

SCUOLA DI SCIENZE

Corso di Laurea Magistrale in Geologia e Territorio

Dipartimento di Scienze Biologiche, Geologiche ed Ambientali

Tesi di Laurea Magistrale

Origine dell'associazione peridotiti-migmatiti-  
gneiss nel basamento Varisico della Zona  
d'Ultimo, Austroalpino superiore

Candidato:  
Stefano Magurno

Relatore:  
Prof. Roberto Braga



## INDICE

RIASSUNTO .....	pag. 1
ABSTRACT .....	» 1
INTRODUZIONE.....	» 2
1 – CONTESTO GEOLOGICO.....	» 4
1.1 – Inquadramento tettonico.....	» 4
1.2 – Zona d’Ultimo .....	» 6
1.2.1 – Gneiss .....	» 7
1.2.2 – Migmatiti.....	» 8
1.2.3 – Peridotiti.....	» 8
1.3 – Evoluzione metamorfica e strutturale .....	» 9
2 – MATERIALI e METODI.....	» 11
2.1 – Campioni per il <i>modelling</i> .....	» 11
2.1.1 – TUN3 – paragneiss a granato e staurolite .....	» 12
2.1.2 – NB8 – fels a granato (restite) .....	» 14
2.1.3 – NB18 – peridotite ad anfibolo.....	» 17
2.2 – Perple_X.....	» 19
3 – MODELLIZZAZIONE TERMODINAMICA.....	» 22
3.1 – Crosta fertile.....	» 24
3.1.1 – Dati di <i>input</i> .....	» 24
3.1.2 – Risultati .....	» 25
3.2 – Mantello superiore.....	» 27
3.2.1 – Dati di <i>input</i> .....	» 27
3.2.2 – Risultati .....	» 28
3.3 – Crosta residuale .....	» 30
3.3.1 – Dati di <i>input</i> .....	» 30
3.3.2 – Risultati .....	» 31
4 – DISCUSSIONE ed INTERPRETAZIONE DATI.....	» 34
4.1 – Confronto valori modali osservati-calcolati .....	» 34
4.2 – Ricostruzione dell’evoluzione prograd della Zona d’Ultimo .....	» 36
4.3 – Considerazioni sulla densità dei litotipi studiati .....	» 38
4.4 – Origine dell’associazione peridotiti-migmatiti-gneiss .....	» 42
5 – CONCLUSIONI.....	» 45
RINGRAZIAMENTI .....	» 47
BIBLIOGRAFIA.....	» 48
APPENDICE – I.....	» 52
APPENDICE – II .....	» 60

## RIASSUNTO

Per investigare il ruolo del contrasto di densità fra rocce crostali e mantelliche, nell'origine dell'associazione peridotiti-migmatiti-gneiss della Zona d'Ultimo (Austroalpino superiore, Italia), durante l'orogenesi Varisica, sono stati studiati tre diversi litotipi provenienti dall'area in esame. Mediante l'utilizzo del software *Perple\_X*, sono state modellizzate le condizioni *P-T* di equilibrio di: un paragneiss a granato e staurolite di grado metamorfico medio, un fels a granato prodotto per fusione parziale ed estrazione del fuso dalla roccia sorgente (restite), e una peridotite ad anfibolo rappresentativa del cuneo di mantello.

A partire dalle peridotiti, sono state calcolate condizioni metamorfiche di picco per la Zona d'Ultimo di 900 °C e 13 kbar, in facies granulitica, confrontabili con profondità di circa 40-50 km. In queste condizioni, le peridotiti ad anfibolo presentano una densità di 3230 kg/m<sup>3</sup>, nettamente inferiore rispetto a quanto calcolato per il campione di restite, cioè 3730 kg/m<sup>3</sup>.

In particolare, è stato calcolato che è necessario estrarre dalla roccia sorgente una quantità di fuso pari al 10-12 wt.%, per generare un residuo refrattario di densità equivalente alle peridotiti idrate.

La differenziazione fra neosoma e paleosoma, prodotta dalla fusione parziale, può generare quindi una situazione di instabilità fra crosta e mantello, a causa del contrasto di densità fra le rocce poste a contatto. Per effetto di questa instabilità, possono verificarsi meccanismi duttili di trasferimento di massa, con inclusione di lenti di peridotiti all'interno della crosta, all'interfaccia fra lo *slab* continentale in subduzione ed il cuneo di mantello, ma anche, in caso di crosta inspessita, in corrispondenza della transizione crosta profonda-mantello litosferico (Moho) nella *upper plate*.

## ABSTRACT

*In order to investigate the role of the density contrast between crustal rocks and mantle rocks, about the origin of peridotites-migmatites-gneisses association of the Ulten Zone (Upper Austroalpine, Italy), during the Variscan orogeny, three different lithotypes, from the investigated area, were studied. Using the software Perple\_X, P-T equilibrium conditions were modeled for: a garnet-staurolite paragneiss of medium-grade metamorphism, a garnet fels produced by partial melting and melt extraction from the source rock (restite), and an amphibole peridotite representative of the mantle wedge.*

*Starting from peridotites, peak metamorphic conditions for the Ulten Zone were computed at 900 °C and 13 kbar, in granulite-facies, comparable to 40-50 km depth. In these conditions, amphibole peridotites have a density of 3230 kg/m<sup>3</sup>, definitely lower than the value computed for the restitic sample, 3730 kg/m<sup>3</sup>.*

*In particular, it was calculated that, to generate a refractory residue characterized by a density equal to the hydrous peridotites, it's necessary to extract from the source rock an amount of melt of 10-12 wt.%.*

*Crustal differentiation between neosome and paleosome, induced by partial melting, can generate a situation of instability between crust and mantle, because of the density contrast between the juxtaposed rocks. As a consequence of this instability, ductile mechanisms of mass transfer can occur, with the inclusion of peridotitic lenses inside the crust, at the interface between the subducting continental slab and the mantle wedge, as well as, in case of thickened crust, in correspondence of the deep crust-lithospheric mantle transition (Moho) in the upper plate.*

## INTRODUZIONE

Gli orogeni collisionali sono tra le manifestazioni più evidenti della tettonica a placche ed espressioni principali del processo di accrezione continentale.

In tali contesti sono coinvolte tanto rocce crostali quanto rocce del mantello superiore, ciò nonostante gli orogeni collisionali si caratterizzano per una netta prevalenza in affioramento di litotipi crostali, essendo essi di regola di densità inferiore rispetto ai litotipi mantellici. Vengono comunemente considerate densità medie di  $2700 \text{ kg/m}^3$  per la crosta superiore, di  $2900 \text{ kg/m}^3$  per la crosta inferiore e di  $3330 \text{ kg/m}^3$  per le rocce del mantello superiore non impoverito (Burov, 2011).

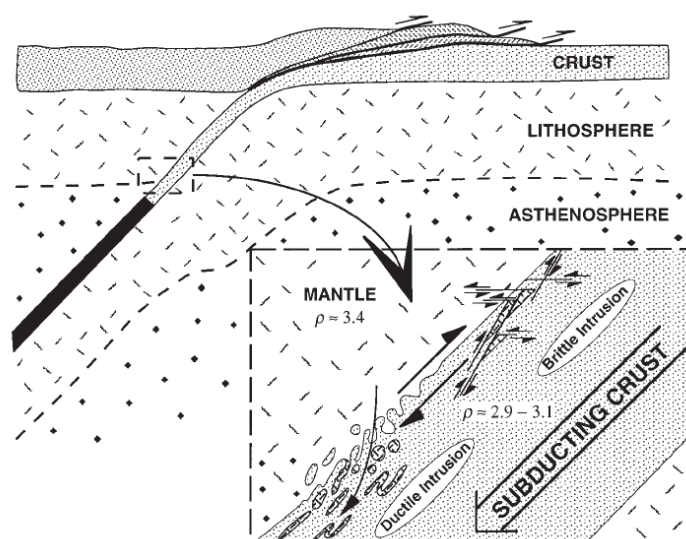
Nei modelli classici di tettonica collisionale, la presenza di rocce ultramafiche è legata principalmente al coinvolgimento nei sistemi di faglie, sovrascorrimenti e falde, di lembi di litosfera oceanica, che in genere marcano la linea di sutura fra i due continenti collisionati. Un caso tipico in questo senso è la sutura Indo-Tsangpo in Himalaya (e.g. Xu et al., 2015).

In letteratura sono però riportati diversi casi di orogeni collisionali in cui è possibile rinvenire in affioramento corpi lenticolari, di spessore da metrico a decametrico, costituiti da rocce peridotitiche non appartenenti a successioni ofiolitiche, a contatto con unità crostali composte da rocce metamorfiche di alto grado. Località con queste caratteristiche sono ad esempio: la Zona d'Ultimo nell'Austroalpino orientale (Trentino-Alto Adige, Italia) (e.g. Obata & Morten, 1987; Godard et al., 1996; Del Moro et al., 1999; Bargossi et al., 2003; Scambelluri et al., 2010), l'Alpe Arami nelle Alpi Pennidiche (Canton Ticino, Svizzera) (e.g. Green et al., 1997), la Western Gneiss Region in Norvegia (e.g. Hacker et al., 2010), il massiccio del Kokchetav in Kazakistan (e.g. Schertl & Sobolev, 2013) e il Dabie-Sulu nella Cina centrale (e.g. Wu & Zheng, 2013).

Un possibile modello interpretativo per queste associazioni litologiche è stato proposto da Brueckner (1998).

Il contesto geodinamico studiato da Brueckner è caratterizzato da un margine continentale in subduzione con a tetto il cuneo di mantello (*mantle wedge*, Fig. 1). Tale configurazione genera instabilità, per contrasto di densità, fra le rocce mantelliche più dense, costituenti il lembo di tetto, e le rocce crostali del lembo di letto a minor densità.

In questo contesto sono possibili due ipotetici meccanismi per l'inclusione di lenti peridotitiche in rocce crostali, a seconda che il regime deformativo sia di tipo fragile o duttile. In regimi fragili, quindi in contesti relativamente freddi e poco profondi, in corrispondenza del tetto dello *slab*, il trasferimento di porzioni di mantello all'interno della crosta può avvenire per effetto di meccanismi fragili, cioè a causa di faglie lungo zone di taglio. Sempre in corrispondenza del cuneo di mantello, se le condizioni *P-T* e di contenuto in fluidi permettono alle peridotite di fluire, queste possono



**Fig. 1** – Modello schematico dei due possibili meccanismi (fragile e duttile) di inclusione di lenti di peridotiti mantelliche in rocce crostali costituenti lo *slab* in subduzione in un contesto collisionale (Brueckner, 1998).

sprofondare duttilmente nella crosta sottostante. L'”intrusione” delle peridotiti sarebbe favorita dalla loro transizione in facies a granato, che comporta un aumento di densità. In conclusione, Brueckner propone che l'associazione crosta-mantello si origini non per risalita delle peridotiti all'interno della crosta a tetto, ma piuttosto grazie a movimenti laterali o di sprofondamento delle peridotiti all'interno dello *slab* crostale.

I modelli proposti da Brueckner hanno avuto molto successo e hanno il pregio di fornire una interpretazione sull'origine delle associazioni peridotiti-gneiss osservabili in diversi orogeni collisionali. Tuttavia, i modelli di Brueckner sono stati proposti nel caso di peridotiti a granato sostanzialmente anidre, mentre non è considerato il caso in cui le peridotiti a granato siano di tipo idrato, cioè sia presente anfibolo in equilibrio con la paragenesi mantellica di alta pressione. La presenza di anfibolo, minerale meno denso rispetto alle fasi tipiche della paragenesi mantellica, potrebbe infatti controbilanciare l'aumento di densità legato alla formazione del granato.

Contemporaneamente, non sono state prese in considerazione le possibili variazioni di densità della crosta profonda indotte da fenomeni di fusione parziale e migrazione del fuso.

La Zona d'Ultimo, Trentino-Alto Adige (Italia), situata fra i “Monti delle Maddalene”, lungo il confine fra le provincie di Trento e Bolzano, è parte della Falda del Tonale ed è costituita da rocce del basamento metamorfico dell'Austroalpino (Avanzini et al., 2007) caratterizzato da gneiss e migmatiti che includono lenti di peridotiti ad anfibolo  $\pm$  granato (Scambelluri et al., 2010; e riferimenti bibliografici ivi riportati).

L'età del metamorfismo in tutti i litotipi della Zona d'Ultimo è di circa 330-340 Ma (Carbonifero inferiore, Tumiatì et al., 2003). Si tratta dunque di terreni che hanno subito deformazione e metamorfismo nel corso dell'evento di collisione continentale legato all'orogenesi Varisica e che sono stati successivamente esumati durante il Permiano ed il Triassico (Martin et al., 2009). L'impronta metamorfica Alpina si focalizza lungo le linee tettoniche del Lineamento Periadriatico, senza obliterare nella Zona d'Ultimo il metamorfismo Varisico, permettendone quindi lo studio.

Lo scopo di questo elaborato sarà quello di verificare la teoria di Brueckner per la Zona d'Ultimo, proponendo, in caso contrario, un possibile modello alternativo sull'origine dell'associazione peridotiti-migmatiti-gneiss.

Per ricostruire la genesi e l'evoluzione dell'associazione litologica della Zona d'Ultimo, si realizzerà la modellizzazione termodinamica delle rocce coinvolte, mediante l'utilizzo del *software* *Perple\_X* (Connolly, 2005; 2009). Questo tipo di modellizzazione permette di calcolare diagrammi *Pressione-Temperatura (P-T)* isochimici, cioè a composizione chimica costante, in cui vengono ricostruiti i campi paragenetici che minimizzano l'energia libera di Gibbs. A partire da questi diagrammi si possono estrarre informazioni su diverse proprietà chimico-fisiche, come ad esempio la densità, e sulle loro variazioni in funzione delle condizioni *P-T*.

In particolare, si cercherà di indagare, oltre al ruolo dell'idratazione del mantello superiore relativamente alle variazioni di densità delle peridotiti, anche il possibile ruolo della fusione parziale, processo testimoniato dalla presenza di migmatiti, relativamente alle variazioni di densità della crosta profonda.

Il fenomeno della fusione parziale comporta infatti la separazione fra il leucosoma, derivante dalla cristallizzazione del fuso, ed il paleosoma, cioè il materiale residuale, per effetto della minor densità e viscosità del fuso rispetto alla frazione restitica (Sawyer et al., 2011). La migrazione del fuso determina così lo sviluppo di due litotipi con composizioni chimiche e mineralogiche distinte, ne consegue necessariamente una differenziazione anche in termini di densità, che complica i rapporti “isostatici” fra le rocce della crosta profonda e le peridotiti del mantello superiore.

## 1 – CONTESTO GEOLOGICO

La Zona d'Ultimo è un'unità tettonica affiorante in Trentino-Alto Adige, al confine fra le provincie di Trento e Bolzano, prevalentemente fra i territori dei comuni di Ultimo (BZ), Proves (BZ), Rumo (TN) e Bresimo (TN).

Sviluppata nelle Alpi Retiche Meridionali, fra i bacini di drenaggio del rio Valsura (Val d'Ultimo), affluente destro del fiume Adige, e del rio Pescara coi relativi affluenti, è un'area montuosa facente parte dei cosiddetti “Monti delle Maddalene”, diramazione orientale del Gruppo Ortles-Cevedale (Avanzini et al., 2007).

L'area si caratterizza per la presenza di numerose cime oltre i 2000 metri organizzate lungo una dorsale a sviluppo grossomodo SW-NE, fra queste la più alta è il Monte Stubele (2672 m); altre importanti cime sono la Vedetta Alta (2627 m), la Cima degli Olmi (2656 m), la Cima Binasia (2642 m) e la Cima Zoccolo (2555 m).

Dal punto di vista geologico, i terreni della Zona d'Ultimo (o Unità d'Ultimo secondo la cartografia CARG) appartengono al dominio Autroalpino e più precisamente alla Falda del Tonale, suddivisibile in Unità del Tonale e Unità o Zona d'Ultimo (Avanzini et al., 2007).

### 1.1 Inquadramento tettonico

L'elemento più caratteristico della Zona d'Ultimo è il contesto tettonico-strutturale in cui si sviluppa (Fig. 2); la Falda del Tonale si estende infatti lungo il più importante lineamento geologico alpino: il Lineamento Periadriatico (LP), o Insubrico (e.g. Muller et al., 2001).

Il LP è un sistema di faglie che si sviluppa grossomodo in direzione est-ovest lungo tutto l'arco alpino, per una distanza di circa 700 km (Muller et al., 2001), marcando la linea di separazione fra i terreni delle Alpi Meridionali (o Sudalpino) S-vergenti, e le coltri austroalpine, pennidiche ed elvetiche, che risultano invece N-vergenti.

Si tratta di una struttura tettonica complessa, che nell'area in esame testimonia un regime transpressivo prevalentemente oligo-miocenico, che coniuga una componente di trascorrenza destra con il sollevamento delle unità austroalpine (Avanzini et al., 2007).

La Falda del Tonale è situata a nord del LP e, come detto in precedenza, appartiene al sistema di falde austroalpine. È separata a sud dalle Alpi Meridionali per mezzo della linea del Tonale e ad est della linea delle Giudicarie Nord; si tratta in entrambi i casi di lineamenti tettonici costituenti parte del LP. A nord-ovest la Falda del Tonale è invece distinta dalla Falda dell'Ortles-Campo per la presenza della linea di Peio (Andreatta, 1948), a sviluppo SW-NE.

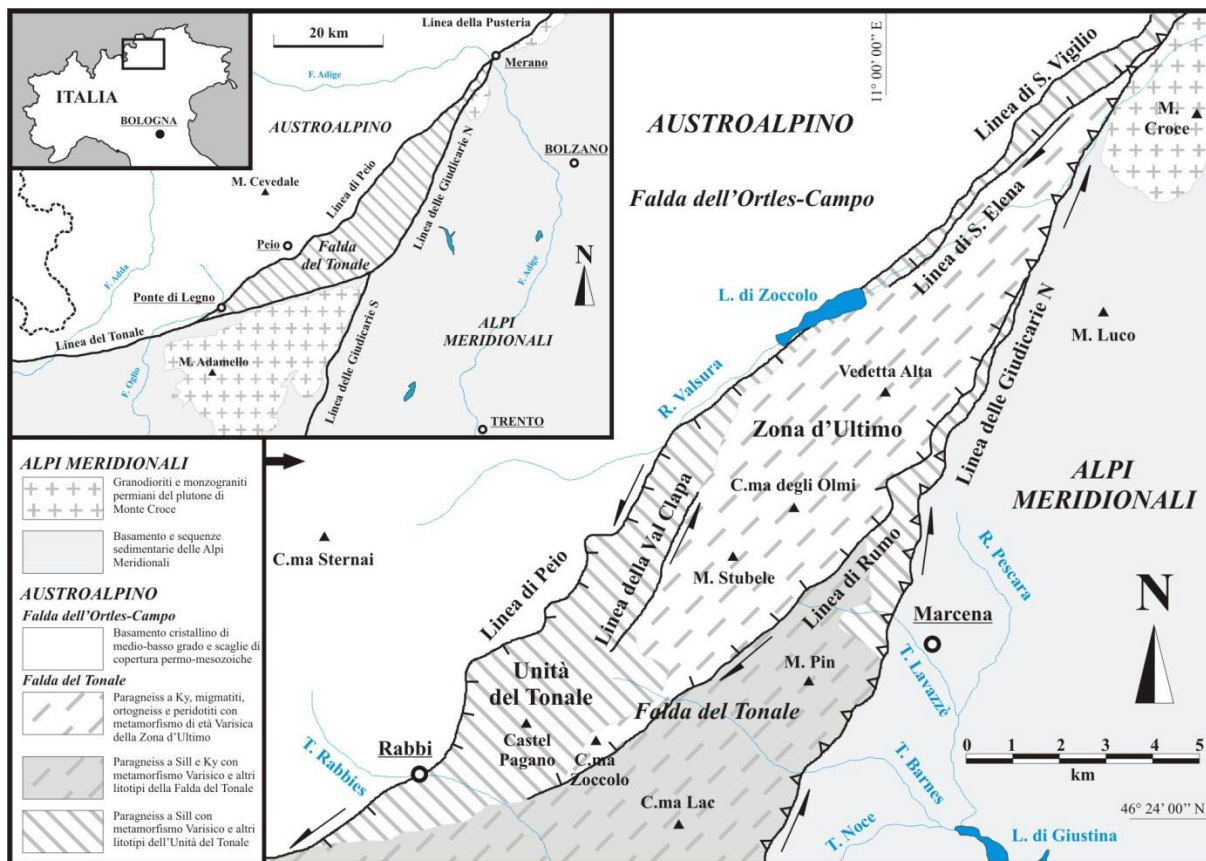
All'interno della Falda del Tonale, la Zona d'Ultimo occupa una fascia centrale delimitata a SE dalla linea di Rumo, a W dalla linea della Val Clapa e a NW dalla linea di S. Elena.

