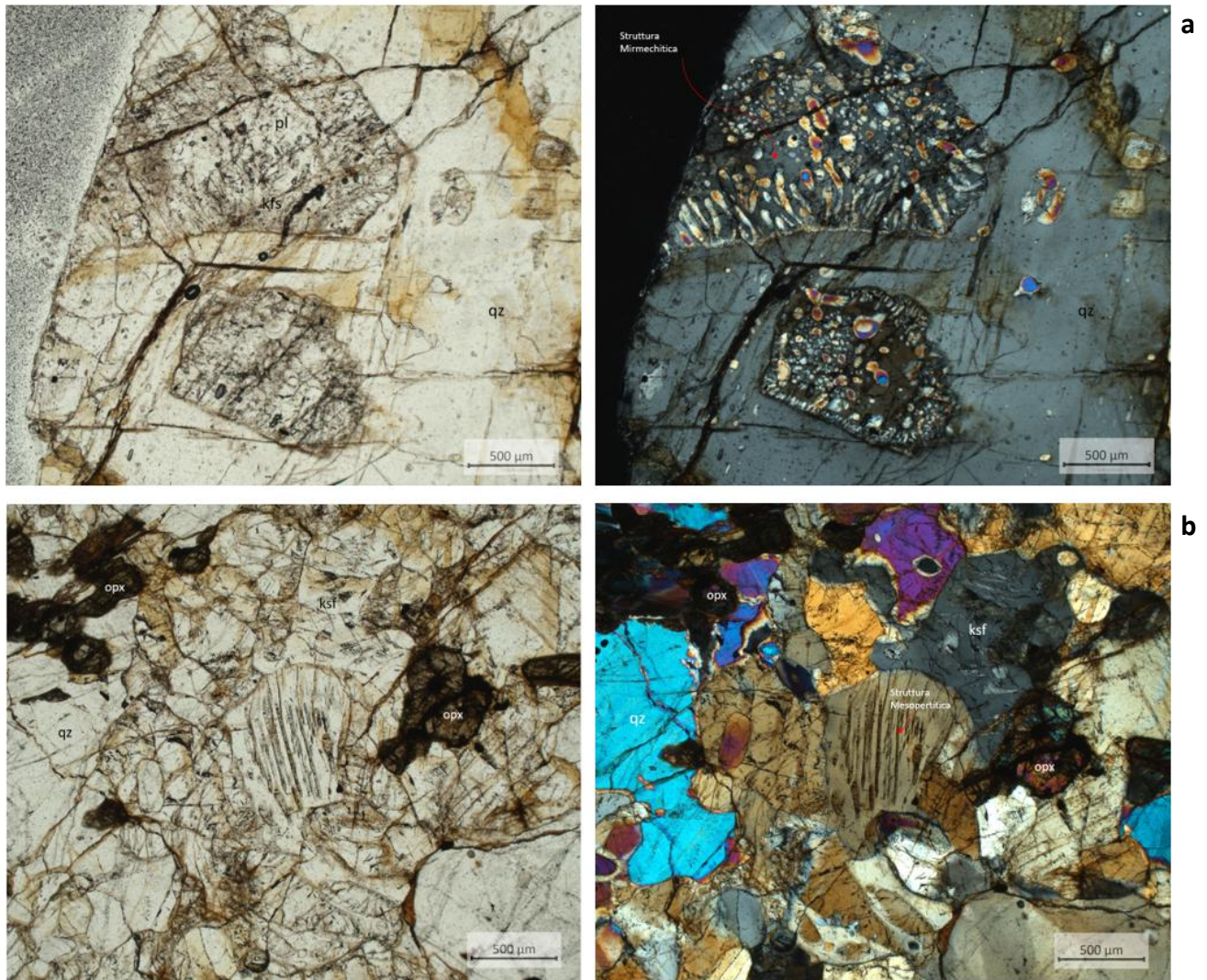


Fig. 5.1-2 Micro-foto sezione sottile campione MB1/1 a nicol paralleli e nicol incrociati. a) si nota struttura mirmechitica; b) si nota struttura mesopertitica.

Charnockite MB1/3

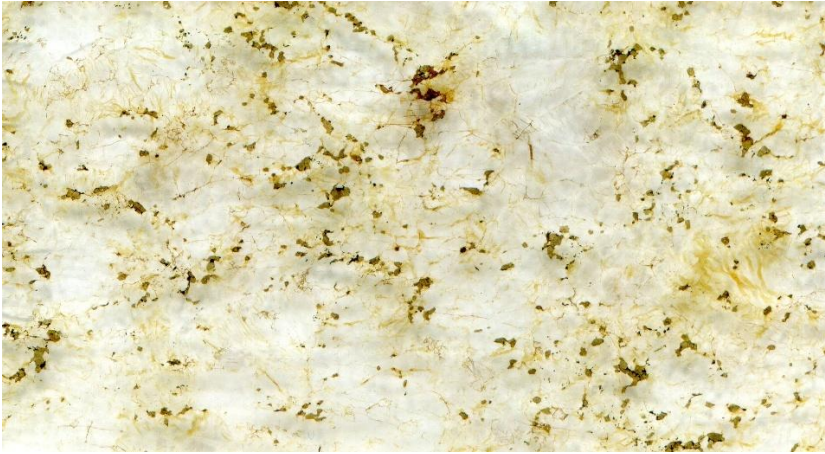


Fig. 5.1-3 scansione sezione sottile MB1/3

La sezione sottile (Fig. 5.1-3) del campione MB1/3 restituisce caratteristiche petrografiche del tutto simili a quelle della charnockite MB1/1 (Fig. 5.1-4). Si distingue per l'assenza di biotite tra i minerali femici. La roccia è costituita da quarzo (30 vol%), feldspato alcalino (20 vol%), plagioclasio (40 vol%) e ortopirosseno (10 vol%).

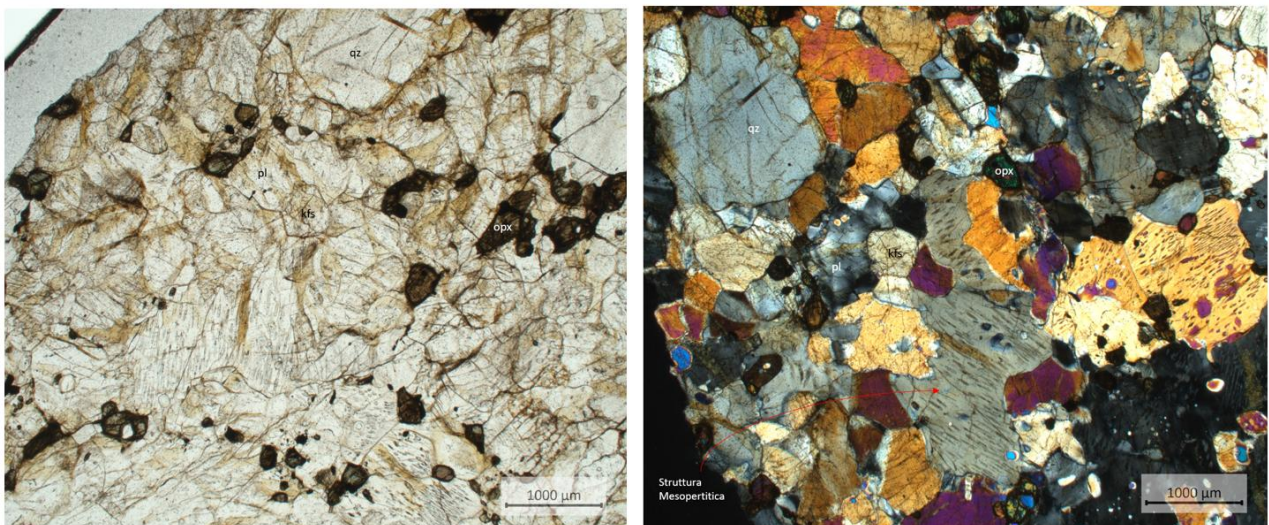


Fig. 5.1-4 Micro-foto sezione sottile campione MB1/3 a nicol paralleli e nicol incrociati è possibile notare una struttura mesopertitica.

Charnockite MB1/5

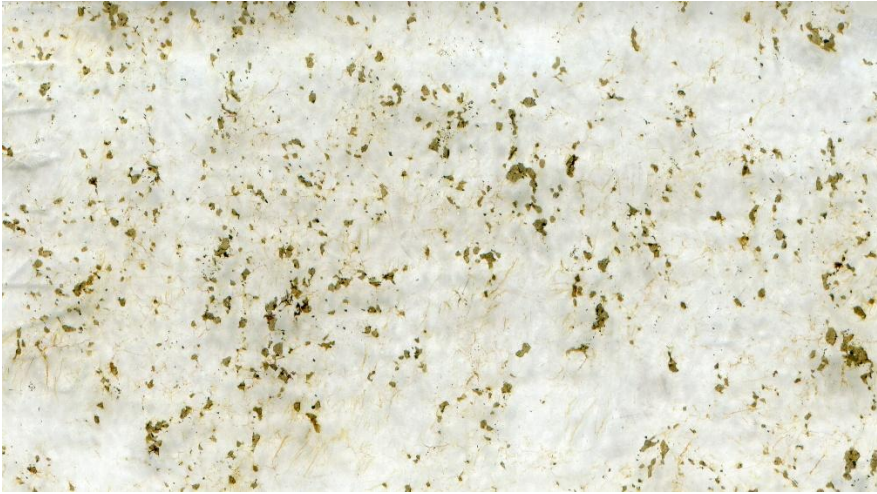
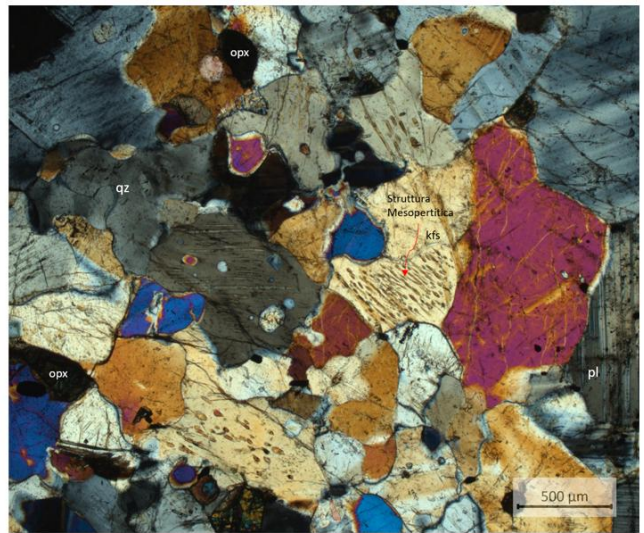
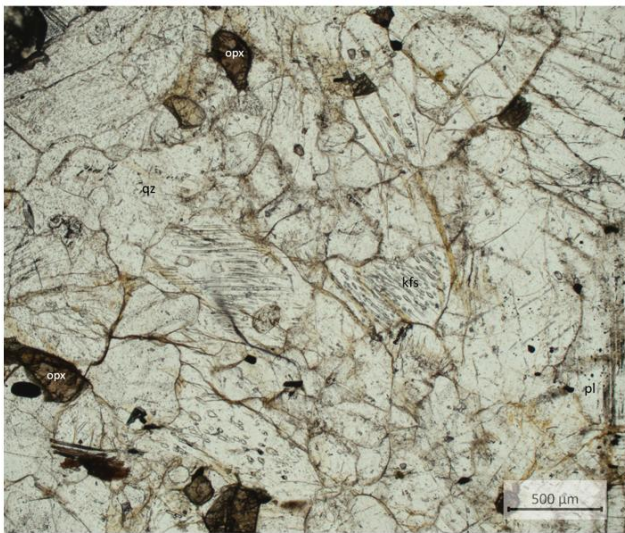


Fig. 5.1-5 scansione sezione sottile MB1/5.

La sezione sottile (Fig. 5.1-5) del campione MB1/5 restituisce caratteristiche petrografiche del tutto simili a quelle della charnockite MB1/1 (Fig. 5.1-6). La roccia è costituita da ortopirosseno (15 vol%), plagioclasio (30 vol%), quarzo (20 vol%), K-feldspato (15 vol%) e biotite in fase accessoria. Nella charnockite MB1/5 sono state inoltre osservate alcune fasi accessorie, ovvero minerali opachi (presumibilmente ossidi di Fe-Ti) associati a ortopirosseno, apatite e zirconio. Questo campione si distingue inoltre per un minor grado di alterazione dei feldspati.



a

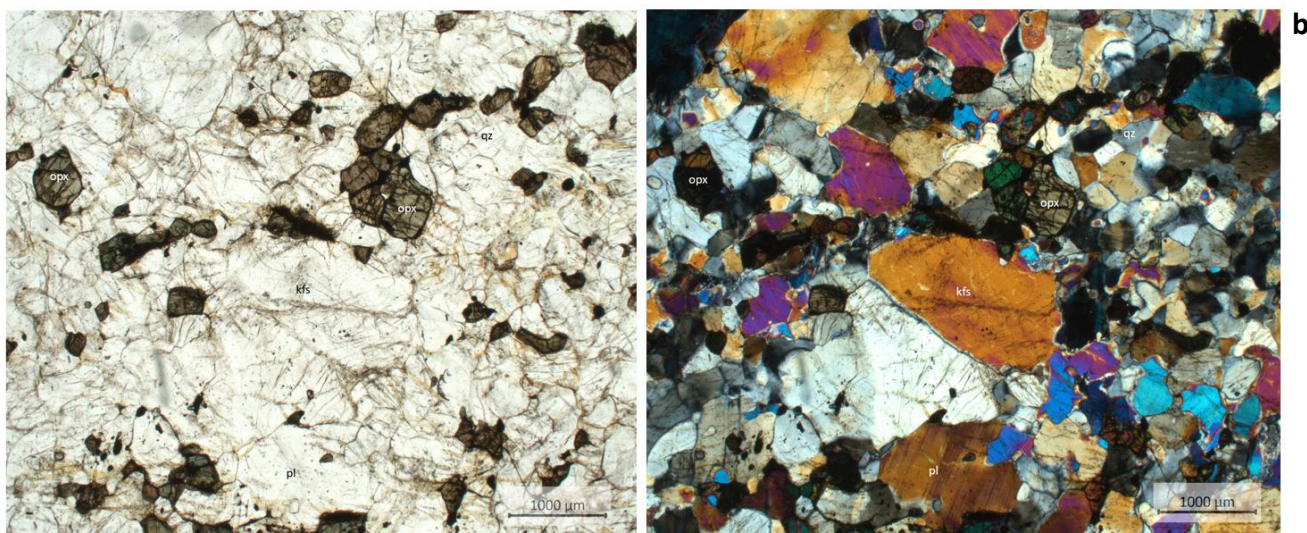


Fig. 5.1-6 Micro-foto sezione sottile campione MB1/5 a nicol paralleli e nicol incrociati. a) si nota struttura mesopertitica; b) si notano quarzo, k-feldspato, plagioclasio e ortopirosseno.

Charnockite MB1/2

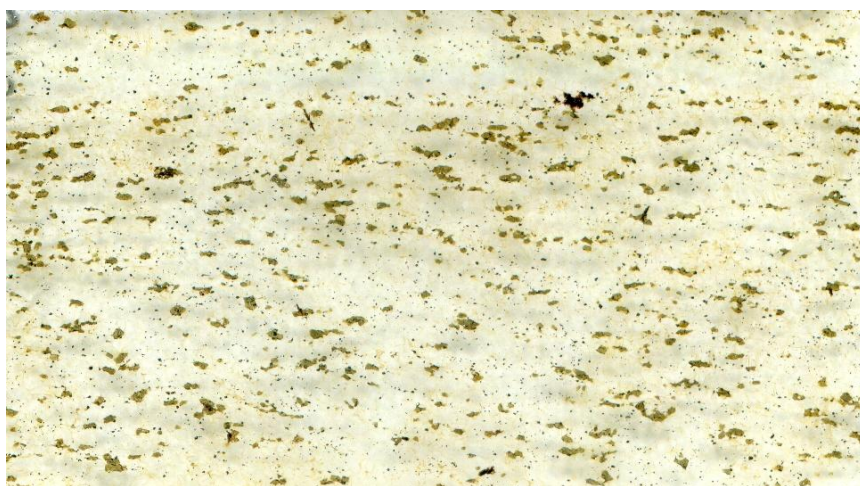


Fig. 5.1-7 scansione sezione sottile MB1/2.

Il campione MB1/2 (Fig. 5.1-7) è una charnockite a grana media caratterizzata dall'allineamento di ortopirosseno e, localmente, feldspati. La roccia (Fig. 5.1-8) è costituita da quarzo (25 vol%), K-feldspato (20 vol%), plagioclasio (30 vol%) e ortopirosseno (25 vol%), e contiene minerali opachi (presumibilmente ossidi di Fe-Ti), apatite, zircone e biotite come fasi accessorie. Anche i minerali opachi e l'apatite sono allineati concordantemente con la foliazione definita da ortopirosseno e feldspati. Il plagioclasio non mostra la tessitura antipertitica frequentemente osservata nelle charnockiti a grana grossa. Feldspati e quarzo presentano prevalentemente tessitura poligonale, a testimonianza di un processo di ricristallizzazione presumibilmente avvenuto allo stato solido.

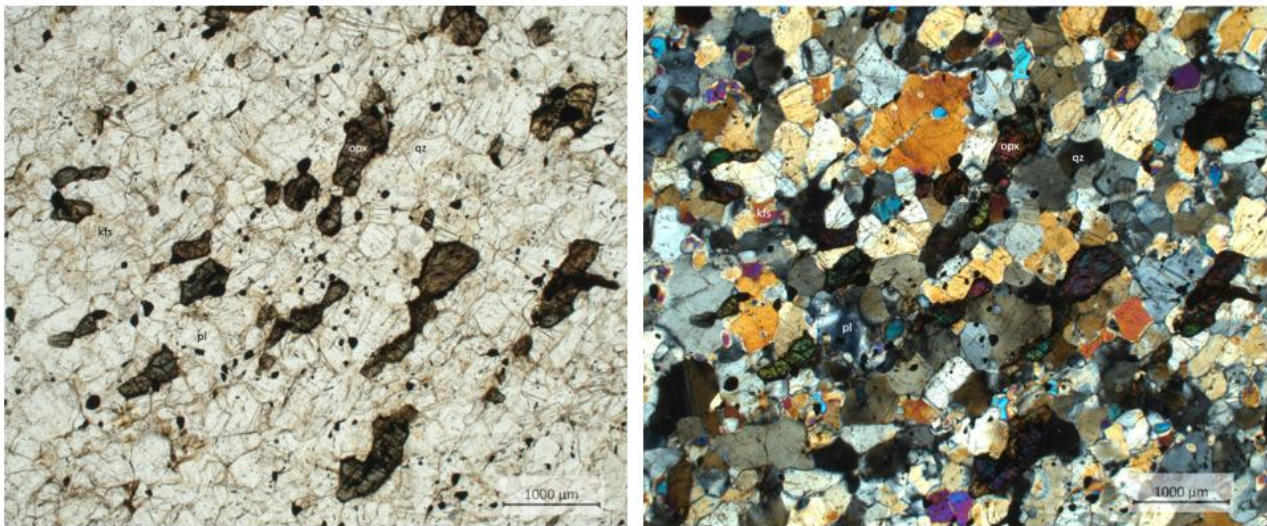


Fig. 5.1-8 Micro-foto sezione sottile campione MB1/2 a nicol paralleli e nicol incrociati.

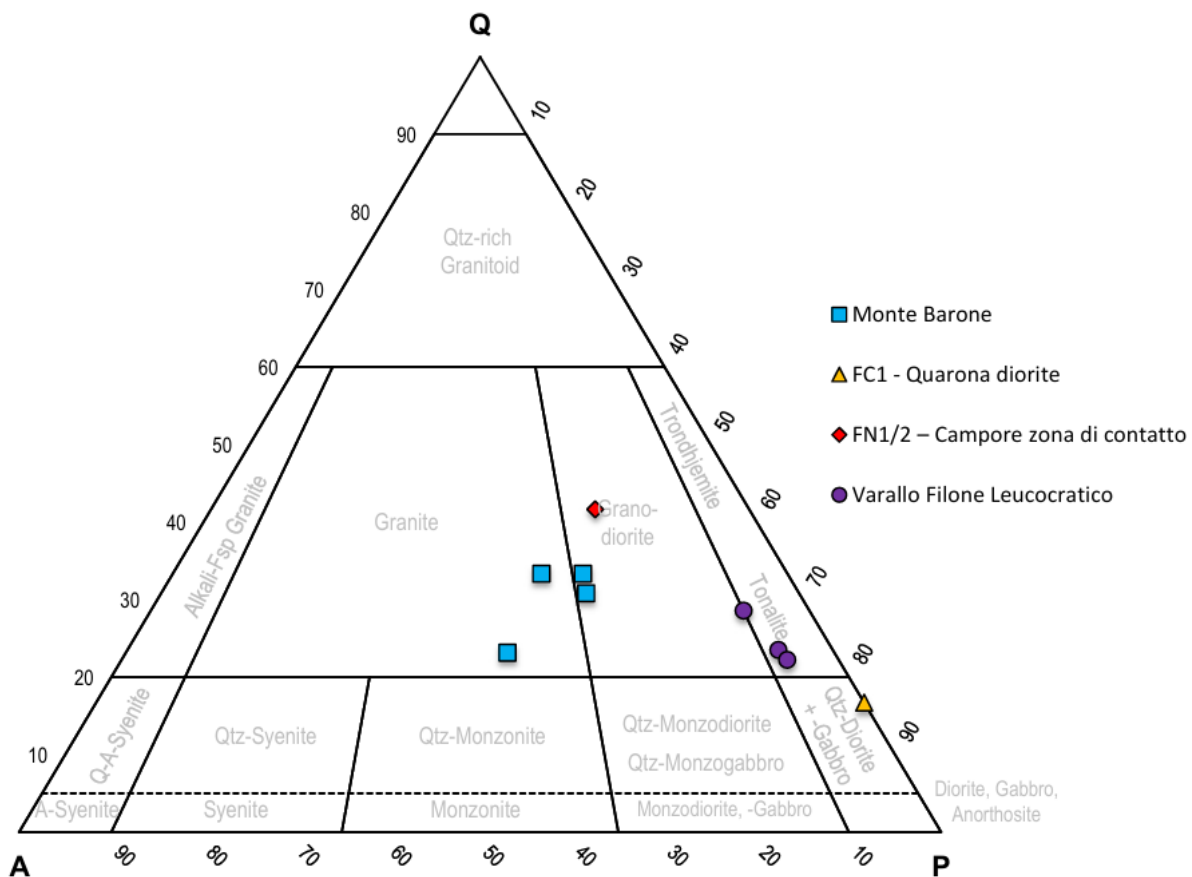


Fig. 5.1-9 diagramma classificativo Q-A-P delle rocce charnockitiche di Monte Barone

5.2 Il corpo appinitico di Quarona

Quarzo-diorite di Quarona - campione FC1



Fig. 5.2-1 scansione sezione sottile FC1.

Il campione FC1 (Fig. 5.2-1) è stato raccolto dall'affioramento esposto vicino a Quarona e analizzato da Klötzli et al. (2014). Gli Autori riportano l'evidenza di un'intrusione femica costituita da quarzo-diorite a pirosseno e biotite (sigla PST 188); non viene specificato il tipo di pirosseno presente nella roccia.

Il minerale modalmente dominante nel campione FC1 è il plagioclasio (~50 vol%), il quale mostra granulometria variabile e morfologia euedrale-subedrale. Anche la biotite (~20 vol%) presenta morfologia euedrale-subedrale ma si caratterizza per la granulometria inferiore, con i cristalli frequentemente disposti ai bordi del plagioclasio. Vi è inoltre una seconda fase femica (~20 vol%) con caratteristiche microstrutturali simili a quelle della biotite, ma completamente sostituita da aggregati di natura secondaria costituiti da anfibolo (principalmente aciculare) e clorite. Questa seconda fase femica molto probabilmente costituisce il pirosseno riportato da Klötzli et al. (2014). Data l'elevata quantità di anfibolo nell'aggregato secondario, si presuppone che il minerale originario fosse un clinopirosseno e non un ortopirosseno. Aggregati ad anfibolo e clorite si trovano localmente anche ai bordi della biotite. Infine, il quarzo è presente in quantità subordinate (~10 vol%) e con morfologia anedrale, mentre compare l'apatite come fase accessoria relativamente frequente (Fig. 5.2-2).

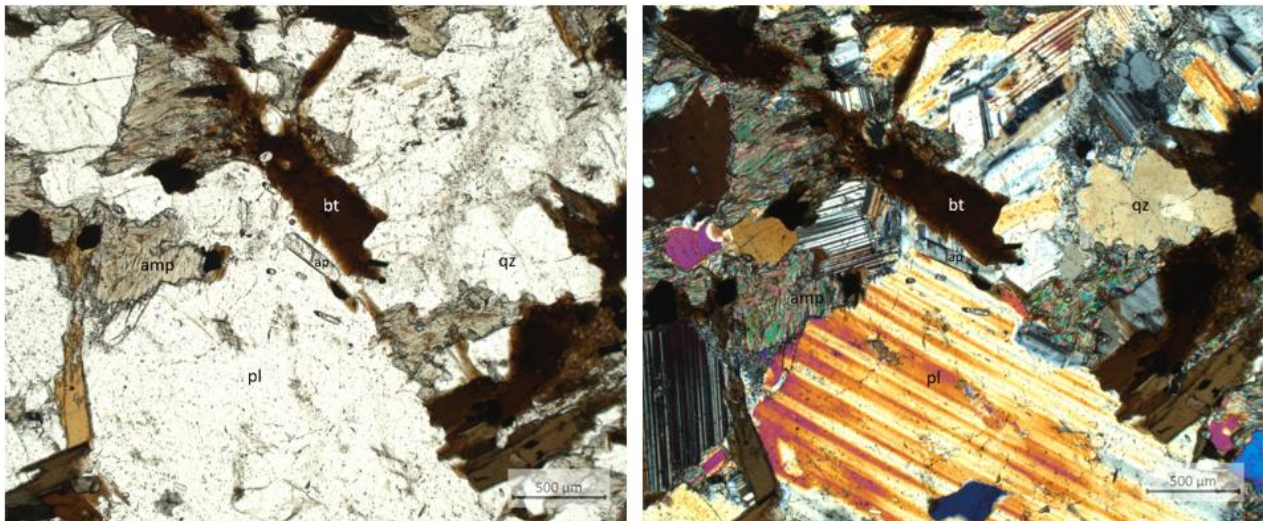


Fig. 5.2-2 Micro-foto sezione sottile campione FC1 a nicol paralleli e nicol incrociati.

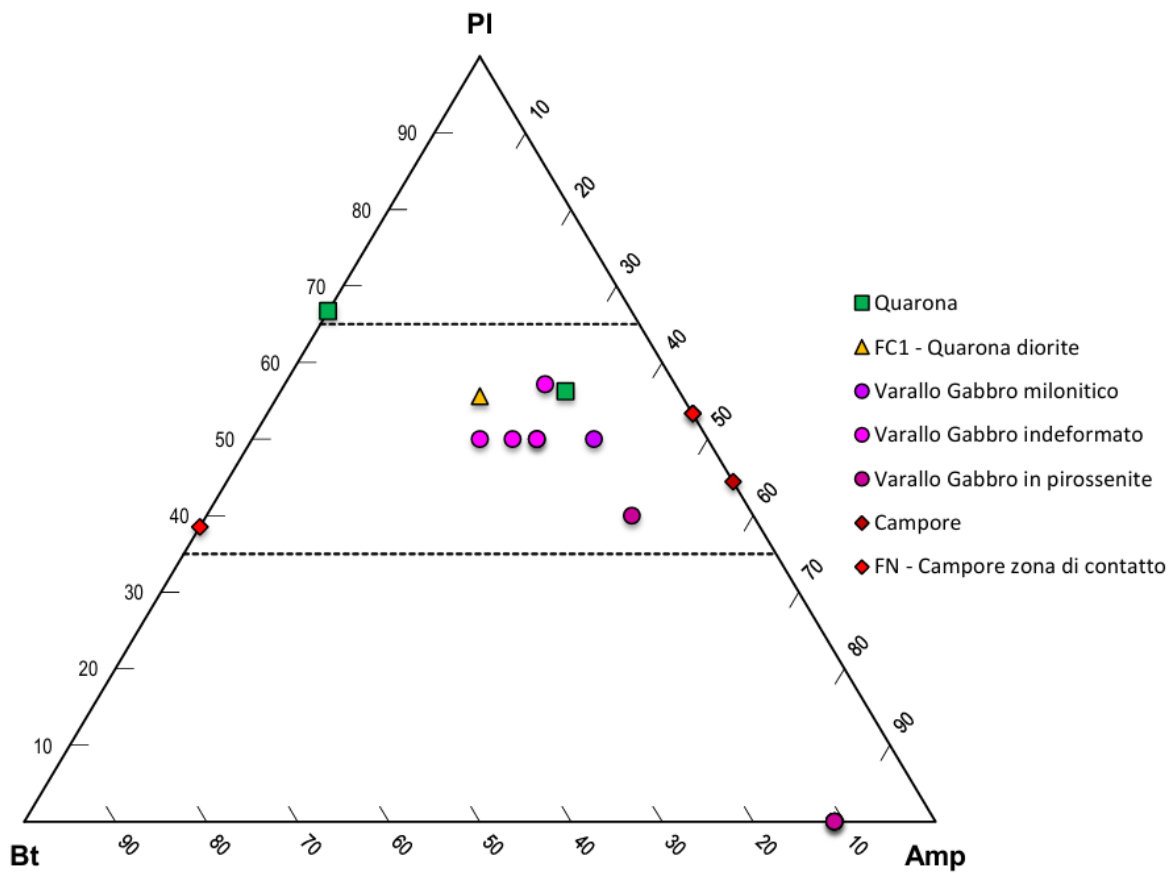


Figura 5.2-3 diagramma classificativo PI-Bt-Amp per il campione FC1 – Quarona diorite

Gabbro di Breia

Per quanto riguarda il gabbro di Breia, esemplificato dai campioni con sigla PST 262 analizzati da Klötzli et al. (2014) e Sinigoi et al. (2016), sono state esaminate quattro sezioni sottili (Fig. 5.2-4, 5.2-6, 5.2-8). Tre di questi campioni (FC2/1, FC2/4 e FC2/6) mostrano caratteristiche petrografiche simili. Il quarto campione si differenzia principalmente per la bassa percentuale modale di plagioclasio ed è quindi stato definito come melagabbro.