#### *Lineamento Periadriatico*

Esiste una vastissima letteratura relativa al Lineamento Periadriatico, di seguito vengono riportate solo alcune considerazioni sulla sua natura, origine ed evoluzione, ritenute utili al fine del presente studio:

Le faglie costituenti il LP testimoniano un'attività tettonica particolarmente lunga, a partire almeno dal tardo Cretacico, fino al Miocene medio (Muller et al., 2001). Tuttavia lungo il LP sono presenti intrusioni magmatiche, oltre che oligoceniche quindi di età alpina, anche permiane; quest'ultime sono state interpretate come testimonianza di attività tettonica lungo un precursore del LP (e.g. Bogel, 1975).

Il settore orientale del LP, cioè la porzione posta ad est del plutone di Val Masino-Bregaglia, è caratterizzato da un sistema intra-Austroalpino di faglie con dominante componente trascorrente sinistra e sollevamento dei lembi settentrionali, mentre la linea del Tonale e la linea della Pusteria presentano un regime deformativo prevalentemente destro (e.g. Wiedenbeck, 1986; Muller et al., 2001).



**Fig. 2 – Carta geologico-strutturale della Zona d'Ultimo. La Falda del Tonale, appartenente al basamento cristallino Austroalpino, affiora lungo il Lineamento Periadriatico fra le linee del Tonale (S), delle Giudicarie Nord (E) e di Peio (NW), e viene suddivisa in Unità del Tonale e Unità o Zona d'Ultimo. I terreni descritti in carta come *paragneiss a Sill e Ky con metamorfismo Varisico e altri litotipi della Falda del Tonale*, rappresentano un'area la cui attribuzione all'Unità del Tonale o alla Zona d'Ultimo è incerta.**

### *Linea di Peio*

Faglia transtensiva sinistra ad orientazione grossomodo SW-NE che si sviluppa da Merano a Ponte di Legno; mette a contatto la Falda dell'Ortles-Campo, appartenente al dominio Austroalpino, con la Falda del Tonale (Martin et al., 2009).

Non è parte della zona di taglio della linea del Tonale e della linea delle Giudicarie, perché di età tardo cretacea (si tratta comunque sempre di una faglia di età alpina) e perché caratterizzata da componente trascorrente sinistra (Muller et al., 2001).

La linea di Peio marca un salto nelle condizioni metamorfiche di picco caratterizzanti i lembi posti a contatto. Separa infatti la Falda dell'Ortles-Campo, costituita da terreni alpini in facies scisti verdi, dal basamento Varisico che ha raggiunto condizioni metamorfiche di alto grado (Muller et al., 2001).

### *Linea di Rumo*

Zona di taglio ad immersione WNW ed inclinazione attorno a 40-50° (Avanzini et al., 2009), pone a contatto i *paragneiss a sillimanite* dell'Unità del Tonale con gli gneiss e le migmatiti a cianite della Zona d'Ultimo. È principalmente una faglia normale (Muller et al., 2001), con senso di taglio in direzione opposta rispetto alla linea delle Giudicarie con cui non ha relazioni genetiche (Prosser, 1998; 2000).

I movimenti lungo la linea di Rumo sono stati datati al Paleocene, circa 60 Ma (Muller et al., 2001).



### *Linea di S. Elena*

Faglia ad immersione NW ed inclinazione attorno a 40°, pone a contatto i paragneiss a sillimanite dell'Unità del Tonale con gli gneiss a cianite della Zona d'Ultimo, prosegue verso sud-ovest nella linea della Val Clapa (Avanzini et al., 2007).

Il senso di taglio è analogo a quello della linea di Rumo, da cui si suppone un'età simile per le due linee tettoniche, essendo la linea di S. Elena priva di datazioni radiometriche (Avanzini et al., 2007).

### *Linea della Val Clapa*

Faglia transpressiva sinistra ad orientazione NNE ed immersione ESE, con inclinazione elevata, circa 80° (Martin et al., 2009).

## 1.2 Zona d'Ultimo

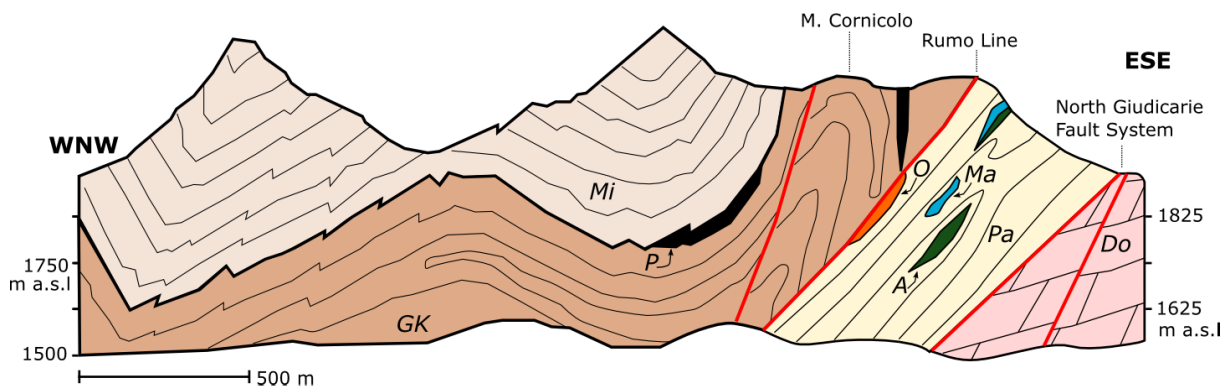
La Falda del Tonale, al pari della Falda dell'Ortles-Campo, è un'unità tettonica costituente il basamento metamorfico Austroalpino e viene suddivisa in Unità del Tonale e Unità o Zona d'Ultimo (Fig. 2).

L'Unità del Tonale, costituita da paragneiss a sillimanite in facies anfibolitica, probabilmente di età Varisica, associati a intercalazioni di ortogneiss, anfiboliti e marmi (Avanzini et al., 2007), non sarà oggetto di questo studio, che prenderà invece in considerazione l'associazione petrologica della sola Zona d'Ultimo.

La Zona d'Ultimo è costituita da terreni del basamento metamorfico Varisico dell'Austroalpino che hanno raggiunto condizioni metamorfiche da medio ad alto grado. Si tratta fondamentalmente di gneiss e migmatiti con associate lenti di peridotiti; le migmatiti dominano nel settore meridionale della Zona d'Ultimo, mentre gli gneiss costituiscono il settore settentrionale dell'unità; il passaggio tra i due litotipi è transizionale (Avanzini et al., 2007). I corpi peridotitici sono collocati all'interno delle migmatiti o più spesso lungo il contatto fra migmatiti e gneiss (Avanzini et al., 2007, Fig. 3).

Rispetto all'Unità del Tonale, in facies metamorfica a sillimanite, la Zona d'Ultimo è in facies a cianite, con il picco metamorfico che è stato stimato a  $15 \pm 5$  kbar di pressione e ad una temperatura fra 600 e 850 °C (Godard et al., 1996).

Secondo Tumati et al. (2003) gli gneiss a granato e cianite della Zona d'Ultimo si sarebbero invece equilibrati a 25-30 kbar e 850 °C, vicino alle condizioni di stabilità della coesite, indicatore di *Ultrahigh Pressure Metamorphism* (UHP). Tuttavia, lo studio di inclusioni in zirconi ha escluso la presenza di coesite e ha permesso la modellizzazione di condizioni di picco di 8.5-12.5 kbar e 750-800 °C (Braga et al., 2007; Braga & Massonne, 2008).

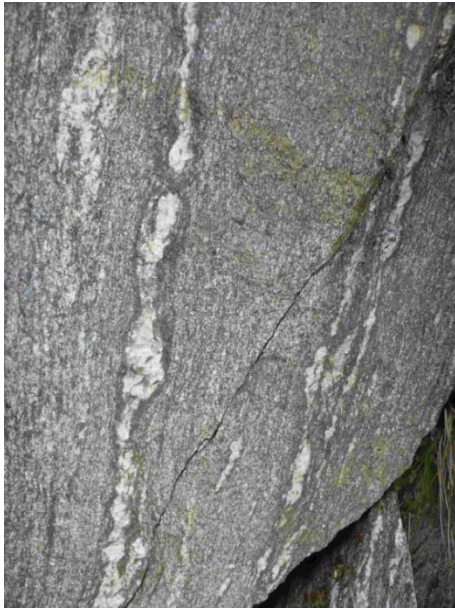


**Fig. 3 – Sezione geologica del settore settentrionale della Zona d'Ultimo. Zona d'Ultimo: GK = gneiss a granato e cianite, Mi = migmatiti, P = peridotiti; Unità del Tonale: Pa = paragneiss a sillimanite, A = anfiboliti, Ma = marmi, O = ortogneiss; Alpi Meridionali: Do = Dolomia Principale (Braga & Bargossi, 2014; modificato rispetto ad Avanzini et al., 2007).**

### 1.2.1 Gneiss

La cartografia CARG riconosce per la Zona d'Ultimo tre unità litologiche costituite da gneiss: i *paragneiss a granato e cianite* (che incorporano il membro delle *migmatiti stromatiche*), i *paragneiss a due miche* e gli *ortogneiss*, con il relativo membro degli *ortogneiss con occhi di feldspato* (Avanzini et al., 2007).

#### *Paragneiss a granato e cianite*



**Fig. 4 – *Paragneiss a granato e cianite*.** La foliazione, da millimetrica a centimetrica, si caratterizza per l'alternanza di livelli leucocratici (con aspetto anche "occhialino") e livelli melanocratici.

Costituiscono una formazione di spessore presumibilmente superiore a 100 m (Avanzini et al., 2007), geometricamente al di sotto delle migmatiti (Fig. 3), con corpi ultramafici peridotitici che spesso si intercalano lungo il contatto gneiss-migmatiti (Bargossi et al., 2003).

Alla scala mesoscopica si caratterizzano per la tessitura foliata, con alternanza di livelli sialici e mafici, da millimetrici a centimetrici (Fig. 4). La paragenesi è data dall'associazione di  $Qtz + Pl \pm Kfs + Grt + Ky + Bt \pm Ms$  (Bargossi et al., 2003) (abbreviazioni minerali da Siivola & Schmid, 2007, adottato anche per tutte le successive abbreviazioni). La mica bianca è raramente di prima generazione, mentre è abbondante quella di retrocessione (Godard et al., 1996); il granato è da pre- a sin-cinematico rispetto alla foliazione principale (Martin et al., 2009).

Il membro delle *migmatiti stromatiche*, appartenente ai *paragneiss a granato e cianite*, è trattato nel sottoparagrafo 1.2.2.

#### *Paragneiss a due miche*

Formazione affiorante nella parte più settentrionale della Zona d'Ultimo, con passaggio transizionale verso sud alle *migmatiti stromatiche* sulla base della scomparsa dei livelli leucocratici centimetrici (Avanzini et al., 2007).

Si contraddistinguono per l'evidente foliazione e per l'associazione mineralogica costituita da  $Qtz + Pl + Ms + Bt + Kfs + Grt \pm Chl \pm St$ , rara la cianite, sempre assente invece la sillimanite (Avanzini et al., 2007). Isolata presenza di minerali accessori quali tormalina e grafite (Martin et al., 2009).

Rispetto ai *paragneiss a granato e cianite*, che testimoniano condizioni metamorfiche di alto grado, i *paragneiss a due miche* sono il risultato di un metamorfismo di grado medio, come evidenziato dalla presenza della staurolite (Avanzini et al., 2007).

#### *Ortogneiss*

Corpi di limitato spessore, fino a poche decine di metri, e volumetricamente di scarsa rilevanza, costituiti da gneiss leucocratici granitici intercalati ai *paragneiss a due miche*, con orientazione parallela alla scistosità regionale (Avanzini et al., 2007).

La paragenesi è data da un'associazione di  $Qtz + Pl + Kfs + Bt + Ms \pm Grt \pm Crn$  (Bargossi et al., 2003).

### 1.2.2 Migmatiti

La cartografia CARG le definisce come *migmatiti stromatiche* (Ashworth, 1985), membro dell'unità dei *paragneiss a granato e cianite*.

Si tratta di rocce caratterizzate da livelli leucocratici (neosoma) alternati a livelli melanocratici (paleosoma), che in affioramento si contraddistinguono per assumere rapporti volumetrici variabili fra le due associazioni mineralogiche (Fig. 5). Le migmatiti stromatiche e quelle nebulitiche, con tessitura da granulare a pegmatoide (Godard et al., 1996), presentano una paragenesi caratterizzata da  $Qtz + Pl \pm Kfs + Grt + Ky + Bt + Ms$ , mentre i livelli restitici melanocratici sono dominati da  $Grt + Ky$ , a cui si possono associare con valori modal inferiori  $Qtz + Bt + Pl \pm Rt \pm Am + solfuri$  (Bargossi et al., 2003).

Le restiti si presentano in affioramento sotto forma di piccole lenti, associate in genere alle migmatiti nebulitiche.

Il passaggio dalle migmatiti agli altri litotipi cristallini della Zona d'Ultimo ed in particolare ai paragneiss, è in genere transizionale (Avanzini et al., 2007). Le migmatiti diventano stromatiche e nebulitiche al di sopra dei corpi peridotitici (Ashworth, 1985).



**Fig. 5 – Migmatiti stromatiche.** A sinistra: migmatite con la caratteristica alternanza fra neosoma (chiaro) e paleosoma (scuro); a destra: fels a granato, residuo refrattario mafico (restite) prodotto per fusione parziale del protolite e successiva espulsione del fuso.

### 1.2.3 Peridotiti

Corpi lenticolari di spessore da metrico a decametrico lungo il limite fra i *paragneiss a granato e cianite* e le *migmatiti stromatiche*, oppure all'interno di quest'ultime, con contatto in genere netto e concordante (Avanzini et al., 2007; Bargossi et al., 2003).

La composizione modale è caratterizzata da contenuti variabili di Ol e Opx, dalla costante presenza di Am (fino a valori superiori al 20 vol.%, Rampone & Morten, 2001; Bargossi et al., 2003) e da minerali in quantità accessorie come Cpx, Spl, Grt, Chl e Srp (Fig. 6).

La tessitura varia da grossolana a fine (Obata & Morten, 1987). La varietà grossolana è costituita prevalentemente da rare peridotiti a spinello e da peridotiti porfiroclastiche a granato ed anfibolo. Dalla deformazione in condizioni subsolidus di quest'ultima varietà deriverebbero invece le peridotiti ad anfibolo ( $\pm$  granato) a grana fine (Obata & Morten, 1987).

Dallo studio geotermometrico dei pirosseni è stato ottenuto un *range* di temperatura di 1100-1300 °C per le



**Fig. 6 – Peridotite ad anfibolo** caratterizzata dall'associazione  $Ol + Px + Am + Grt + Spl$ .

peridotiti primarie a spinello, e di 700-800 °C per le peridotiti a grana fine, mentre il possibile *range* di pressione per le peridotiti a granato è molto ampio e varia fra 16 e 28 kbar (Obata & Morten, 1987).

La presenza di fasi idrate, in particolare di anfibolo e clorite, è legata all'idratazione del cuneo di mantello al di sopra dello *slab* crostale in subduzione, per effetto di un progressivo apporto di fluidi di origine crostale (Rampone & Morten, 2001; Marocchi et al., 2007). La presenza di dolomite in alcuni campioni di peridotite a grana grossa e a grana fine (Obata & Morten, 1987; Braga & Sapienza, 2007; Sapienza et al., 2009) testimoniano come i fluidi crostali contenessero anche CO<sub>2</sub>.

### 1.3 Evoluzione metamorfica e strutturale

Le caratteristiche geologiche della Zona d'Ultimo sono il risultato della sovrapposizione di numerosi eventi e testimonianza di una storia metamorfica e tettonica particolarmente lunga e complessa.

Come già citato in precedenza, la Zona d'Ultimo è parte del basamento metamorfico Varisico costituente la Falda del Tonale, appartenente al dominio Austroalpino.

Le due unità principali e più rilevanti da un punto di vista areale sono i *paragneiss a granato e cianite*, con il relativo membro delle *migmatiti stromatiche*, e i *paragneiss a due miche*. La prima unità è il risultato di metamorfismo di alto grado, mentre la seconda, che presenta staurolite nella paragenesi, è indicativa di metamorfismo di grado medio.

L'esistenza di metabasiti con relitti eclogitici e di lenti peridotitiche, è indicativa di metamorfismo di alta *P* in condizioni di crosta inspessita (Avanzini et al. 2007). Questa osservazione è avvalorata dal trend *P-T* registrato dalle rocce della Zona d'Ultimo, che si sviluppa in senso orario (Godard et al., 1996), caratteristica tipica di contesti collisionali contraddistinti da una fase iniziale di inspessimento crostale con aumento di pressione, a cui fa seguito il raggiungimento di un picco termico oltre il quale si sviluppa la fase di esumazione.

Il picco metamorfico, raggiunto in facies eclogitica-granulitica, è stato stimato ad una pressione maggiore di 15 kbar e ad una temperatura di 800-850 °C (Godard et al., 1996; Bargossi et al., 2003). Secondo Braga & Massonne (2008), le condizioni metamorfiche di picco sarebbero però leggermente inferiori: 8.5-12.5 kbar e 750-800 °C. La genesi delle migmatiti si è presumibilmente verificata contemporaneamente al raggiungimento del picco metamorfico (Bargossi et al., 2003).

Le peridotiti, intercalate in corpi lenticolari lungo il contatto fra i *paragneiss a granato e cianite* e le *migmatiti stromatiche*, o all'interno di quest'ultime, con assetto concordante alla scistosità regionale, presentano un'età radiometrica Sm-Nd (età del metamorfismo) equivalente agli gneiss e riconducibile al Carbonifero inferiore, circa 330 Ma (Tumiati et al., 2003).

La provenienza delle peridotiti è probabilmente da ricondurre al cuneo di mantello, sottoposto anche a fenomeni metasomatici, connesso alla subduzione che avrebbe determinato la collisione continentale Varisica, (Godard et al., 1996).

La temperatura più elevata a cui sono state sottoposte le peridotiti, sulla base della composizione ricalcolata del pirosseno primario, può essere stimata fino a 1450 °C (Godard et al., 1996), temperatura indicativa delle porzioni più interne del cuneo di mantello, in accordo con Honda (1985).

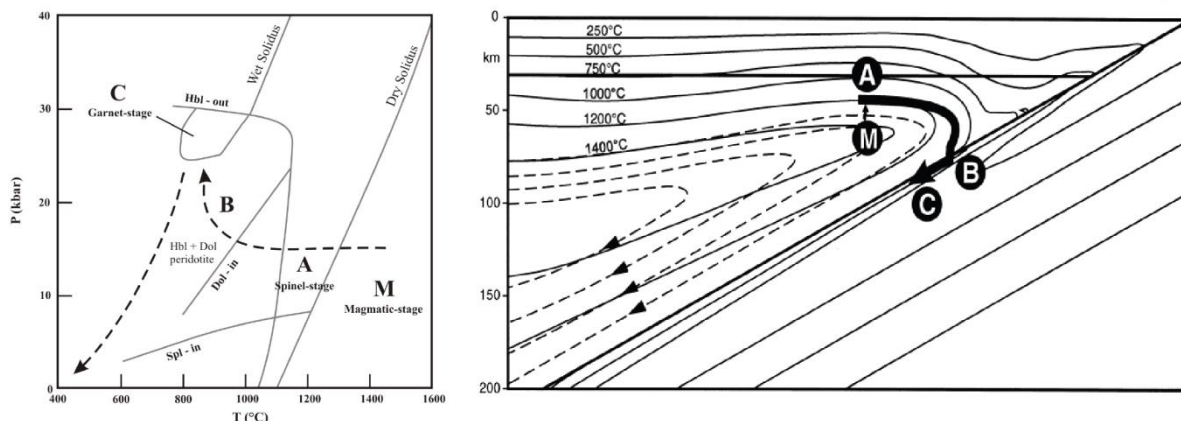
Sono stati ipotizzati quindi due possibili *trend P-T* inerenti all'evoluzione delle peridotiti (Obata & Morten, 1987): un *trend* di raffreddamento a pressione costante, oppure una diminuzione di temperatura associata ad un aumento relativo di pressione stimabile in 3-5 kbar.

La deformazione delle isoterme (Fig. 7) per effetto della subduzione dello *slab* relativamente freddo, avrebbe causato la diminuzione di  $T$  delle peridotiti in condizioni di  $P$  costante (Nimis & Morten, 2000), un raffreddamento intorno a 850 °C, compatibile con la temperatura lungo l'interfaccia di subduzione proposta da Honda (1995).

Le peridotiti sarebbero state poi trascinate a maggior profondità dallo *slab* stesso (Fig. 7), fino a 90-100 km e in questo percorso sarebbero state incluse nella crosta, leggermente prima del picco metamorfico (Nimis & Morten, 2000; Ranalli et al., 2005). Tale profondità è stata desunta dagli autori sulla base della stima, a 27 kbar, della pressione necessaria alla transizione da peridotiti a spinello a peridotiti a granato.

La presenza di terreni Varisici, quindi di origine europea, all'interno del dominio Austroalpino appartenente ad Adria, quindi di origine africana, può essere spiegato tenendo conto della disgregazione, causa processi di *rifting* e *drifting*, della catena Varisica durante l'apertura mesozoica della Tetide, meccanismo che ha portato alla formazione di Adria, la quale potrebbe avere in questo modo conservato terreni Varisici lungo il suo margine settentrionale, coinvolgendoli successivamente nell'orogenesi Alpina (Godard et al., 1996).

I principali lineamenti tettonici, che sono stati descritti nel paragrafo 1.1 e che caratterizzano la Zona d'Ultimo sono tutti di età Alpina e lungo questi si individua una parziale e localizzata retrocessione in facies scisti verdi (Bargossi et al., 2003).



**Fig. 7** – Modello schematico della possibile evoluzione  $P$ - $T$  delle peridotiti della Zona d'Ultimo (modificato rispetto a Nimis e Morten, 2000; con modello di configurazione termica da Honda, 1985). M = *magmatic-stage*, le peridotiti sono intruse da fuso mantellico; A = *spinel-stage*, peridotiti di alta temperatura in facies a Spl; B = le peridotiti si raffreddano a causa della deformazione delle isoterme lungo lo *slab*; C = *garnet-stage*, le peridotiti si approfondiscono fino a 90-100 km a causa del flusso di mantello (prima dell'inclusione nello *slab*) e della subduzione (dopo l'inclusione).

## 2 – MATERIALI e METODI

Per determinare l'origine dell'associazione peridotiti-migmatiti-gneiss della Zona d'Ultimo e verificare l'applicabilità o meno dei modelli proposti da Brueckner (1998), con un interesse particolare al ruolo del contrasto di densità fra crosta inferiore e mantello superiore, si è scelto di realizzare la modellizzazione termodinamica delle rocce costituenti l'area di studio, mediante l'utilizzo del *software* *Perple\_X*.

Il primo passo è stato quello di individuare campioni di rocce che potessero essere rappresentativi dell'evoluzione metamorfica della Zona d'Ultimo. Tutto ciò allo scopo di ricostruire le condizioni *P-T* dei principali processi geologici che hanno caratterizzato l'area e per il calcolo delle proprietà fisiche delle rocce a tali condizioni.

### 2.1 Campioni per il *modelling*

Nel paragrafo 1.2 sono state descritte le formazioni affioranti nella Zona d'Ultimo, queste sono semplificabili fondamentalmente in tre litotipi: gneiss, migmatiti e peridotiti.

Gli gneiss sono in assoluto il litotipo più diffuso ed importante a livello di area di affioramento. Escludendo gli ortogneiss, testimonianza di localizzati corpi intrusivi metamorfosati dallo stesso metamorfismo regionale che ha interessato l'intera area, gli gneiss sono suddivisibili in *paragneiss a granato e cianite* e *paragneiss a due niche*. I secondi sono il prodotto di un metamorfismo di grado inferiore rispetto ai primi, ad ogni modo, l'appartenenza alla stessa unità tettonica, il passaggio transizionale e le somiglianze a livello mineralogico, fanno supporre un'origine comune per le due formazioni, con la sola differenza del raggiungimento di condizioni metamorfiche di picco differenti, per effetto ad esempio del raggiungimento di una diversa profondità durante la collisione Varisica.

Per la modellizzazione si è dunque scelto di utilizzare un campione di *paragneiss a granato e staurolite* (TUN3) proveniente dai *paragneiss a due niche*. Questo litotipo è interpretabile come il prodotto di uno stadio metamorfico progrado ed è ipotizzabile che, ad un eventuale aumento delle condizioni *P-T*, questi *paragneiss* si sarebbero potuti trasformare in rocce equivalenti ai *paragneiss a granato e cianite*.

Per quanto riguarda le migmatiti, si è scelto un campione relativo ad una restite ricca in granato (NB8, Bargossi et al., 2003), cioè un residuo refrattario a composizione mafica. La scelta è legata al fatto che le restite, rispetto alle migmatiti nebulitiche, conservano testimonianza della storia precedente alla fusione parziale.

Le nebuliti sono infatti prodotte principalmente dalla cristallizzazione del fuso formatosi in seguito alla fusione parziale e, relativamente alla roccia d'origine, conservano solo la

Campione	Litologia	Elementi maggiori [wt.%]										
		SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	LOI
TUN3	<i>Paragneiss a Grt-St</i>	62.13	0.77	18.23	6.55	0.10	2.54	1.46	2.87	3.48	0.11	1.75
NB8	<i>Fels a Grt</i>	39.61	1.61	31.24	18.75	0.26	5.65	1.44	0.09	0.27	0.04	<0.10
NB18	<i>Peridotite ad Am</i>	44.08	0.05	3.20	6.33	0.13	42.30	2.75	0.24	0.07	<0.01	0.75

Campione	Fasi mineralogiche [vol.%]															
	Qtz	Bt	Pl	Ms	Grt	St	Chl	Opachi	Tur	Ky	Rt	Ol	Am	Opx	Cpx	Spl
TUN3	42	24	16	13	4	1	1	0.5	0.5	-	-	-	-	-	-	-
NB8	4	3	-	-	63	-	-	0.5	-	26	3	-	-	-	-	-
NB18	-	-	-	-	0.5	-	-	-	-	-	-	71	15	6	6	0.5

**Tabella 1 – Composizioni chimiche (WDXRF) e mineralogiche (analisi modale per conteggio su tavolino traslatore di 400 punti) dei tre campioni, TUN3, NB8 e NB18, utilizzati per la modellizzazione termodinamica della Zona d'Ultimo (composizioni chimiche di NB8 e NB18 da Bargossi, et al., 2003).**

composizione chimica della frazione mineralogica andata in fusione.

Infine, riguardo alle peridotiti è stato selezionato un campione (NB18, Bargossi et al., 2003) caratterizzato, oltre che dalla presenza di spinello e granato, anche da anfibolo, quindi una fase idrata conseguenza di reazioni metasomatiche tra cuneo di mantello e fluidi crostali generati dalla de-idratazione dello *slab* in subduzione.

### 2.1.1 TUN3 – paragneiss a granato e staurolite

Il modello termodinamico della paleo-crosta profonda della Zona d'Ultimo è stato realizzato sul campione TUN3, un paragneiss a granato e staurolite a composizione acida (Tabella 1), con protolite sedimentario.

In sezione sottile il campione TUN3 si mostra come una roccia fortemente foliata, con foliazione piano-parallela definita dall'alternarsi di livelli granoblastici di quarzo e feldspati e livelli lepidoblastici micacei caratterizzati dall'associazione biotite-muscovite (Fig. 8).

I livelli granoblastici assumono spessori anche millimetrici e sono dominati da cristalli di quarzo (42 vol.%) a volte affetti da estinzione ondulata. Il plagioclasio (16 vol.%) presenta la tipica geminazione polisintetica a volte parzialmente obliterata, mentre non sono stati riconosciuti cristalli di K-feldspato.

Gli orizzonti lepidoblastici sono costituiti da cristalli lamellari isorientati di biotite (24 vol.%) e mica bianca (13 vol.%). La biotite si riconosce per il colore bruno e perché fortemente pleocroica, la muscovite è invece incolore al solo polarizzatore, ma ha alti colori di interferenza a nicol incrociati. Entrambe le miche presentano evidenti piani di sfaldatura longitudinali all'asse principale di crescita dei cristalli.

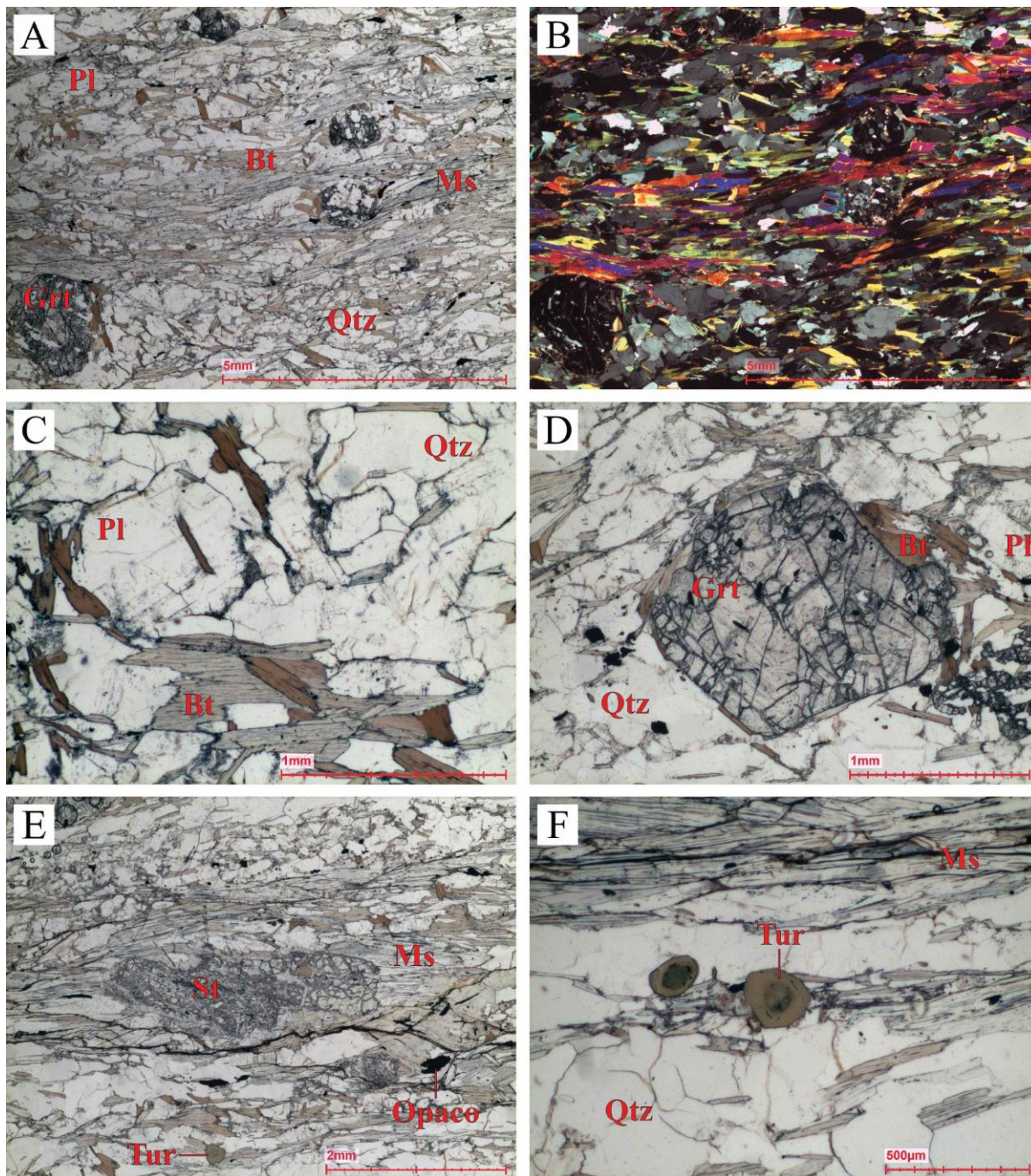
All'interno della foliazione si identificano porfiroblasti di granato (4 vol.%) e staurolite (1 vol.%). Il granato presenta il tipico abito "tondeggiate" e si caratterizza per sistemi di frattura in corrispondenza dei quali si osservano cristallizzazioni di miche, probabilmente sericite, presenti in certi casi anche lungo i bordi del granato stesso. Talvolta il granato è sostituito quasi completamente da clorite (1 vol.%). La staurolite, orientata in maniera concordante rispetto alla foliazione generale, ha un abito prismatico e risulta ampiamente fratturata e sostituita da sericite.

Altre fasi accessorie sono rappresentate da minerali opachi (0.5 vol.%), probabilmente soprattutto ilmenite e grafite, e da tormaline (0.5 vol.%), riconoscibili come cristalli verdastrati zonati, di forma euedrale poligonale.

La natura sedimentaria del protolite di TUN3 si ripercuote, oltre che sulla sua composizione mineralogica, anche su quella chimica, con concentrazioni relativamente elevate di silice, alluminio ed alcali.

L'analisi chimica totale (Tabella 1) mostra una concentrazione di silice pari al 62.13 wt.%, per effetto principalmente di quarzo e miche in alti valori modal. Muscovite, granato e staurolite sono invece i principali contribuenti alla concentrazione di  $Al_2O_3$  (18.23 wt.%). La muscovite partecipa anche all'apporto di potassio ( $K_2O = 3.48$  wt.%) assieme alla biotite, mentre il valore di concentrazione del sodio ( $Na_2O = 2.87$  wt.%) è conseguenza della presenza di plagioclasio e tormalina.

Per quanto riguarda la LOI (*loss on ignition*), uguale a 1.75 wt.%, sono diverse le fasi mineralogiche idrate che vi contribuiscono, come biotite, muscovite, staurolite e tormalina.



**Fig. 8 – Foto in sezione sottile (ortogonale alla foliazione) del campione TUN3. A – aspetto generale del campione osservato in sezione sottile a nicol paralleli (NP), particolarmente evidente la tessitura foliata definita dall’alternanza di livelli incolore granoblastici di Qtz e Pl e livelli lepidoblastici micacei, con porfiroblasti di granato; B – equivalente dell’immagine A, ma a nicol incrociati (NI); C – cristallo di plagioclasio con geminazione polisintetica visibile anche a NP, in altri casi la geminazione risulta obliterata; D – porfiroblasto euedrale di granato caratterizzato da più ordini di fratture (NP); E – porfiroblasto di staurolite ampiamente sostituito da sericite, isorientato rispetto alla foliazione principale (NP); F – cristalli zonati di tormalina (NP).**



### 2.1.2 NB8 – fels a granato (restite)

Come già anticipato nella parte introduttiva di questo paragrafo, per la modellizzazione delle migmatiti è stato preso in esame il campione di una restite, cioè la frazione refrattaria mafica, originatasi dall'accumulo di fasi peritettiche (ad esempio il granato) e dal frazionamento del fuso dall'area sorgente.

Per capire la genesi di una restite è utile osservare il campione NB15 (Bargossi et al., 2003), proveniente dal membro delle *migmatiti stromatiche* della Zona d'Ultimo, che non verrà comunque utilizzato al fine del *modelling*.

Si tratta di un campione che presenta la classica associazione di leucosoma e paleosoma delle migmatiti (Fig. 9). Il leucosoma deriva dalla cristallizzazione del fuso prodottosi durante la fusione parziale ed è riconoscibile per la colorazione prevalentemente chiara. Questo aspetto è dovuto all'associazione di minerali sialici, principalmente quarzo e feldspati, che essendo le fasi con il punto di fusione più basso, sono i primi a fondere nella roccia sorgente, determinando la composizione chimica del fuso, che cristallizzando originerà il leucosoma. La porzione restitica è invece tipicamente melanocratica, poiché costituita in genere da minerali mafici; nel caso in esame, particolarmente visibile è il granato con abito tondeggiante e colorazione rossastra.



**Fig. 9 – Campione NB15. In giallo sono state contornate le principali porzioni di paleosoma, riconoscibili per la colorazione relativamente scura data dall'associazione di cianite (grigio-azzurrastra) e granato (rossastro), contrastante con la colorazione chiara del leucosoma .**

Nel campione NB15 il leucosoma ed il paleosoma coesistono a formare un neosoma (Sawyer et al., 2011). In altri casi invece una componente è nettamente preponderante rispetto all'altra e possono venirsi a formare nebuliti e restiti. Il fuso infatti, in virtù della sua minor densità rispetto al residuo solido, tende a risalire verso livelli più superficiali. Un altro meccanismo di estrazione è la migrazione del fuso anatettico lungo gradienti di pressione generati durante la deformazione in un dato regime di stress. Affinché il fuso si separi dalla frazione residuale bisogna però che i pori in cui il fuso si localizza siano interconnessi.

L'interconnessione fra i pori è funzione innanzitutto dall'angolo diedro, ovvero l'angolo relativo allo spigolo dei pori riempiti dal fuso, dipendente dall'orientazione dei due "granuli" costituenti lo spigolo stesso (Holness et al., 2011). Quando l'angolo diedro è inferiore a  $60^\circ$  il fuso forma un reticolo di canali interconnessi lungo le giunzioni triple dei "granuli", quando invece questo angolo è maggiore di  $60^\circ$ , il fuso forma dei pacchetti isolati lungo giunzioni quadruple (Holness et al., 2011).

Per originare una restite dunque bisogna che il fuso, che progressivamente si viene a formare, si muova attraverso una rete di canali interconnessi lungo i quali possa appunto migrare per effetto di un regime di stress, che sarà necessariamente coevo alla fusione parziale. Si tratta in pratica di un sistema aperto, in cui si verifica una progressiva perdita di massa costituita dal fuso ed una concomitante variazione della composizione chimica totale del sistema stesso.



**Fig. 10 – Campione NB8. Rispetto al campione NB15, in cui leucosoma e paleosoma coesistono in percentuali dello stesso ordine di grandezza, in questo caso si verifica una netta prevalenza della frazione restitica scura, costituita dall’associazione Grt + Ky + Rt + Opachi.**

Il campione scelto per la modellizzazione delle migmatiti è il campione NB8 (Fig. 10, 11).

Si tratta appunto di un fels a granato (restite) appartenente alla formazione delle *migmatiti stromatiche*, che in sezione sottile si caratterizza per una tessitura granoblastica senza evidenze di foliazione metamorfica, dominata da porfiroblasti di granato (63 vol.%) e secondariamente cianite (26 vol.%).

Il granato è euedrale con abito “tondeggiante” dal diametro medio di 1-2 mm, è inoltre caratterizzato diffusamente da fratture, senza però assumere l’aspetto scheletrico che spesso contraddistingue questi minerali nelle rocce metamorfiche; talvolta presenta inclusioni di cristalli di quarzo e/o zirconio.

La cianite, a volte geminata, si presenta in cristalli da euedrali a subedrali, ad abito prismatico con forme più o meno allungate a seconda dell’orientazione rispetto al piano della sezione sottile; le dimensioni mediamente non superano qualche millimetro. Particolarmente evidenti i due sistemi di sfaldatura ad alto angolo, la cui orientazione è spesso ricalcata dai bordi irregolari dei cristalli.