Gabbro FC2/1

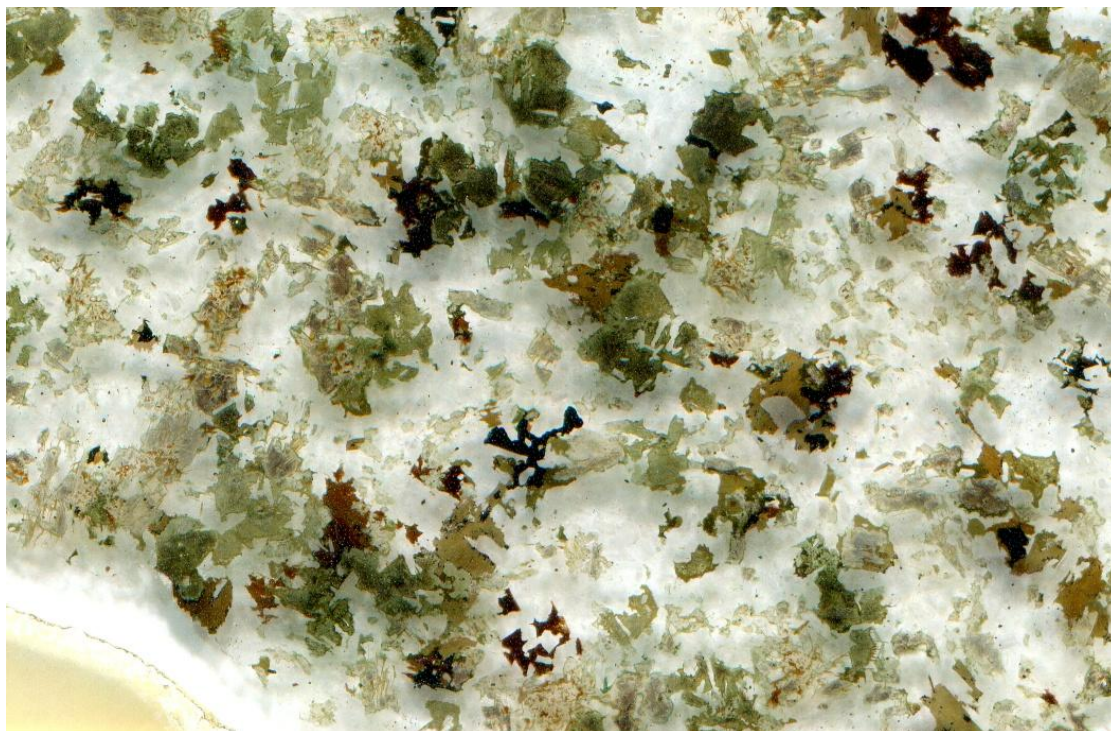


Fig. 5.2-4 scansione sezione sottile FC2/1.

Il plagioclasio, presente per circa il 45 vol%, è generalmente fresco, con morfologia euedrale-subedrale e localmente zonato. La biotite, pari a circa il 10 vol%, ha principalmente morfologia anedrale e include frequentemente grani di plagioclasio. La roccia inoltre include frequenti pseudomorfosi principalmente composte da anfibolo verde (25 vol%), che presumibilmente rappresentano il prodotto di sostituzione di un clinopirosseno primario e che preservano l'originaria microstruttura primaria subofitica. L'anfibolo magmatico di colore verde-bruno si trova in strutture coronitiche ai bordi dei pirosseni alterati. Inoltre, sono presenti rari relitti di ortopirosseno, che appaiono in gran parte sostituiti da anfibolo (sia verde sia aciculare), clorite e minerali opachi (presumibilmente magnetite), soprattutto verso i margini dei grani (Fig. 5.2-5). Si stima che la

quantità di ortopirosseno primario originariamente presente si aggirasse attorno al 20 vol%. Secondo la nomenclatura internazionale, la roccia è quindi classificata come gabbroonorite (Fig. 5.2-12).

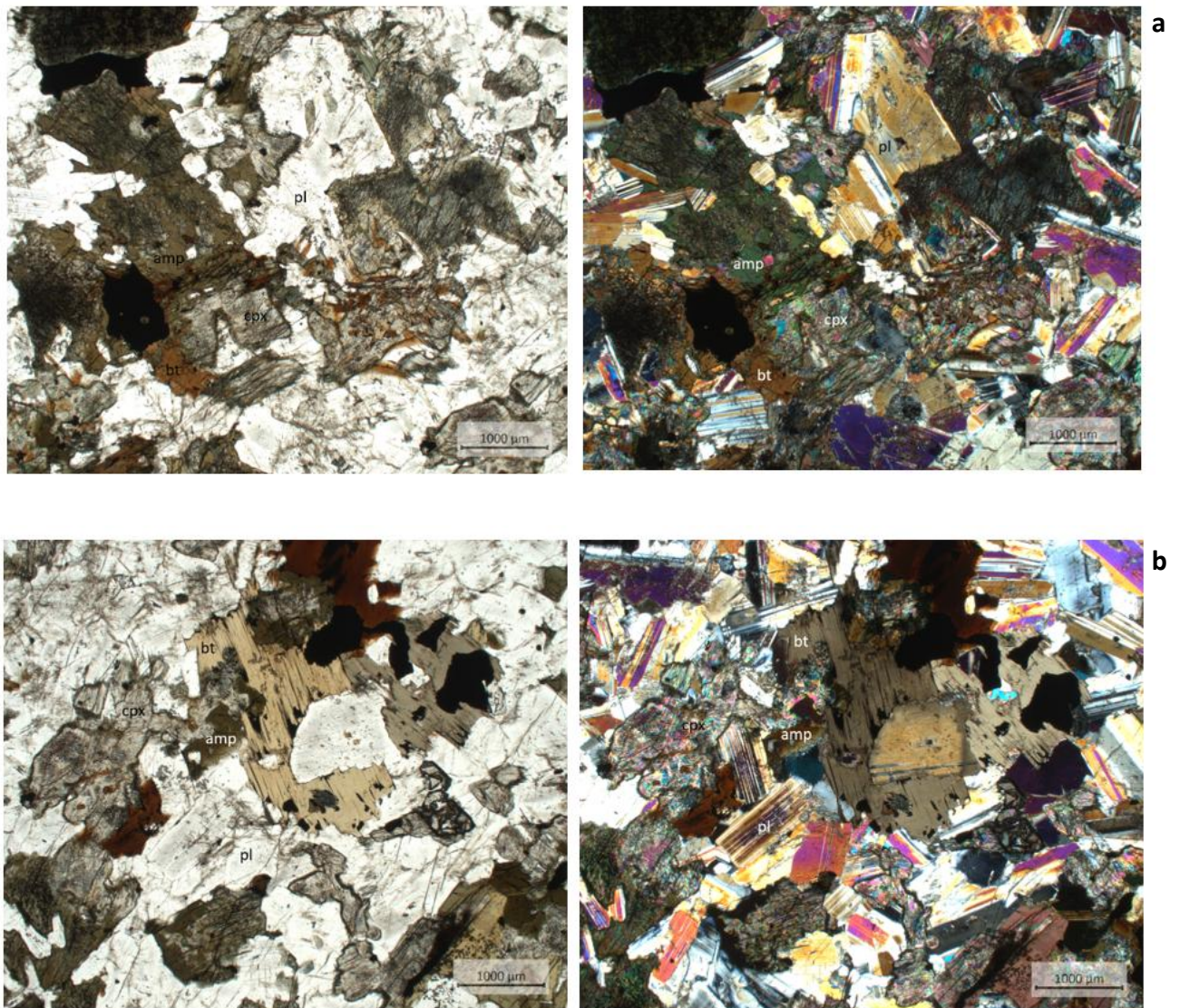


Fig. 5.2-5 Micro-foto sezione sottile campione FC2/1 a nicol paralleli e nicol incrociati. a) si nota plagioclasio, biotite, anfibolo e clinopirosseno; b) equivalente di a).

Gabbro FC2/4

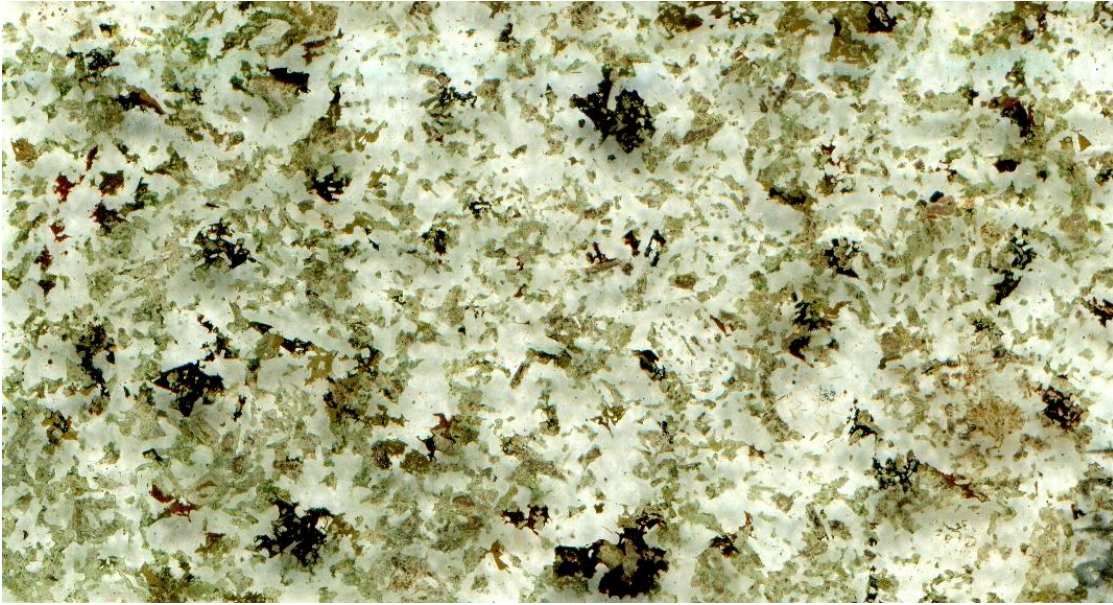
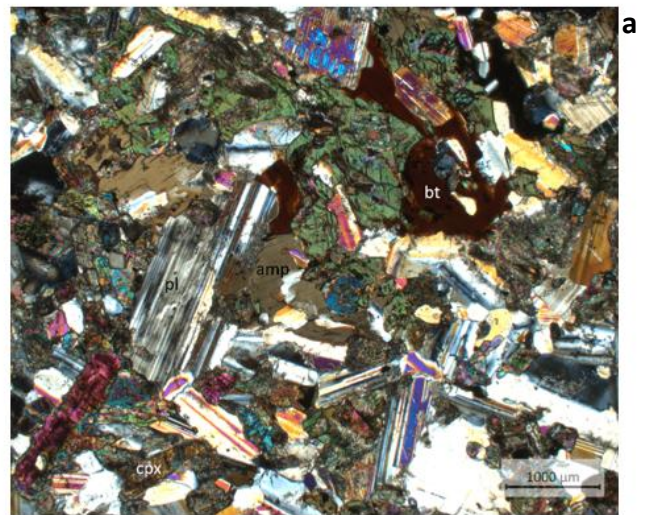
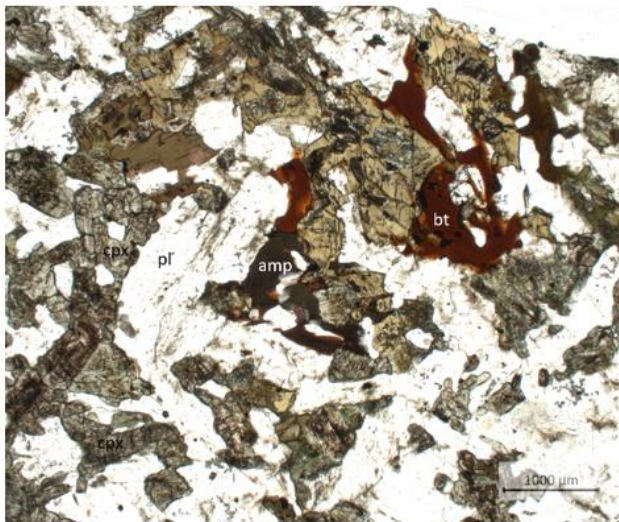


Fig. 5.2-6 scansione sezione sottile FC2/4.

Il campione presenta caratteristiche tessiturali e composizionali del tutto simili a quelle osservate per il campione FC2/1, ma è caratterizzato da un più avanzato grado di alterazione dei pirosseni, i quali non sono mai preservati (Fig. 5.2-7). La stima delle percentuali modali primarie dei due tipi di pirosseno di conseguenza risulta irrealizzabile.



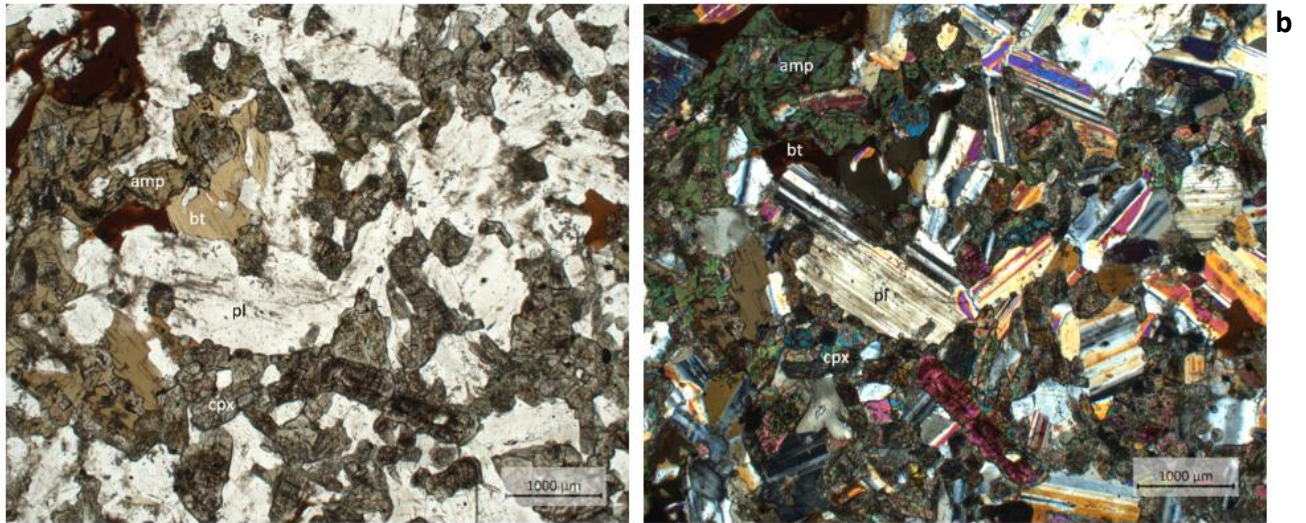


Fig. 5.2-7 Micro-foto sezione sottile campione FC2/4 a nicol paralleli e nicol incrociati. a) e b) presentano plagioclasio, anfibolo, biotite e clinopirosseno.

Gabbro FC2/6

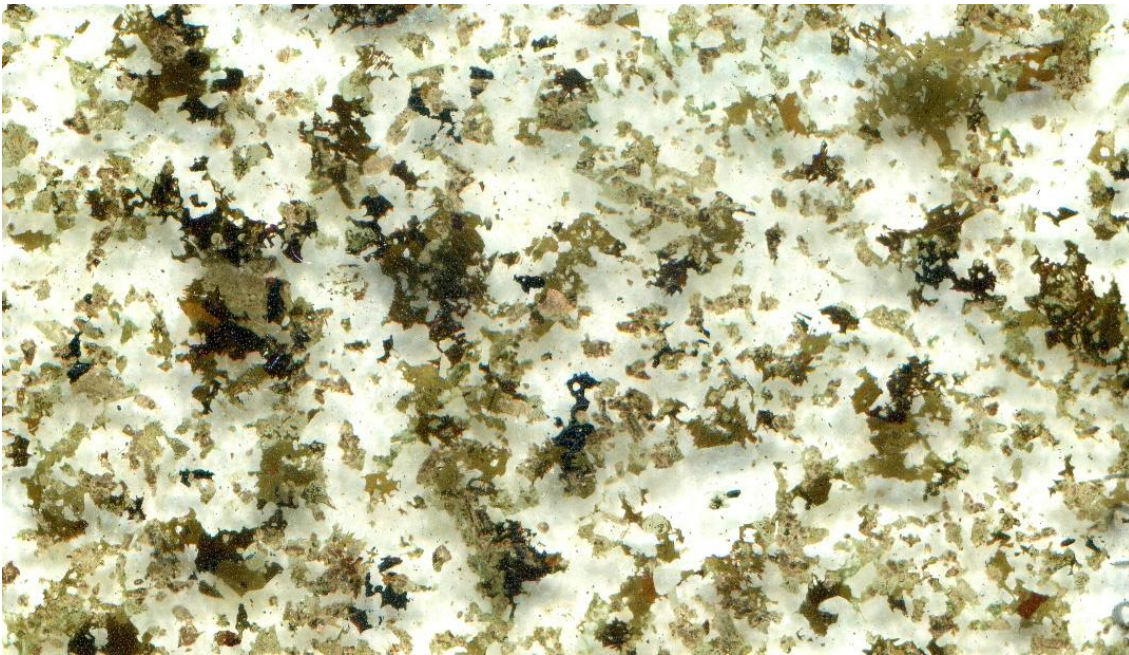


Fig. 5.2-8 scansione sezione sottile FC2/6.

Anche questo campione presenta caratteristiche tessiturali e composizionali del tutto simili a quelle osservate per il campione FC2/1, con gli originari cristalli di ortopirosseno (Fig. 5.2-9) localmente preservati.

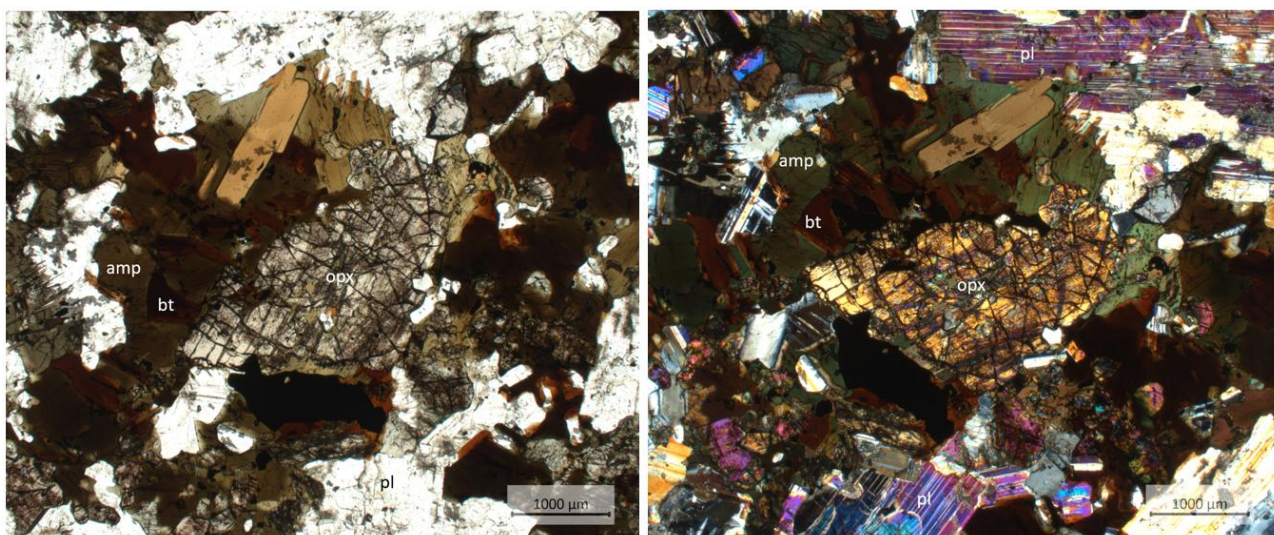


Fig. 5.2-9 Micro-foto sezione sottile campione FC2/6 a nicol paralleli e nicol incrociati, si può osservare l'ortopirosseno.

Melagabbro FC2/2



Fig. 5.2-10 scansione sezione sottile FC2/2.

Il campione (Fig. 5.2-10) è caratterizzato da una bassa quantità di plagioclasio, pari a ~20 vol%, con morfologia tipicamente subedrale-anedrale. I pirosseni sono euedrali-subedrali ma quasi completamente sostituiti da minerali secondari, ovvero anfibolo verde, anfibolo aciculare, clorite e ossidi. Si presume tuttavia che la roccia originariamente contenesse ~45 vol% di ortopirosseno e ~25

vol% di clinopirosseno (Fig. 5.2-11). La biotite costituisce circa 10 vol% della roccia ed appare anch'essa frequentemente alterata in clorite.

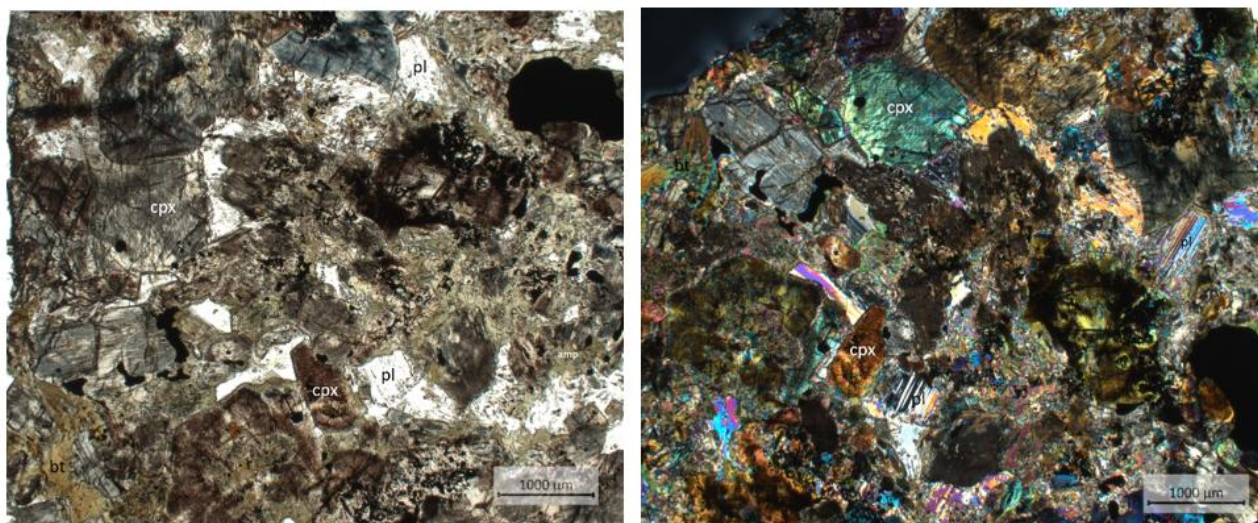


Fig. 5.2-11 Micro-foto sezione sottile campione FC2/2 a nicol paralleli e nicol incrociati.

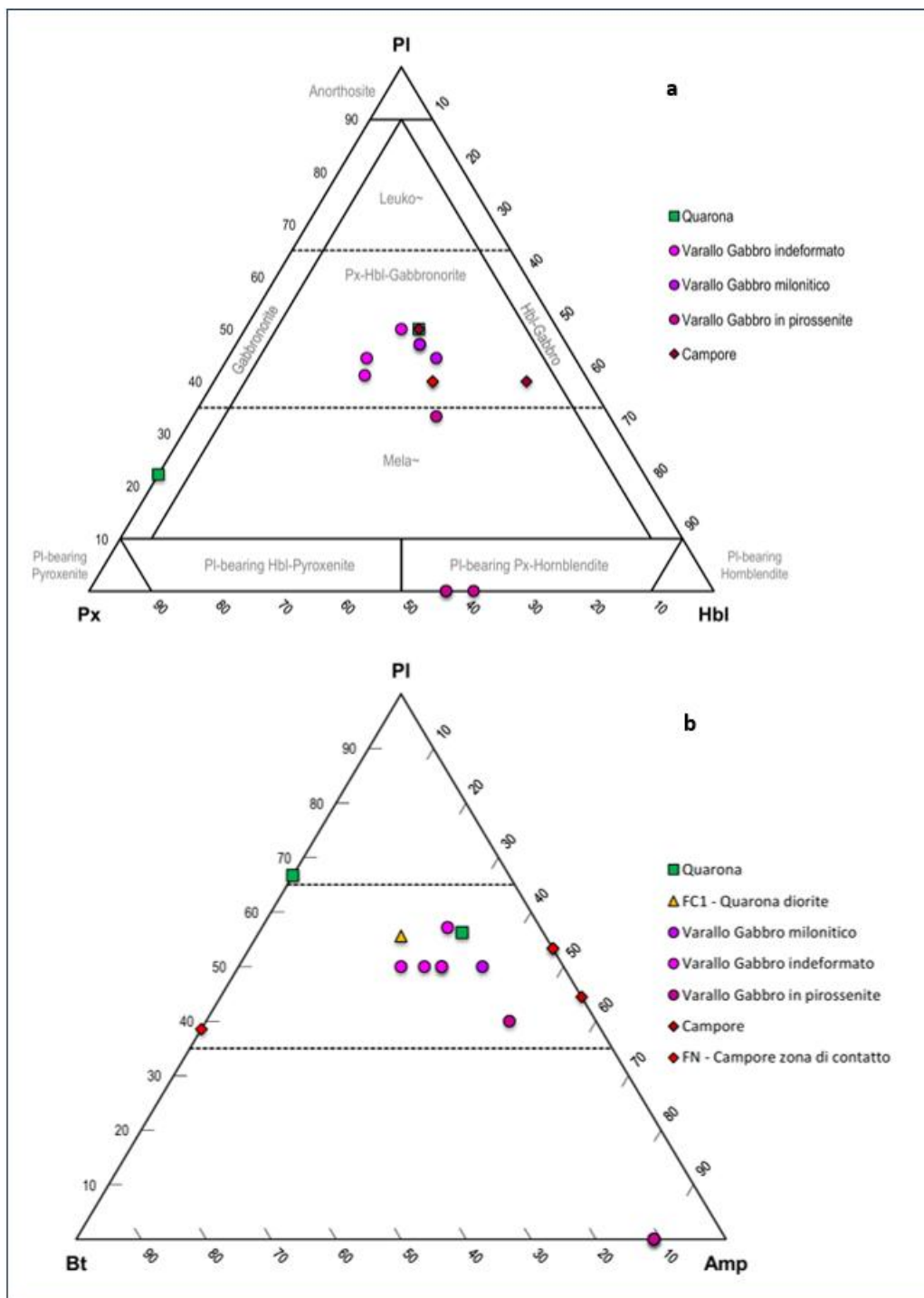


Figura 5.2-12 a) diagramma classificativo PI-Px-Hbl per le rocce Px-Hbl Gabbronoritiche di Quarona; b) diagramma classificativo PI-Bt-Amp per le rocce di Quarona.

5.3 Il filone femico di Campore

Dolerite FC3/2

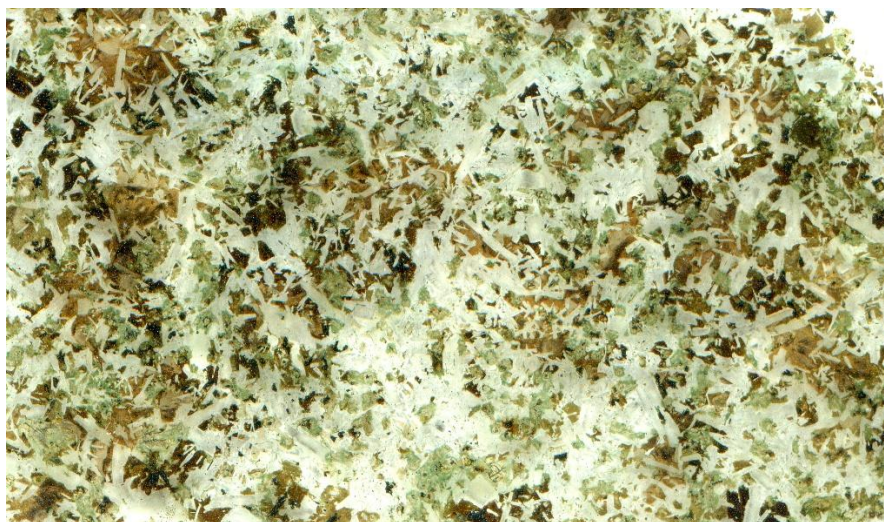


Fig. 5.3-1 scansione sezione sottile FC3/2.

Questo campione (Fig. 5.3-1) è caratterizzato da una tessitura doleritica, definita da cristalli di clinopirosseno e di anfibolo bruno a microstruttura subofitica, che tipicamente inglobano parzialmente i cristalli di plagioclasio a morfologia euedrale (Fig. 5.3-2). Questa tessitura indica una cristallizzazione in condizioni di raffreddamento relativamente rapido, compatibili con un ambiente ipoabissale.