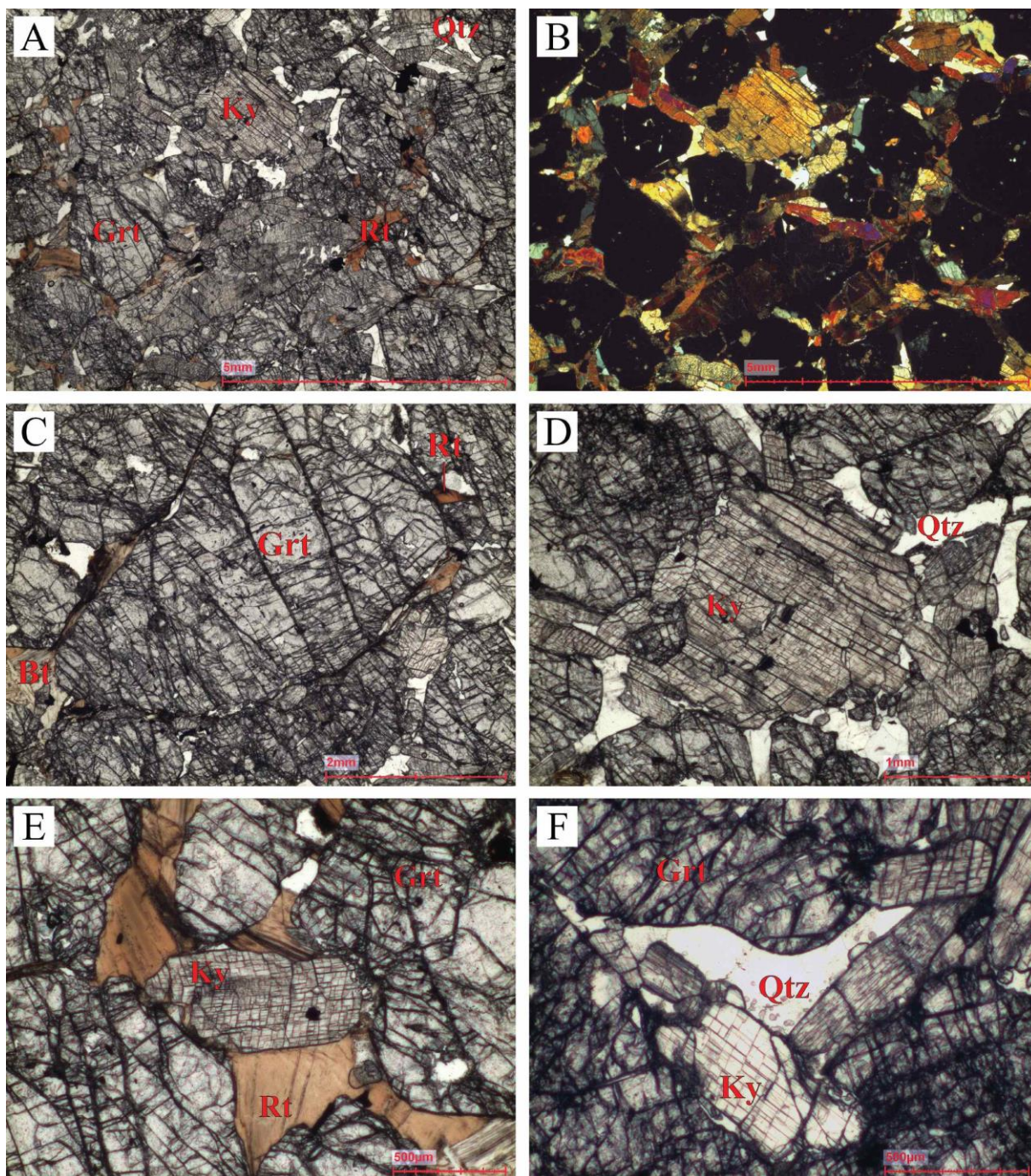
Cristalli anedrali di quarzo (4 vol.%), biotite (3 vol.%) e rutilo (3 vol.%) sono riconoscibili negli spazi fra i cristalli di Grt e Ky, in particolare in corrispondenza delle giunzioni triple.

Tra i minerali accessori si individuano anche fasi opache (probabilmente solfuri, 0.5 vol.%) e zirconio (< 0.1 vol.%).

Per quanto concerne la composizione chimica (Tabella 1), il campione NB8 è particolarmente povero in  $\text{SiO}_2$  (39.61 wt.%) e ricco in  $\text{Al}_2\text{O}_3$  (31.24 wt.%). Questa caratteristica è in accordo col fatto che si tratta di una restite, una roccia che ha perso la componente sialica, mantenendo invece quella residuale più mafica, in particolare il granato che è una fase ad alta concentrazione di alluminio.

Anche le concentrazioni totali di ferro, manganese, magnesio e calcio, sono determinate prevalentemente dalla composizione chimica del granato (fase mineralogica modalmente più rilevante), soluzione solida di almandino -  $\text{Fe}_3\text{Al}_2(\text{SiO}_4)_3$  e piropo -  $\text{Mg}_3\text{Al}_2(\text{SiO}_4)_3$ , con concentrazioni minori di grossularia -  $\text{Ca}_3\text{Al}_2(\text{SiO}_4)_3$  e tracce di spessartina -  $\text{Mn}_3\text{Al}_2(\text{SiO}_4)_3$  (si veda Braga et al., 2007 e Braga & Massonne, 2012 per alcune analisi della composizione chimica delle principali fasi degli gneiss e delle migmatiti).

Il titanio ( $\text{TiO}_2 = 1.61$  wt.%) è associabile principalmente alla presenza di rutilo, mentre potassio ( $\text{K}_2\text{O} = 0.27$  wt.%) e LOI (< 0.10 wt.%), che assumono valori relativamente bassi, sono associabili alla biotite.



**Fig. 11 – Foto in sezione sottile del campione NB8. A – aspetto generale del campione osservato in sezione sottile a NP, dominato dai cristalli di granato e cianite; B – equivalente all’immagine A, ma a NI; C – cristallo subedrale di dimensioni millimetriche di granato ampiamente fratturato (NP); D – cristallo di cianite geminato, si riconoscono due sistemi di sfaldatura ortogonali fra loro (NP); E – cristalli rossastri di rutilo in posizione interstiziale fra i cristalli di Grt e Ky (NP); F – cristallo anedrale di quarzo in corrispondenza di una giunzione tripla (NP).**

### 2.1.3 NB18 – peridotite ad anfibolo

Per la modellazione del paleo-mantello della Zona d'Ultimo è stato utilizzato il campione NB18, una peridotite foliata ad anfibolo, granato e spinello, campionata dai corpi lenticolari inclusi nei *paragneiss a granato e cianite*.

NB18 in sezione sottile (Fig. 12) si presenta come una roccia a tessitura pavimentosa inequigranulare, dominata da granoblasti, fino anche a 3 mm di diametro, di olivina (71 vol.%), associata ad anfibolo (15 vol.%), ortopirosseno (6 vol.%), clinopirosseno (6 vol.%), granato (0.5 vol.%) e spinello (0.5 vol.%).

Sulla base dell'analisi modale, il campione NB18 è classificabile come lherzolite secondo i diagrammi classificativi IUGS (Le Maitre, 2002), che considerano però esclusivamente paragenesi anidre. La presenza di anfibolo imporrebbe la dicitura di peridotite ad anfibolo.

La foliazione, osservabile nei campioni alla scala mesoscopica, in sezione sottile non è sempre evidente, si riconoscono invece facilmente sistemi di frattura intercristallini.

L'olivina è in assoluto la fase mineralogica più abbondante, con cristalli di dimensioni variabili. Si caratterizza per l'abito "tondeggiante", l'alto rilievo, gli elevati colori di interferenza e la diffusa fratturazione. Gli individui più grandi mostrano frequentemente estinzione ondulata (*kink-bands*), indicativa di deformazione intracristallina, che non viene invece riscontrata nell'olivina a grana fine ( $\leq 1$  mm).

Diversamente dall'olivina, l'anfibolo ha un basso rilievo, oltre ad avere una debole colorazione verde ed un leggerissimo pleocroismo. Costituisce spesso delle vene e la sua presenza è indicativa di processi metasomatici essendo l'anfibolo una fase idrata.

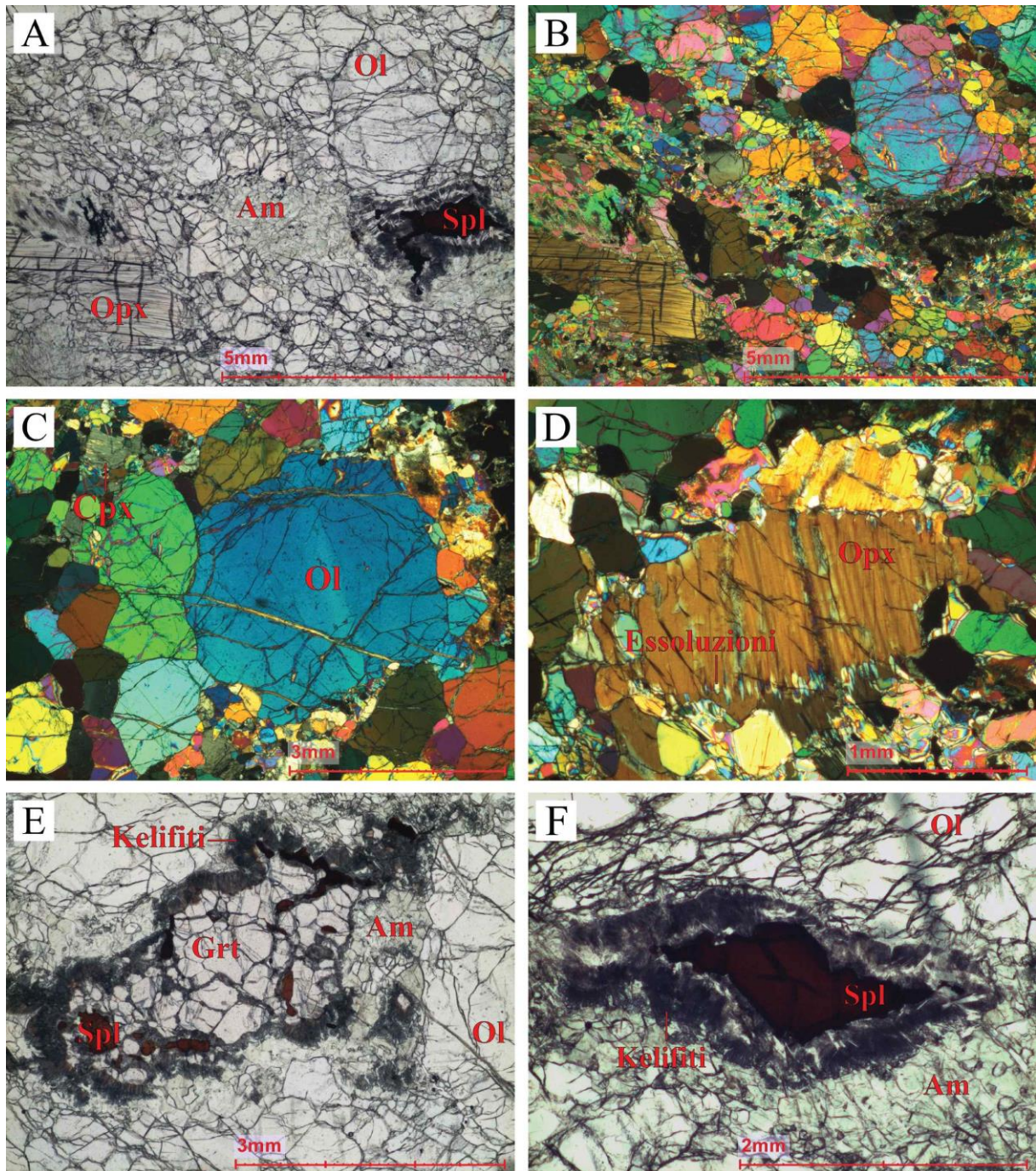
Si riconoscono cristalli subedrali di clinopirosseno con colori di interferenza sul grigio chiaro ed evidenti piani di sfaldatura.

L'ortopirosseno è presente sotto forma di cristalli allungati con bordi irregolari e colori di interferenza nelle tonalità del giallo ocra-marrone chiaro. Molto evidenti risultano i piani di sfaldatura ricurvi e la marcata estinzione ondulata, testimonianze della deformazione della struttura cristallina. Altra caratteristica è la presenza di essoluzioni, in particolare in prossimità dei bordi dei cristalli.

Il granato forma in genere corone attorno allo spinello bruno scuro, è anedrale e fortemente fratturato, tanto da sembrare quasi un aggregato. Caratteristici sono i bordi kelifitici (2 vol.%) dall'aspetto fibroso, sempre presenti a circondare tanto i granati quanto gli spinelli. Le fibre delle kelifiti hanno orientazione perpendicolare rispetto al margine dei cristalli. L'associazione mineralogica delle kelifiti è probabilmente costituita da anfibolo e spinello (Godard & Martin, 2000).

Si tratta ovviamente di una roccia ultrafemica ( $\text{SiO}_2 = 44.08$  wt.%), che si contraddistingue per una concentrazione elevata di MgO pari al 42.30 wt.%, decisamente maggiore rispetto alla concentrazione di  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  (6.33 wt.%). Essendo l'olivina la fase mineralogica dominante, è evidente come si tratti di olivina a composizione prevalentemente fosteritica ( $\text{Mg}_2\text{SiO}_4$ ).

La LOI (0.75 wt.%), quindi la componente volatile, ha come unico contribuente l'anfibolo, essendo questo il solo minerale idrato presente nelle sezioni osservate.



**Fig. 12 – Foto in sezione sottile del campione NB18. A – aspetto generale del campione osservato in sezione sottile a NP, la fase mineralogica più abbondante è l’olivina, mentre la “vena” centrale è costituita da anfibolo; B – equivalente all’immagine A, ma a NI; C – cristallo “tondeggiante” di diametro millimetrico di olivina osservato a NI; D – cristallo di ortopirosseno caratterizzato, oltre che da una famiglia di piani di sfaldatura, anche da essoluzioni costituite probabilmente da ortopirosseno; E – cristallo di granato di forma irregolare, associato a spinello e circondato da bordi kelifitici costituiti probabilmente da Am e Spl retrogradati; F – cristallo di spinello lungo una “vena” di anfibolo, con gli stessi bordi kelifitici osservati attorno ai cristalli di Grt.**

## 2.2 Perple\_X

Perple\_X è un insieme di applicazioni che permettono di calcolare, per una data composizione chimica, le variazioni nelle paragenesi e nelle caratteristiche chimico-fisiche del sistema in funzione di variabili intensive indipendenti come pressione, temperatura e fugacità dei fluidi. I diagrammi di fase calcolabili con Perple\_X presentano in genere la  $T$  in ascissa e la  $P$  in ordinata (diagrammi  $P-T$ ). In alcuni casi, può essere però utile fissare una di queste due variabili per realizzare grafici che presentino in ascissa la composizione chimica, variabile fra due termini estremi, e in ordinata la variabile intensiva che non è stata fissata, questi sono i cosiddetti diagrammi  $P-X$  o  $T-X$ .

In estrema sintesi, l'algoritmo di Perple\_X mappa, in un determinato intervallo  $P-T$ , le paragenesi che minimizzano l'energia libera di Gibbs (Connolly, 2005). Per fare ciò, Perple\_X si basa su: (1) un *database* termodinamico dei principali minerali di interesse petrologico, (2) modelli di soluzione solida per i minerali principali, (3) la composizione chimica del sistema.

### *Database dei dati termodinamici dei minerali*

Perple\_X è dotato di diversi *database* termodinamici, ovvero una collezione di dati termodinamici (ad esempio: entalpia, entropia, volume molare, capacità e dilatazione termica, modulo di compressibilità) per i principali minerali. Nei modelli realizzati in questo lavoro è stato adottato sempre il *database* "hp02ver" (Holland & Powell, 1998 con aggiornamenti del 2002; Connolly & Kerrick, 2002) e sono state realizzate prove di fattibilità anche con il *database* "cr\_hp02ver" (Holland & Powell, 1998 con aggiornamenti del 2002 e aggiunta dei dati termodinamici relativi al cromo da Ziberna et al., 2013), *database* comprendente il cromo, potenzialmente efficace per rocce femiche ed ultrafemiche.

### *Modelli di soluzione solida*

Mentre le fasi pure sono considerate di *default* dal programma, le soluzioni solide devono essere selezionate fra quelle disponibili per ciascun *database*. La scelta è ovviamente funzione del tipo di roccia investigata. Oltre alle soluzioni solide relative alle fasi principali identificate nei campioni, è sempre utile selezionare in aggiunta fasi che ci potremmo aspettare di trovare anche al di fuori del campo paragenetico del nostro campione, per restringere ulteriormente i limiti  $P-T$  delle diverse associazioni mineralogiche e per investigare l'ipotetica evoluzione della roccia al variare delle condizioni modellizzate. È possibile anche escludere fasi pure ed *end-member* nel caso in cui si sia certi della loro assenza.

Per quanto riguarda i fluidi, Perple\_X presenta la possibilità di scegliere tra diverse equazioni di stato dei fluidi, proposte da differenti autori. In questo lavoro è stato sempre adottato il modello CORK proposto da Holland & Powell (1991; 1998).

### *Composizione chimica del sistema*

Per composizione chimica di un sistema si intende la concentrazione degli elementi maggiori (espressi in ossidi) e di un numero limitato di elementi minori. La scelta del *database* termodinamico vincola la possibilità di selezione delle componenti chimiche del sistema. Utilizzando "hp02ver" è possibile scegliere di considerare nel sistema i seguenti elementi espressi come ossidi: Na<sub>2</sub>O, MgO, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, SiO<sub>2</sub>, K<sub>2</sub>O, CaO, TiO<sub>2</sub>, MnO, FeO, NiO, ZrO<sub>2</sub>, oltre a Cl<sub>2</sub>, O<sub>2</sub>, H<sub>2</sub>O e CO<sub>2</sub>.

Più sono le componenti selezionate ed in teoria maggiore è il grado di fedeltà del modello rispetto alla realtà. Siccome però non tutti gli elementi chimici e non tutti i minerali sono modellizzati, è necessario che ci sia sempre una corrispondenza fra le componenti chimiche selezionate e le fasi mineralogiche attese. In caso contrario si ha la possibilità che si generino

fasi non corrispondenti alla realtà e che fasi osservate nei campioni non siano riprodotte, sottostimando o sovrastimando conseguentemente gli altri minerali.

Nel momento in cui vengono inserite le composizioni chimiche, queste vengono ricalcolate automaticamente a cento.

È anche possibile imporre al programma di considerare il sistema come saturo in una componente, che sia un elemento maggiore oppure un fluido come H<sub>2</sub>O o CO<sub>2</sub>. Se ad esempio imponiamo un sistema saturo in H<sub>2</sub>O, avremo necessariamente una stima tendente all'eccesso dei minerali idrati.

Una volta impostati tutti i parametri, possono essere avviati i calcoli per la realizzazione del modello. Il programma calcola automaticamente per punti *P-T*, realizzando una griglia ordinata via via più fitta, tutte le proprietà paragenetiche e chimico-fisiche del sistema nei limiti termobarici impostati (Fig. 13).

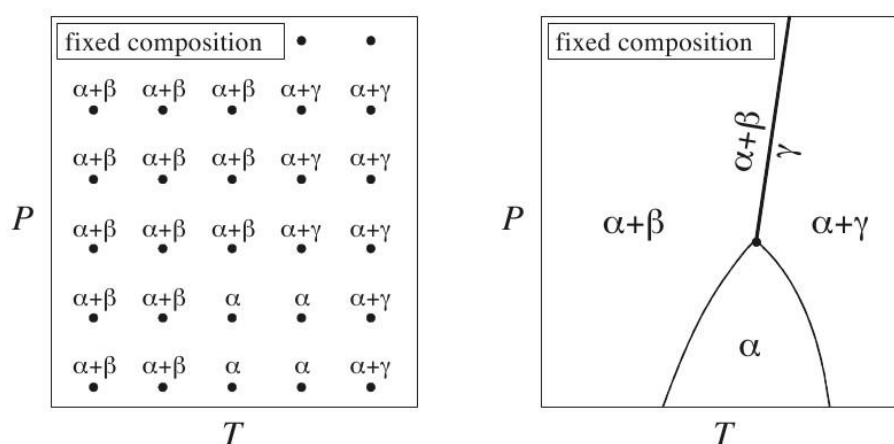


Fig. 13 – Schematizzazione della procedura di minimizzazione dell'energia libera di Gibbs, adottata da *Perple\_X* per la costruzione dei diagrammi di fase (Connolly, 1992). Il calcolo dell'energia libera avviene per punti in un sistema di coordinate *x-y* (nel caso in esame coordinate *T-P*), realizzando una griglia ordinata sulla base della quale vengono identificati i diversi campi paragenetici (individuati dalle associazioni  $\alpha$ ,  $\alpha + \beta$  e  $\alpha + \gamma$ ) e i relativi limiti.

Si ottengono in questo modo i vari diagrammi di fase, con i diversi campi paragenetici e le relative composizioni modali, ma si può anche visualizzare l'andamento della composizione chimica delle singole soluzioni solide, oltre ad osservare proprietà fisiche dei singoli minerali o dell'intero sistema.

Ad esempio, la densità del sistema viene calcolata in base ai rapporti modali fra le diverse fasi presenti all'equilibrio, a partire dalle densità delle singole fasi stesse, misurate secondo la formula:

$$\rho = N/diff(G, P)$$

dove:  $\rho$  = densità,  $N$  = peso molare,  $G$  = energia libera di Gibbs,  $P$  = pressione (<http://perplex.ethz.ch>).

Di seguito vengono elencati i principali vantaggi e limiti del *modelling* termodinamico da White et al. (2011) (in White et al., 2011 questi concetti sono riferiti alla modellazione del fuso prodotto per fusione parziale, ma rimangono validi anche a livello generale).

Vantaggi:

- velocità e facilità nell'acquisizione del modello
- opportunità di investigare una grande varietà di composizioni, consentendo di calibrare i limiti del modello
- opportunità di investigare una grande varietà di processi fisici e chimici legati ai più importanti fenomeni petrogenetici
- possibilità di creare diagrammi di fase completi nel campo  $P$ - $T$  e quindi più esaustivi rispetto alle limitate informazioni puntuali derivanti dai risultati di petrologia sperimentale.

Limiti:

- ridotta conoscenza delle proprietà termodinamiche dei minerali da parte dell'operatore
- la validità del dato di *output* è sempre vincolata alla validità del dato di *input*
- l'incertezza sul dato di *output* è sconosciuta, sebbene recentemente Massonne (2013) ha stimato un'incertezza relativa del 10 % su  $P$  e del 5 % su  $T$
- valutazioni relative alla bontà del modello ottenuto possono essere in genere basate esclusivamente sul confronto fra la composizione modale misurata e calcolata della roccia, oppure fra la composizione chimica misurata e calcolata dei minerali
- i modelli termodinamici hanno dei limiti di validità a livello di composizione e di intervallo  $P$ - $T$
- il modello ottenuto, per quanto possa essere accurato, è sempre una semplificazione della realtà.



### 3 – MODELLIZZAZIONE TERMODINAMICA

Per ricostruire l'origine dell'associazione litologica della Zona d'Ultimo sono stati modellizzati i tre campioni TUN3, NB8 e NB18, descritti nel capitolo 2, adoperati rispettivamente come esempi di crosta "fertile" di grado metamorfico medio senza tracce di anatessi, di crosta residuale risultato di processi di fusione parziale con successiva espulsione del fuso, e di mantello litosferico con storia metamorfica in parte comune alla crosta che lo ha incluso.

L'impostazione dei parametri da adottare nella fase di modellizzazione di un sistema geologico (nei casi in esame il volume di roccia rappresentato dai campioni) deve assecondare due necessità: la costruzione di un modello semplificato di facile lettura ed interpretazione e allo stesso tempo la realizzazione di una riproduzione il più possibile fedele e completa delle rocce studiate.

Per lo studio di litotipi crostali può essere impiegato un numero relativamente ampio di sistemi chimici differenti, avendo questa tipologia di rocce una composizione molto diversificata.

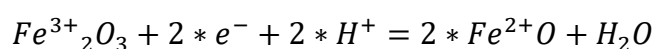
In genere i litotipi crostali possono essere descritti per mezzo di sistemi chimici da molto semplici, tipo KFMASH ( $K_2O$ ,  $FeO$ ,  $MgO$ ,  $Al_2O_3$ ,  $SiO_2$  e  $H_2O$ ), fino a molto complessi come MnNCKFMASHTO ( $MnO$ ,  $Na_2O$ ,  $CaO$ ,  $K_2O$ ,  $FeO$ ,  $MgO$ ,  $Al_2O_3$ ,  $SiO_2$ ,  $H_2O$ ,  $TiO_2$  e  $Fe_2O_3$ ). Anche per quanto riguarda le soluzioni solide si presenta un'ampia scelta, per effetto della disponibilità in letteratura di numerosi modelli atti a descriverne le caratteristiche.

Nel caso di rocce mantelliche, i sistemi sono generalmente più semplici di quelli crostali, per effetto di una loro minore complessità chimica (almeno a livello di elementi maggiori) e soprattutto mineralogica. Per queste rocce il sistema chimico di partenza è il FMAS ( $FeO$ ,  $MgO$ ,  $Al_2O_3$  e  $SiO_2$ ), più eventualmente  $CaO$  e  $Na_2O$ , ma si è osservato che anche  $Cr$  e  $Fe^{3+}$  rivestono un ruolo importante nelle relazioni fra le diverse fasi (Ziberna & Klemme, 2016 e riferimenti bibliografici ivi riportati). I modelli di soluzioni solide per le rocce di mantello sono limitati il più delle volte a olivina, ortopirosseno, clinopirosseno, spinello e granato.

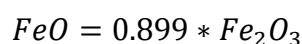
La scelta di impiegare precisi sistemi chimici per i diversi campioni, selezionando certi elementi ed escludendone altri, è il risultato di una serie di prove che hanno determinato la realizzazione di numerosi modelli, tra i quali sono stati scelti e riportati quelli che riproducono in modo più soddisfacente la mineralogia e la composizione modale dei campioni studiati. Stesso discorso vale per la scelta delle soluzioni solide.

Due problemi riscontrati su tutti i modelli realizzati con Perple\_X sono stati: il rapporto tra ferro ferroso ( $Fe^{2+}$ ) e ferro ferrico ( $Fe^{3+}$ ) e la scelta della corretta concentrazione d'acqua ( $X_{H_2O}$ ).

Quando si ha a che fare con dati di composizioni chimiche, il ferro, a seconda della tecnica analitica adoperata, può essere restituito in forma di ossido come  $FeO$ , come  $Fe_2O_3$  oppure nelle due forme distinte. Nei casi delle composizioni chimiche totali dei campioni TUN3, NB8 e NB18, le analisi WDXRF forniscono il ferro sempre nello stato ossidato ( $Fe_2O_3$ ); per inserire questa concentrazione in Perple\_X, che adopera il ferro in forma ridotta ( $FeO$ ), si è presentata dunque la necessità di trasformare il dato composizionale da  $Fe_2O_3$  a  $FeO$ :



per la conversione si è utilizzata la seguente equazione:



dove il coefficiente 0.899 è il risultato del rapporto fra i pesi molecolari di  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  e due volte  $\text{FeO}$ .

Considerare il ferro in forma ridotta è compatibile con le condizioni profonde ipotizzabili in contesti di crosta inspessita e di mantello, e ha dunque una precisa coerenza teorica.

L'altro problema riguardante la composizione chimica dei modelli termodinamici è la quantità d'acqua da considerare.

In prima approssimazione la concentrazione in peso di  $\text{H}_2\text{O}$ , per rocce silicatiche, è quantificabile nella LOI. L'acqua è infatti la componente volatile più rilevante, non essendo stati individuati carbonati ed essendo gli altri volatili, come ad esempio il boro della tormalina nel campione TUN3, presenti in quantità minime poiché associati a fasi accessorie.

Ad ogni modo si tratta sempre di una generalizzazione e inoltre la quantificazione della LOI, come ogni metodo gravimetrico, risulta caratterizzata da un errore più o meno elevato. Il contenuto di  $\text{H}_2\text{O}$  può essere calcolato sulla base dei minerali idrati presenti nel campione (ad esempio fillosilicati ed anfiboli), ma anche questo approccio presenta diverse controindicazioni: (1) la composizione modale dei minerali idrati può essere conosciuta con un grado di incertezza elevato, (2) la concentrazione di  $\text{H}_2\text{O}$  nei minerali idrati è raramente analizzata ed occorre quindi calcolarla assumendo, per la fase idrata, una composizione chimica teorica, (3) i minerali idrati osservati in sezione sottile possono essersi formati in diversi momenti lungo una traiettoria  $P$ - $T$ .

Per ovviare a questi inconvenienti, è stato adottato un metodo alternativo per il calcolo del dato di *input* della concentrazione di  $\text{H}_2\text{O}$ . In particolare, sono stati calcolati diagrammi  $P$ - $X_{\text{H}_2\text{O}}$  o  $T$ - $X_{\text{H}_2\text{O}}$  fissando rispettivamente la variabile intensiva  $T$  o  $P$  sulla base di vincoli geologici (ad esempio la presenza di determinati minerali indice). La quantità d'acqua ( $X_{\text{H}_2\text{O}}$ ), che riproduce la paragenesi osservata in sezione sottile, è stata quindi utilizzata come dato di *input* nel calcolo dei diagrammi di fase  $P$ - $T$  successivi.

È fondamentale considerare che ciò che viene osservato in sezione sottile è una sequenza di paragenesi, risultato della sovrapposizione di un percorso metamorfico progrado legato all'orogenesi Varisica e di un percorso retrogrado connesso all'esumazione della Zona d'Ultimo. Le fasi mineralogiche individuate non si sono quindi necessariamente equilibrate alle stesse condizioni  $P$ - $T$  ed una stessa soluzione solida può aver avuto più fasi di nucleazione e crescita, anche non distinguibili a livello ottico nel campione.

Ad esempio, la clorite presente in TUN3 a sostituzione di alcuni cristalli di granato è una fase retrograda, che non dovrà essere considerata per lo studio delle condizioni di picco; l'anfibolo in NB18 potrà invece avere una componente di alta pressione ed una di bassa pressione, sebbene in sezione sottile non sia stato possibile distinguerle.

Attraverso la modellizzazione dei diversi campioni (Tabella 2), ciò che si è voluto investigare in particolare sono le condizioni metamorfiche di picco, cioè i valori massimi di pressione e temperatura a cui i diversi litotipi sono stati sottoposti e a cui si sono stabilizzati.

Per questo motivo i campi di stabilità  $P$ - $T$  di ciascun campione saranno individuati sulla base dell'associazione mineralogica prograda e i dati modalali e composizionali ottenuti verranno assunti come veritieri delle condizioni metamorfiche di picco. Questa assunzione fondamentale sarà poi alla base di tutte le successive discussioni ed interpretazioni.

CAMPIONE	MODELLO	Variabile in ascissa	Variabile in ordinata	Variabile fissata
TUN3	TUN3_L	Temperatura [°C]	Pressione [kbar]	$X(\text{H}_2\text{O}) = 1.75 \text{ wt.}\%$
	TUN3_H	$X(\text{H}_2\text{O})$	Pressione [kbar]	$T = 580 \text{ }^\circ\text{C}$
	TUN3_I	Temperatura [°C]	Pressione [kbar]	$X(\text{H}_2\text{O}) = 1.3 \text{ wt.}\%$
NB8	NB8_H	$X(\text{H}_2\text{O})$	Temperatura [°C]	$P = 13 \text{ kbar}$
	NB8_I	Temperatura [°C]	Pressione [kbar]	$X(\text{H}_2\text{O}) = 0.1 \text{ wt.}\%$
NB18	NB18_A	Temperatura [°C]	Pressione [kbar]	$X(\text{H}_2\text{O}) = 0 \text{ wt.}\%$
	NB18_I	Temperatura [°C]	Pressione [kbar]	$X(\text{H}_2\text{O}) = 0.2 \text{ wt.}\%$

**Tabella 2 – Elenco dei modelli termodinamici riportati nel testo con descrizione delle variabili  $P$ ,  $T$  e  $X_{\text{H}_2\text{O}}$  considerate. La concentrazione d’acqua del modello TUN3\_L equivale alla LOI (*loss on ignition*), mentre nei modelli TUN3\_I, NB8\_I e NB18\_I coincide col valore ricalcolato con *Perple\_X*. Ciascun modello corrisponde ad un differente *run* di *Perple\_X*.**

### 3.1 Crosta fertile

#### 3.1.1 Dati di *input*

Il campione di paragneiss a granato e staurolite TUN3 è stato modellizzato (Appendice I) utilizzando un sistema chimico MnNCKFMASHT (MnO-Na<sub>2</sub>O-CaO-K<sub>2</sub>O-FeO-MgO-Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>-SiO<sub>2</sub>-H<sub>2</sub>O-TiO<sub>2</sub>). Fra gli elementi maggiori l’unico ad essere stato escluso è il fosforo.

La presenza di P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> (0.11 wt.%) nel campione è riconducibile con ogni probabilità all’esistenza di cristalli di apatite, presumibilmente di piccole dimensioni (< 100 μm), inclusi in altri minerali. La modellizzazione di componenti a fosforo non è verosimilmente rilevante al fine del *modelling* generale della roccia e, ad ogni modo, *Perple\_X* non prevede dati termodinamici relativi a questo elemento, le cui fasi non possono di conseguenza essere prese in considerazione. L’esclusione dell’apatite, contenente CaO, determinerà necessariamente anche una sovrastima relativa delle fasi a calcio.

Tutti gli altri elementi maggiori sono stati inseriti perché in concentrazioni rilevanti e con un ruolo non trascurabile nella mineralogia del campione.

Nonostante la bassa concentrazione, MnO (0.10 wt.%), probabilmente presente quasi esclusivamente all’interno del granato (spessartina – Mn<sub>3</sub>Al<sub>2</sub>(SiO<sub>4</sub>)<sub>3</sub>) e solo in tracce nella biotite e nella staurolite, è stato comunque incluso nel sistema chimico. La sua presenza è infatti fondamentale nello stabilizzare il granato verso le basse temperature (Tinkham et al., 2001).

Per quanto concerne le soluzioni solide da adottare nei calcoli per la realizzazione del modello termodinamico, sono state selezionate tutte quelle osservate in sezione sottile (Appendice I e II).

L’unica eccezione è rappresentata dalla tormalina che, essendo un boro-silicato, non può essere modellizzata da *Perple\_X* poiché il *database* termodinamico adottato (hp02ver) non comprende il boro. Analogamente all’apatite, gli elementi chimici costituenti la tormalina, misurati dall’analisi chimica totale e quindi considerati nella modellizzazione di TUN3, verranno inseriti dal programma in altre fasi mineralogiche; ad esempio, il sodio verrà distribuito nelle soluzioni solide del plagioclasio e della mica bianca, tuttavia trattandosi di una fase accessoria a ridotta concentrazione modale (< 1 vol.%), l’errore sarà contenuto.

Sono stati considerati nelle soluzioni solide anche K-feldspato e cordierite. Sebbene questi minerali non siano stati osservati in sezione sottile, il loro calcolo è utile per ottenere informazioni sul limite di alta  $T$  e bassa  $P$  del paragneiss a granato e staurolite TUN3.

Le fasi pure, come ad esempio il quarzo ed i polimorfi di  $Al_2SiO_5$ , sono calcolate automaticamente dal programma, se termodinamicamente stabili.

### 3.1.2 Risultati

Lo scopo primario nella realizzazione di un diagramma di fase è ricreare il campo paragenetico relativo alla roccia studiata, in modo da determinare l'intervallo  $P-T$  in corrispondenza del quale la roccia si è equilibrata.

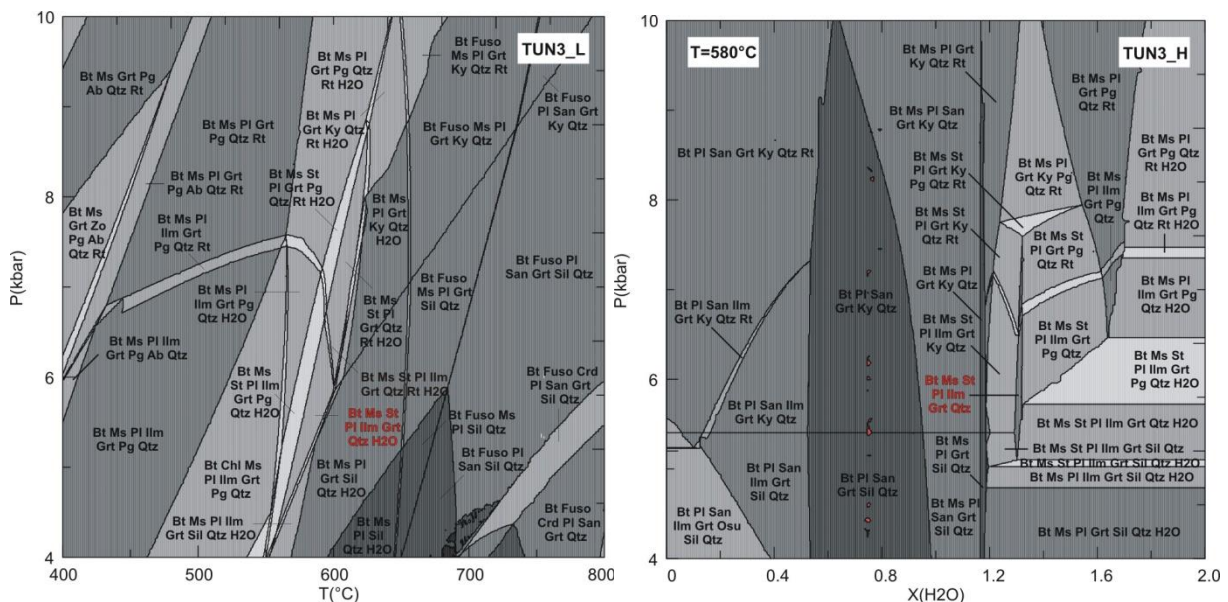
Oltre ai valori  $P-T$ , anche la concentrazione di  $H_2O$  ( $X_{H_2O}$ ) deve essere considerata come variabile nei sistemi metamorfici, in particolare in rocce caratterizzate da una grande abbondanza modale di fasi idrate com'è il caso del campione TUN3.

I problemi legati alla misurazione della quantità d'acqua presente in una roccia sono già stati descritti nell'introduzione a questo capitolo, a causa dell'incertezza relativa a questo dato si procederà alla sua stima teorica mediante *Perple\_X*.

Per determinare il valore relativo alla variabile  $X_{H_2O}$  bisogna però prima fissare una delle altre due variabili, cioè temperatura o pressione. Applicando questa procedura, l'acqua calcolata sarà quella contenuta dai minerali idrati stabili alle condizioni  $P-T$  scelte (condizioni di picco), per cui il dato di *output* non terrà conto dell'acqua contenuta in eventuali fasi retrograde.

Si è proceduto quindi a calcolare un primo diagramma di fase  $P-T$  (TUN3\_L, Fig. 14), assumendo una concentrazione di  $H_2O$  equivalente alla LOI (1.75 wt.%), per esplorare in quale intervallo termodinamico ricade il campione TUN3.

Nel diagramma TUN3\_L si vede come le fasi mineralogiche principali costituenti il campione di paragneiss a granato e staurolite, cioè quarzo, biotite, plagioclasio e muscovite, abbiano un vasto *range P-T* di stabilità, che può comprendere quasi l'intero campo investigato.



**Fig. 14 – Diagrammi  $P-T$  (sinistra) e  $P-X$  (destra) relativi rispettivamente ai modelli TUN3\_L e TUN3\_H. Il campo paragenetico di appartenenza del paragneiss a granato e staurolite è individuato dall'associazione  $Pl + Qtz + Bt + Ms + St + Grt + Ilm$  (contrassegnata in rosso), la presenza di  $H_2O$  indica il superamento delle condizioni di saturazione. Il modello TUN3\_L è stato realizzato adottando la LOI come concentrazione di  $H_2O$  e ha permesso di fissare la temperatura di 580 °C per la realizzazione del modello TUN3\_H (abbreviazioni dei minerali da Siivola & Schmid, 2007).**

È perciò evidente che per identificare il campo paragenetico di TUN3, debbano essere indagate in particolare le fasi accessorie.

I minerali indice delle condizioni metamorfiche a cui la roccia è stata sottoposta, nel caso in esame sono il granato e la staurolite (più eventualmente la cianite, che non è stata però osservata in sezione sottile).

La staurolite in particolare presenta un campo di stabilità  $P-T$  abbastanza limitato (nelle condizioni di composizione chimica e mineralogica considerate), che non si estende oltre i 9 kbar e si sviluppa a temperature comprese fra circa 540 e 630 °C.

Diversamente dalla staurolite, il campo di stabilità del granato è molto ampio; si può però osservare come il campo della staurolite si sovrappone a quello dell'ilmenite per un intervallo  $P-T$  ristretto, attorno a circa 580 °C e fino a 7 kbar, nei limiti dell'errore. All'interno del campo di esistenza dell'associazione St-Ilm si verificano ulteriori suddivisioni in funzione della presenza o meno di paragonite e rutilo.

La paragonite non è otticamente distinguibile in sezione sottile dalla muscovite, per cui l'intervallo  $P-T$  in cui è stabilizzata può essere incluso nell'ipotetico campo paragenetico di appartenenza di TUN3.

Per quanto riguarda il rutilo, non essendo stato riconosciuto in sezione sottile, deve essere invece escluso dall'associazione mineralogica.

Discorso a parte merita la cianite, anch'essa non è stata infatti osservata in sezione sottile, ma viene citata in letteratura come fase accessoria dei *paragneiss a due miche*, sebbene in valori modal inferiori rispetto ai *paragneiss a granato e cianite*. L'assenza di Ky in sezione sottile può essere legata ad un campionamento non perfettamente rappresentativo dell'area o alla mancata intersezione di cristalli di Ky con il piano della sezione stessa.

Per migliorare l'accuratezza del modello sarebbe necessario studiare un numero più elevato di campioni e di sezioni sottili, in modo da ottenere composizioni chimiche diagnostiche dell'intera area di studio e composizioni mineralogiche il più complete possibili, mediando su più dati anche le abbondanze modal.

Il diagramma di fase TUN3\_L, come detto precedentemente, è stato costruito imponendo come concentrazione in peso di H<sub>2</sub>O la *loss on ignition* (LOI). Per calcolare invece la concentrazione d'acqua su base teorica, è stato realizzato il diagramma TUN3\_H (Fig. 14).