Il plagioclasio complessivamente costituisce circa il 45 vol% della roccia. Il clinopirosseno, presente in quantità pari a circa il 20 vol%, è tipicamente bordato da anfibolo bruno. L'anfibolo costituisce una delle principali fasi femiche (10 vol%) e spesso include minerali opachi, presumibilmente ossidi di Fe-Ti. L'olivina (10 vol%) risulta frequentemente bordata e parzialmente sostituita da aggregati di colore verde costituiti da clorite e anfibolo aciculare, che complessivamente costituiscono circa il 15 vol% della roccia.

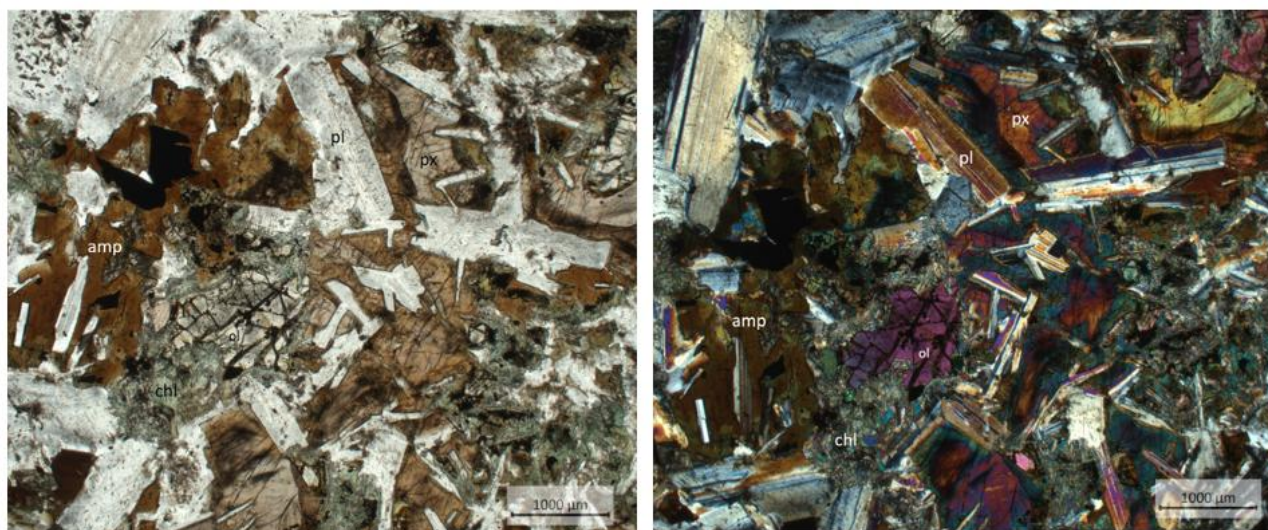


Fig. 5.3-2 Micro-foto sezione sottile campione FC3/2 a nicol paralleli e nicol incrociati si può osservare la clorite.

Dolerite FC3/3

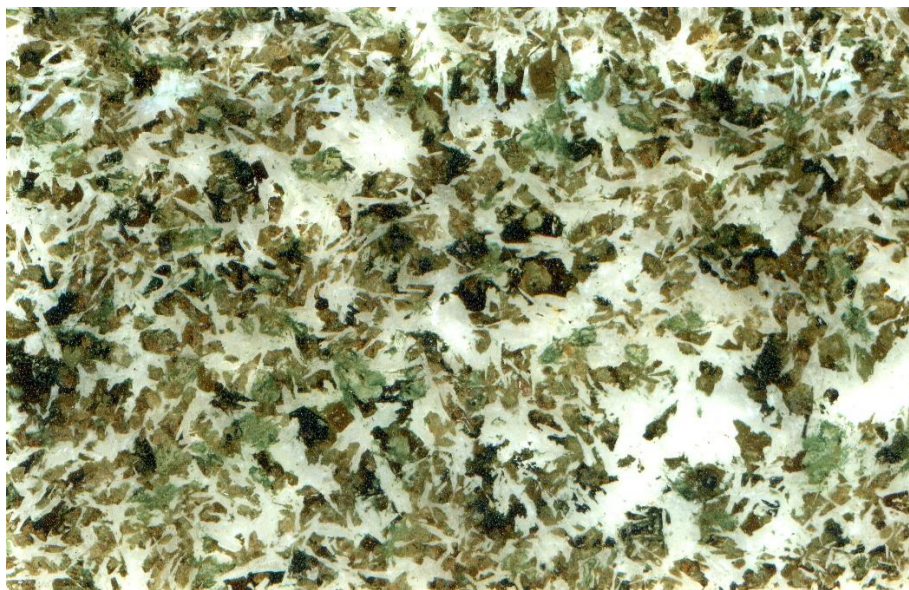


Fig. 5.3-3 scansione sezione sottile FC3/3.

La dolerite FC3/3 (Fig. 5.3-3) mostra un elevato grado di alterazione che coinvolge principalmente le fasi femiche e, subordinatamente, il plagioclasio. La roccia è caratterizzata da una tessitura doleritica, tipicamente caratterizzata da grani di clinopirosseno e anfibolo bruno con microstruttura subofitica, i quali includono parzialmente cristalli euedrali, frequentemente a morfologia aciculare, di plagioclasio (Fig. 5.3-4). Questa tessitura indica una cristallizzazione in condizioni di raffreddamento relativamente rapido, compatibili con un ambiente ipoabissale.

Il plagioclasio complessivamente costituisce circa il 40 vol% della roccia. Il clinopirosseno (10 vol%) risulta diffusamente sostituito da anfibolo bruno (30 vol%). Quest'ultimo frequentemente include quantità accessorie di minerali opachi (presumibilmente ossidi di Fe-Ti) e apatite con morfologia aciculare. Sono inoltre presenti aggregati di colore verde, costituiti da clorite e anfibolo aciculare, che complessivamente costituiscono circa il 20 vol% della roccia e che si sono molto probabilmente sviluppati a scapito di originarie fasi femiche. L'anfibolo aciculare localmente si trova anche come bordo di clinopirosseno e anfibolo bruno.

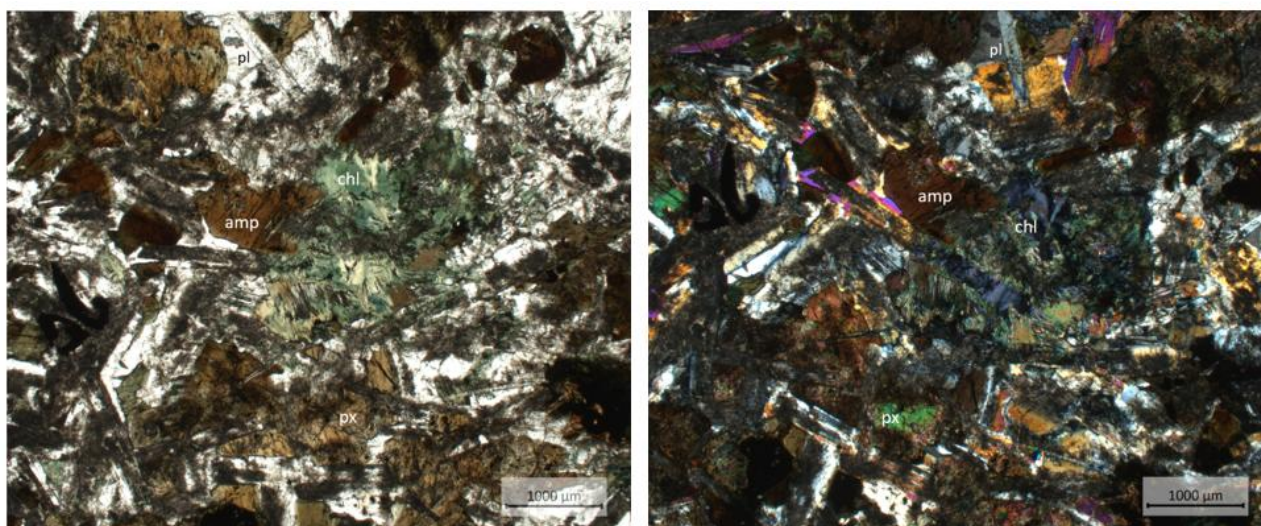


Fig. 5.3-4 Micro-foto sezione sottile campione FC3/3 a nicol paralleli e nicol incrociati è inoltre possibile osservare la clorite oltre all'anfibolo, il pirosseno e il plagioclasio.

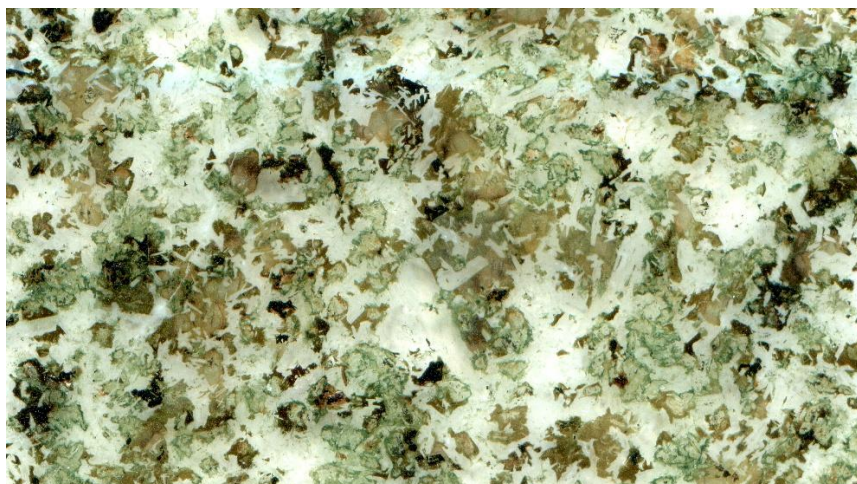


Fig. 5.3-5 scansione sezione sottile FC3/1.

Il campione FC3/1 (Fig. 5.3-5) è caratterizzato da una tessitura doleritica, definita da cristalli di clinopirosseno e anfibolo bruno che inglobano parzialmente il plagioclasio. Quest'ultimo è presente in quantità intorno al 40 vol%, si presenta prevalentemente in cristalli con morfologia euedrale-subedrale. La tessitura doleritica indica una cristallizzazione in condizioni di raffreddamento relativamente rapido, compatibili con un ambiente ipoabissale. Il clinopirosseno rappresenta circa il 25 vol% della roccia e localmente mostra fenomeni di alterazione concentrati principalmente lungo i bordi di cristalli, dove si osserva localmente lo sviluppo di clorite e/o anfibolo aciculare. L'anfibolo, presente in quantità pari a circa il 15 vol%, frequentemente ingloba quantità accessorie di minerali opachi (presumibilmente ossidi di Fe-Ti), apatite e biotite. Sono inoltre presenti aggregati di colore verde, costituiti da clorite e anfibolo aciculare, che complessivamente costituiscono circa il 20 vol% della roccia e che si sono molto probabilmente sviluppati a scapito di originarie fasi femiche (Fig. 5.3-6).

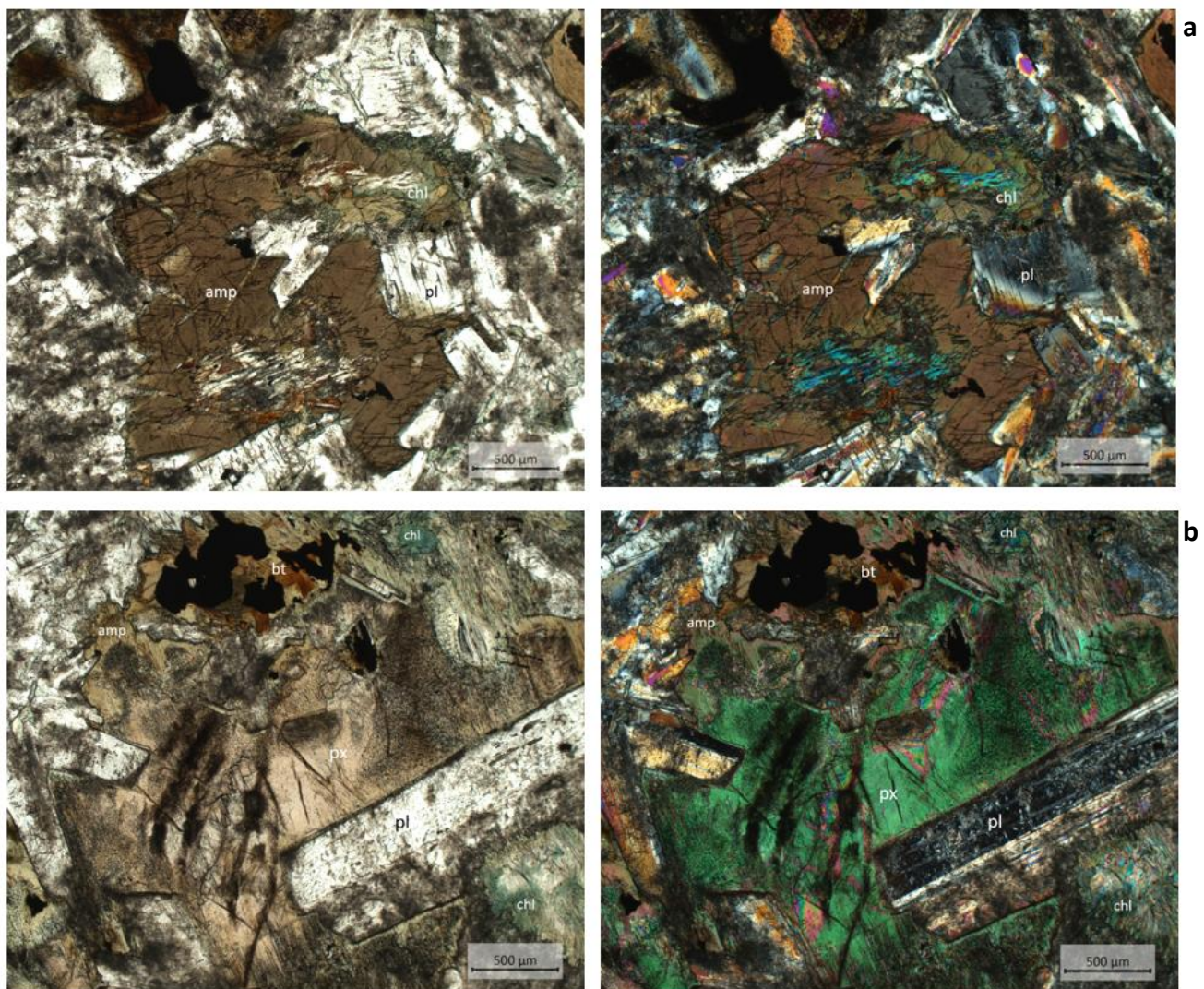


Fig. 5.3-6 Micro-foto sezione sottile campione FC3/1 a nicol paralleli e nicol incrociati. a) ingrandimento al 5x del cristallo di anfibolo; b) ingrandimento al 5x del cristallo di pirosseno.



Fig. 5.3-7 scansione sezione sottile FN1/1.

Il campione FN1/1 (Fig.5.3-7) presenta una tessitura doleritica, principalmente definita da cristalli di clinopirosseno che inglobano parzialmente grani di plagioclasio con morfologia euedrale-subedrale. La tessitura doleritica indica una cristallizzazione in condizioni di raffreddamento relativamente rapido, compatibili con un ambiente ipoabissale. Plagioclasio e clinopirosseno costituiscono rispettivamente circa il 40 vol% e circa il 25 vol% della roccia. Il clinopirosseno preserva una marcata zonatura ottica ed è interessato da fenomeni di alterazione localizzati lungo i bordi e microfratture, con formazione di aggregati di colore verde costituiti da clorite e anfibolo aciculare. L'anfibolo bruno rappresenta circa il 15 vol% della roccia ed è principalmente localizzato ai bordi dei cristalli di clinopirosseno. I minerali opachi, presenti in quantità subordinata, sono presenti come inclusioni nell'anfibolo bruno ma anche diffusi all'interno della sezione sottile. Gli aggregati di colore verde sono anche diffusi all'interno della sezione sottile e complessivamente costituiscono circa il 20 vol% della roccia.

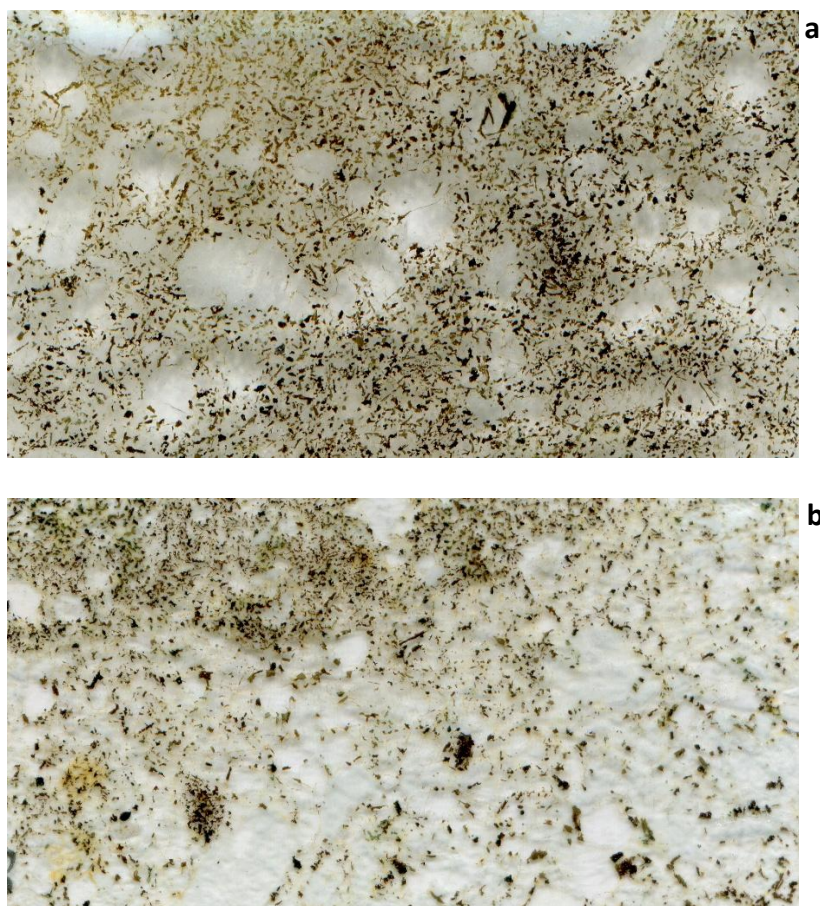


Fig. 5.3-8 a) scansione sezione sottile FN1/2; b) scansione sezione sottile FN1/2A.

Questo campione è stato raccolto nella zona di contatto tra il filone femico e il granito incassante. Siccome la roccia è tessituralmente e composizionalmente eterogenea, sono state realizzate e studiate due sezioni sottili, denominate FN1/2 (in alto) e FN1/2A (in basso) (Fig. 5.3-8). In entrambi i casi, si osserva la presenza materiale leucocratico a grana relativamente grossolana e morfologia tipicamente arrotondata, associato a domini costituiti da aggregati a grana medio-fine ricchi in minerali femici.

I domini a grana medio-fine sono costituiti da biotite (~40 vol%), localmente sostituita da clorite, associata a plagioclasio (25 vol%) e K-feldspato (10 vol%); è inoltre presente apatite con morfologia aciculare come fase accessoria. La frazione grossolana è composta principalmente da singoli cristalli o raramente da aggregati due o tre cristalli di plagioclasio, quarzo e K-feldspato; rappresenta circa il 60 vol% del campione nella sezione sottile FN1/2. La sezione sottile FN1/2A mostra un'eterogeneità tessiturale e composizionale più marcata rispetto alla FN1/2. Il settore in alto della scansione (Fig. 5.3-8 b.) presenta ancora l'associazione di domini a grana medio-fine ricchi in biotite e domini leucocratici a grana grossa. La restante parte della sezione sottile conserva invece tessitura e

composizione riconducibili a un granitoide, ad esempio testimoniata dai cristalli a grana relativamente grossolana e morfologia euedrale-subedrale di plagioclasio e minore biotite (Fig. 5.3-9).

Nel complesso la roccia di contatto evidenzia processi di reazione tra il fuso che ha formato il filone femico e il granitoide preesistente. Questi processi hanno portato alla locale parziale dissoluzione del granitoide, con conseguente assimilazione del granitoide da parte del fuso basico. Successivamente si sarebbe prodotta la cristallizzazione del fuso contaminato, testimoniata dai domini femici ricchi in biotite.

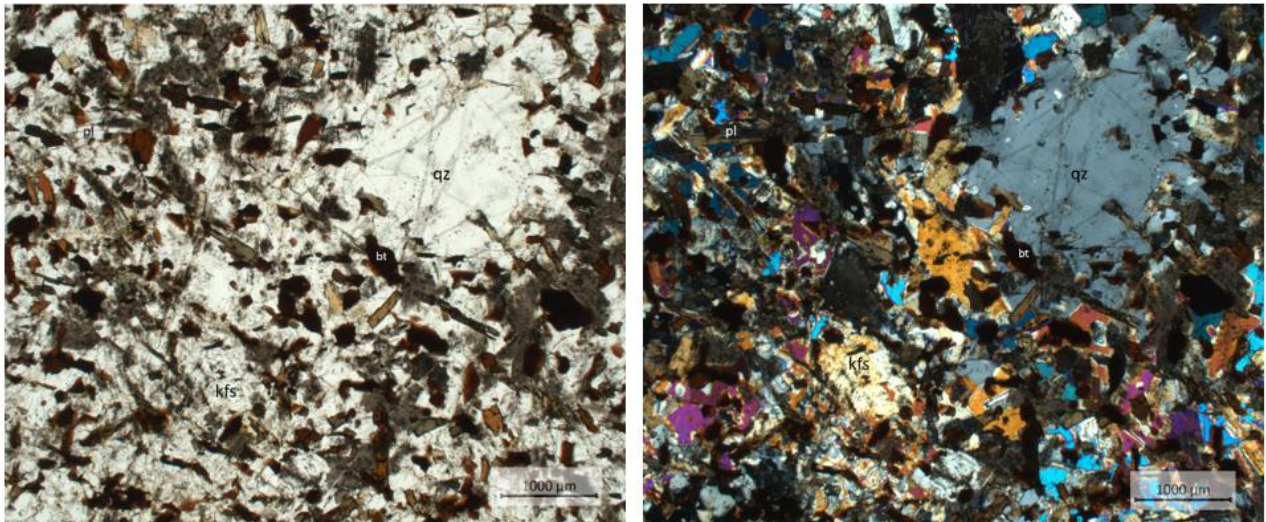


Fig. 5.3-9 Micro-foto sezione sottile campione FN1/2 a nicol paralleli e nicol incrociati.

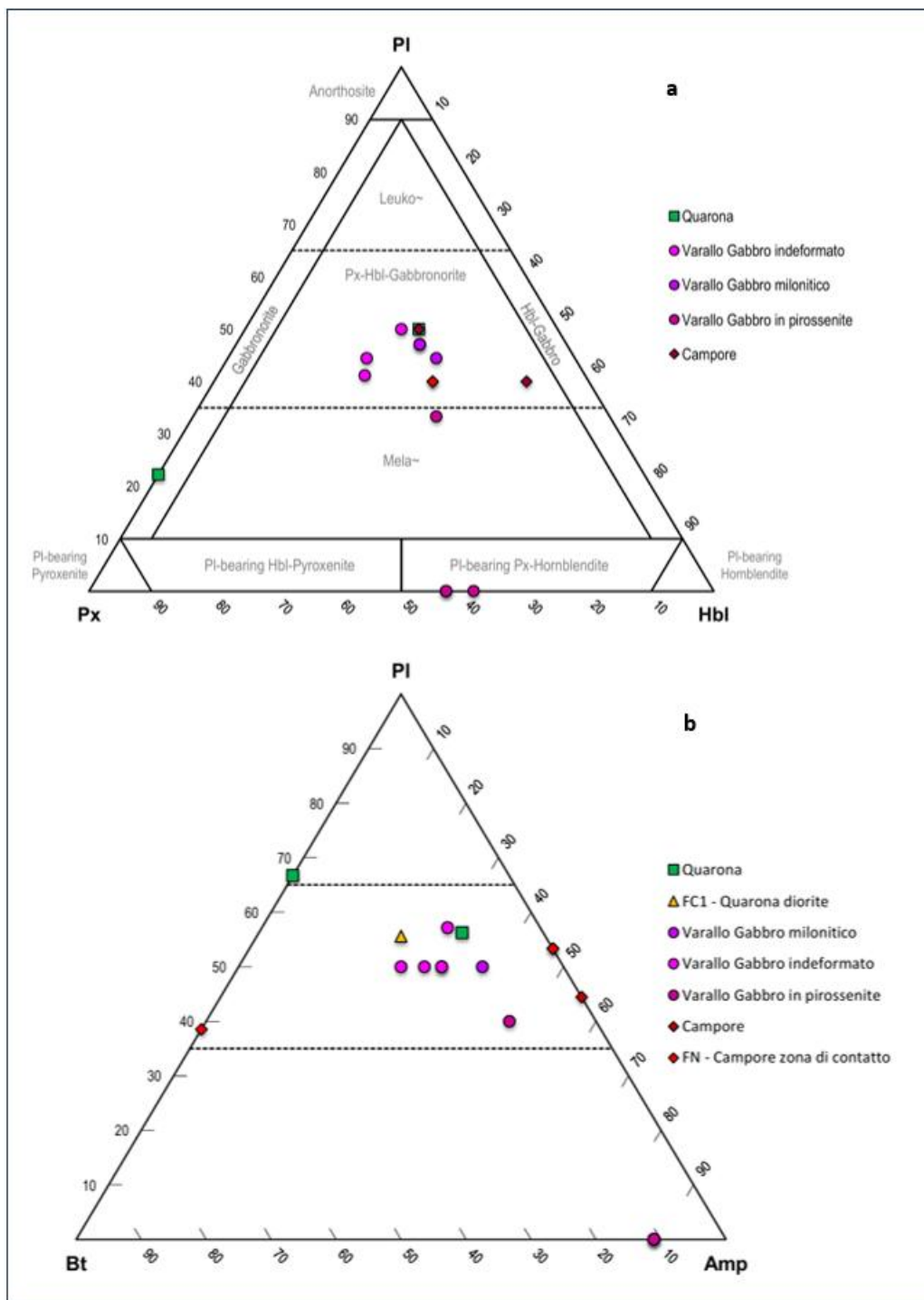


Figura 5.3.10 a) diagramma classificativo PI-Px-Hbl per le rocce di Campore; b) diagramma classificativo PI-Bt-Amp per le rocce di Campore.

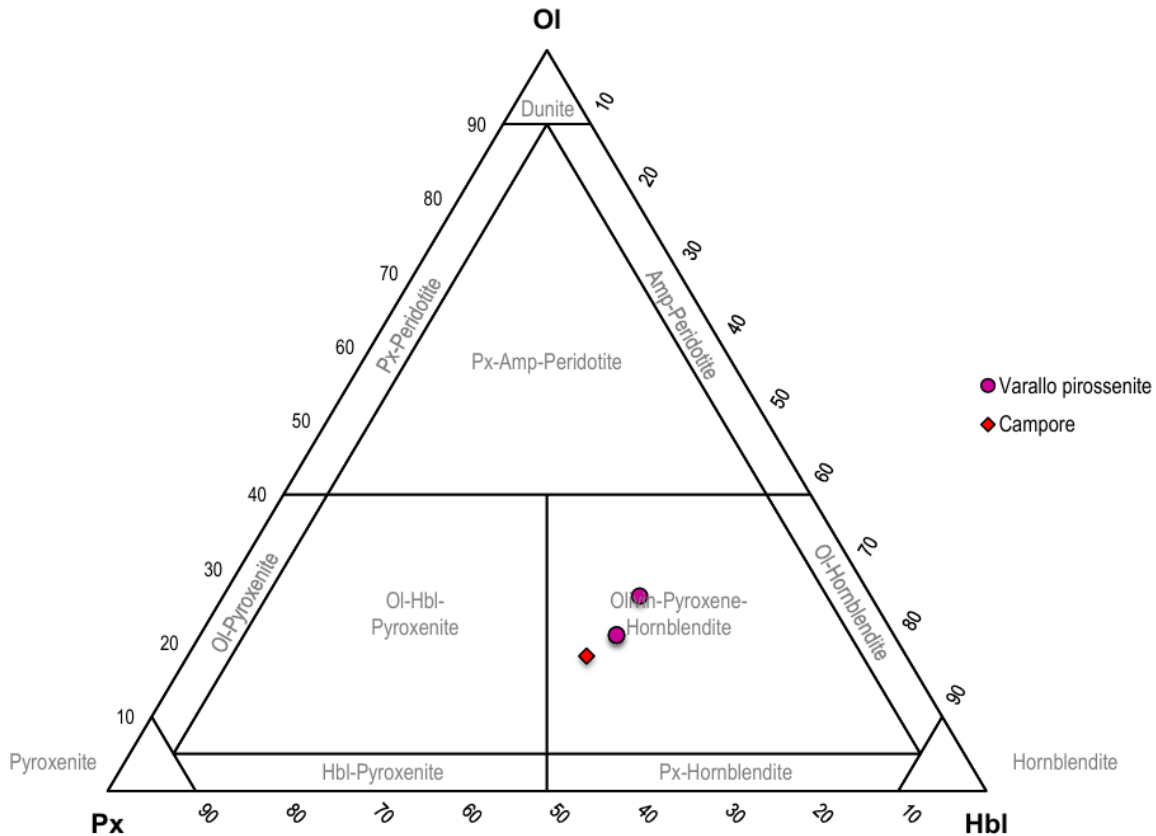


Figura 5.3.11 diagramma classificativo Ol-Px-Hbl per le rocce di Campore

5.4 L'associazione diorite-piroksenite di Varallo

Le dioriti

Per quanto riguarda le dioriti, sono state esaminate sei sezioni sottili. Cinque di questi campioni (FC4-4, FC4-5, FC4-9, FC4-10 e FC4/11) mostrano tessitura isotropa (Fig. 5.4-1; 5.4-3; 5.4-5; 5.4-7). Il sesto campione (FC4/13) si differenzia per una debole foliazione definita da alternanze millimetriche e discontinue di livelli dominati dal plagioclasio e livelli dominati da minerali femici. Le caratteristiche petrografiche dei sei campioni sono complessivamente molto simili tra loro, con un'evidente tessitura ipidiomorfa e una limitata alterazione secondaria.