I parametri scelti per questo modello sono esattamente gli stessi impostati per la realizzazione di TUN3\_L, con l'unica eccezione che la temperatura è stata fissata (580 °C) e come variabile in ascissa è stata posta la concentrazione in peso di H<sub>2</sub>O (in ordinata è posta la pressione). Il valore di 580 °C deriva da quanto osservato nel primo diagramma  $P-T$ , nei limiti dell'errore.

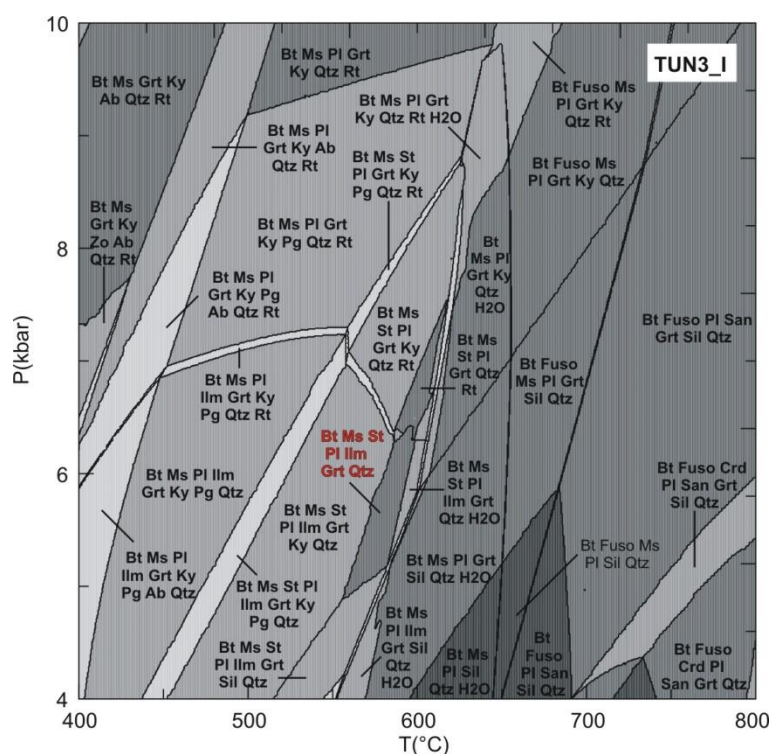
Dal diagramma di fase relativo al modello TUN3\_H si osserva come, a parità di pressione, oltre un certo quantitativo d'acqua si raggiunge la saturazione, identificabile dalla comparsa di H<sub>2</sub>O come fase libera del sistema.

Riprendendo il campo paragenetico individuato nel modello TUN3\_L (Pl + Qtz + Bt + Ms + St + Grt + Ilm, i minerali nelle associazioni riportate nel testo sono da intendere sempre in ordine di abbondanza modale, dal più abbondante al meno abbondante), confrontabile con quanto identificato in sezione sottile (Qtz + Bt + Pl + Ms + Grt + St + Opachi + Tur, la clorite è stata assunta come fase retrograda e quindi esclusa dalle condizioni di picco), in TUN3\_H si osserva come la saturazione in acqua sia raggiunta ad un valore di circa 1.3 wt.%, inferiore rispetto a quanto misurato con la LOI.

L'imposizione di tale valore come dato di concentrazione di H<sub>2</sub>O del sistema necessita di alcune considerazioni:

-si assume che la paragenesi caratteristica del campione si sia equilibrata in condizioni sature, assunzione in accordo col fatto che, durante l'evoluzione metamorfica prograd, il protolite del paragneiss (rocce sedimentarie pelitiche) abbia subito continue reazioni di de-idratazione, con la produzione di fluido che, in effetti, satura la roccia

-la concentrazione teorica in H<sub>2</sub>O è inferiore alla LOI, in accordo con le considerazioni fatte sull'errore intrinseco alla misurazione della LOI e alla presenza di fasi idrate retrograde, come la clorite, non stabili alle condizioni P-T di picco.



**Fig.15 – Diagramma P-T relativo al modello TUN3\_I, realizzato imponendo al sistema una concentrazione d'acqua pari a 1.3 wt.%. Il campo paragenetico individuato per il campione TUN3 (PI + Qtz + Bt + Ms + St + Grt + Ilm) è segnato in rosso; adiacente a questo, ma a temperature inferiori, si sviluppa il campo caratterizzato dall'associazione PI + Qtz + Bt + Ms + St + Grt + Ilm + Ky, compatibile con i dati di letteratura, che identificano la cianite come fase accessoria dei *paragneiss a due miche*.**

Il modello definitivo adottato per la crosta fertile è TUN3\_I (Fig. 15).

Tale modello è del tutto analogo a TUN3\_L, con la sola differenza che il dato relativo alla concentrazione d'acqua è pari a 1.3 wt.%, anziché 1.75 wt.%.

Il campo paragenetico adottato è lo stesso osservato per i modelli precedenti: PI + Qtz + Bt + Ms + St + Grt + Ilm, il diverso valore di concentrazione di H<sub>2</sub>O amplia tuttavia i limiti di stabilità della cianite in equilibrio con la paragenesi di riferimento.

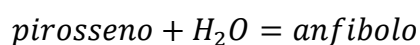
Data comunque l'assenza di cianite in sezione sottile, per i ragionamenti successivi verranno ritenute valide condizioni di equilibrio per il campione TUN3 di circa 6 kbar e 590 °C (Tabella 3), ma sono ipotizzabili in generale per i *paragneiss a due miche* condizioni P-T transitorie fra i campi delle associazioni mineralogiche PI + Qtz + Bt + Ms + St + Grt + Ilm e PI + Qtz + Bt + Ms + St + Grt + Ilm + Ky (campi adiacenti nel modello TUN3\_I).

### 3.2 Mantello superiore

#### 3.2.1 Dati di *input*

Bisogna innanzitutto considerare che le peridotiti della Zona d'Ultimo mostrano caratteristiche peculiari distintive di contesti di subduzione e cioè la presenza di anfibolo e la coesistenza di spinello e granato.

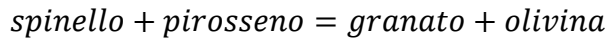
La presenza di anfibolo è testimonianza di fenomeni metasomatici, con idratazione della roccia e cristallizzazione appunto di anfibolo per effetto della reazione generale:



Proprio con l'intento di indagare i cambiamenti mineralogici indotti dal metasomatismo, sono stati utilizzati due sistemi chimici simili: uno anidro – MnNCFMAS (MnO-Na<sub>2</sub>O-CaO-FeO-MgO-Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>-SiO<sub>2</sub>), e l'altro idrato – MnNCFMASH (MnO-Na<sub>2</sub>O-CaO-FeO-MgO-Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>-SiO<sub>2</sub>-H<sub>2</sub>O) (Appendice I).

L'associazione Spl-Grt è indicativa delle condizioni di pressione a cui si è stabilizzata la roccia. Le peridotiti del mantello superiore sono infatti costituite fondamentalmente da olivina, clinopirosseno, ortopirosseno più una fase alluminosa: plagioclasio a bassa pressione, spinello a  $P$  intermedia e granato ad alta pressione (Ziberna et al., 2013).

La reazione che determina la transizione da peridotiti a Spl a peridotiti a Grt, è la seguente:



Questa transizione mineralogica non avviene ad una pressione caratteristica ed immutabile, come accennato nell'introduzione a questo capitolo è infatti risaputo che certi elementi hanno un ruolo importante nello stabilizzare determinate fasi mineralogiche, è il caso ad esempio del cromo, che comporta la stabilizzazione dello spinello rispetto al granato (Ziberna & Klemme, 2016 e riferimenti bibliografici ivi riportati), spostando l'equilibrio della reazione precedente a  $P$  maggiori.

Perple\_X ha la possibilità di inserire nei suoi modelli il Cr, tuttavia si è osservato che impiegando come *database* termodinamico "cr\_hp02ver" (Holland & Powell, 1998 con aggiornamenti del 2002 e aggiunta dei dati termodinamici relativi al cromo da Ziberna et al., 2013), nel campione NB18 non si viene a realizzare alcun campo di coesistenza Grt-Spl, ma si ha un passaggio netto fra le due fasi. Si è quindi scelto di operare, anche in questo caso, con il dato "hp02ver" (Holland & Powell, 1998 con aggiornamenti del 2002; Connolly & Kerrick, 2002), che genera un campo di coesistenza fra i due minerali, compatibile con le osservazioni in sezione sottile, dove lo spinello non è completamente sostituito dal granato. Escludiamo la possibilità per lo spinello che si tratti di una fase retrograda poiché questi cristalli sono stati osservati in diversi casi all'interno del granato, inoltre la colorazione bruna che lo caratterizza al solo polarizzatore è tipica della facies a spinello ( $\text{MgAl}_2\text{O}_4$ ).

Per quanto riguarda gli elementi maggiori esclusi dal modello, cioè titanio ( $\text{TiO}_2 = 0.05 \text{ wt.}\%$ ) e potassio ( $\text{K}_2\text{O} = 0.07 \text{ wt.}\%$ ), l'esclusione è conseguenza delle loro basse concentrazioni e del loro ruolo minoritario nella mineralogia del campione.

Le soluzioni solide selezionate per il *modelling* (Appendici I e II) sono quelle osservate in sezione sottile, quindi olivina, anfibolo, ortopirosseno, clinopirosseno, granato e spinello, alle quali è stata aggiunta la clorite come ipotetica fase retrograda.

### 3.2.2 Risultati

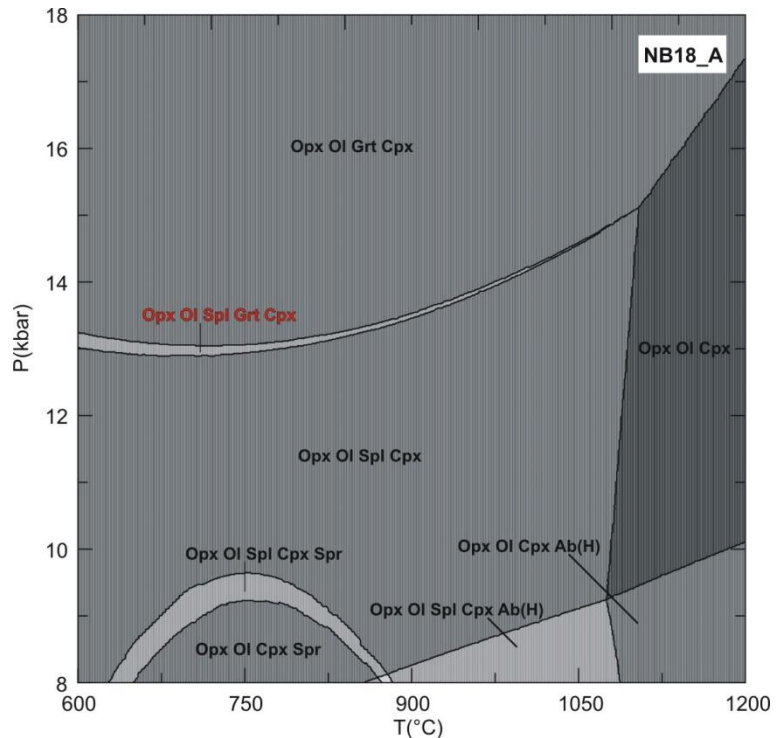
Per la modellizzazione del mantello si è deciso di riportare due modelli (Tabella 2): uno anidro (NB18\_A) ed uno idrato (NB18\_I).

Nel modello anidro NB18\_A (Fig. 16), in cui non è stata considerata l'acqua come componente del sistema, è possibile individuare il campo paragenetico relativo al campione NB18 dall'associazione mineralogica Ol + Opx + Cpx + Grt + Spl. Ovviamente non è presente l'anfibolo in quanto minerale idrato e ciò comporterà nel modello una sovrastima dei pirosseni, in particolare del clinopirosseno.

Il campo paragenetico individuato si sviluppa nel diagramma di fase con un andamento a  $P$  grossomodo costante, risultando compreso fra 13 e 15 kbar e sviluppandosi fino ad una temperatura di circa 1100 °C.

Questo diagramma permette già di fissare una delle due variabili  $P$ - $T$ , in particolare la pressione, che sarà comunque indicativa esclusivamente di condizioni anidre, per poi realizzare modelli in funzione della temperatura e della concentrazione in  $\text{H}_2\text{O}$ .

**Fig. 16 – Diagramma  $P$ - $T$  relativo al modello NB18\_A, caso anidro. Il campo paragenetico segnato in rosso indica la coesistenza di Grt e Spl, ma è ovviamente privo di anfibolo a causa dell'assenza d'acqua nel modello. Si osserva come, oltre alla costante presenza di Ol, Opx e Cpx, venga modellizzata in ciascun campo anche una fase alluminosa (ad eccezione del campo Ol-Opx-Cpx): Spr (saffirina) a basse  $P$  e  $T$ , Ab(H) (albite d'alta pressione) ad alta  $P$  e bassa  $T$ , Spl (spinello) a  $P$  e  $T$  intermedie e Grt (granato) ad alte  $P$ .**



Dalla realizzazione di diversi diagrammi  $T$ - $X_{H_2O}$ , a differenti pressioni all'interno dell'intervallo 13-15 kbar individuato in precedenza, si è potuto verificare come la quantità d'acqua necessaria alla saturazione del sistema non si modifica considerevolmente al variare di  $P$  ed è pari a circa 0.15 wt.%.

Questo valore è notevolmente differente rispetto al dato analitico fornito dalla LOI (0.75 wt.%), che nel campione NB18 non ha ulteriori contribuenti oltre all'acqua contenuta nell'anfibolo. Il dato della LOI può essere legato anche alla presenza di fasi secondarie come clorite e serpentino, generalmente presenti in quantità modali accessorie nelle peridotiti a granato e spinello, va tuttavia ricordato che, nelle sezioni sottili considerate, clorite e serpentino non sono presenti.

Come per TUN3, anche in questo caso il valore teorico calcolato della concentrazione di  $H_2O$  è stato assunto in sostituzione della LOI nella composizione chimica del sistema. Il valore adottato è stato in realtà approssimato al primo decimale – 0.2 wt.%, valutazione più realistica tenendo conto dell'errore di cui è affetto il dato modellizzato, inoltre l'approssimazione per eccesso garantisce il sicuro raggiungimento delle condizioni di saturazione.

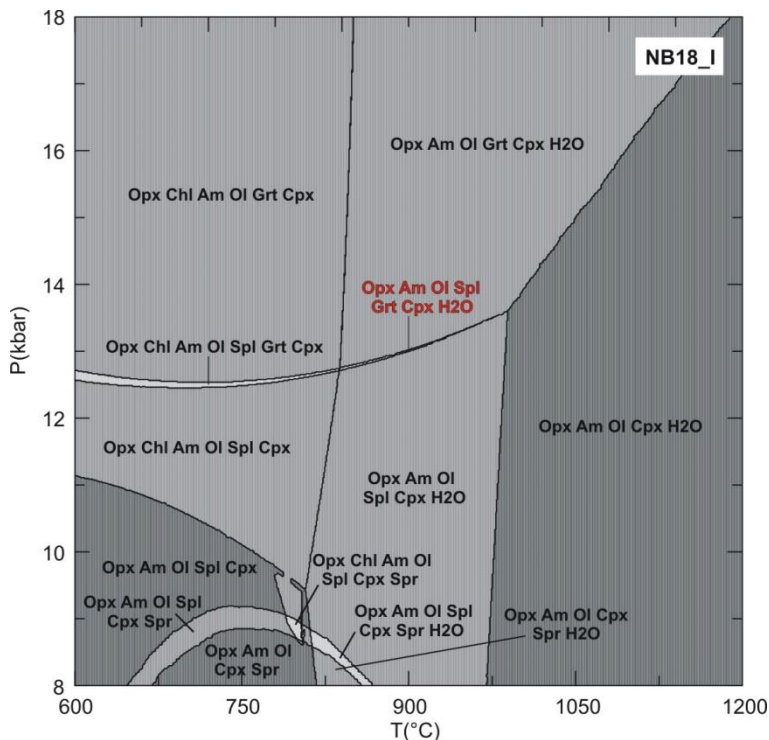
Nel diagramma di fase relativo al modello idrato (Fig. 17) si osserva lo stesso campo individuato nel modello anidro NB18\_A, caratterizzato dall'associazione Ol + Opx + Cpx + Grt + Spl, con la sola differenza della presenza di due fasi idrate non coesistenti: clorite fino a circa 840 °C ed anfibolo oltre tale temperatura. Rispetto al caso anidro, il campo in esame, considerando sia la paragenesi a Chl che quella ad Am, viene stabilizzato dalle fasi idrate a condizioni di pressione e temperatura leggermente inferiori, risultando limitato ad un intervallo di  $P$  compreso fra 13.6 e 12.5 kbar, che non si sviluppa oltre i 990 °C.

In definitiva il campo relativo al campione di peridotite NB18, caratterizzato dall'associazione mineralogica Ol + Opx + Am + Cpx + Grt + Spl (Tabella 3), viene modellizzato fra 12.7 e 13.6 bar e fra 840 e 990 °C.

L'anfibolo non è da considerare esclusivamente come fase retrograda, ma deve essere compreso nelle condizioni metamorfiche di picco, come dimostrato dalla geochimica degli elementi in tracce dei singoli minerali, in particolare dalle concentrazioni di LREE e HREE (Scambelluri et al., 2006).



È stato inoltre osservato come, utilizzando valori di concentrazione in H<sub>2</sub>O più elevati, i limiti di stabilità del campo paragenetico individuato non variano, così come all'interno di questo non variano le mode dei diversi minerali e le loro composizioni. Ciò che varia è invece la moda e la composizione chimica dell'anfibolo a più bassi valori di pressione e temperatura.



**Fig. 17 – Diagramma P-T relativo al modello NB18\_I, caso idrato. In rosso l'associazione mineralogica all'equilibrio, osservata in sezione sottile, della peridotite ad anfibolo: Ol + Am + Opx + Cpx + Grt + Spl.**

### 3.3 Crosta residuale

#### 3.3.1 Dati di input

Per la modellizzazione della crosta residuale mafica (campione NB8) prodotta da fenomeni di fusione parziale e migrazione del fuso, con conseguente sottrazione dal sistema della componente fertile sialica, è stato considerato il sistema chimico MnCKFMASHT (MnO-CaO-K<sub>2</sub>O-FeO-MgO-Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>-SiO<sub>2</sub>-H<sub>2</sub>O-TiO<sub>2</sub>) (Appendice I).

Come per l'altro campione crostale – TUN3, non è stato preso in considerazione il fosforo, mentre diversamente dal primo caso è stato escluso il sodio.

Per quanto riguarda P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> (0.04 wt.%) possono essere fatti gli stessi ragionamenti già visti per TUN3 relativamente alle fasi mineralogiche a cui è associabile e al suo ruolo nel *modelling*.

L'esclusione di Na<sub>2</sub>O è invece legata esclusivamente al fatto che questa specie chimica è presente in una concentrazione relativamente bassa (0.09 wt.%), che non influisce in maniera considerevole sulla composizione mineralogica della roccia (in sezione sottile non sono state riconosciute fasi a sodio). L'unica conseguenza rilevante da tenere in considerazione è l'ovvia mancanza di plagioclasio e sanidino come soluzioni solide del sistema. Entrambe queste soluzioni prevedono infatti due soli *end-member*, di cui uno contenente sodio nella struttura, per cui il *software* sarà in grado di calcolare esclusivamente le fasi pure prive di questo elemento, come ad esempio l'anortite (CaAl<sub>2</sub>Si<sub>2</sub>O<sub>8</sub>).

Nella composizione chimica totale della roccia, il manganese è presente in concentrazione limitata anche nel campione NB8 (MnO = 0.26 wt.%), ma come per TUN3 è stata ritenuta non trascurabile per l'eventuale studio del comportamento del granato, la fase maggiore che più concentra il manganese.

La composizione mineralogica del campione NB8 è relativamente semplice, con prevalenza netta di Grt e Ky, e valori modali inferiori di Qtz, Rt, Bt e fasi opache (Tabella 1).

Assumendo un'origine comune per le unità di provenienza dei campioni TUN3 e NB8, si è deciso di selezionare gli stessi modelli di soluzioni solide per entrambi, con l'intento di indagare le trasformazioni intercorse fra i due litotipi (Appendici I e II).

Le uniche eccezioni sono rappresentate dal plagioclasio (Pl(h)) e dal sanidino (San) che, come detto in precedenza, avendo sodio nella loro struttura ed essendo stato escluso questo elemento dai modelli di NB8, non sono calcolabili.

### 3.3.2 Risultati

Sono stati realizzati due modelli per il campione NB8, uno per il calcolo della concentrazione teorica in peso di H<sub>2</sub>O, come visto per i campioni TUN3 e NB18, ed un modello idrato per la costruzione del diagramma di fase *P-T* definitivo (Tabella 2).