Diorite FC4/4

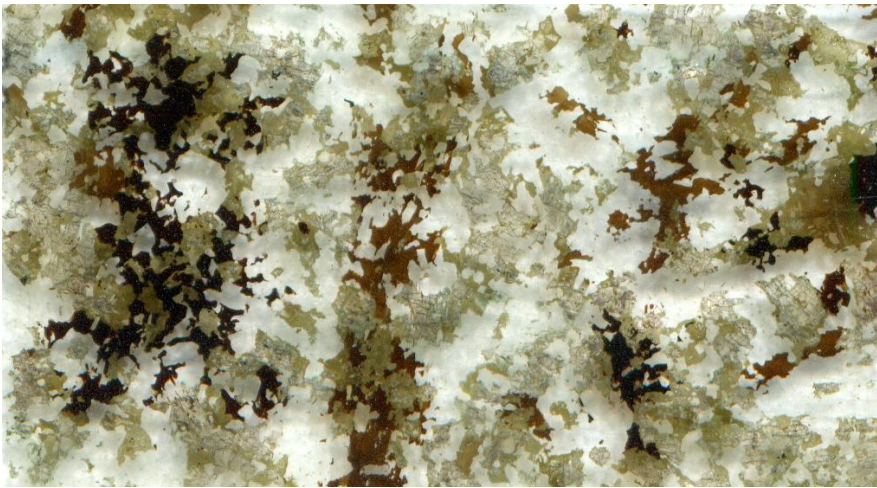
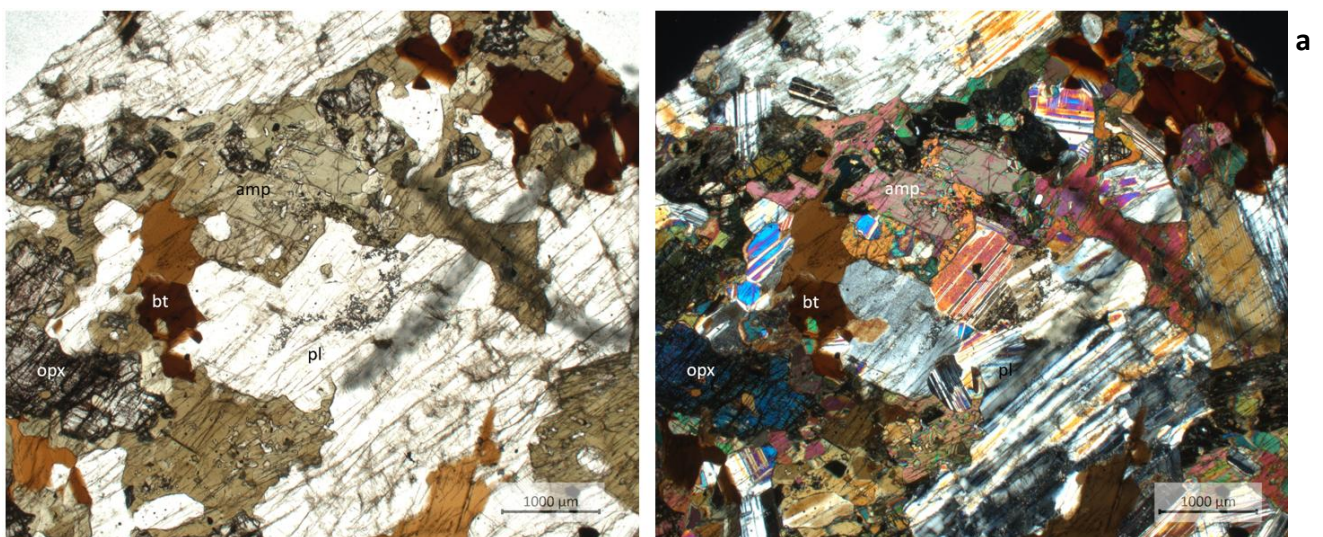


Fig. 5.4-1 scansione sezione sottile FC4/4.

Il campione è costituito da plagioclasio (~40 vol%), ortopirosseno (~30 vol%), anfibolo verde-bruno (~20 vol%) e biotite (~10 vol%). Il plagioclasio tipicamente presenta morfologia euedrale, mentre l'ortopirosseno è prevalentemente subedrale. L'ortopirosseno localmente include grani di plagioclasio e appare frequentemente bordato dall'anfibolo, il quale mostra morfologia anedrale, al pari della biotite. Spesso, l'anfibolo e la biotite sono compenetrati tra loro e includono minuti grani di plagioclasio con morfologia euedrale-subedrale (microstruttura pecilitica). Nel complesso le relazioni microstrutturali evidenziano una cristallizzazione precoce di plagioclasio, seguita dalla formazione di ortopirosseno e, infine, dallo sviluppo di anfibolo e biotite. Si osserva inoltre la presenza di minerali opachi (presumibilmente ossidi di Fe-Ti) come fasi accessorie relativamente frequenti. L'ortopirosseno presenta una debole alterazione in clorite e/o ossidi, la quale si sviluppa preferibilmente lungo i bordi di grano e in microfratture (Fig. 5.4-2).



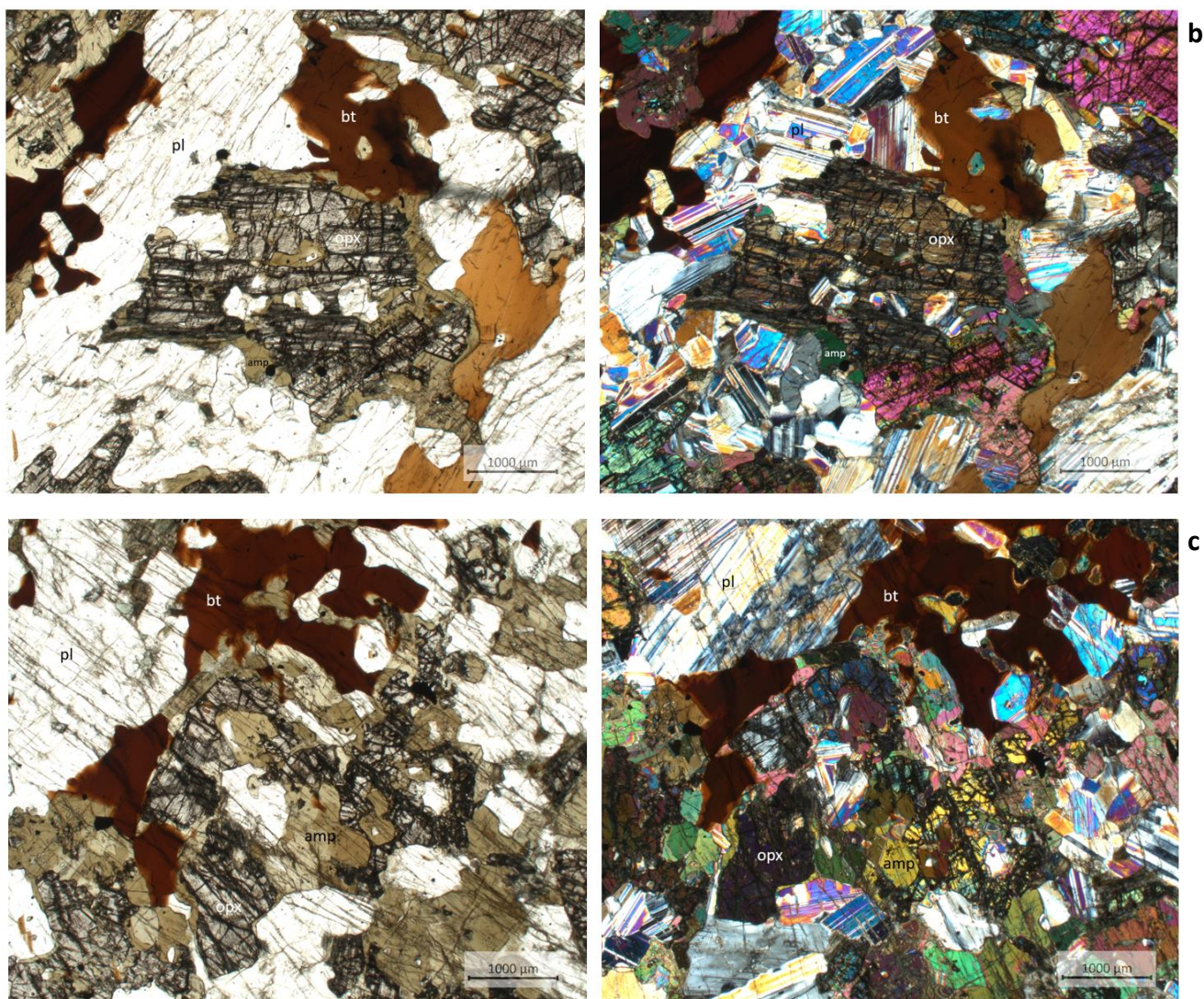


Fig. 5.4-2 Micro-foto sezione sottile campione FC4/4 a nicol paralleli e nicol incrociati. a), b) e c) si possono osservare a diverse angolazioni i seguenti minerali: plagioclasio, biotite, anfibolo e ortopirosseno.

Diorite FC4/5

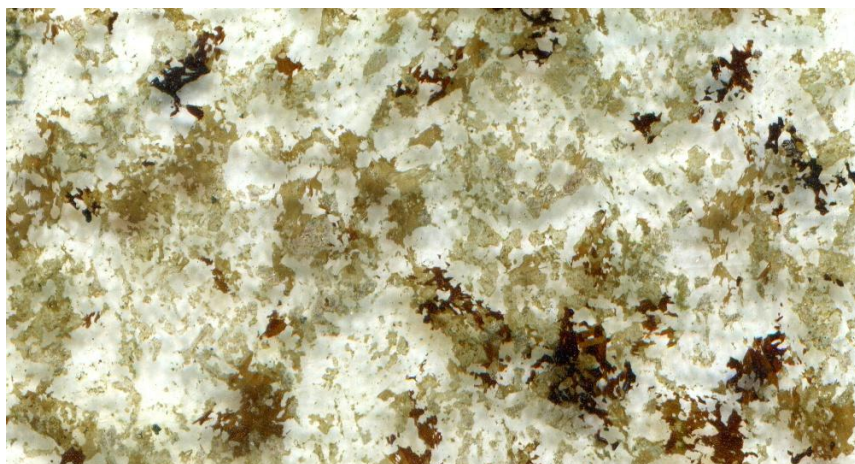


Fig. 5.4-3 scansione sezione sottile FC4/5.

Il campione FC4/5 presenta caratteristiche petrografiche del tutto analoghe a quelle osservate per la diorite FC4/4. Le percentuali modali stimate in questo caso sono plagioclasio ~40 vol%, ortopirosseno ~20 vol%, anfibolo ~25 vol% e biotite ~15 vol%. Inoltre, la diorite FC4/5 presenta una granulometria leggermente inferiore a quella della diorite FC4/4. È stata localmente riscontrata una zonatura ottica del plagioclasio, con bordi caratterizzata da un rilievo debolmente inferiore rispetto ai cuori (Fig.5.4-4). L'alterazione dell'ortopirosseno è leggermente più evidente in questa diorite rispetto alla diorite FC4/4.

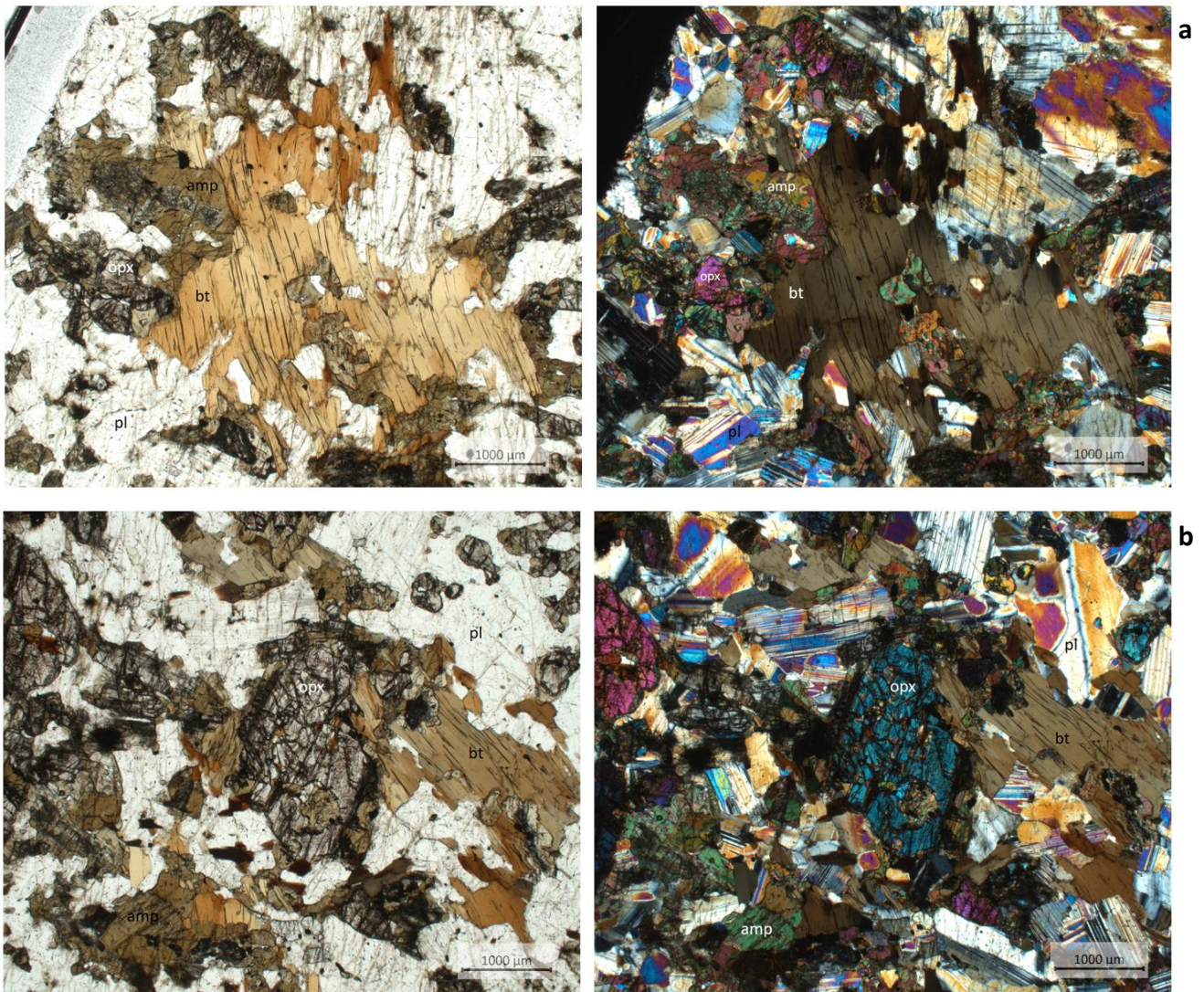


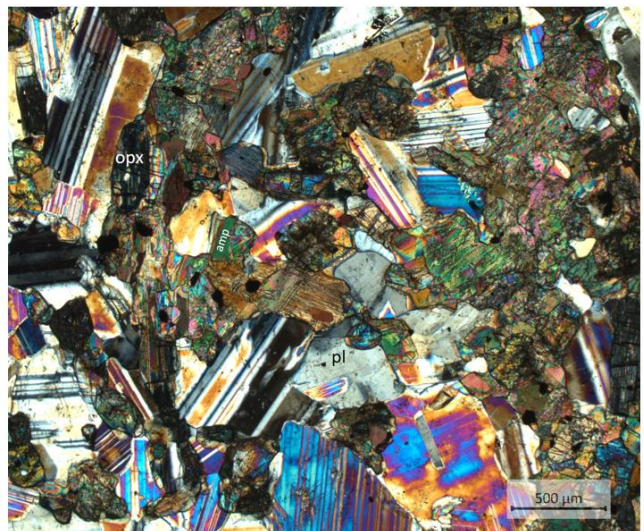
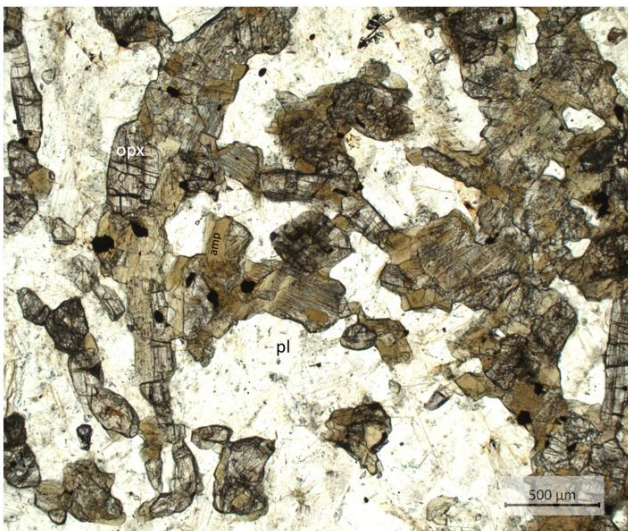
Fig. 5.4-4 Micro-foto sezione sottile campione FC4/5 a nicol paralleli e nicol incrociati. a) ingrandimento a 2.5x di un cristallo di biotite; b) inquadramento principale sull'ortopirosseno, possibile osservare anche plagioclasio, biotite e anfibolo.

Diorite FC4/9



Fig. 5.4-5 scansione sezione sottile FC4/9.

Il campione FC4/9 presenta caratteristiche petrografiche del tutto analoghe a quelle osservate per la diorite FC4/4, anche se si differenzia per la granulometria leggermente inferiore. Le percentuali modali stimate per la diorite FC4/9 sono: plagioclasio ~35 vol%, ortopirosseno ~30 vol%, anfibolo ~20 vol% e biotite ~15 vol% (Fig. 5.4-6).



a

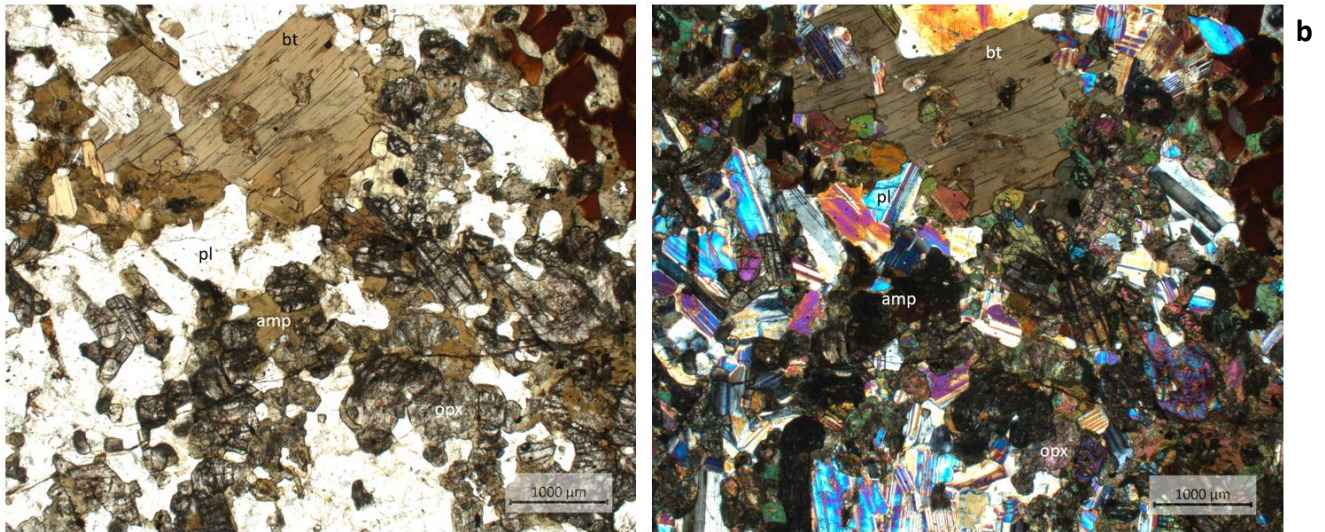


Fig. 5.4-6 Micro-foto sezione sottile campione FC4/9 a nicol paralleli e nicol incrociati. a) si può osservare plagioclasio e ortopirosseno; b) osserviamo biotite, plagioclasio anfibolo e ortopirosseno.

Diorite FC4/10

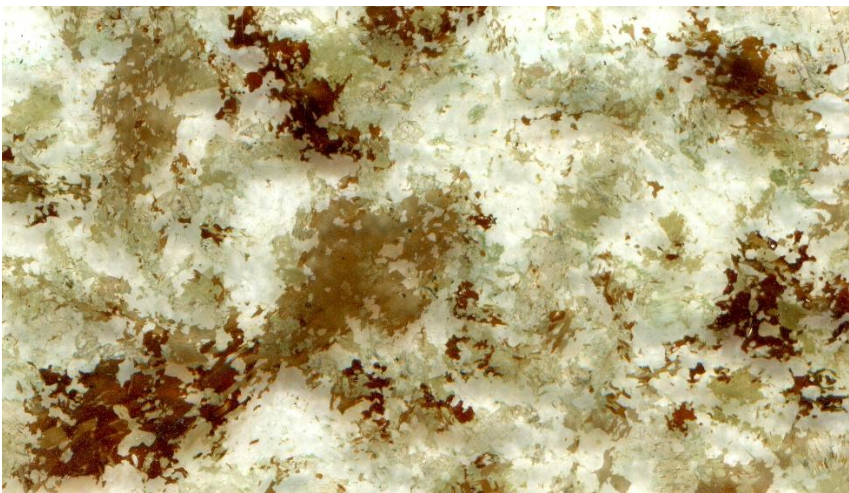


Fig. 5.4-7 scansione sezione sottile FC4/10.

Il campione FC4/10 presenta caratteristiche petrografiche del tutto analoghe a quelle osservate per la diorite FC4/4, anche se si differenzia per la granulometria leggermente inferiore. Le percentuali modali stimate la diorite FC4/10 sono: plagioclasio ~40 vol%, ortopirosseno ~20 vol%, anfibolo ~20 vol% e biotite ~20 vol%. L'alterazione secondaria dell'ortopirosseno nella diorite FC4/10 è del tutto subordinata (Fig. 5.4-8).

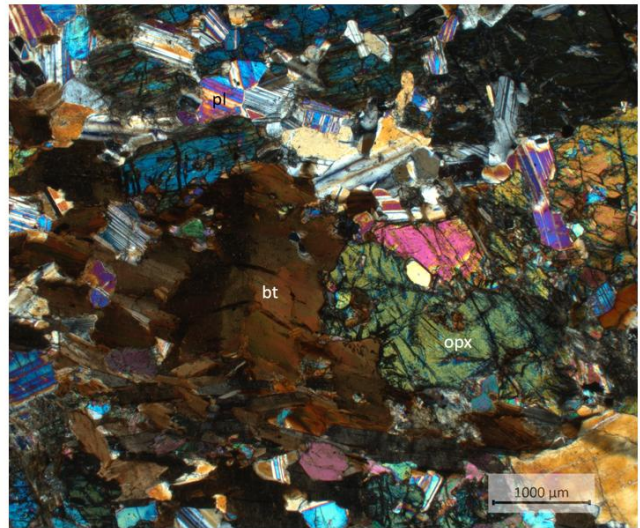
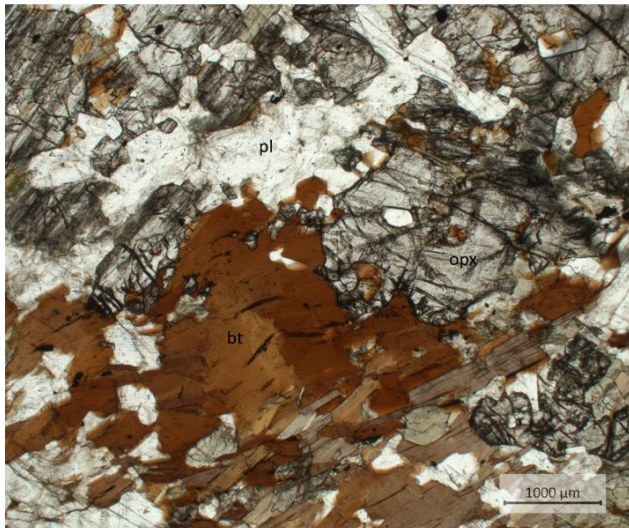


Fig. 5.4-8 Micro-foto sezione sottile campione FC4/10 a nicol paralleli e nicol incrociati.

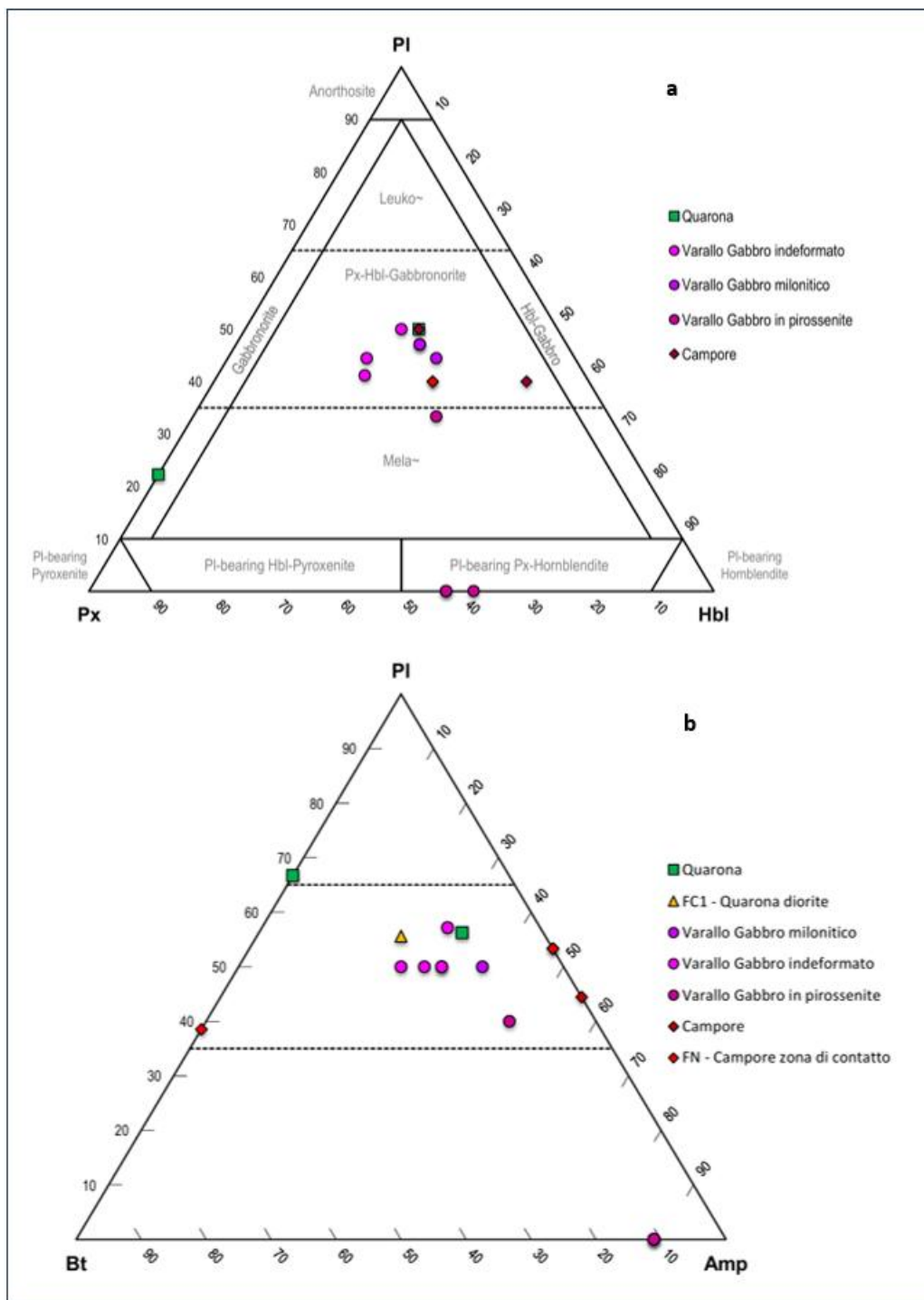


Figura 5.4-9 a) diagramma classificativo PI-Px-Hbl per le rocce dioritiche di Varallo; b) diagramma classificativo PI-Bt-Amp per le rocce dioritiche di Varallo.

Le dioriti milonitiche

Campione FC4/2

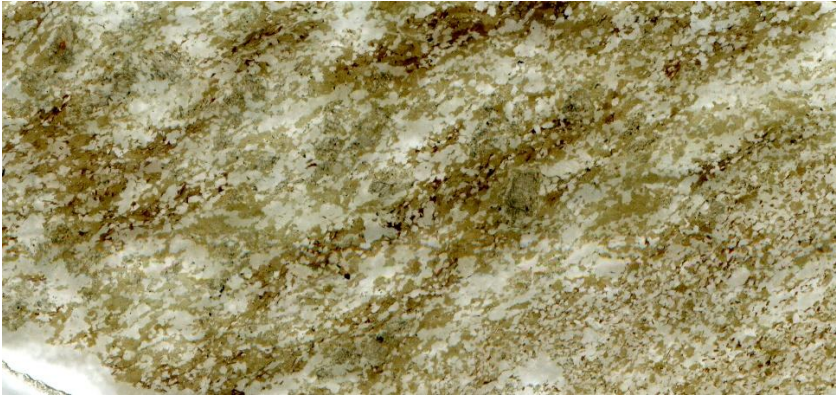


Fig. 5.4-10 scansione sezione sottile FC4/2.