Per la realizzazione del modello NB8\_H (Fig. 18) è stata fissata la pressione a 13 kbar. La scelta di imporre tale valore di pressione è funzione del fatto che le peridotiti, che si è stimato essersi equilibrate appunto a circa 13 kbar, essendo intercalate ai *paragneiss a granato e cianite*, di cui fanno parte anche le *migmatiti stromatiche*, devono avere necessariamente registrato una storia metamorfica comune e quindi devono aver raggiunto le stesse condizioni *P-T*.

Il campo paragenetico del campione NB8 è costituito dall'associazione Grt + Ky + Qtz + Rt + Bt (Fig. 18, in rosso) e raggiunge la saturazione in acqua ad una concentrazione di circa 0.08 wt.%.

Il dato è pienamente compatibile con quanto misurato per via gravimetrica, LOI < 0.1 wt.%.

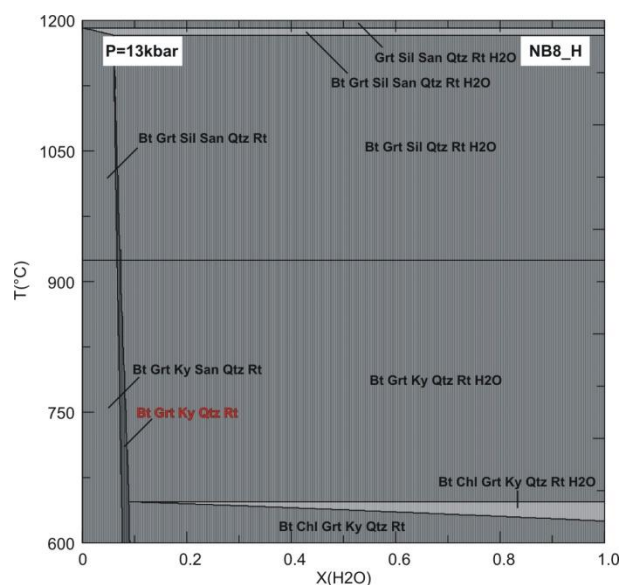
Come nel caso del campione NB18, per la realizzazione del modello idrato si è considerato un valore approssimato per eccesso al primo decimale: 0.1 wt.%.

Nel campo paragenetico non sono inclusi minerali opachi, quelli osservati in sezione sottile sono infatti probabilmente solfuri, non modellizzabili causa l'assenza di zolfo nel *database* termodinamico.

Il modello NB8\_I (Fig. 19) mostra per la paragenesi Grt + Ky + Qtz + Rt + Bt, in condizioni sub-solidus, un campo di esistenza particolarmente ampio, sia in termini di temperatura, circa 650-810 °C, che di pressione, circa 7.2-15.4 kbar.

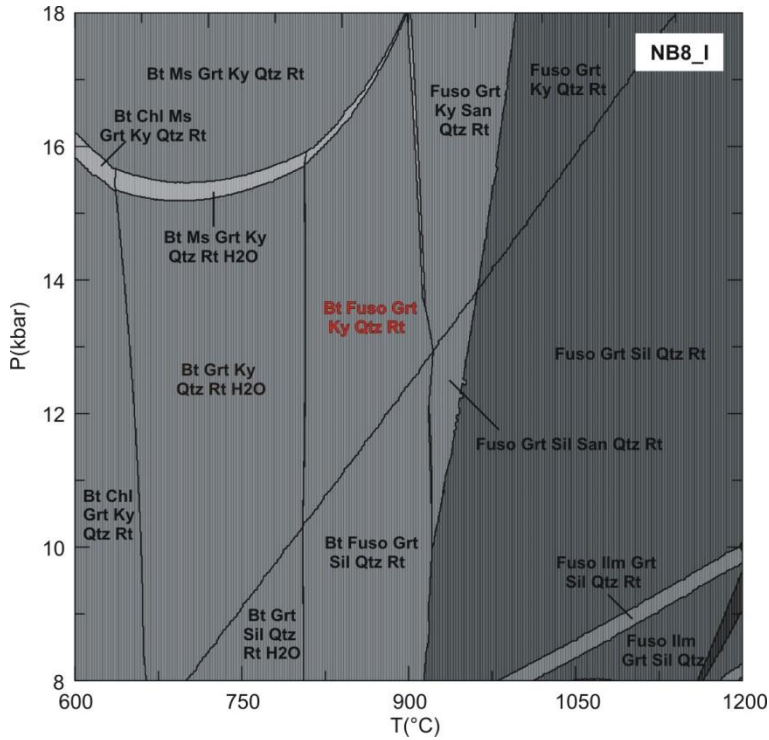
Tenendo conto di quanto detto precedentemente sulla storia metamorfica comune fra peridotiti e migmatiti, dobbiamo aspettarci che le condizioni stabilite per il campione NB18 siano compatibili con quelle determinate sul modello NB8\_I.

Le condizioni di 900 °C e 13 kbar in effetti verificano la paragenesi attesa, ma ricadono oltre la curva del solidus, posta a circa 810 °C, cioè in un campo caratterizzato anche da presenza di fuso. Tuttavia la quantità di fuso è molto limitata, alle condizioni considerate viene infatti calcolato un valore pari a 1.5 vol.% (Tabella 3), un volume troppo ridotto per poter essere



**Fig. 18 – Diagramma *T-X* relativo al modello NB8\_H, costruito ad una pressione di 13 kbar. Il campo paragenetico in rosso indica l'associazione mineralogica osservata in sezione sottile; oltre la concentrazione in acqua di 0.08 wt.% si verifica la saturazione, evidenziata dalla comparsa di H<sub>2</sub>O libera come fase del sistema.**

espulso dalla roccia (il volume minimo di fuso necessario a creare un reticolo che ponga in comunicazione le gocce di fuso contenute nel volume intercrystallino è di circa il 10 vol.%, da Rutter & Mecklenburgh, 2006) ed è quindi accettabile l'ipotesi che sia rimasto intrappolato. Si tratta di un fuso a composizione acida ( $\text{SiO}_2 = 67.6 \text{ wt.}\%$ ), in cui ricade una percentuale importante dell'acqua del sistema (~55 % dell'acqua totale), essendo costituito da  $\text{H}_2\text{O}$  per quasi il 6 wt.% (Tabella 3).



**Fig. 19 – Diagramma  $P$ - $T$  relativo al modello NB8\_I. Il campo alle condizioni  $P$ - $T$  ricostruite dalla peridotite ad anfibolo (900 °C, 13 kbar) ricade oltre la curva del solidus (definita dalla comparsa del fuso come fase del sistema), ma è comunque compatibile con l'associazione mineralogica osservata in sezione sottile: Grt + Ky + Qtz + Bt + Rt.**

CAMPIONE	Fase mineralogica	Modello di soluzione solida o fase pura	wt.%	vol.%	mol.%	H2O	TiO2	Al2O3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na2O	K2O	SiO2	Densità	
TUN3 modello TUN3_I T = 590 °C P = 6 kbar	Bt	Bio(TCC)	26.48	23.97	8.26	3.297	2.703	22.495	19.462	0.162	9.323	0	0	10.213	32.345	3067.0	
	Ms	Pheng(HP)	7.89	7.81	2.86	4.536	0	36.669	0.566	0	0.409	0	0.971	10.383	46.467	2804.9	
	St	St(HP)	3.97	2.94	0.34	2.153	0	54.838	14.416	0.272	1.392	0	0	0	26.929	3741.0	
	Pl	Pl(h)	31.23	33.07	16.90	0	0	23.459	0	0	0	4.706	9.059	0	62.776	2622.0	
	Ilm	IlGrPy	0.12	0.07	0.12	0	53.055	0	42.901	3.097	0.947	0	0	0	0	4677.1	
	Grt	Gt(HP)	0.50	0.34	0.15	0	0	21.071	28.332	8.746	2.906	1.695	0	0	37.250	4133.6	
	Qtz	q	29.81	31.80	71.38	0	0	0	0	0	0	0	0	0	100.000	2603.0	
	Sistema																
	2776.4																
	NB18 modello NB18_I T = 900 °C P = 13 kbar	Opx	OpX(HP)	19.67	19.64	16.18	0	-	5.186	4.174	0	34.989	0	0	-	55.651	3234.2
		Am	GlTrTsPg	7.06	7.50	1.42	2.151	-	16.489	1.092	0	19.093	13.367	3.350	-	44.457	3039.9
		Ol	O(HP)	65.63	65.21	75.93	0	-	0	7.279	0.201	51.216	0	0	-	41.304	3249.9
		Spl	Sp(HP)	0.37	0.33	0.42	0	-	69.336	7.419	0	23.246	0	0	-	0	3628.1
Grt		Gt(HP)	0.01	0.00	0.00	0	-	24.259	6.485	0.282	22.115	3.972	0	-	42.887	3614.4	
Cpx		Cpx(HP)	7.21	7.13	5.57	0	-	11.149	0.948	0	13.511	25.585	0.094	-	48.713	3265.9	
H2O libera		H2O	0.05	0.19	0.48	100.000	-	0	0	0	0	0	0	0	-	0	883.6
Sistema																	
3229.0																	
Sistema senza H2O libera																	
3233.4																	
NB8 modello NB8_I T = 900 °C P = 13 kbar		Bt	Bio(TCC)	1.77	2.17	0.94	2.687	5.795	22.758	13.072	0.015	12.014	0	-	10.443	33.215	3045.3
		Fuso	melt(HP)	0.93	1.49	1.52	5.990	0	14.506	0.549	0	0.137	1.171	-	10.086	67.562	2320.5
	Grt	Gt(HP)	62.84	59.17	32.59	0	0	22.051	27.271	0.426	8.925	2.344	-	0	38.983	3962.9	
	Ky	ky	28.29	29.10	41.85	0	0	62.921	0	0	0	0	-	0	37.079	3626.8	
	Qtz	q	4.62	6.67	18.43	0	0	0	0	0	0	0	-	0	100.000	2581.4	
	Rt	ru	1.56	1.39	4.67	0	100.000	0	0	0	0	0	-	0	0	4173.0	
	Sistema																
	3731.4																

**Tabella 3 – Risultati ottenuti mediante Perple\_X, delle composizioni mineralogiche di ciascun litotipo studiato, alle condizioni P-T modellizzate, e composizioni chimiche di ciascuna fase all'equilibrio. Le composizioni chimiche sono espresse in wt.%, le densità in kg/m<sup>3</sup>.**

## 4 – DISCUSSIONE ed INTERPRETAZIONE DATI

### 4.1 Confronto valori modalì osservati-calcolati

Per verificare l'accuratezza dei modelli proposti e dei campi paragenetici individuati, sono stati confrontati i valori modalì delle diverse fasi mineralogiche, calcolati con *Perple\_X*, con quanto osservato in sezione sottile.

Come già descritto nel capitolo precedente, i dati di abbondanza dei minerali, calcolati alle condizioni metamorfiche di equilibrio, non sono necessariamente coincidenti con ciò che può essere determinato dai campioni in sezione sottile (Tabella 4), per effetto dell'errore sul *modelling* e a causa della presenza di fasi retrograde.

Campione	Abbondanze	Fasi mineralogiche [vol.%]															
		Qtz	Bt	Pl	Ms	Grt	St	Chl	Opachi	Tur	Ky	Rt	Ol	Am	Opx	Cpx	Spl
TUN3	Osservato	42	24	16	13	4	1	1	0.5	0.5	-	-	-	-	-	-	-
	Calcolato	32	24	33	8	0.5	3	-	<0.5*	-	-	-	-	-	-	-	-
NB8	Osservato	4	3	-	-	63	-	-	0.5	-	26	3	-	-	-	-	-
	Calcolato**	7	2	-	-	59	-	-	-	-	29	1	-	-	-	-	-
NB18	Osservato	-	-	-	-	0.5	-	-	-	-	-	-	71	15	6	6	0.5
	Calcolato	-	-	-	-	<0.5	-	-	-	-	-	-	65	8	20	7	0.5

**Tabella 4 – Dati relativi alle abbondanze modalì approssimate delle diverse fasi mineralogiche, osservate in sezione sottile e calcolate al picco metamorfico mediante *Perple\_X* (si vedano anche Tabella 1 e 3).**

\* nel modello termodinamico TUN3\_I è intesa come fase opaca la sola ilmenite.

\*\* alle abbondanze calcolate, relative al campione NB8, va aggiunto 1.5 vol.% di fuso.

L'associazione mineralogica caratterizzante il campione TUN3 (Qtz + Bt + Pl + Ms + Grt + St + Chl + Opachi + Tur) è stata verificata a circa 590 °C e 6 kbar, dalla paragenesi Pl + Qtz + Bt + Ms + St + Grt + Ilm (Fig. 15). La clorite è stata considerata retrograda e i minerali opachi sono stati associati all'ilmenite (la tormalina non è modellizzabile).

La principale differenza fra le due serie di valori, osservato e calcolato (Tabella 4), è rappresentata dal quarzo e dal plagioclasio. Tale discrepanza (quarzo osservato-calcolato: 42-32 vol.%, plagioclasio osservato-calcolato 16-33 vol.%), può essere imputata ad una sovrastima, nei dati di *input*, delle concentrazioni di calcio e sodio. Questi elementi sono associabili rispettivamente all'apatite e alla tormalina, minerali presenti nel campione studiato, ma esclusi dal *modelling* per le ragioni già citate (si veda il sottoparagrafo 3.1.1). Tali elementi vengono quindi ridistribuiti da *Perple\_X* fra le altre fasi all'equilibrio, in particolare il plagioclasio, per la cui formazione viene sottratta silice al sistema (nel modello il plagioclasio è sovrastimato, mentre il quarzo è sottostimato). Tuttavia, dalla realizzazione di modelli termodinamici con concentrazioni di calcio e sodio ricalcolate (sottraendo le concentrazioni di apatite e tormalina), il ruolo di queste fasi accessorie è apparso ininfluenza sulla mineralogia e sulle abbondanze modalì del sistema all'equilibrio.

In alternativa, la causa della differenza fra osservato e calcolato, può essere individuata in un campionamento non rappresentativo della roccia (il conteggio per l'analisi modale è stato operato su una singola sezione sottile). Gli gneiss sono rocce fortemente anisotrope, causa l'alternanza di livelli lepidoblastici (Bt + Ms) e granoblastici (Qtz + Pl), tuttavia all'interno dei livelli quarzo-feldspatici il rapporto fra le componenti non dovrebbe variare in maniera considerevole, per questo motivo, in particolare per l'abbondanza del plagioclasio, la discrepanza fra osservato e calcolato è di difficile interpretazione.

Per quanto concerne le miche, la biotite è modellizzata con abbondanza modale del tutto corrispondente al campione osservato in microscopia (24 vol.%). Per la muscovite viene

invece calcolata un'abbondanza (8 vol.%) inferiore rispetto al campione (13 vol.%), questo può essere dovuto alla presenza di mica bianca di retrocessione, analogamente a quanto riportato in letteratura riguardo ai *paragneiss a granato e cianite* (Godard et al., 1996).

La discrepanza fra la LOI (1.75 wt.%) e la concentrazione d'acqua calcolata per la saturazione del sistema alle condizioni di picco (1.3 wt.%), può quindi essere ricondotta alla presenza di fasi idrate retrograde, che determinano un aumento dell'acqua presente nel campione.

Riguardo alle fasi accessorie, cioè granato, staurolite e ilmenite, a causa dei bassi valori di abbondanza modale, bisogna considerare su di esse un errore relativo elevato.

Nel caso del granato, deve essere inoltre aggiunto al valore restituito dall'analisi modale anche il dato di abbondanza della clorite (4 + 1 vol.%), che è stata individuata proprio a sostituzione dei cristalli di Grt. Questa considerazione aumenta ulteriormente il divario fra quanto osservato e quanto calcolato, divario che può essere imputato solo in parte ad una crescita ulteriore del granato nella fase retrograda. La staurolite in sezione sottile risulta invece fortemente alterata e sostituita, per cui è possibile che non tutta quella presente alle condizioni di picco sia poi stata preservata nell'evoluzione successiva della roccia.

Nel caso del campione di peridotite NB18 (Ol + Am + Opx + Cpx + Grt + Spl), sono state stimate condizioni di stabilità a circa 900 °C e 13 kbar (Fig. 17).

Dalla ricostruzione del dato teorico di contenuto in acqua (NB18\_H) risulta particolarmente evidente la differenza fra tale valore (0.2 wt.%) e la LOI (0.75 wt.%). L'unico minerale riconosciuto in sezione sottile e contenente fasi volatili è l'anfibolo, che si presenta a 900 °C e 13 kbar con un'abbondanza (8 vol.%) evidentemente inferiore rispetto a quanto misurato al microscopio ottico (15 vol.%).

La differenza nelle mode calcolata ed osservata dell'anfibolo non è riconducibile ad una ridotta concentrazione di H<sub>2</sub>O nel sistema e quindi ad un valore teorico  $X_{H_2O}$  stimato in maniera erranea. Dalla realizzazione di modelli con concentrazioni di H<sub>2</sub>O maggiori rispetto a quanto calcolato per la saturazione (> 0.2 wt.%), si è infatti potuto vedere come nei diagrammi *P-T* comparisse sistematicamente acqua libera come fase del sistema, in concentrazioni equivalenti alla differenza fra l'acqua usata di volta in volta nella realizzazione del modello e la concentrazione calcolata per la saturazione. È evidente dunque come l'acqua, in condizioni di alta pressione e temperatura, non riesca ad entrare in alcuna fase idrata oltre all'anfibolo già modellizzato.

Nei modelli di NB18 sovrassaturi in acqua, è possibile osservare come l'abbondanza modale dell'anfibolo cresca verso condizioni metamorfiche di più basso grado, con la progressiva riduzione di acqua libera nel sistema. Si osserva allo stesso tempo una modificazione della composizione nell'anfibolo stesso, che passa progressivamente da pargasitico (pargasite – NaCa<sub>2</sub>(MgFe)<sub>4</sub>Al(Si<sub>6</sub>Al<sub>2</sub>)O<sub>22</sub>(OH)<sub>2</sub>) in condizioni *P-T* elevate, a tremolitico (tremolite – Ca<sub>2</sub>Mg<sub>5</sub>Si<sub>8</sub>O<sub>22</sub>(OH)<sub>2</sub>) verso valori *P-T* inferiori.

Tutte queste osservazioni ci permettono di ipotizzare l'esistenza di due componenti per l'anfibolo: una componente pargasitica di alto grado ed una retrograda tremolitica, non distinguibili otticamente in sezione, con la conseguente mancata corrispondenza fra le mode osservata e calcolata. A questa doppia natura è legata la differenza fra  $X_{H_2O}$  e LOI, con la prima che è riferita alla sola componente di alta *P*, mentre la seconda è comprensiva di tutto l'anfibolo venutosi a formare nell'evoluzione metamorfica, prograda e retrograda, della roccia.

Tutto ciò si ripercuote ovviamente anche sull'abbondanza modale dei pirosseni, da cui l'anfibolo si forma. Sia l'ortopirosseno che il clinopirosseno vengono sovrastimati nel modello, rispetto a quanto osservabile in microscopia, poiché i valori calcolati ad alta *P* sono da considerare pre-cristallizzazione dell'anfibolo tremolitico.

La differenza nei valori modali dell'ortopirosseno (6 vol.% misurato, 20 vol.% calcolato) appare tuttavia troppo elevata per essere ricondotta esclusivamente alla reazione di

cristallizzazione dell'anfibolo ed è probabilmente connessa alla contemporanea sottostima dell'olivina nel modello. Queste differenze possono essere dovute all'errore intrinseco connesso alla misurazione delle abbondanze modali (misurazioni eseguite su due sezioni: una parallela alla foliazione e una ortogonale) e quindi all'impiego di sezioni sottili non necessariamente rappresentative dell'intero campione.

Granato e spinello sono fasi accessorie su cui l'errore relativo è particolarmente elevato. Va considerato inoltre che le kelifiti, osservate in sezione, sono da ripartire, come dato modale, fra Grt e Spl, da cui si sono formate causa reazioni metasomatiche (Godard & Martin, 2000).

Per quanto riguarda il campione di fels a granato NB8, è stata attribuita come coppia di valori  $P-T$  all'equilibrio, la stessa individuata per NB18: 900 °C e 13 kbar, assumendo per questi litotipi il raggiungimento delle stesse condizioni metamorfiche di picco.

Le due componenti maggiori sono il granato e la cianite; il Grt calcolato nel modello NB8\_I è di poco sottostimato (59 vol.%) rispetto alla sezione sottile (63 vol.%), mentre per la Ky si verifica il caso inverso, con una sovrastima a livello teorico (29 vol.%) rispetto a quanto osservato (26 vol.%).