La diorite milonitica FC4/2 (Fig. 5.4-10) è caratterizzata dall'alternanza di bande irregolari spesse alcuni mm, localmente lentiformi, ricche in plagioclasio e in minerali femici. L'associazione mineralogica complessivamente comprende plagioclasio (40 vol%), anfibolo verde-bruno (25 vol%), ortopirosseno (20 vol%) e biotite (15 vol%). Queste fasi sono principalmente allineate lungo la foliazione gneissica, anche se la microtessitura è prevalentemente granoblastica. L'ortopirosseno presenta una debole alterazione in clorite e/o ossidi, la quale si sviluppa preferibilmente lungo i bordi di grano e in microfratture.

La roccia non contiene porfiroclasti deformati (e.g., cristalli piegati). La diorite milonitica FC4/2 potrebbe quindi registrare un evento di deformazione in presenza di una bassa frazione di fuso (condizioni *ipersolidus*) e, successivamente, un processo di ricristallizzazione allo stato solido in condizioni statiche. Questa successione di eventi è ben documentata nei settori stratigrafici inferiori del Complesso Mafico (e.g., Sinigoi et al., 2010; Mariani et al., 2026). L'interpretazione alternativa è che il processo di deformazione fosse avvenuto allo stato solido e che il successivo processo di ricristallizzazione avesse completamente obliterato gli effetti della deformazione plastica. L'associazione di ortopirosseno, plagioclasio, anfibolo verde-bruno e biotite può essere messo in relazione a condizioni termobariche corrispondente alla zona di transizione tra la facies delle granuliti e quella delle anfiboliti (Fig. 5.4-11).

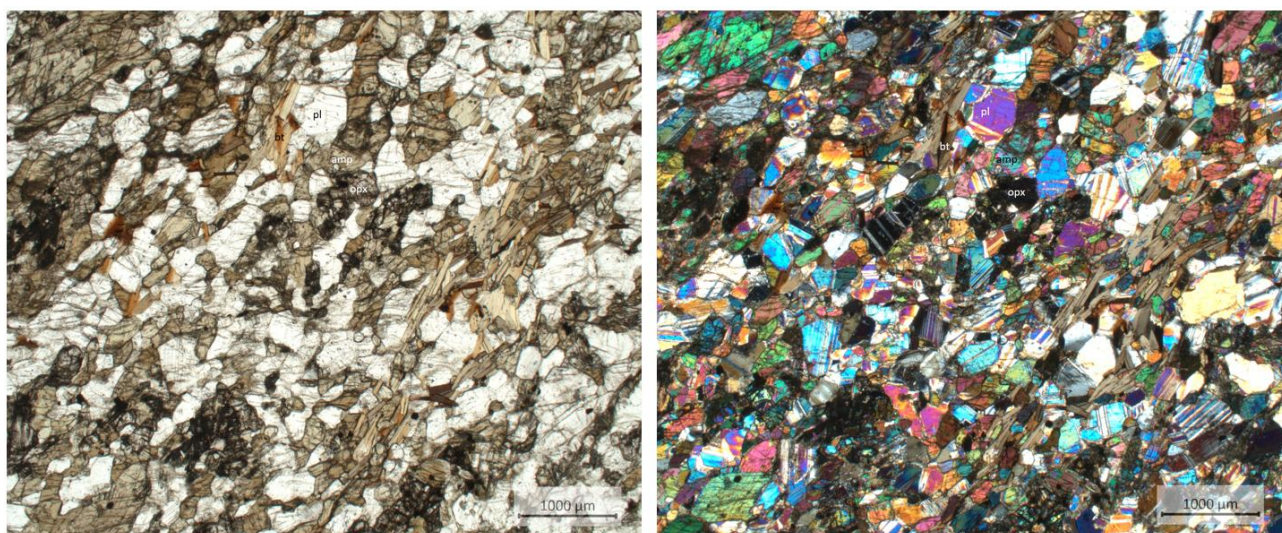


Fig. 5.4-11 Micro-foto sezione sottile campione FC4/2 a nicol paralleli e nicol incrociati.

Campione FC4/3

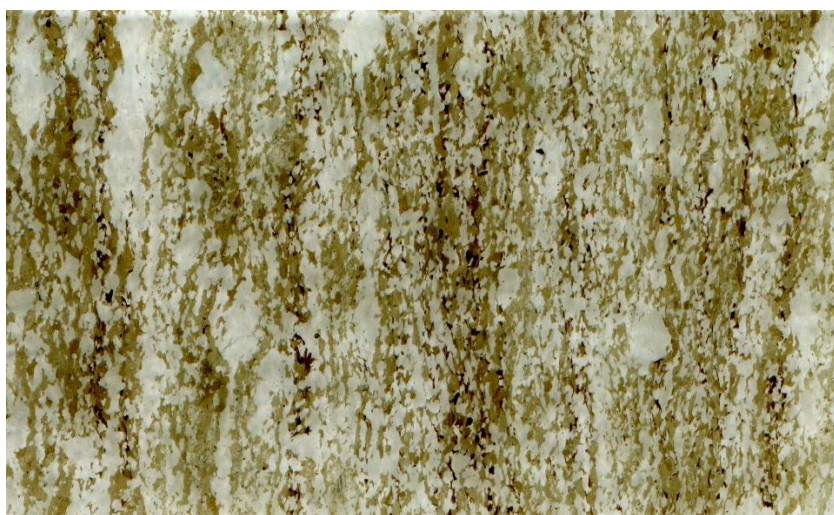


Fig. 5.4-12 scansione sezione sottile FC4/3.

La diorite milonitica FC4/3 (Fig. 5.4-12) è caratterizzata dall'alternanza di bande di spessore sub-millimetrico ricche in plagioclasio e in minerali femici. L'associazione mineralogica comprende plagioclasio (40 vol%), anfibolo verde-bruno (30 vol%), ortopirosseno (20 vol%) e biotite (10 vol%). Queste fasi sono allineate lungo la foliazione, anche se sono frequenti giunture a punti tripli con angoli di circa 120° . La roccia presenta porfiroclasti di plagioclasio in parte ricristallizzati: si osservano alcuni domini lentiformi costituiti da aggregati di plagioclasio con tessitura poligonale, corrispondenti a porfiroclasti di plagioclasio bordati da plagioclasio neoblastico. Analogamente a quanto riportato per la diorite milonitica FC4/2, le microstrutture della diorite milonitica FC4/3 evidenziano un processo di ricristallizzazione avvenuto in condizioni statiche al limite tra la facies

delle granuliti e quella delle anfiboliti. Questo evento è susseguito ad un processo di deformazione duttile avvenuto allo stato solido o in presenza di una bassa frazione di fuso (Fig. 5.4-13).

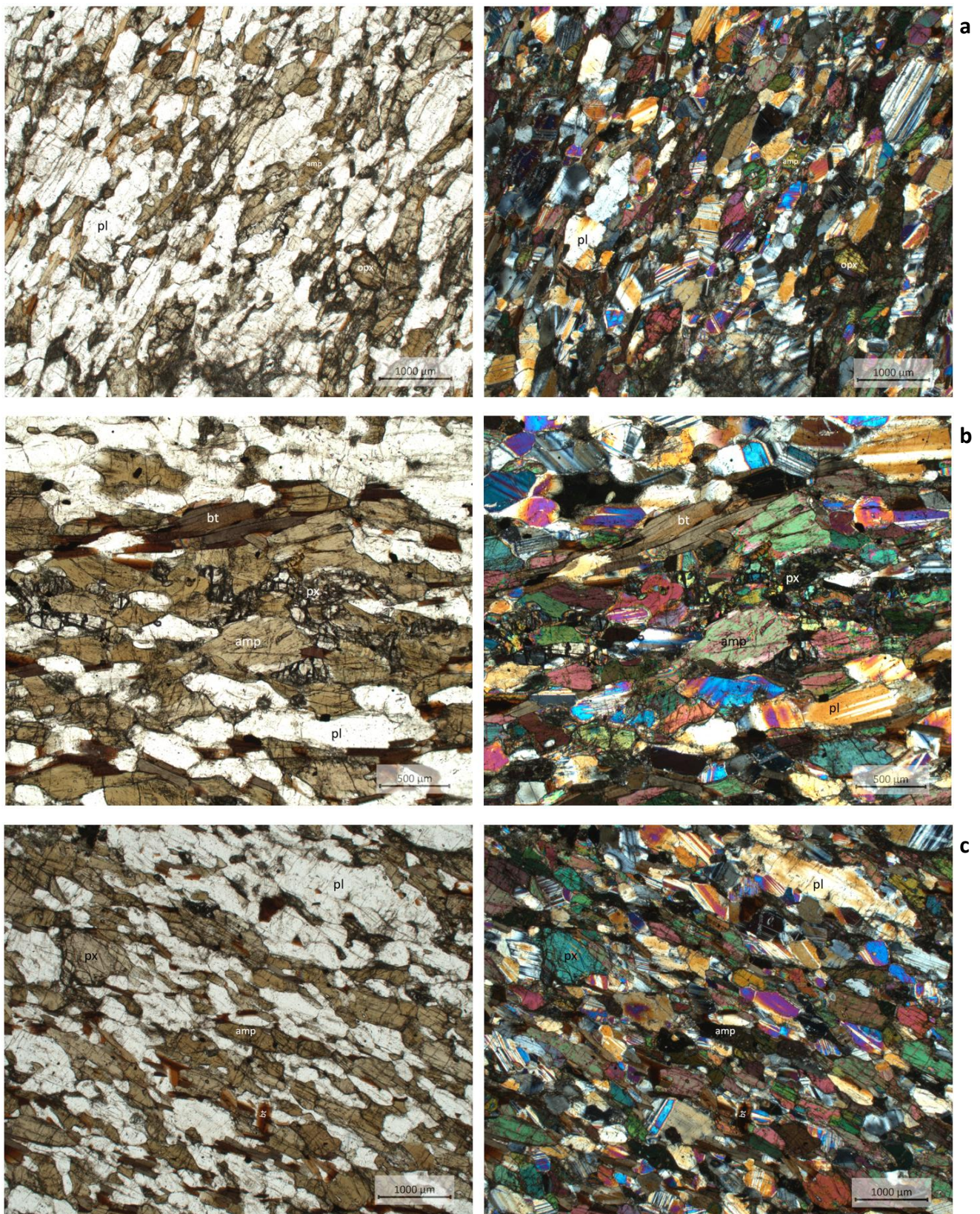


Fig. 5.4-13 Micro-foto sezione sottile campione FC4/3 a nicol paralleli e nicol incrociati. a) e c) ingrandimento a 2.5x della sezione; b) ingrandimento a 5x, possibile osservare nel dettaglio plagioclasio, anfibolo, biotite e pirosseno.

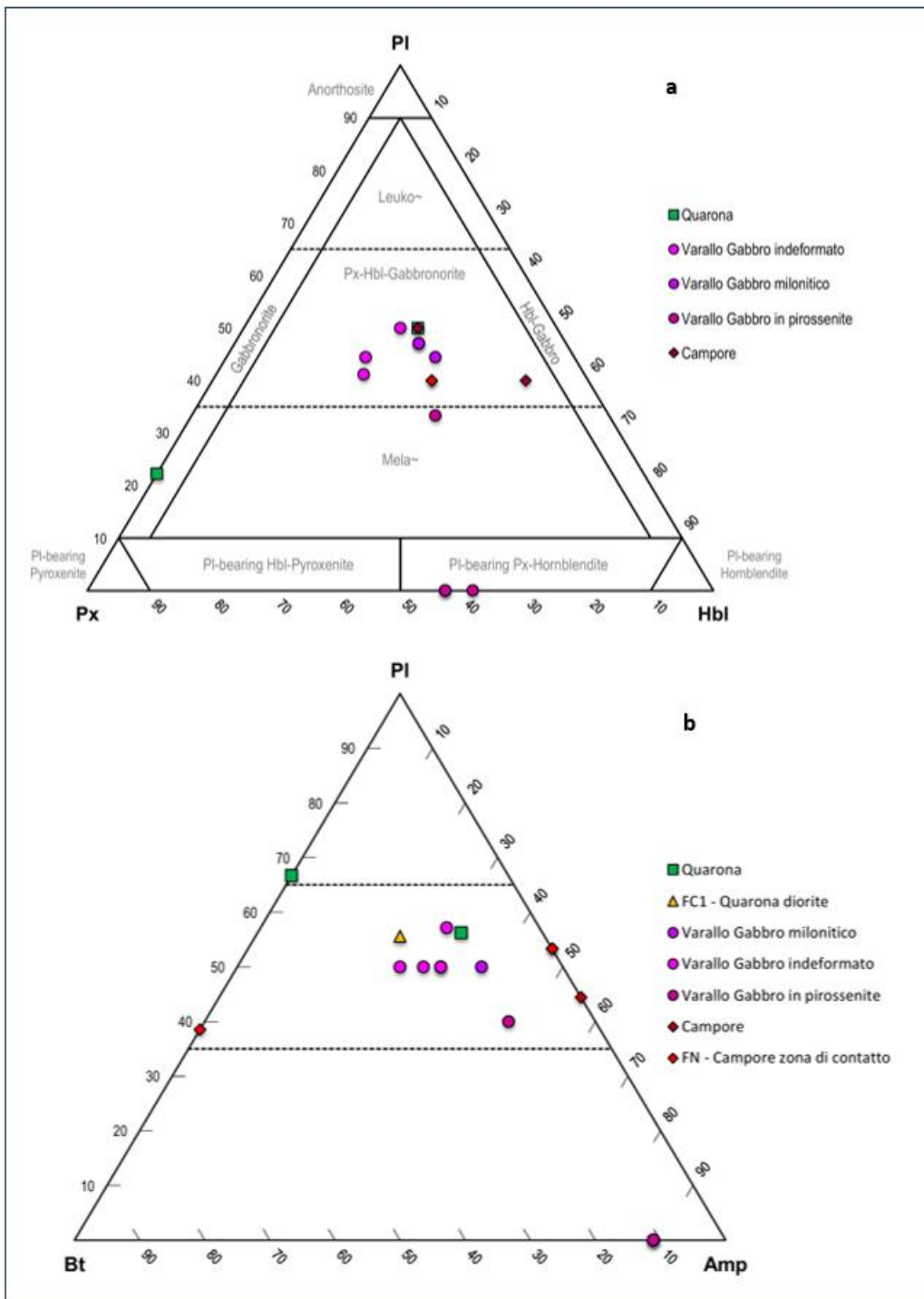


Figura 5.4.14 a) diagramma classificativo PI-Px-Hbl per le rocce milonitiche di Varallo; b) diagramma classificativo PI-Bt-Amp per le rocce milonitiche di Varallo

Il filone leucocratico pegmatitico

Pegmatite FC4/6

Per questo campione, sono state realizzate due sezioni sottili, denominate FC4/6A (in alto) e FC4/6B (in basso). La sezione FC4/6A corrisponde al dominio centrale del filone, mentre la sezione FC4/6B include il bordo arricchito in biotite. Sia al centro sia al bordo del filone, la roccia è caratterizzata

dalla proporzione dominante di plagioclasio a morfologia euedrale e dalla biotite in aggregati a grana più fine disposti ai bordi del plagioclasio (Fig. 5.4-15).

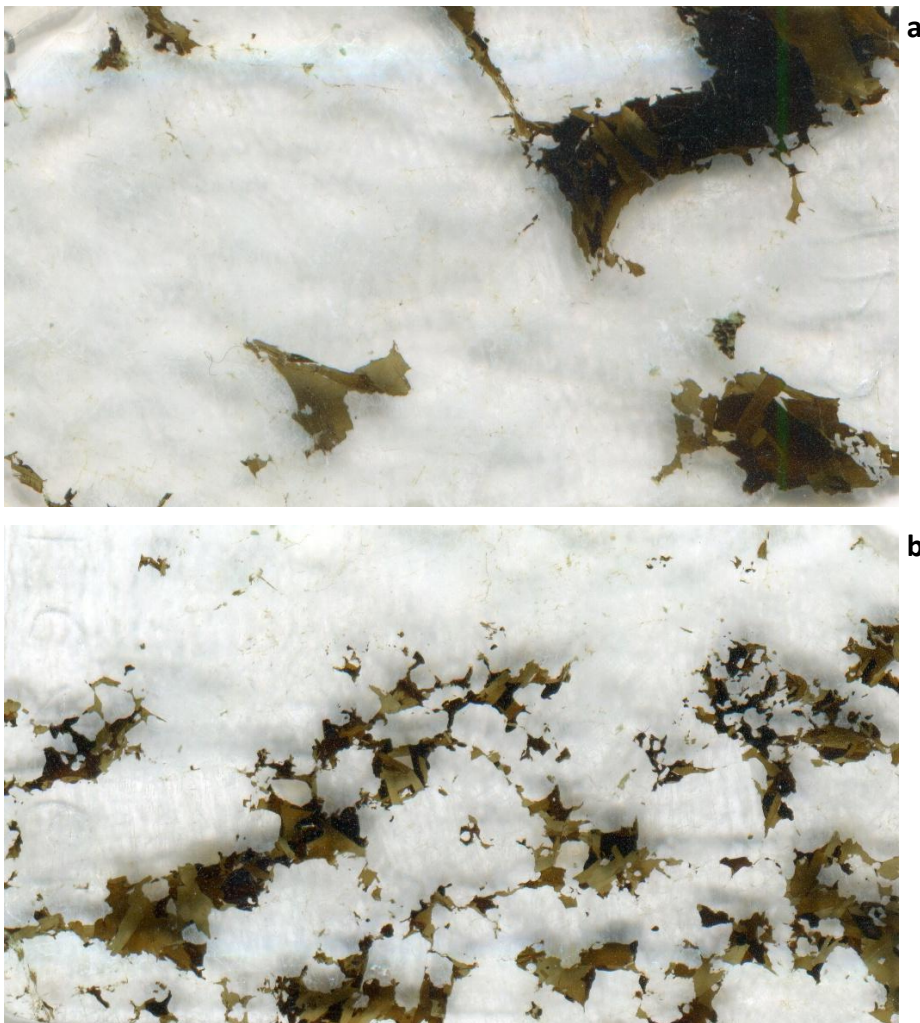


Fig. 5.4-15 a. scansione sezione sottile FC4/6A; b. scansione sezione sottile FC4/6B.

Nella parte centrale del filone, la biotite è presente in una percentuale di circa il 15 vol%, stimata analizzando il campione macroscopico. Nel margine del filone, non si osserva solo un aumento della quantità di biotite (~30 vol%), ma anche una granulometria leggermente inferiore. In sezione sottile, si osserva che la biotite è localmente interessata da processi di cloritizzazione, principalmente lungo i bordi dei cristalli. Il plagioclasio è localmente alterato in aggregati a grana molto fine non risolvibili al microscopio ottico, soprattutto nella parte centrale dei cristalli. L'alterazione preferenziale ai nuclei suggerisce che il plagioclasio sia caratterizzato da cuori arricchiti in molecola anortitica. Come fasi minori sono presenti quarzo (~20 vol% al margine, difficilmente stimabile al centro a causa della grana elevata), con morfologia anedrale e frequentemente associato alla biotite, e feldspato potassico (≤ 5 vol%). Come fasi accessorie sono stati osservati minerali opachi, presumibilmente ossidi di Fe-Ti, apatite e zircone. Per quanto vi sia incertezza nella stima delle proporzioni modali del quarzo,

secondo la classificazione di Streickesen, il campione FC4/6 (sia al centro, sia al margine) risulta essere una quarzo-diorite (Fig. 5.4-16).

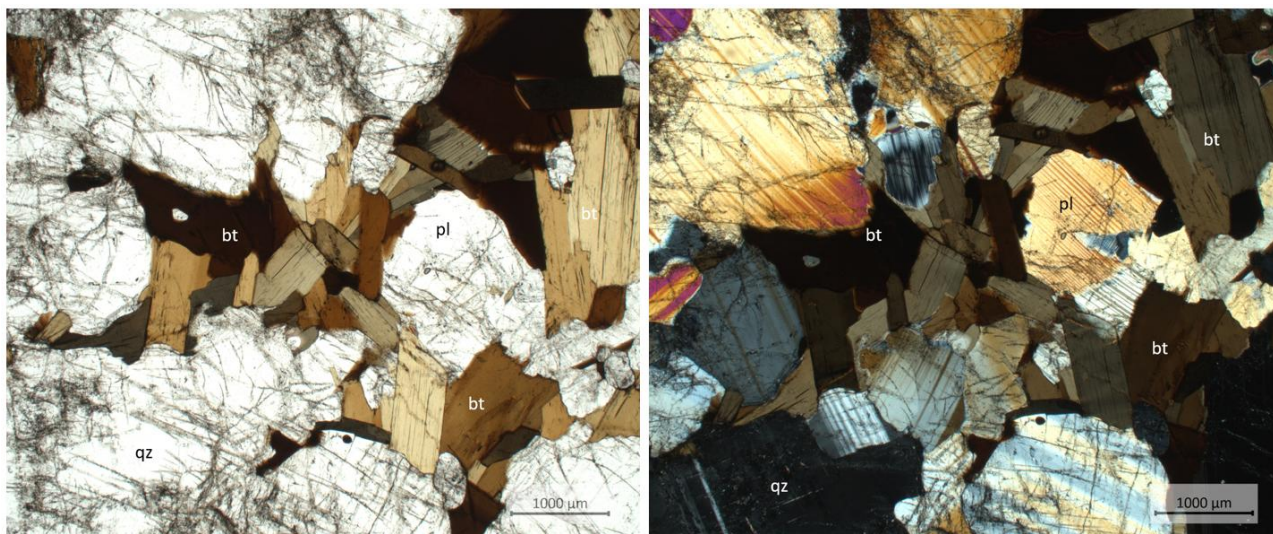


Fig. 5.4-16 Micro-foto sezione sottile campione FC4/6 a nicol paralleli e nicol incrociati.

Pegmatite FC4/7

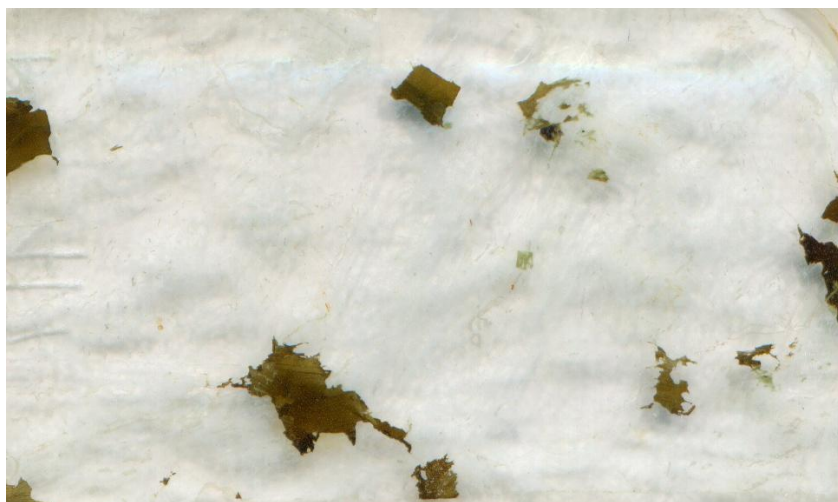


Fig. 5.4-17 scansione sezione sottile FC4/7.

Questo campione (Fig. 5.4-17) presenta caratteristiche petrografiche del tutto analoghe a quella riscontrate per la sezione FC4/6A. La percentuale di biotite stimata sul campione macroscopico corrisponde a circa 10 vol%, mentre quella di quarzo valutata in sezione sottile è pari al 20 vol%. Al contatto con il K-feldspato (≤ 5 vol%), il plagioclasio presenta microstruttura mirmechitica, con lamelle vermiculari di quarzo. Secondo la classificazione di Streickesen, la pegmatite FC4/7 risulta essere una tonalite (Fig. 5.1-9).

Pirosseniti e melagabbri associati

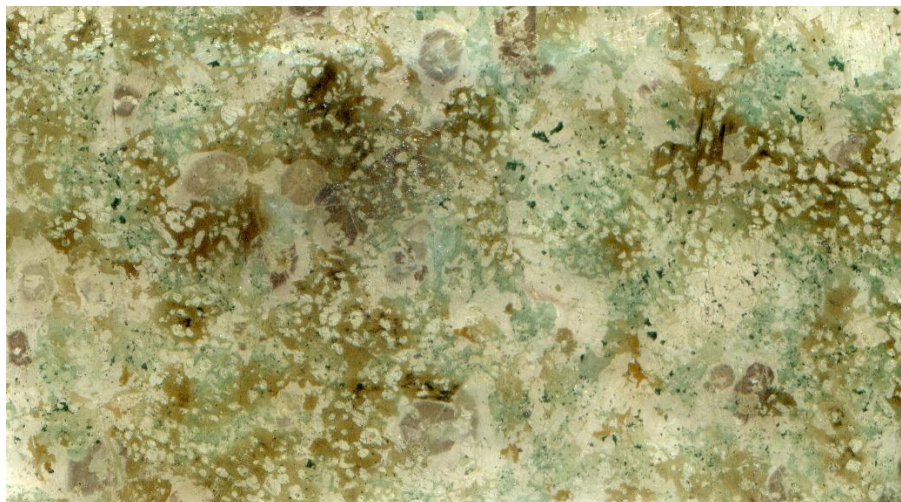


Fig. 5.4-18 scansione sezione sottile FC4.

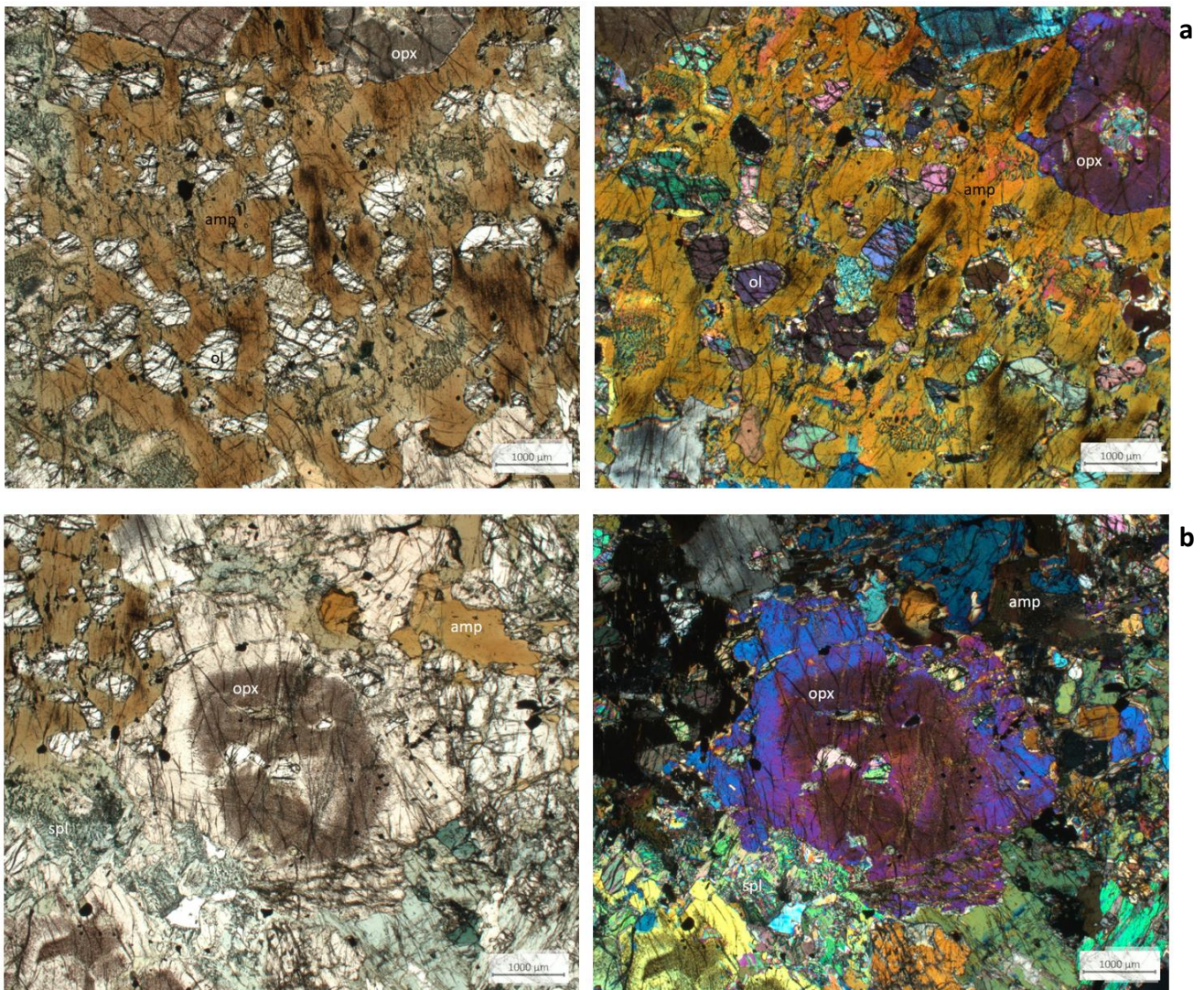
Il campione FC4 (Fig. 5.4-18) è caratterizzato da una tessitura inequigranulare e da una mineralogia costituita principalmente da anfibolo, olivina e ortopirosseno. L'anfibolo ha morfologia tipicamente anedrale e rappresenta circa il 40 vol%, presenta prevalentemente colorazioni brune, ma localmente assume tonalità verde-azzurre, soprattutto ai bordi dei cristalli. L'anfibolo include una quantità relativamente elevata di olivina, che compare in grani relativamente minuti e complessivamente costituisce circa il 20 vol% della roccia. La morfologia dell'olivina inclusa in anfibolo è variabile; ci sono cristalli euedrali ma più frequentemente i grani sono anedrali con anse che suggeriscono processi di dissoluzione da parte del fuso che ha cristallizzato l'anfibolo. Gli anfiboli, più frequentemente verso i bordi dei cristalli ma localmente anche nelle porzioni centrali, includono domini caratterizzati dalla presenza di spinello verde con morfologia vermicolare. Anche questa microstruttura suggerisce un processo di reazione avvenuta tra il fuso che ha cristallizzato l'anfibolo e una fase totalmente dissolta (ad esempio clinopirosseno) che ha sviluppato spinello come fase incongruente.

L'ortopirosseno (~30 vol%) mostra morfologia euedrale-subedrale e una marcata zonatura con un nucleo grigio scuro, presumibilmente prodotto dalla stretta associazione con ossidi a grana molto fine, e un bordo tipicamente spazialmente limitato in cui appare limpido e incolore. Anche questa zonatura è in accordo con un'origine reattiva per questa roccia; l'ortopirosseno incolore potrebbe rappresentare il prodotto della reazione tra il fuso e un ortopirosseno preesistente. Si osserva infine la rara presenza di olivina inclusa all'interno dell'ortopirosseno.

Oltre ad anfibolo, olivina e ortopirosseno, la roccia include quantità minori o accessorie di mica scura, plagioclasio, spinello verde e minerali opachi. La mica scura (~5 vol%) è anedrale e localmente alterata in clorite. Presenta dimensioni piuttosto simili a quelle dell'anfibolo e localmente ingloba olivina. Il plagioclasio rappresenta una fase accessoria e presenta grana relativamente minuta e

morfologia anedrale. Lo spinello verde, granulare anedrale, è tipicamente associato agli anfiboli di colore verde-azzurro, soprattutto vicino ai cristalli di ortopirosseno. Gli opachi hanno frequentemente morfologia cubica e si trovano principalmente inclusi nelle porzioni negli anfiboli di colore bruno, ma anche all'interno di ortopirosseno. Probabilmente, gli opachi sono principalmente spinelli, ma è tuttavia possibile che la roccia contenga solfuri in quantità accessorie. Nel complesso la quantità di spinello verde e minerali opachi presenti nella roccia è pari a ~5 vol%.

Secondo il diagramma classificativo delle rocce ultrafemiche basato sulla quantità di olivina, pirosseno e anfibolo, la roccia risulta essere una orneblendite a olivina e ortopirosseno. Le relazioni microstrutturali nel complesso suggeriscono che si fosse formata attraverso un processo di reazione tra un fuso e una matrice cristallina preesistente. Quest'ultima sarebbe stata composta da olivina, spinello, ortopirosseno e, forse, clinopirosseno, mentre i prodotti della reazione sono rappresentati da anfibolo bruno, spinello verde, mica scura, ortopirosseno secondario e plagioclasio. Molto probabilmente, la roccia è stata successivamente oggetto di un'infiltrazione di fluidi lungo i bordi di grano, la quale ha portato alla sostituzione dell'anfibolo bruno da parte di anfibolo verde e, possibilmente, a una modificazione chimica dello spinello associato (Fig. 5.4-19).



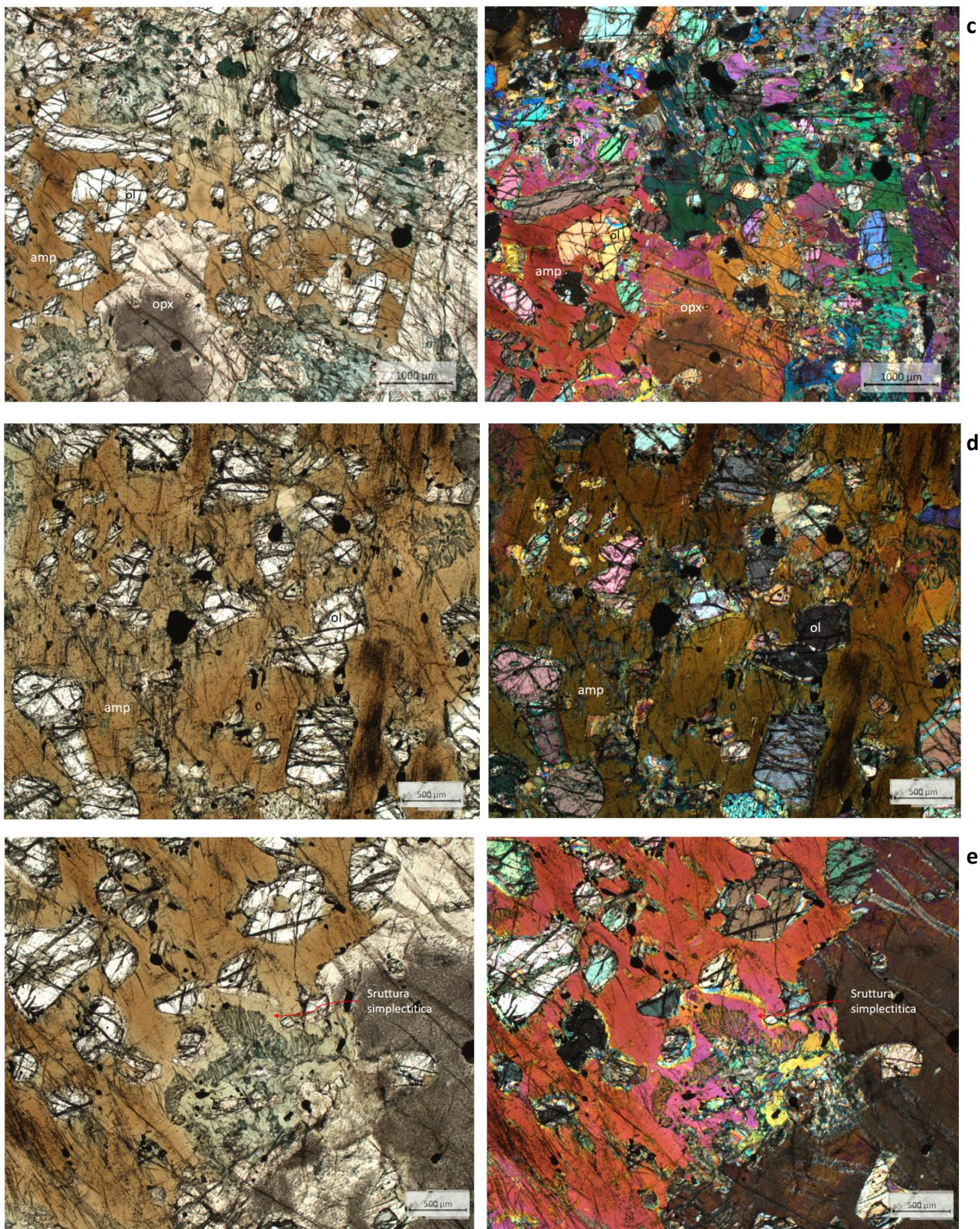


Fig. 5.4-19 Micro-foto sezione sottile campione FC4 a nicol paralleli e nicol incrociati. a) si può osservare l'anfibolo; b) si può osservare l'ortopirosseno; c) si notano olivina, anfibolo, ortopirosseno e spinello; d) equivalente di a) ad un ingrandimento differente; e) osservabile struttura simplectica.

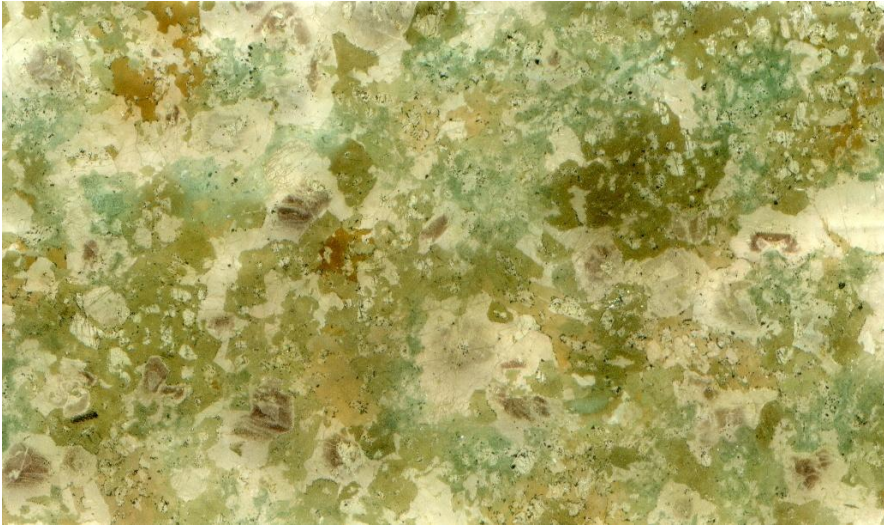
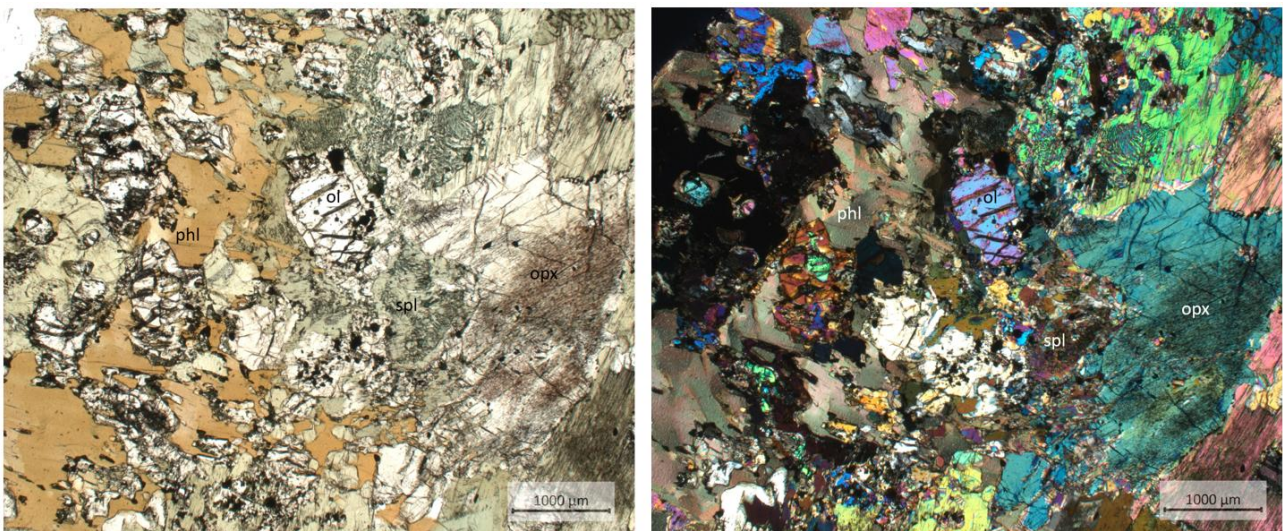
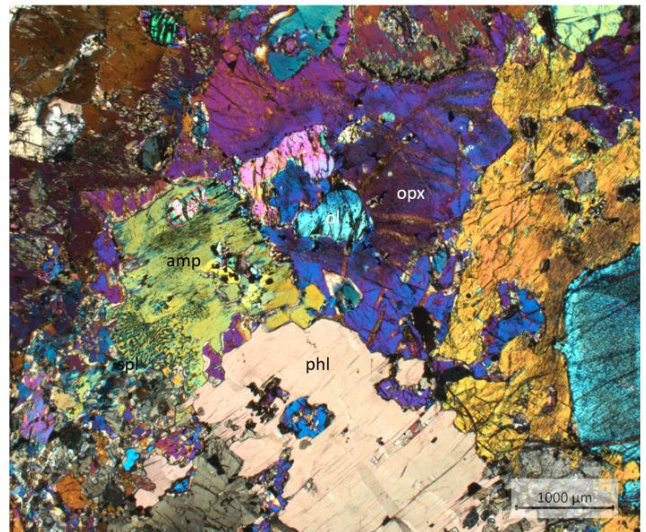


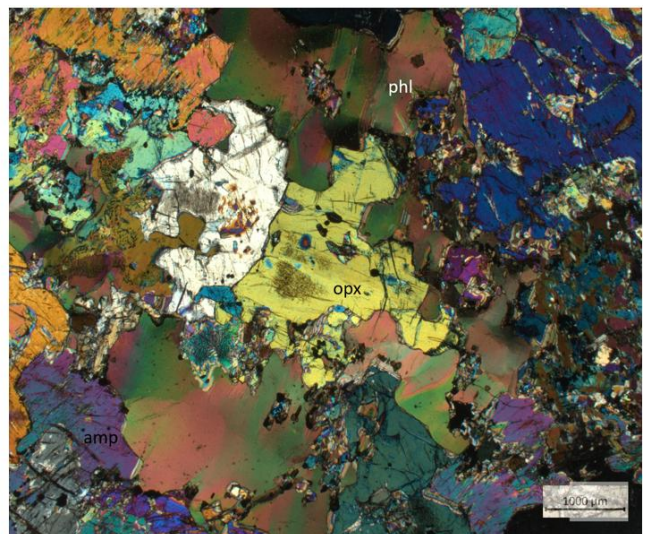
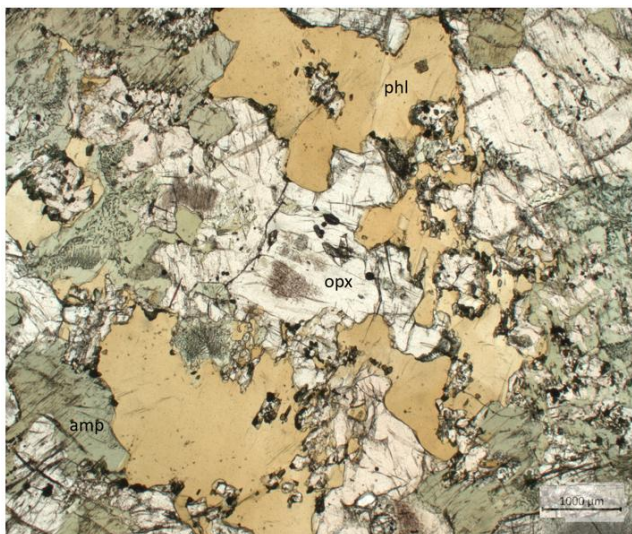
Fig. 5.4-20 scansione sezione sottile FC4/12.

Questo campione (Fig.5.4-20) mostra caratteristiche petrografiche del tutto simili a quelle riscontrate per la pirossenite FC4. Tuttavia, si distingue nettamente per il pleocroismo dell'anfibolo. Nella pirossenite FC4/12, l'anfibolo raramente mostra una tenue colorazione bruna. In generale l'anfibolo ha colorazione verde e, soprattutto ai bordi, verde-azzurra. Anche la mica scura, presenta un'alterazione costituita da clorite e minerali opachi a grana fine, preferibilmente in corrispondenza dei bordi dei cristalli. Questa pirossenite registra quindi un processo di alterazione che ha portato alla sostituzione dell'anfibolo bruno da parte di anfibolo verde, e alla parziale alterazione della mica scura. Le percentuali modali stimate per i minerali primari sono: anfibolo ~40 vol%, ortopirosseno ~30 vol%, olivina ~20 vol%, mica scura ~5 vol% e, infine, spinello verde e minerali opachi ~5 vol%. Anche questa roccia è quindi classificata come orneblendite a olivina e ortopirosseno (Fig. 5.4-21).

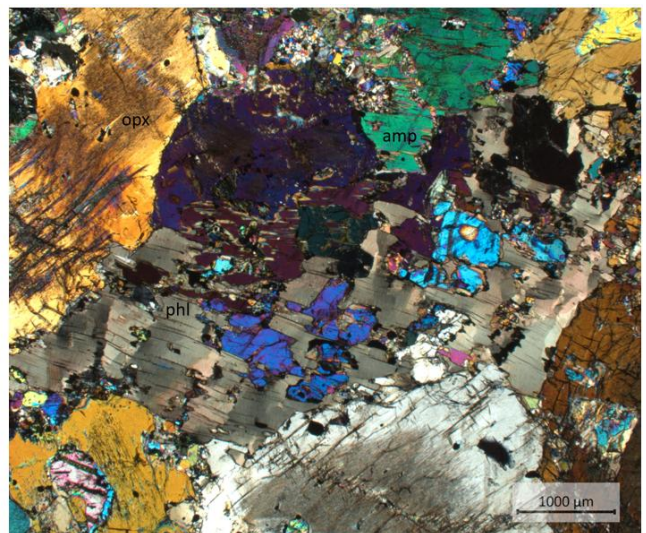
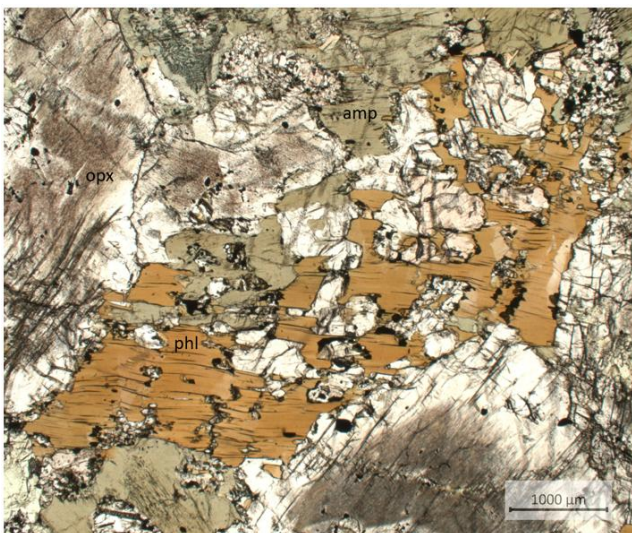




a



b



c

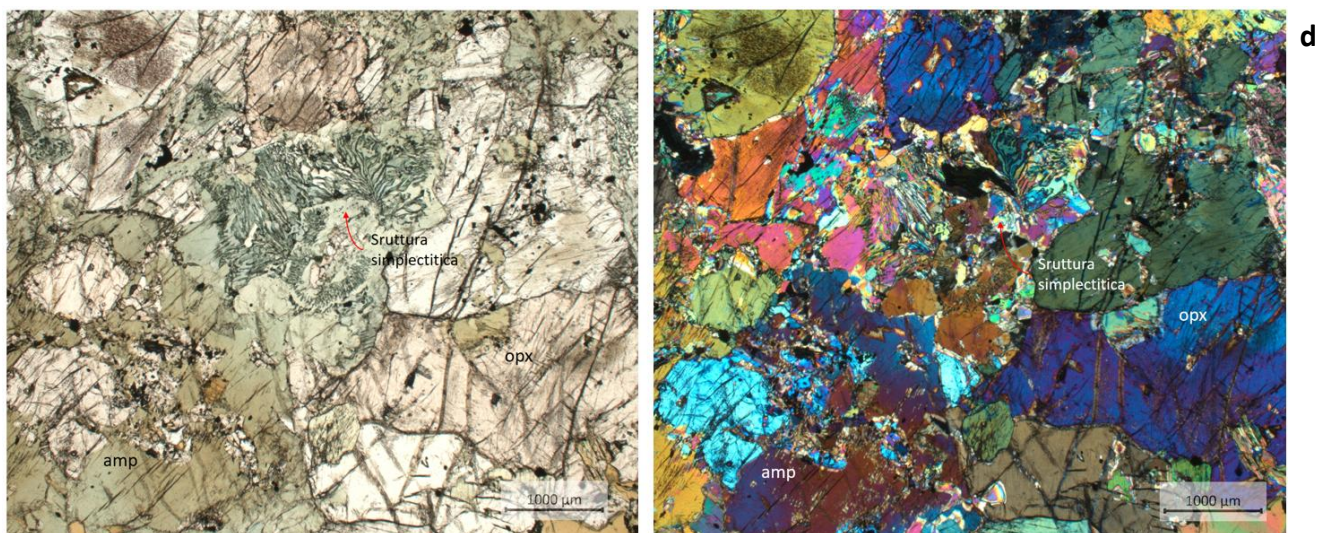


Fig. 5.4-21 Micro-foto sezione sottile campione FC4/12 a nicol paralleli e nicol incrociati. a), b) e c) mostrano olivina, ortopirosseno, anfibolo e flogopite; d) si può osservare la struttura symplectitica.

Pirossenite FC4/1A

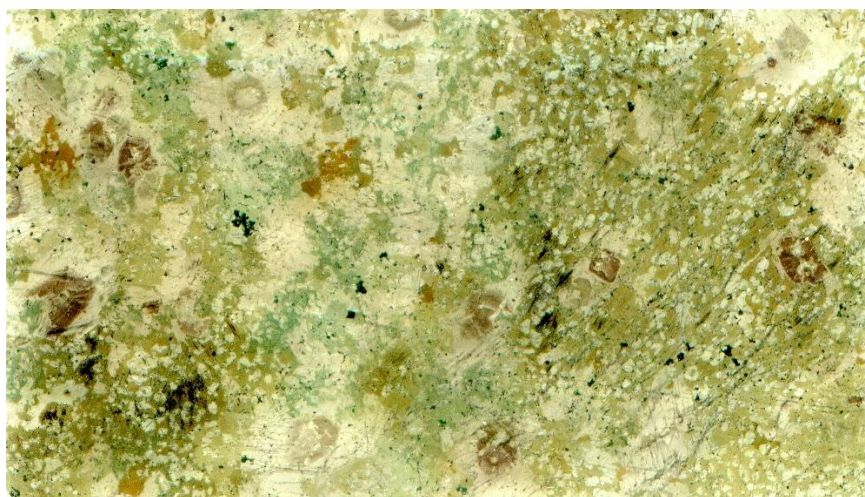
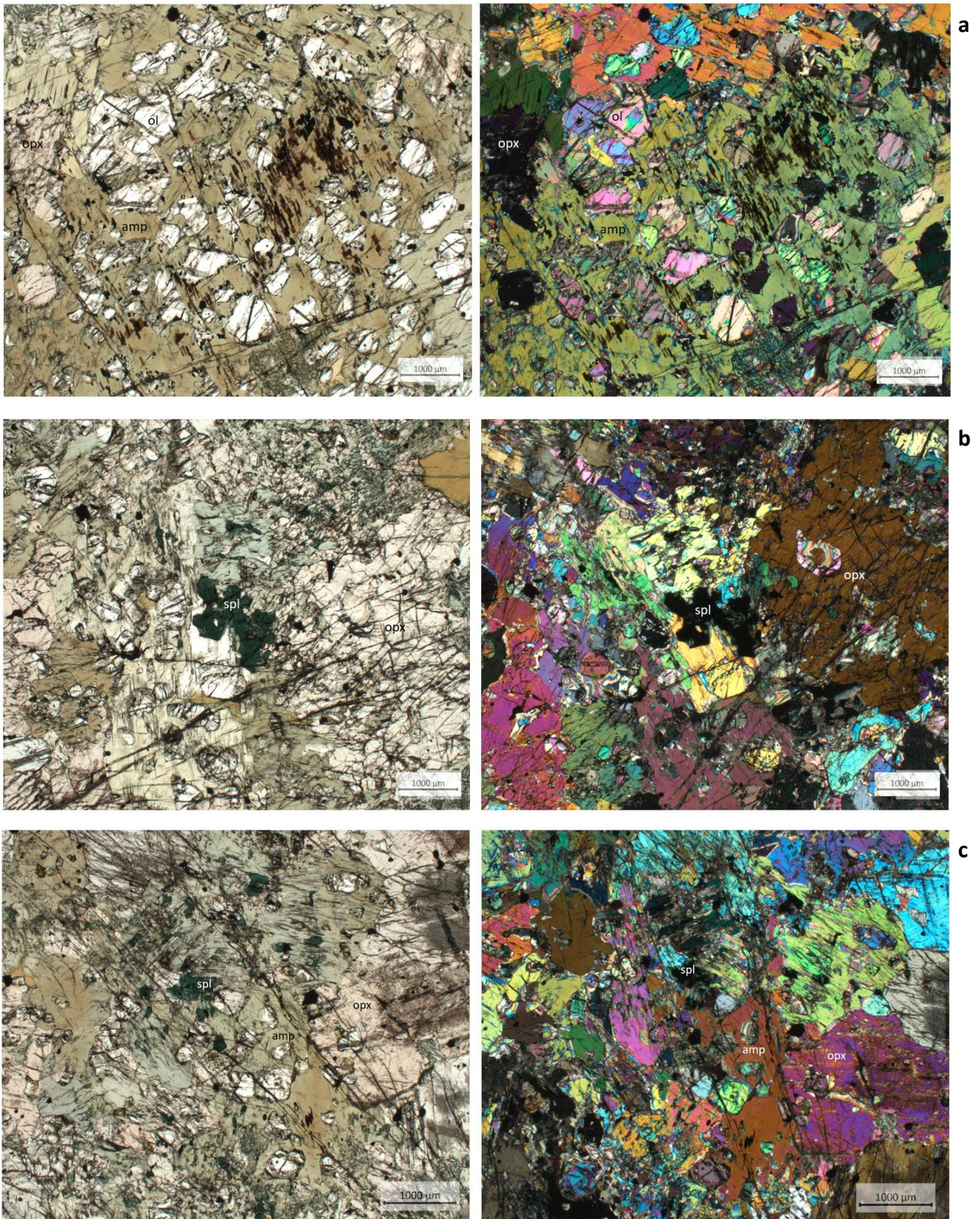


Figura 5.4-22 scansione sezione sottile FC4/1A.

Questo campione (Fig. 5.4-22) mostra caratteristiche petrografiche del tutto simili a quelle riscontrate per la pirossenite FC4. Tuttavia, si distingue per il pleocroismo dell'anfibolo. Nella pirossenite FC4/1A, l'anfibolo presenta colorazione variabile da bruna, verde e verde-azzurra. Nella parte destra della scansione della sezione sottile, si può osservare un grosso anfibolo di colore verde, pecilitico su olivina e, insolitamente, anche su ortopirosseno. Nella parte a sinistra della scansione, si può notare come l'anfibolo verde borda frequentemente l'anfibolo di colorazione bruna. L'anfibolo di colore verde-azzurro invece tipicamente contraddistingue le porzioni più esterne dei cristalli. Le percentuali modali stimate per i minerali sono: anfibolo ~40 vol%, ortopirosseno ~25 vol%, olivina ~25 vol%, mica scura ~5 vol% e, infine, spinello verde e minerali opachi ~5 vol%. Anche questa roccia è quindi

classificata come orneblendite a olivina e ortopirosseno. La roccia registra un processo di alterazione che ha portato alla sostituzione dell'anfibolo bruno da parte di anfibolo verde e, molto probabilmente in una fase successiva, alla formazione di anfibolo verde-azzurro (Fig. 5.4-23).



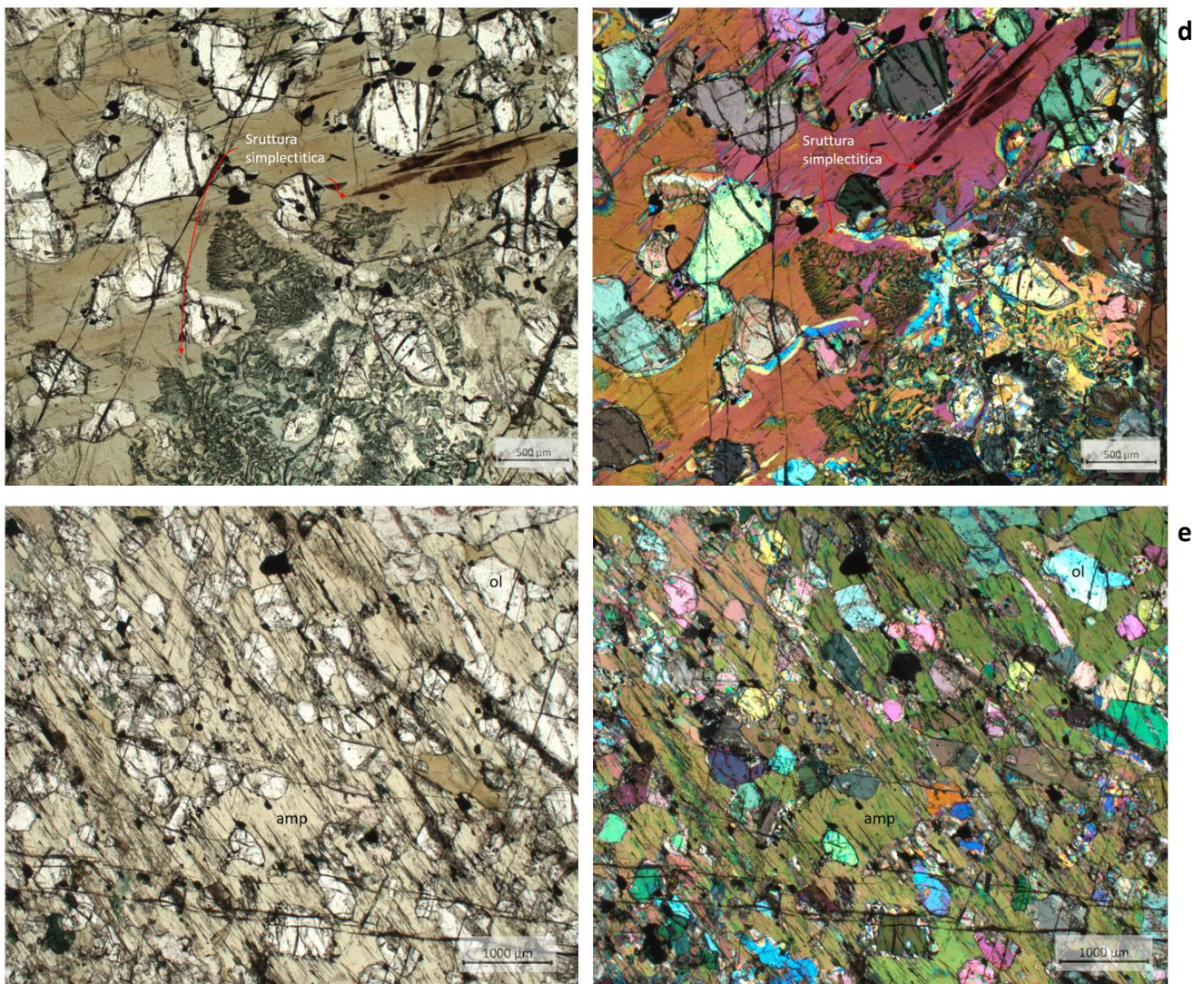


Fig. 5.4-23 Micro-foto sezione sottile campione FC4/1A a nicol paralleli e nicol incrociati. a) e c) si osservano anfibolo e olivina; b) e d) si può osservare lo spinello verde; d) si osserva la struttura symplectitica.

Melagabbro FC4/1B

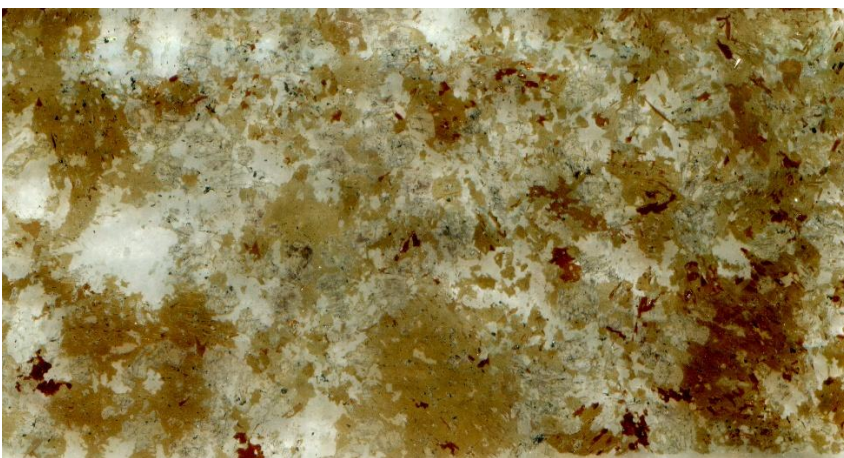
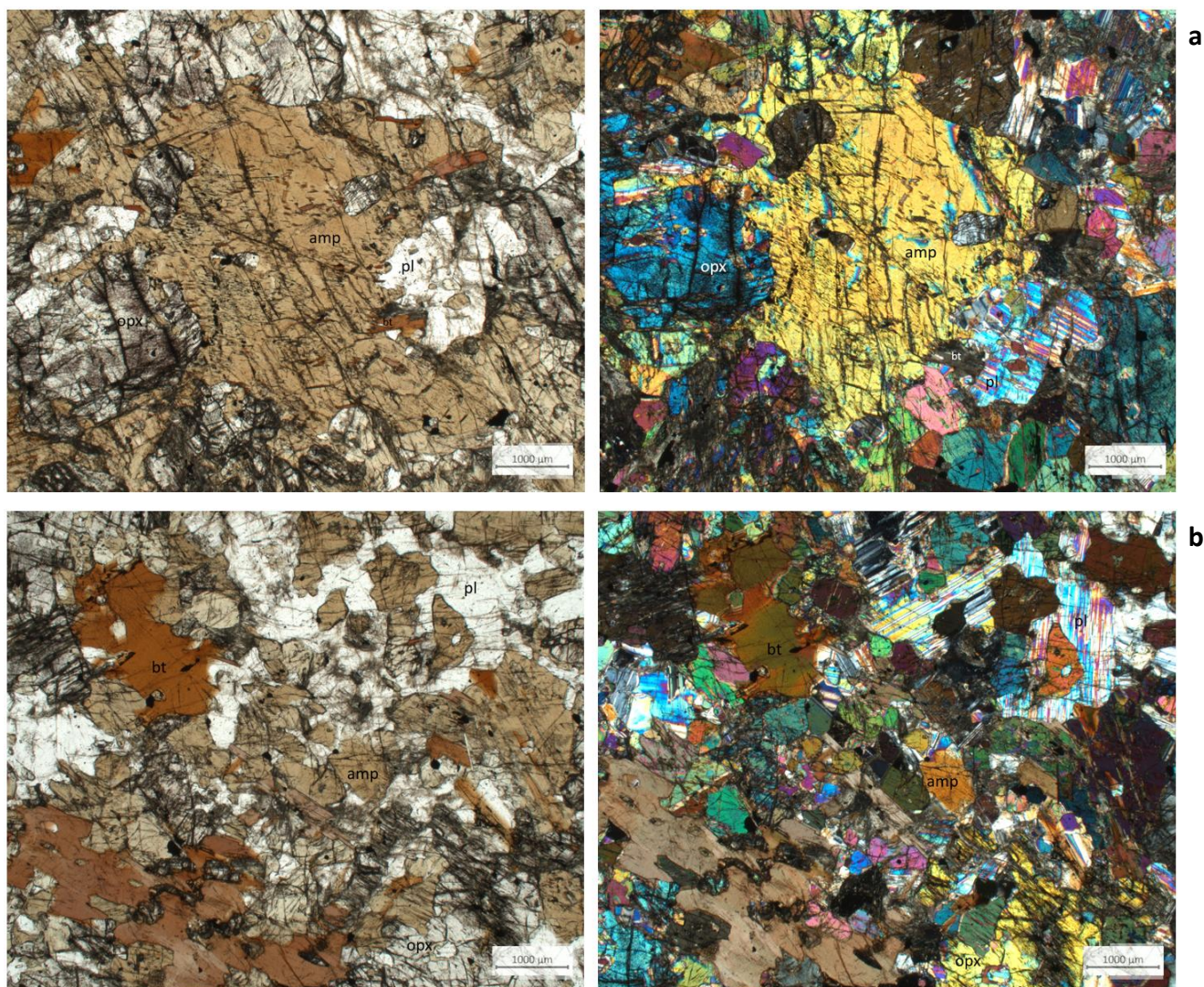
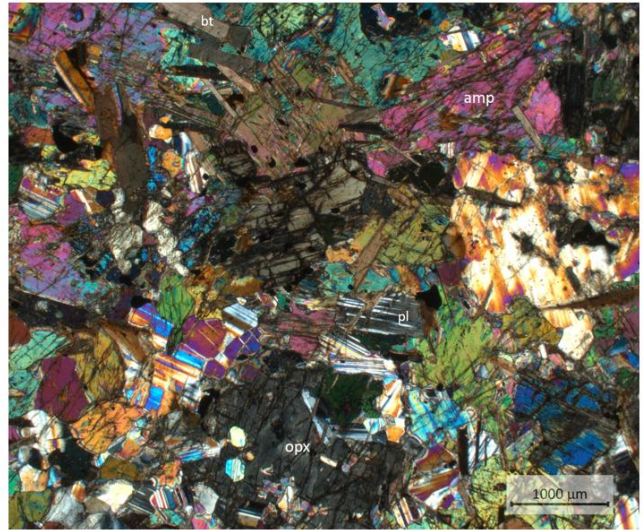


Fig. 5.4-24 scansione sezione sottile FC4/1B.

La roccia (Fig. 5.4-24) è composta da anfibolo bruno (~35 vol%), ortopirosseno (~25 vol%), plagioclasio (~30 vol%) e mica scura (~10 vol%). L'anfibolo bruno tipicamente mostra una leggera zonatura ottica, con bordi che sfumano verso tonalità bruno-verde. Presenta morfologia anedrale ed è pecilitico, includendo grani di plagioclasio e, meno frequentemente, ortopirosseno, entrambi a morfologia anedrale. L'anfibolo bruno è tipicamente intimamente associato alla mica scura, che appare anch'essa con morfologia anedrale. Si osserva inoltre come la mica scura localmente includa cristalli di ortopirosseno e anfibolo. L'ortopirosseno, se non si trova incluso nell'anfibolo, ha invece morfologia subedrale. Il plagioclasio è inequigranulare e presenta morfologia sia subedrale sia anedrale. Localmente si trova come piccoli cristalli inclusi in ortopirosseno. Secondo il diagramma classificativo delle rocce gabbriche basato sulle proporzioni di plagioclasio, pirosseno e anfibolo, la roccia risulta essere una melanorite ad orneblenda. La roccia registra la cristallizzazione tardiva di anfibolo e mica scura rispetto a ortopirosseno e plagioclasio, presumibilmente attraverso un processo di reazione (Fig. 5.4-25).





c

Fig. 5.4-25 Micro-foto sezione sottile campione FC4/1B a nicol paralleli e nicol incrociati. a) si osserva un megacristallo di anfibolo; b) e c) si osservano plagioclasio, anfibolo, biotite e ortopirosseno.

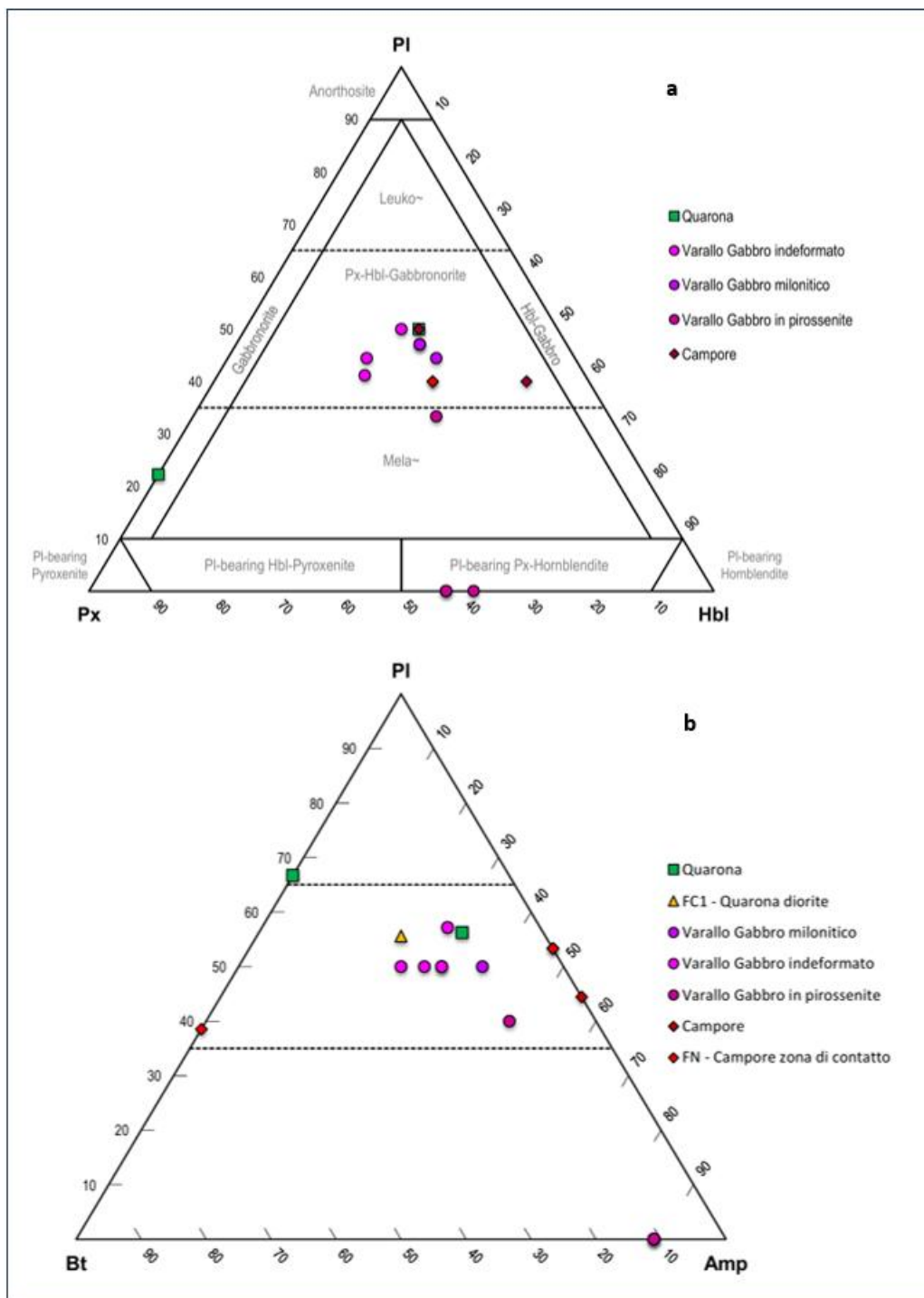


Fig. 5.4.26 a) diagramma classificativo PI-Px-Hbl per le rocce pirossenitiche di Varallo; b) diagramma classificativo PI-Bt-Amp per le rocce pirossenitiche di Varallo.

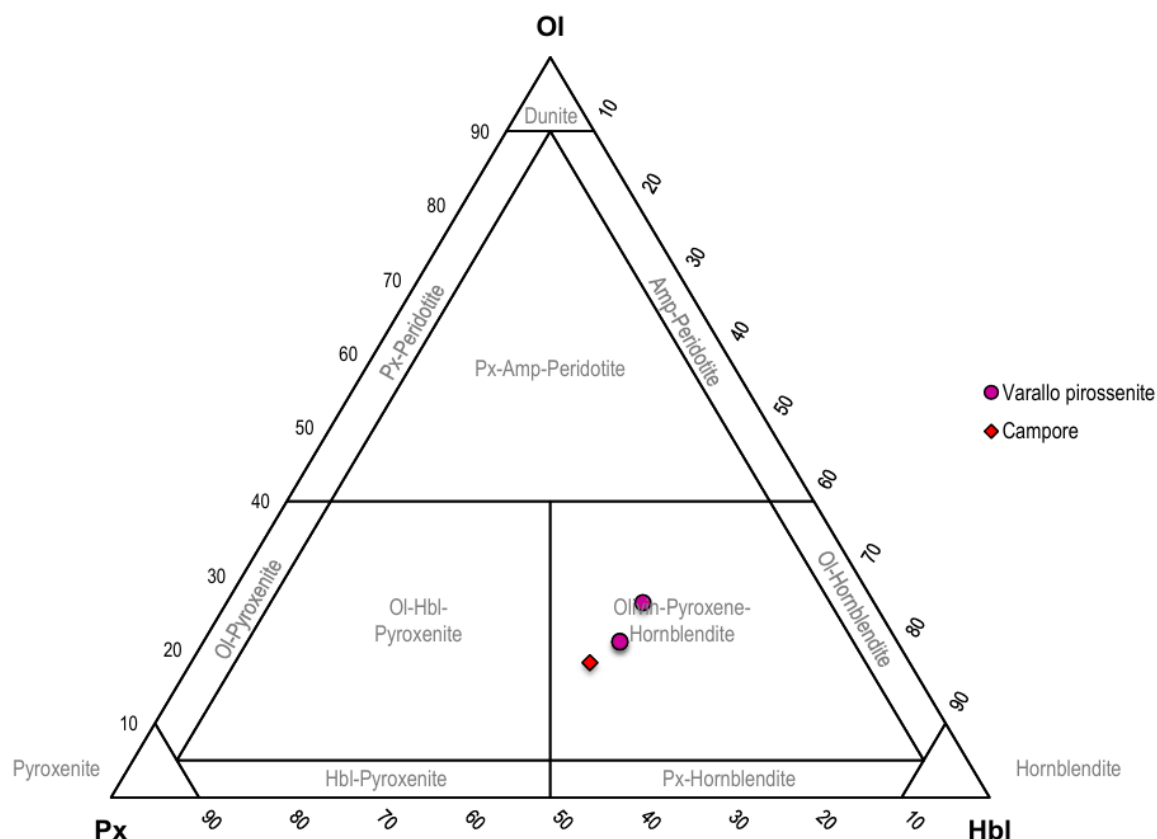


Fig. 5.4.27 diagramma classificativo Ol-Px-Hbl per le rocce pirossenitiche di Varallo.

6. Discussione: geni delle intrusioni stratigraficamente "anomale" nella sezione crostale di Ivrea

6.1 Il granito charnockitico di Monte Barone

Ci sono sorprendentemente pochi dati disponibili in letteratura, rappresentati da un'esigua descrizione petrografica e dal chimismo di roccia totale (elementi maggiori e in tracce) per un numero limitato di campioni (Sinigoi et al., 1991, 2011). Mancano dati di chimismo dei minerali, isotopici e di età. L'elaborazione critica dei dati di roccia totale conferma l'origine anatettica crostale proposta da Sinigoi et al. (1991, 2011). Si segnala che secondo Zhao et al. (2023) le charnockiti di origine metasedimentaria sono rare alla scala globale. In affioramento non sono stati osservati frammenti di materiale restitico metasedimentario, ma sono stati osservati livelli a granato che confermano il chimismo peralluminoso evidenziato dai dati di letteratura. Si noti che il granito charnockitico di Monte Barone non risulta intruso dalle rocce noritici circostanti. È quindi presumibile che il granito charnockitico testimoni un significativo trasporto, a scala chilometrica, del fuso anatettico peralluminoso all'interno della crosta profonda.

6.2 Il corpo appinitico di Quarona

Il cosiddetto gabbro di Breia è costituito da gabbronoriti ad anfibolo e mica scura (Fig. 5.2-12 a), in accordo con quanto riportato da Klötzli et al. (2014). Per questo corpo gabbroico, sono disponibili alcuni dati chimici di roccia totale (elementi maggiori e in tracce) e anche un'età U-Pb su zircone (si veda anche Sinigoi et al., 2016). Per uno dei campioni analizzati è stata determinata la composizione isotopica dello Sr, che corrisponde a un rapporto $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ iniziale pari a 0.7064. Mancano dati di chimismo dei minerali.

Sulla base delle relazioni di terreno (stretta associazione con graniti che includono materiale sedimentario), non si può escludere che queste gabbronoriti siano cristallizzate da fusi di mantello che avevano precedentemente assimilato materiale crostale. La contaminazione potrebbe spiegare l'alto contenuto di mica scura (~10 vol%) osservato per queste rocce. In generale, i campioni raccolti si caratterizzano per una marcata alterazione secondaria. Sulla base dei relitti presenti, si suggerisce un'origine cumulitica per queste rocce, con due stadi di frazionamento: (1) ortopirosseno e, molto probabilmente, clinopirosseno, (2) plagioclasio, ortopirosseno e, molto probabilmente, clinopirosseno. Il primo stadio è indicato dalla presenza di rocce arricchite in pirosseno (i.e., melagabbronorite FC2/2), in cui il plagioclasio (~20 vol%) mostra morfologia anedrale-subedrale, suggerendo una cristallizzazione tardiva prodotta dal raffreddamento del fuso magmatico interstiziale tra le fasi di cumulo. Mica scura e, molto probabilmente, anfibolo potrebbero anch'esse rappresentare il prodotto della cristallizzazione tardiva del fuso magmatico interstiziale, oppure il prodotto di reazione tra le fasi di cumulo e un fuso di origine esterna. Si segnala che il campione ad olivina riportato nella tabella di Sinigoi et al. (2016) ha un chimismo di roccia totale difficilmente attribuibile a presenza di olivina ma compatibile con la composizione mineralogica osservata per la melanorite FC2/2 (Fig. 5.2-12 a).

Si conferma che la quarzo-diorite di Quarona (Fig. 5.1-9) sia stata prodotta dalla cristallizzazione di un fuso chimicamente evoluto, possibilmente derivata da un fuso di mantello con significativa componente crostale, data la presenza di quarzo e la stretta associazione con rocce granitiche. In particolare, sono stati osservati filoni granitoidi caratterizzata dalla presenza di biotite a muscovite, e quindi peralluminosi, che localmente tagliano la quarzo-diorite. La cristallizzazione da un magma ibrido era stata indicata da Klötzli et al. (2014) principalmente sulla base del rapporto isotopico iniziale dello Sr molto elevato ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.7097$). Si evidenzia che: (i) il pirosseno primario nella quarzo-diorite raccolta (e presumibilmente anche in quella analizzata da Klötzli et al., 2014) è completamente sostituito da fasi secondarie di bassa temperatura, e (ii) la quarzo-diorite di Quarona ha restituito un'età U-Pb su zircone significativamente più antica (~304 Ma) rispetto al gabbro di Breia, il quale è invece stato datato a ~287 Ma da (Klötzli et al., 2014).

6.3 Il filone doleritico di Campore

Per questo corpo gabbroico sono disponibili in letteratura (Sinigoi et al., 2016) dati chimici di roccia totale (elementi maggiori e in tracce) e, per un campione, dati isotopici Sr-Nd. Il rapporto isotopico iniziale dello Sr è relativamente basso ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.7048$) e il valore di ϵ_{Nd} iniziale è pari a +1.0. Le informazioni sulle caratteristiche petrografiche del filone sono scarse, mancano datazioni radiometriche e i dati di chimismo dei minerali.

Il filone mostra tessitura doleritica ed è derivato dall'intrusione di un fuso basico all'interno di un granito. Le rocce raccolte al margine del filone mostrano strutture di reazione tra il fuso e il granito, che evidenziano come il fuso abbia assimilato il locale granito incassante producendo infine alla cristallizzazione di una diorite a biotite a grana medio-fine. È presumibile che il fuso basico avesse intruso il granito in condizioni di temperatura ancora relativamente elevata, in quanto non sono stati osservati bordi a grana fine che tipicamente si osservano per un raffreddamento veloce. Pare quindi corretta l'interpretazione del filone di Campore riportata da Sinigoi et al. (2016) come di età Permiana. In particolare, l'età del granito di Valle Mosso incassante, determinata con il metodo U-Pb su zircone, è di 283-284 Ma (Tavazzani et al., 2023)

I campioni raccolti dalla parte centrale del filone tipicamente presentano un'estesa alterazione secondaria di bassa temperatura, la quale oblitera frequentemente la natura dei minerali femici. Si osserva tuttavia la presenza di olivina (non riportata in letteratura), clinopirosseno, anfibolo bruno e, come fase accessoria mica scura (anch'essa non segnalata in letteratura). La presenza di olivina, minerale sottosaturo in SiO_2 , è difficilmente riconducibile a un esteso processo di contaminazione da parte di un fuso ricco in SiO_2 . È quindi presumibile che il fuso genitore del filone fosse primariamente isotopicamente arricchito in Nd-Sr e contenesse anche una quantità relativamente elevata di H_2O e K_2O , necessaria per permettere la cristallizzazione di anfibolo e flogopite. Il fuso genitore del filone di Campore pare quindi difficilmente riconducibile ai fusi con caratteri isotopici tipo MORB (e.g., ϵ_{Nd} iniziale variabile da +6.2 a +7.2; Voshage et al., 1990) osservati per i gabbri presenti a livelli molto profondi della sezione crostale di Ivrea, come invece sostenuto da Sinigoi et al. (2016).

6.4 Confronto tra il gabbro di Breia e il filone doleritico di Campore

I dati isotopici di letteratura mostrano che il gabbro di Breia presenta un rapporto isotopico dello Sr leggermente più elevato rispetto al filone doleritico di Campore, con valori iniziali di $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ rispettivamente pari a 0.7064 e 0.7048. Sulla base di tale diversificazione isotopica, Sinigoi et al. (2016) hanno proposto che il gabbro di Breia derivi da un fuso contaminato da materiale crostale, a differenza del fuso che ha dato origine al filone di Campore. Questa interpretazione si accorda con le caratteristiche mineralogiche: il gabbro di Breia è infatti caratterizzato da un'estesa presenza di ortopirosseno, fase che risulta invece assente nel filone di Campore, dove è presente l'olivina.

I diagrammi riportati in Figura 6.4-1 mettono a confronto le concentrazioni delle REE e degli elementi in traccia incompatibili per i due corpi mafici ubicati a livelli intermedi della sezione crostale d'Ivrea. Sebbene il gabbro di Breia rappresenti molto probabilmente un cumolato, mentre il filone di Campore riproduce la composizione di un fuso magmatico, si osserva che il gabbro di Breia è leggermente più arricchito in LREE ($La_N/Sm_N \sim 2.0$) rispetto al filone doleritico di Campore ($La_N/Sm_N \sim 1.7$). Inoltre, i tre campioni del gabbro di Breia mostrano concentrazioni di Ba marcatamente più elevate rispetto ai due campioni del filone di Campore, in linea con l'abbondanza relativamente alta di mica scura nel gabbro. Infine, due dei tre campioni di Breia si distinguono anche per i maggiori contenuti di Th e U.

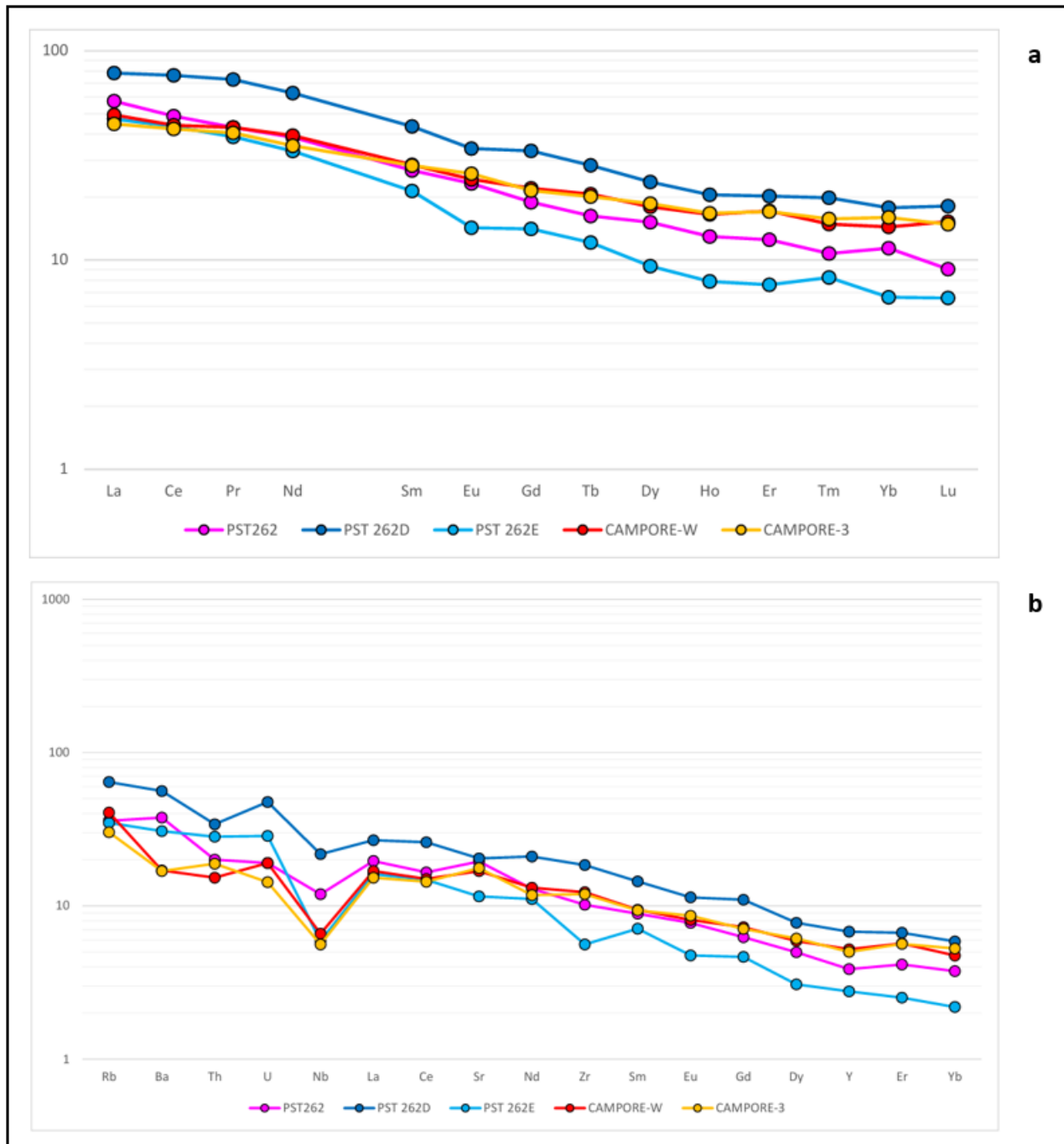


Fig. 6.4-1 a. confronto delle concentrazioni delle REE per i due corpi mafici di Breia e Campore b. confronto degli elementi in traccia incompatibili per i due corpi mafici di Breia e Campore.

Complessivamente, il gabbro di Breia risulta quindi lievemente arricchito in $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ e in elementi in traccia ad affinità crostale (LREE, Ba, Th e U). Tale quadro geochimico avvalorava l'ipotesi genetica secondo cui la differenziazione tra i due corpi sia stata guidata da processi di contaminazione crostale a partire da fusi primari di mantello composizionalmente simili.

6.5 L'associazione diorite-pirosenite di Varallo

L'affioramento studiato fa parte della cosiddetta Diorite della Valsesia e si trova a livello sommitale della Complesso Mafico, come evidenziato dalla cartografia geologica (Quick et al., 2003). Nelle note alla carta, per le dioriti si riporta genericamente che i minerali principali sono rappresentati da plagioclasio e mica scura, localmente associati ad anfibolo, ortopirosseno e clinopirosseno. La composizione mineralogica della diorite di Varallo è caratterizzata da un'elevata quantità di anfibolo e mica scura, dalla presenza di ortopirosseno e dall'assenza di clinopirosseno. Sinigoi et al. (1994) interpretarono queste rocce come di origine cumulitica, sulla base di caratteristiche chimiche di roccia totale. Specificatamente, gli arricchimenti in Eu e Ba furono messi rispettivamente in relazione ad accumulo di plagioclasio e mica scura. Si segnala tuttavia che le relazioni microstrutturali documentano una cristallizzazione tardiva della mica scura rispetto al plagioclasio. Per le dioriti sono disponibili in letteratura dati isotopici Nd-Sr per la roccia totale (Voshage et al., 1990), con cinque campioni che hanno fornito un'impronta marcatamente arricchita (valori iniziali di $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ variabili da 0.7076 a 0.7090 e di ϵ_{Nd} variabili da -4.2 a -5.8) interpretata il riflesso di un'estesa assimilazione di materiale crostale.

Non vi sono dati di letteratura per la pirosenite di Varallo. Alla scala microscopica, la pirosenite mostra microstrutture di reazione, ad esempio rappresentate da olivine anedrali con anse da corrosione e da associazioni di anfibolo e spinello verde vermicolare. Nel complesso, le relazioni microstrutturali evidenziano una cristallizzazione precoce di un'associazione mineralogica anidra, composta da olivina, ortopirosseno, spinello bruno e, forse, clinopirosseno. A questa associazione, si sussegue la formazione di anfibolo bruno, mica scura, ortopirosseno secondario, spinello verde e plagioclasio come fase accessoria. Inoltre, la pirosenite include livelli a composizione melanoritica, che sono anch'essi caratterizzati dalla presenza di anfibolo e mica scura e dall'assenza di clinopirosseno. La diorite e la pirosenite mostrano relazioni di *mingling*. In particolare, le relazioni di terreno suggeriscono che il magma genitore delle dioriti avesse intruso il magma che aveva dato origine alle piroseniti. In ogni caso, le relazioni di interazione tra i due magmi indicano come le dioriti e le piroseniti abbiano in sostanza la stessa età. A questo proposito, vale la pena riportare che Karakas et al. (2019) hanno datato tre campioni della Diorite della Valsesia con il metodo U-Pb su zircone, ottenendo età di 283-284 Ma.

Dioriti e pirosseniti mostrano alcune caratteristiche petrografiche in comune, ovvero l'estesa presenza di ortopirosseno, la cristallizzazione tardiva di anfibolo e mica scura e l'assenza di clinopirosseno. Si possono quindi formulare due principali ipotesi per spiegare la genesi dell'associazione diorite-pirossenite di Varallo. Nella prima, i magmi che hanno dato origine ai due tipi di roccia sono cogenetici. Secondo quest'ipotesi, le due rocce avrebbero caratteristiche geochemiche simili, ad esempio gli stessi rapporti isotopici di Sr e Nd. Nella seconda ipotesi, la pirossenite rappresenterebbe il prodotto della cristallizzazione di un magma ibrido. La prima associazione mineralogica, di natura anidra, sarebbe il prodotto della cristallizzazione di un magma chimicamente primitivo, come suggerito dalla presenza di olivina. La seconda associazione mineralogica, caratterizzata dalla presenza di anfibolo e biotite, rappresenterebbe il successivo prodotto di reazione con il fuso, geochemicamente distinto, che ha formato le dioriti.

L'associazione diorite-pirossenite di Varallo è stata interessata da un processo di deformazione di alta temperatura, localizzato in una zona di taglio che coinvolge principalmente la diorite. Inoltre, quando la diorite si trovava in condizioni di alta temperatura, è stata intrusa da un filone pegmatitico a composizione tonalitica. Le relazioni di cronologia relativa tra questi due eventi non sono univoche e andrebbero verificate con ulteriori indagini. Un'ipotesi plausibile è che la deformazione si fosse sviluppata in condizioni *ipersolidus* e che il filone si fosse intruso successivamente all'evento di deformazione. Le dioriti deformate sono caratterizzate da una paragenesi a plagioclasio, ortopirosseno, anfibolo e mica scura, la quale testimonia un'equilibratura nella facies delle granuliti (subfacies di bassa temperatura) o nella facies delle anfiboliti (subfacies di alta temperatura).

Vale infine la pena evidenziare come le pirosseniti siano caratterizzate da una particolare alterazione dell'anfibolo, che invece non è stata osservata nelle dioriti associate e neanche nei livelli melanoritici inclusi nelle pirosseniti. L'anfibolo bruno nelle pirosseniti è infatti diffusamente caratterizzato da una sostituzione costituita da anfibolo verde che poi passa a colorazione verde-azzurra verso l'esterno. I fluidi che hanno dato origine a queste zonature hanno quindi preferibilmente interessato le pirosseniti rispetto alle dioriti, presumibilmente per questioni di differenti microporosità.

6.6 Confronto tra la pirossenite di Varallo e gli Ultramafic Pipes

Le pirosseniti di Varallo testimoniano l'intrusione di un fuso basico di mantello chimicamente primitivo in prossimità del limite tra la Zona Ivrea-Verbanò e la Zona Strona-Ceneri, a livelli quindi intermedi della sezione crostale di Ivrea. Altri corpi ultrafemici di origine magmatica sono presenti a livelli crostali relativamente superficiali, principalmente lungo la Valsesia (Fig. 6.6-1). Sono corpi a piccola scala (diametro massimo 300 m), considerati discordanti rispetto alla foliazione principale del Complesso Mafico e collettivamente indicati come *Ultramafic Pipes* (e.g., Garuti et al., 2001). Inoltre, uno di questi corpi intrude la Formazione Kinzigitica lungo la Valsesia, vicino al tetto del

Complesso Mafico. Gli *Ultramafic Pipes* sono costituiti prevalentemente da pirosseniti associate a minori peridotiti e orneblenditi, e includono mineralizzazioni a solfuri di Fe- Ni-Cu (pirrotina, pentlandite e calcopirite), localmente associati a fasi costituite da PGE (si veda anche Fiorentini et al., 2002; Zaccarini et al., 2014; Sessa et al., 2017). Gli *Ultramafic Pipes* sono stati interpretati come condotti magmatici a sistema aperto in cui olivina di cumulo ($\pm$ clinopirosseno) ha reagito con fusi alcalini ricchi in H₂O per produrre ortopirosseno, anfibolo e flogopite (Locmelis et al., 2016). In particolare si caratterizzano per un'impronta isotopica Nd-Sr relativamente arricchita (e.g., ϵ_{Nd} iniziale variabile da +3.7 a -1.9).

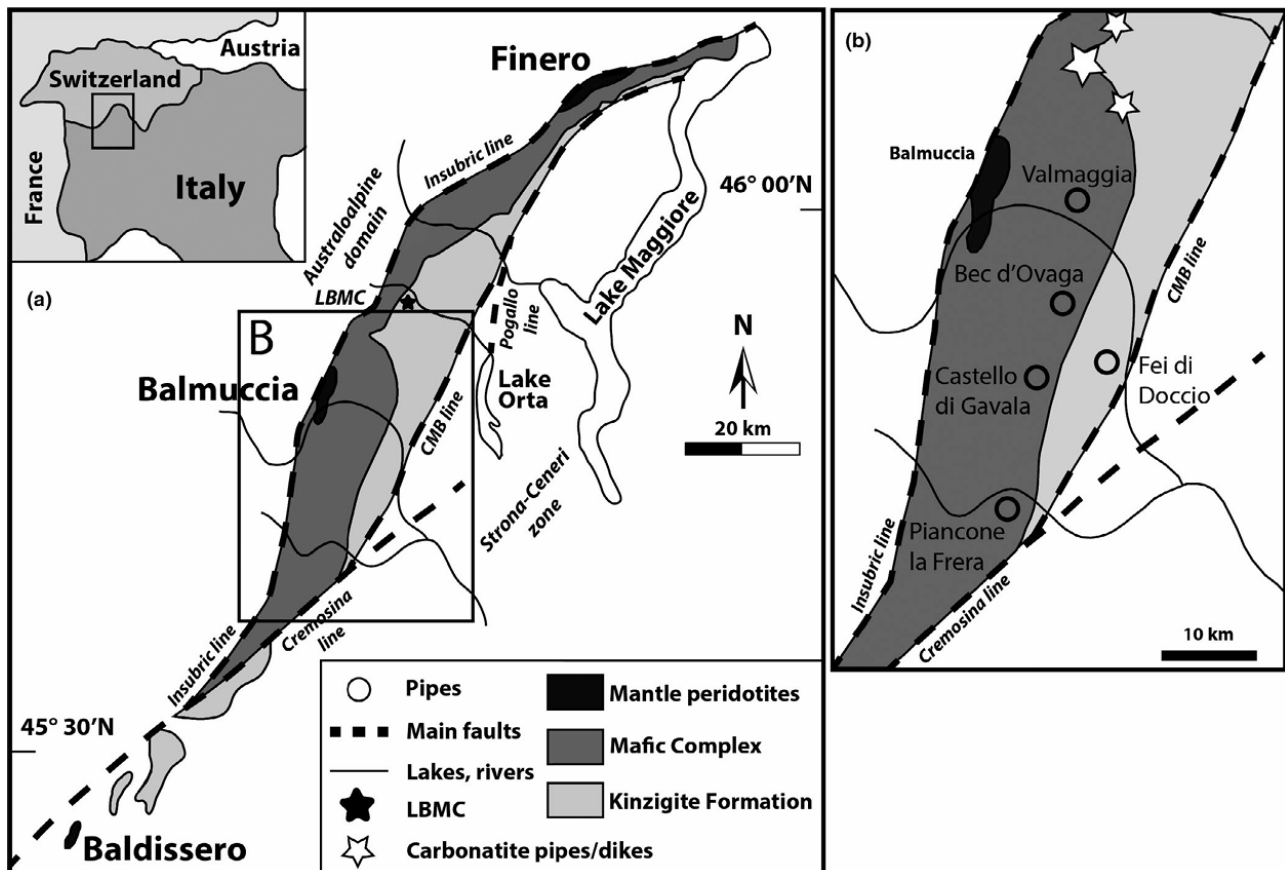


Fig. 6.6-1 Carta geologica semplificata della Zona Ivrea-Verbano che mostra la distribuzione dei principali condotti ultramafici mineralizzati, dell'intrusione La Balma-Monte Capiò, delle peridotiti di mantello e dei condotti carbonatitici presenti nell'area di studio (riquadro B). Modificata da Fiorentini e Beresford (2008) e Locmelis et al. (2016).

Le rocce dominanti che compongono gli *Ultramafic Pipes* sono pirosseniti ad olivina, con subordinato o senza clinopirosseno, ricche in anfibolo e contenenti flogopite. Sono quindi costituite da un'associazione mineralogica simile a quella osservata per le pirosseniti di Varallo. Le descrizioni petrografiche riportate da Sessa et al. (2017) e Locmelis et al. (2020) per il corpo di Valmaggia rafforzano questa analogia. In particolare, entrambi gli studi evidenziano come l'anfibolo bruno includa frequentemente olivina con morfologia anedreale (Fig. 6.6-2) e sia intercresciuto con la flogopite (Fig. 6.6-3). Inoltre, l'anfibolo pecilitico mostra frequentemente una transizione graduale

nel colore, che passa da bruno al verde pallido verso l'esterno, e in cui compare spinello verde con morfologia vermicolare (Fig. 6.6-4). Si segnala in particolare come lo studio di Sessa et al. (2017) riporti una trattazione termodinamica per stimare le condizioni di temperatura e pressione del processo, considerato metasomatico, che ha portato alla formazione dell'anfibolo. Attraverso la reazione $Ol + Pl + H_2O = Opx + Amp + Spl$ sono stati stimati valori di 680-870°C e 4-8 kbar.

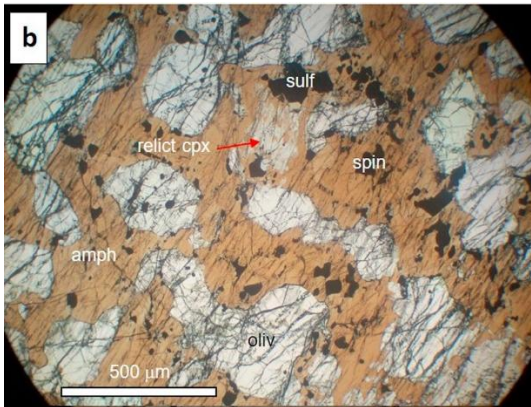


Fig. 6.6-2 Micro-foto da Sessa et al. (2017).

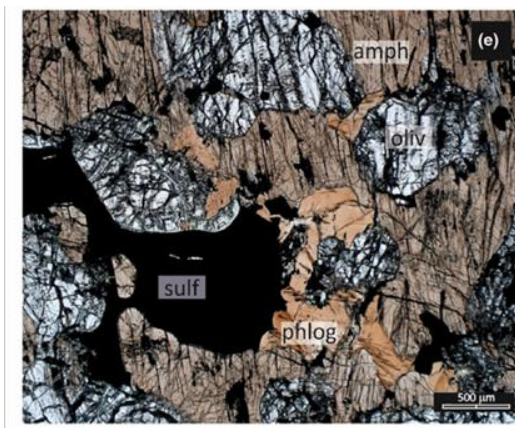


Fig. 6.6-3 Micro-foto da Locmelis et al. (2020).

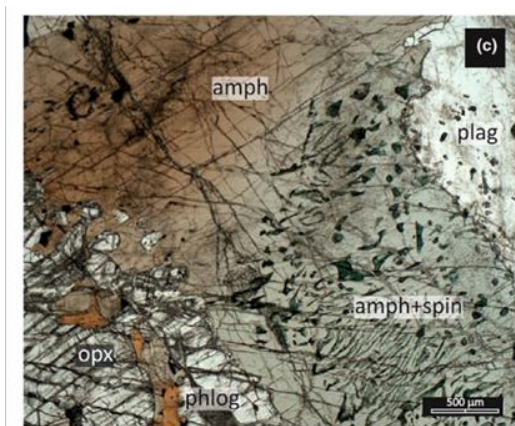


Fig. 6.6-4 Micro-foto da Locmelis et al. (2020).

Lo studio di Locmelis et al. (2020) ha evidenziato tramite dati geocronologici su flogopite (metodo $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$) come il sistema ultrafemico di Valmaggia abbia registrato due principali episodi metasomatici successivi alla messa in posto del condotto. Le età di circa 209-207 Ma, registrate nelle porzioni interne del condotto, e di circa 189 Ma, osservate ai margini, evidenziano una ripetuta infiltrazione di fluidi che si presuppone derivati dal mantello litosferico subcontinentale. Tali dati implicano che il condotto abbia agito come canale preferenziale per il trasferimento di massa tra mantello e crosta intermedia per un intervallo superiore a 60 milioni di anni, dal momento della sua intrusione (~249 Ma) fino ai più recenti eventi metasomatici.

Ulteriori indagini analitiche (chimiche, isotopiche e/o microchimiche) sono necessarie per verificare la potenziale similitudine composizionale tra le pirosseniti di Varallo e gli Ultramafic Pipes. Relativamente alle pirosseniti di Varallo, tuttavia, non emergono evidenze a supporto di un'intrusione tardiva, presentando relazioni di *mingling* rispetto alle dioriti associate. È plausibile quindi che le pirosseniti di Varallo abbiano la stessa età delle dioriti associate, ovvero 283-284 Ma (Karakas et al., 2019). Al contrario, sulla base di indagini U-Pb su zircone, è stato proposto che la messa in posto degli *Ultramafic Pipes* fosse avvenuta nell'intervallo temporale compreso tra 277 e 249 Ma (Locmelis et al., 2016; Fiorentini et al., 2018). L'affioramento di Varallo attesterebbe quindi un'intrusione avvenuta in tempi relativamente più antichi, nel Permiano inferiore, come suggerito da Garuti et al. (2001), sulla base di determinazioni geocronologiche su zircone considerate ora obsolete (metodo di evaporazione del Pb).

7. Conclusioni

Lo studio petrografico e l'elaborazione dei dati di letteratura hanno permesso di definire i principali caratteri delle intrusioni stratigrafiche "anomale" della Zona Ivrea-Verbanese considerate in questa tesi. Il granito charnockitico di Monte Barone risulta compatibile con l'origine anatettica crostale proposta da Sinigoi et al. (1991, 2011), in quanto presenta chimismo peralluminoso e livelli contenenti granato. Le relazioni di terreno e quelle alla scala cartografica indicano rapporti di intrusione del granito charnockitico all'interno della sequenza gabbbrica suggerendo che il fuso anatettico sia stato trasportato all'interno della crosta profonda per distanze significative.

Le gabbbronoriti del corpo appinitico di Quarona mostrano caratteristiche compatibili con un'origine cumulitica, con almeno due stadi di frazionamento mineralogico. La presenza di mica scura e la stretta associazione con rocce granitiche che includono materiale sedimentario non permettono di escludere un contributo crostale al fuso genitore. Si conferma, inoltre, come la quarzo-diorite associata includa una sostanziale componente crostale, in accordo con quanto riportato da Klötzli et al. (2014).

Il filone doleritico di Campore rappresenta l'intrusione di un fuso basico all'interno di un granito, con evidenze di assimilazione del materiale incassante. La presenza di olivina, anfibolo bruno e mica scura indica caratteristiche del fuso genitore difficilmente riconducibili a quelle dei fusi di tipo MORB presenti ai livelli più profondi della sezione crostale di Ivrea. Il confronto con il gabbro di Breia mostra per quest'ultimo una maggiore impronta crostale, evidenziata dai valori isotopici dello Sr e dai maggiori contenuti di LREE, Ba, Th e U. Tale differenziazione è compatibile con processi di contaminazione crostale a partire da fusi di mantello composizionalmente simili.

L'associazione diorite-pirosenite di Varallo è caratterizzata da relazioni di *mingling* e da alcune caratteristiche mineralogiche comuni, quali l'abbondante ortopiroseno, la presenza tardiva di anfibolo e mica scura e l'assenza di clinopiroseno. Le microstrutture della pirosenite documentano una prima associazione mineralogica anidra, contraddistinta in particolare dall'olivina, seguita dalla formazione di anfibolo, mica scura, ortopiroseno secondario, spinello verde e plagioclasio. Le relazioni osservate non permettono di stabilire univocamente se pirosenite e diorite siano cogenetiche oppure se la pirosenite rappresenti il prodotto della cristallizzazione di un magma ibrido. Le strutture di *mingling* suggeriscono tuttavia che le piroseniti di Varallo si siano messe in posto nel medesimo intervallo temporale delle dioriti associate. Tali piroseniti mostrano inoltre analogie, nelle associazioni mineralogiche e nelle microstrutture di reazione, con i cosiddetti *Ultramafic Pipes*, corpi ultrafemici derivati da magmi alcalini discordanti rispetto alla foliazione principale del Complesso Mafico (e.g., Garuti et al., 2001).

In sintesi, il presente lavoro di tesi evidenzia come le intrusioni stratigrafiche "anomale" della sezione crostale di Ivrea registrino differenti processi petrogenetici. Il granito charnockitico di Monte Barone è interpretabile come prodotto di fusione anatettica crostale, mentre le rocce gabbriche di Quarona e Campore documentano rispettivamente processi di cristallizzazione cumulitica e di interazione tra un fuso basico e il granito incassante. L'associazione diorite-pirosenite di Varallo testimonia infine l'interazione tra magmi e successivi processi di reazione. Nel loro insieme, i dati ottenuti confermano la notevole articolazione dei processi magmatici che hanno interessato i diversi livelli della sezione crostale di Ivrea.

8. Bibliografia

- Bertolani, M. (1954). *Sulle rocce basiche della Valsesia (Ivrea-Verbano)*. Rendiconti della Società Mineralogica e Petrografica Italiana, 10, 1-32.
- Boriani, A., & Sacchi, R. (1973). *Geology of the junction between the Ivrea-Verbano and Strona-Ceneri zones*. Memorie degli Istituti di Geologia e Mineralogia dell'Università di Padova, 28, 1-36.

- Boriani, A., Colombo, A., & Pagliani, G. B. (1974). *The “appinite” suite of San Fedele Intelvi (Como, Italy)*. Rendiconti della Società Italiana di Mineralogia e Petrologia, 30, 1019-1050.
- Boriani, A., Giobbi Origoni, E., Borghi, A., & Caironi, V. (1988). *The geology of “Serie dei Laghi” (Alpi Meridionali)*. Rendiconti della Società Italiana di Mineralogia e Petrologia, 43, 385-408.
- Boriani, A., Burlini, L., & Sacchi, R. (1990). *The Cossato-Mergozzo-Brissago Line and the Pogallo Line (Southern Alps, Northern Italy)*. Guidebook to the Excursion, 30-45.
- Bucholz, C. E. (2025). *The diversity and origin of granites*. Treatise on Geochemistry, 3rd Edition, Vol. 3, Elsevier, 153-202.
- Cawood, P. A., Hawkesworth, C. J., & Dhuime, B. (2013). *The continental record and the generation of new crust*. Geological Society of America Bulletin, 125(1-2), 14-32.
- Decarlis, A., Zanetti, A., Oguncyele, A. C., Ceriani, A., Tribuzio, R. (2023) *The Ivrea-Verbano tectonic evolution: The role of the crust-mantle interactions in rifting localization*. Earth-Science Reviews, 238, 104318.
- Ewing, T. A., Rubatto, D., Hermann, J. (2014) *Hafnium isotopes and Zr/Hf of rutile and zircon from lower crustal metapelites (Ivrea-Verbano Zone, Italy): Implications for chemical differentiation of the crust*. Earth and Planetary Science Letters, 389, 106-118.
- Fountain, D. M. (1976) *The Ivrea-Verbano Zone: A seismic model of the transition between the continental crust and the oceanic mantle*. Tectonophysics, 30(3-4), 277-292.
- Handy, M. R., Franz, L., Heller, F., Janott, B., Zurbriegen, R. (1999) *Multistage accretion and exhumation of the continental crust (Ivrea crustal section, Italy and Switzerland)*. Tectonics, 18(6), 1154-1177.
- Henk, A., Franz, L., Teufel, S., Oncken, O. (1997) *Magmatic heat input, abnormal heat flow and Variscan crustal evolution in the Ivrea Zone (Northern Italy)*. Journal of Geology, 105, 367-377.
- Klötzli, U. S., Giovanardi, T., Caruzzo, S., Sinigoi, S. (2014) *The Quarona-Breia appinite suite (Ivrea-Verbano Zone, N-Italy): U-Pb zircon geochronology and geochemistry*. Swiss Journal of Geosciences, 107(1), 35-51.
- Klötzli, U. S., Sinigoi, S., Quick, J. E., Demarchi, G., Tassinari, C. C. G., Sato, K., Günes, Z. (2014) *Duration of igneous activity in the Sesia Magmatic System and implications for high-temperature metamorphism in the Ivrea-Verbano deep crust*. Lithos, 206-207, 19-33.
- Mariani, D., Tribuzio, R., Renna, M. R., Zanetti, A. (2024) *Composite melt-rock interactions in the lowermost continental crust: insights from a dunite-pyroxenite-gabbro-norite association of the Mafic Complex from the Ivrea-Verbano Zone (Italian Alps)*. Journal of Petrology.

- Mehnert, K. R. (1975) *The Ivrea Zone: A model of the deep crust*. Neues Jahrbuch für Mineralogie - Abhandlungen, 125, 156-199.
- Mulch, A., Rosenau, M., Dorr, W., Handy, M. R. (2002) *The role of the Pogallo shear zone in the Mesozoic rifting of the Southern Alps*. Tectonics, 21(5), 1042.
- Peressini, G., Quick, J. E., Sinigoi, S., Hofmann, A. W., Fanning, M. (2007) *Duration of a major southern Alpine crust-forming event as constrained by U-Pb zircon geochronology of the Ivrea Zone*. Journal of Petrology, 48(6), 1185-1218.
- Pinarelli, L., Del Moro, A., Boriani, A. (1988) *Rb-Sr geochronology and Sr-isotope geochemistry of the Graniti dei Laghi (Northern Italy)*. Rendiconti della Società Italiana di Mineralogia e Petrologia, 43, 411-428.
- Quick, J. E., Sinigoi, S., Mayer, A. (1992) *The Ivrea Zone: A model of the continental crust-mantle boundary*. Geology, 20, 613-616.
- Quick, J. E., Sinigoi, S., Mayer, A. (1994) *Emplacement of mantle peridotite in the lower continental crust, Ivrea Zone, northwest Italy*. Geology, 22(2), 139-142.
- Quick, J. E., Sinigoi, S., Snoke, A. W., Kalakay, T. J., Mayer, A. (2003) *Geologic Map of the Southern Ivrea-Verbano Zone, Northern Italy*. USGS Geologic Investigations Series Map I-2776.
- Quick, J. E., Sinigoi, S., Demarchi, G., Peressini, G., Sgualdo, P., Foley, A. H. (2009) *Magmatic ruins of a Paleozoic supervolcano in the Western Alps*. Geology, 37(7), 607-610.
- Rivalenti, G., Garuti, G., Rossi, A. (1975) *The origin of the Ivrea-Verbano basic formation (western Italian Alps); whole rock geochemistry*. Bollettino della Società Geologica Italiana, 94, 1149-1186.
- Rutter, E. H., Brodie, K. H., Evans, P. J. (2007) *Structural geometry, rheology and deformation of the lower continental crust (Ivrea Zone, Italy)*. Journal of Structural Geology, 29(5), 797-815.
- Schaltegger, U., Brack, P. (2007) *Crustal evolution of the Southern Alps (Italy/Switzerland): U-Pb zircon geochronology and geochemistry of Variscan and Permian magmatic rocks*. Swiss Journal of Geosciences, 100(1), 1-21.
- Schmid, R. (1967) *Zur Petrographie und Struktur der Ivrea-Zone*. Schweizerische Mineralogische und Petrographische Mitteilungen, 47, 935-1117.
- Sills, J. D. (1984) *Granulite facies metamorphism in the Ivrea Zone, N. Italy*. Journal of Metamorphic Geology, 2(2), 121-135.
- Sinigoi, S., Antonini, P., Demarchi, G., Longinelli, A., Mazzucchelli, M., Negrini, L., Rivalenti, G. (1991) *Interactions of mantle and crustal magmas in the southern part of the Ivrea Zone (Italy)*. Contributions to Mineralogy and Petrology, 108(4), 385-395.

- Sinigoi, S., Quick, J. E., Clemens, J. D., Mayer, A. (1991) *Chemical and isotopic evidence for anatexis of deep crustal rocks, Ivrea Zone, Italy*. Contributions to Mineralogy and Petrology, 107(1), 1-13.
- Sinigoi, S., Quick, J. E., Clemens-Knott, D., Mayer, A., Demarchi, G., Mazzucchelli, M., Negrini, L., Rivalenti, G. (1994) *Chemical evolution of a large mafic intrusion in the lower crust, Ivrea-Verbano Zone, northern Italy*. Journal of Geophysical Research: Solid Earth, 99(B11), 21575-21590.
- Sinigoi, S., Quick, J. E., Mayer, A., Demarchi, G. (1995) *Density-controlled assimilation of underplated crust, Ivrea-Verbano zone, Italy*. Earth and Planetary Science Letters, 129(1-4), 183-191.
- Sinigoi, S., Quick, J. E., Mayer, A., Budahn, J. R. (1996) *Influence of stretching and density contrasts on the chemical evolution of continental magmas: an example from the Ivrea-Verbano Zone*. Contributions to Mineralogy and Petrology, 123, 238-250.
- Sinigoi, S., Quick, J. E., Demarchi, G., Peressini, G. (2010) *The Sesia Magmatic System (Southern Alps, Italy)*. Annals of Geophysics, 54(5), 512-525.
- Sinigoi, S., Quick, J. E., Demarchi, G., Klötzli, U. S. (2011) *The role of crustal fertility in the generation of large silicic magmatic systems triggered by intrusion of mantle magma in the deep crust*. Contributions to Mineralogy and Petrology, 162, 691-707.
- Sinigoi, S., Quick, J. E., Demarchi, G., Peressini, G. (2011) *The role of crustal fertility in the generation of large silicic magmatic systems*. Contributions to Mineralogy and Petrology, 161(5), 757-779.
- Sinigoi, S., Quick, J. E., Demarchi, G., Klötzli, U. S. (2016) *Production of hybrid granitic magma at the advancing front of basaltic underplating: Inferences from the Sesia Magmatic System (south western Alps, Italy)*. Lithos, 252-253, 109-122.
- Sinigoi, S., Quick, J. E., Demarchi, G., Klötzli, U. S. (2016) *The Lower Crustal Section of the Ivrea-Verbano Zone: A Laboratory for Study of Crustal Growth and Differentiation*. Gondwana Research, 39, 1-18.
- Streckeisen, A. (1976) *To each plutonic rock its proper name*. Earth-Science Reviews, 12(1), 1-33.
- Sun, S. S., McDonough, W. F. (1989) *Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes*. Geological Society, London, Special Publications, 42(1), 313-345.
- Tribuzio, R., Renna, M. R., Antonicelli, M., Tong, L., Wu, F. Y., Langone, A. (2023) *The peridotite pyroxenite sequence of Rocca d'Argimonia (Ivrea-Verbano Zone, Italy): Evidence for reactive melt flow and slow cooling in the lowermost continental crust*. Chemical Geology, 619, 121315.

- Wolff, R., Dunkl, I., Kiesselbach, G., Wemmer, K., Siegesmund, S. (2012) *Thermochronological constraints on the multiphase exhumation history of the Ivrea-Verbano Zone of the Southern Alps*. Tectonophysics, 579, 104-117.
- Zanetti, A., Mazzucchelli, M., Rivalenti, G., Vannucci, R. (1999) *The Finero phlogopite-peridotite massif: an example of subduction-related metasomatism*. Contributions to Mineralogy and Petrology, 134, 107-122.
- Zhao, K., Xu, X., Klemd, R., He, Z., Zhang, X. (2023) *A review of the genetic mechanisms generating igneous charnockite: CO₂ flushing and crystal-melt segregation in mushy reservoirs*. Earth-Science Reviews, 236, 104295.
- Zingg, A. (1980) *The Ivrea and Strona-Ceneri zones (Southern Alps, Ticino and N-Italy) - A review*. Schweizerische Mineralogische und Petrographische Mitteilungen, 60, 111-188.
- Zingg, A. (1983) *The transition from amphibolite to granulite facies metamorphism in the Ivrea Zone (Northern Italy)*. Memorie degli Istituti di Geologia e Mineralogia dell'Università di Padova, 36, 1-32.
- Zingg, A., Handy, M. R., Hunziker, J. C., Schmid, S. M. (1990) *Tectonometamorphic history of the Ivrea Zone and its relationship to the crustal evolution of the Southern Alps*. Tectonophysics, 182, 169-190.