Altri studi (Braga, dati inediti) hanno evidenziato come i cristalli di granato in NB8 si caratterizzino per bordi di crescita coevi al metamorfismo retrogrado, presentando dal nucleo verso il bordo variazioni a livello composizionale.

Il 4 vol.% di differenza fra il dato calcolato e quello osservato, può quindi essere inteso come quella frazione di granato retrogrado, per la cui formazione è presumibilmente stato utilizzato parte dell'alluminio costituente la cianite, che in sezione risulta di conseguenza meno abbondante rispetto alle condizioni di picco calcolate (differenza pari al 3 vol.%).

Anche quarzo, biotite e rutilo presentano valori modali leggermente discordanti (Tabella 4), tuttavia probabilmente già accettabili considerando l'errore. Come per il granato, anche la biotite può risultare in abbondanze modali inferiori nel modello, per effetto del mancato conteggio della frazione retrograda.

Va inoltre considerato che il punto  $P-T$ , a 900 °C e 13 kbar, ricade nel modello NB8\_I oltre la linea del solidus, con un'abbondanza di fuso pari a 1.5 vol.%. È già stato spiegato come questa percentuale sia insufficiente per consentire al fuso di migrare, fuso che non può di conseguenza separarsi dalla parte refrattaria. Il fuso è oltretutto particolarmente ricco in acqua (~6 wt.%, Tabella 3) e ciò fa sì che nel modello venga sottratta H<sub>2</sub>O alla componente solida refrattaria, riducendo conseguentemente l'abbondanza di biotite.

#### **4.2 Ricostruzione dell'evoluzione prograd della Zona d'Ultimo**

A partire dai campi di stabilità pressione-temperatura dei diversi litotipi studiati, è possibile ipotizzare un modello evolutivo delle condizioni termobariche a cui è stata sottoposta la Zona d'Ultimo (Fig. 20).

Per il campione di paragneiss a granato e staurolite TUN3, appartenente all'unità dei *paragneiss a due nicchie* (secondo la cartografia CARG), è stato determinato un campo di stabilità a circa 590 °C e 6 kbar, in facies anfibolitica, lungo un ipotetico percorso metamorfico progrado (Fig. 20). All'aumentare delle condizioni  $P-T$ , si ipotizza infatti che queste rocce avrebbero potuto trasformarsi nell'equivalente dei *paragneiss a granato e cianite* (campioni provenienti da questa formazione non sono stati studiati), per poi raggiungere la curva del solidus con l'inizio del fenomeno della fusione parziale.

La curva del solidus del modello TUN3\_I si sviluppa a temperatura pressoché costante fino a 10 kbar, intorno a 650 °C, e l'abbondanza di fuso raggiunge il 10 vol.% (abbondanza ipotetica necessaria per l'interconnessione fra il fuso intrappolato nelle giunzioni triple e la sua espulsione dalla roccia, Rutter & Mecklenburgh, 2006), per la composizione considerata, fra 750 e 800 °C (Fig. 20).

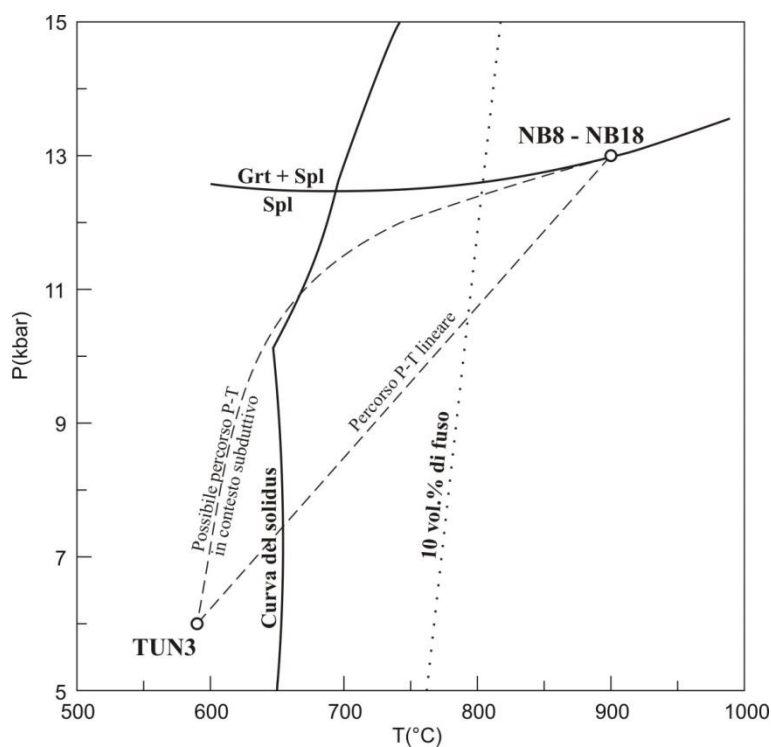


Fig. 20 – Diagramma *P-T* relativo all'evoluzione della Zona d'Ultimo. Il campione TUN3 è stabile a 590 °C e 6 kbar, mentre i campioni NB8 e NB18 a 900 °C e 13 kbar. Due traiettorie *P-T* sono riportate fra i punti TUN3 e NB8-NB18: una lineare, utilizzata per la successiva stima della percentuale di fuso estratto, ed una con concavità rivolta verso il basso, ad ipotizzare un tragitto coerente con il contesto di subduzione. Le curve del solidus e del 10 vol.% di fuso sono state determinate dal modello TUN3\_I (con campo *P-T* più ampio rispetto a quello in Fig. 15). La transizione da Spl a Grt + Spl è calcolata dal modello NB18\_I.

A 790 °C e 10.5 kbar, in corrispondenza dell'intersezione fra la traiettoria lineare e la curva corrispondente ad un volume di fuso pari al 10 %, il fuso assume una composizione acida e si caratterizza per un contenuto in silice ( $\text{SiO}_2$ ) pari a circa il 67 wt.% e in alluminio ( $\text{Al}_2\text{O}_3$ ) del 14 wt.% (Fig. 21).

Assumendo il campione di fels a granato NB8 come residuo refrattario mafico prodotto da fusione parziale ed espulsione del fuso dal sistema, possiamo considerare la composizione chimica di questo campione come il risultato della sottrazione da TUN3 di una percentuale incognita di fuso. Conoscendo la composizione di TUN3 e NB8, ed avendo modellizzato la composizione chimica del fuso al momento ipotetico della sua espulsione (10 vol.%), possiamo ricostruire la percentuale approssimata di fuso estratto (Fig. 21). In particolare, per questo calcolo sono state utilizzate le concentrazioni in  $\text{SiO}_2$ , che si arricchisce nella frazione fusa, e  $\text{Al}_2\text{O}_3$ , che è uno dei componenti più abbondanti nel residuo refrattario. Si osserva come i punti relativi alle concentrazioni di NB8, di TUN3 e del fuso modellizzato, presentino un buon allineamento ( $R^2 = 0.995$ ) e, applicando la regola della leva, possiamo stimare una percentuale in peso di fuso estratto da TUN3 per produrre NB8, pari al 20 %, in linea con quanto calcolato (20-30 %), su altri litotipi cristallini della Zona d'Ultimo, da Braga & Massonne, 2012.

Bisogna tuttavia ricordare che durante il processo di estrazione del fuso dal sistema, la composizione chimica di quest'ultimo varia progressivamente e ciò determina necessariamente anche una variazione nella composizione chimica del fuso che successivamente verrà a formarsi. Assumere una composizione chimica costante per il fuso è quindi una semplificazione della realtà, che aggiunge incertezza alla misura.

Le condizioni *P-T* di picco della Zona d'Ultimo sono state stimate, in base allo studio della peridotite ad anfibolo, a circa 900 °C di temperatura e 13 kbar di pressione, in facies granulitica.

Dai dati ottenuti mediante i diagrammi di fase realizzati con *Perple\_X*, si evince dunque come i litotipi della Zona d'Ultimo abbiano registrato un *range P-T* pari a 310 °C (900 – 590 °C) e 7 kbar (13 – 6 kbar) (Fig. 20).



Il percorso fra i due punti  $P$ - $T$  non può essere considerato lineare; trattandosi di metamorfismo regionale associato a collisione continentale e conseguente orogenesi (Varisica), si deve ipotizzare un percorso caratterizzato da un iniziale incremento di  $P$ , connesso all'ispessimento crostale, ed un successivo aumento di  $T$  per effetto dell'innalzamento delle isoterme, precedentemente deformate ed approfondite dalla subduzione dello *slab*.

Considerando l'incremento di pressione stimato (7 kbar) ed assumendo una densità media per la crosta superiore di  $2700 \text{ kg/m}^3$  e di  $2900 \text{ kg/m}^3$  per quella inferiore (Burov, 2011), si può ipotizzare una differenza nella profondità raggiunta da NB8 e NB18 (condizioni di picco) rispetto a TUN3 (metamorfismo di grado medio, lungo il percorso progrado), pari a circa 25 km.

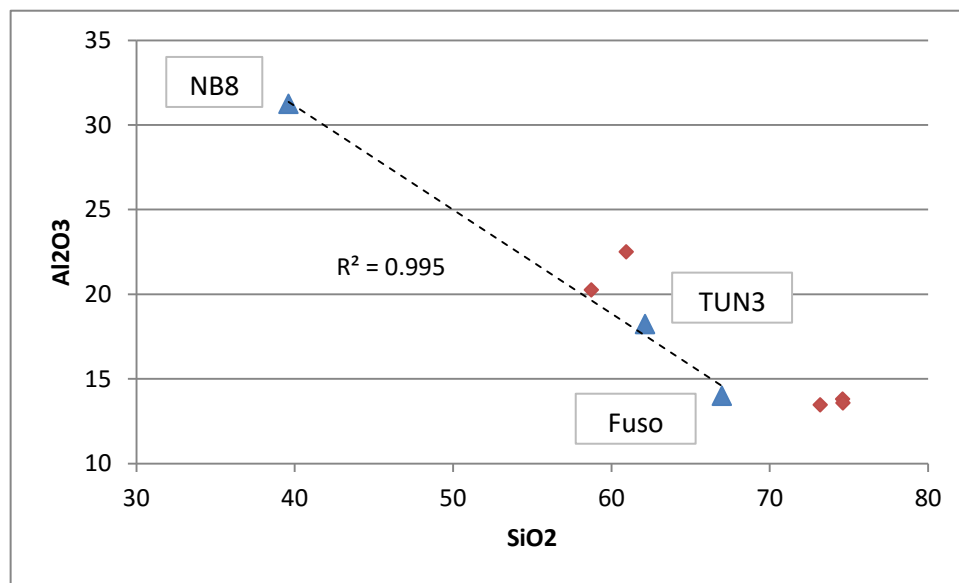


Fig.21 – Nel diagramma sono riportate in ascissa le concentrazioni in  $\text{SiO}_2$  e in ordinata le concentrazioni in  $\text{Al}_2\text{O}_3$ . I triangoli azzurri corrispondono alle concentrazioni di NB8, di TUN3 e del fuso modellizzato a  $790^\circ\text{C}$  e 10.5 kbar (10 vol.%, TUN3\_I). La funzione di regressione lineare fra questi tre punti è indicata con il tratteggio; il coefficiente di determinazione ( $R^2 = 0.995$ ) è riferito a tale retta. Il segmento fra TUN3 ed il fuso misura  $\frac{1}{4}$  del segmento fra NB8 e TUN3, da cui ipotizziamo l'estrazione di una quantità di fuso pari al 20 wt.%, per la formazione di NB8 a partire da TUN3.

I rombi in rosso rappresentano le concentrazioni di altri 5 campioni di migmatiti e gneiss (\*) provenienti dalla Zona d'Ultimo. Si può osservare come anche questi campioni si dispongano linearmente, con andamento compatibile, nei limiti dell'errore, con quello definito in precedenza.

\*  $\text{SiO}_2 / \text{Al}_2\text{O}_3$  [wt.%]: NB15 = 58.75 / 20.25, NB16 = 60.94 / 22.50, NB26 = 74.61 / 13.81, NB27 = 73.20 / 13.46, NB28 = 74.64 / 13.58 (Bargossi et al., 2003)

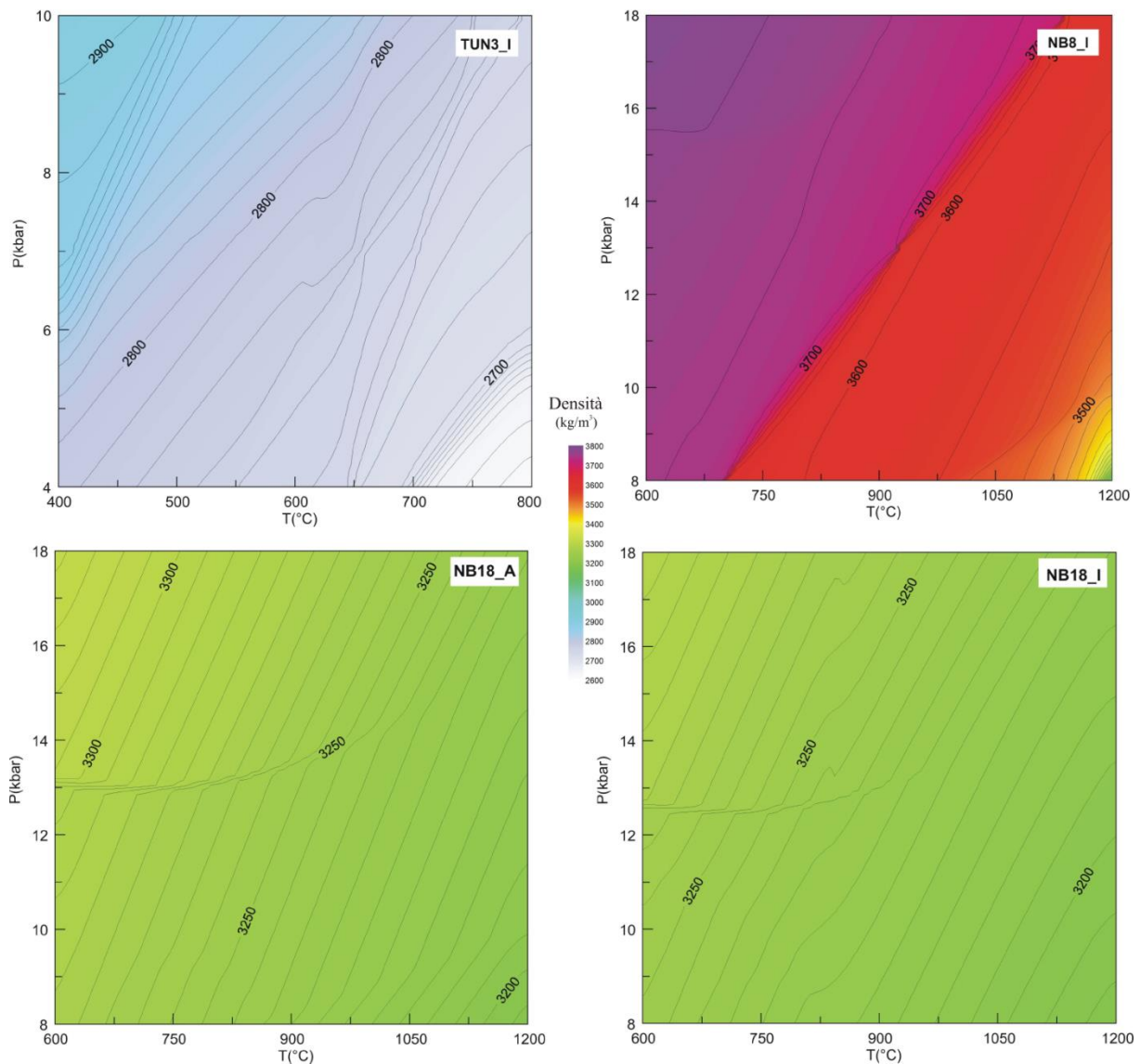
### 4.3 Considerazioni sulla densità dei litotipi studiati

Per mezzo di *Perple\_X* è possibile calcolare la densità delle rocce modellizzate, in funzione della composizione chimica e mineralogica del sistema, nel campo  $P$ - $T$  investigato, come illustrato nel paragrafo 2.2.

Per quanto riguarda TUN3, la densità alle condizioni stimate di  $590^\circ\text{C}$  e 6 kbar, risulta pari a circa  $2780 \text{ kg/m}^3$  (Tabella 3). Tale valore è intermedio fra le densità tipiche, riportate in letteratura, della crosta superiore ed inferiore, in accordo con quanto ci aspetteremmo da un paragneiss di medio-alto grado, quale è TUN3.

Osservando l'andamento della densità nell'intervallo termobarico investigato (Fig. 22), si può notare come questo parametro aumenta verso condizioni di alta pressione e bassa temperatura, e viceversa diminuisce verso condizioni di alta  $T$  e bassa  $P$ . Trattandosi di un sistema

isochimico, la causa delle variazioni di densità deve ovviamente essere individuata nelle variazioni mineralogiche all'equilibrio.



**Fig. 22 – Diagrammi  $P$ - $T$ - $\rho$ .** I limiti termobarici sono gli stessi per NB8 e per i due modelli di NB18, mentre sono diversi per TUN3, la scala delle densità è invece la stessa per tutti i diagrammi. In tutti i quattro grafici si osserva un incremento di densità verso alte  $P$  e basse  $T$ . Nel caso del fels a granato (NB8), il maggior incremento di densità, evidenziato dalle isolinee più fitte attorno a 3700 kg/m<sup>3</sup>, si verifica con il passaggio dalla facies a sillimanite, alla facies a cianite. Nei diagrammi relativi alla peridotite, la deformazione delle isolinee, attorno a 13 kbar, è provocata invece dal passaggio dalla facies a spinello, alla facies a granato.

La densità è stata calcolata mediante *Perple\_X*, con la realizzazione di una griglia ordinata di 90000 punti (300 x 300); l'interpolazione dei dati è stata eseguita adottando la tecnica dell'inverso del quadrato della distanza.

Nel caso di NB8, alle condizioni  $P$ - $T$  di 900 °C e 13 kbar, calcoliamo una densità di 3730 kg/m<sup>3</sup> (Tabella 3).

Si tratta di una densità estremamente elevata, maggiore anche della densità media comunemente considerata per le rocce del mantello superiore (3330 kg/m<sup>3</sup>, Burov, 2011). Questa marcata differenza rispetto al paragneiss a granato e staurolite, ipotizzato come protolite del campione NB8, è ovviamente da individuare nella sottrazione, dalla roccia

sorgente, del fuso sialico prodottosi per fusione parziale, che ha determinato la composizione ultrabasica ( $\text{SiO}_2 < 45 \text{ wt.}\%$ ) e più ricca in  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  e  $\text{TiO}_2$  del fels a granato rispetto al suo protolite.

La densità elevata è dovuta in particolare alle due fasi mineralogiche principali: granato (63 wt.%) e cianite (28 wt.%), che presentano densità rispettivamente maggiori di  $3900 \text{ kg/m}^3$  e  $3600 \text{ kg/m}^3$  (Tabella 3).

Come per il campione TUN3, anche in questo caso la densità del sistema aumenta verso alte  $P$  e basse  $T$ , mentre diminuisce verso alte  $T$  e basse  $P$  (Fig. 22) (il campo  $P$ - $T$  osservato è comunque differente rispetto a TUN3).

Nelle stesse condizioni termobariche indagate per NB8, nel caso della peridotite ad anfibolo (modello NB18\_I), la densità calcolata è di  $3230 \text{ kg/m}^3$  (Tabella 3).

Questo valore è leggermente inferiore rispetto a quanto atteso in genere per le peridotiti del mantello superiore ( $3330 \text{ kg/m}^3$ ; Burov, 2011).

Confrontando il modello idrato NB18\_I, con il modello anidro NB18\_A (Fig. 22), si osserva come la differenza di densità fra i due non sia molto marcata: a  $900 \text{ }^\circ\text{C}$  e  $13 \text{ kbar}$  si registrano densità di  $3230 \text{ kg/m}^3$  nel caso idrato e  $3250 \text{ kg/m}^3$  nel caso anidro. A tali condizioni il modello anidro ricade ancora nella facies a Spl, tuttavia, spostandoci nel campo della facies a Grt per entrambi i modelli, quindi aumentando  $P$ , le differenze di densità rimangono sempre nell'ordine massimo di un paio di decine di  $\text{kg/m}^3$ .

L'elemento più importante che risulta da queste considerazioni è la densità maggiore del fels a granato ( $3730 \text{ kg/m}^3$ ) rispetto alla peridotite ad anfibolo ( $3230 \text{ kg/m}^3$ ), quindi di una roccia crostale rispetto ad una mantellica.

Una differenza così elevata è necessariamente significativa anche al netto dell'incertezza sui dati modellizzati.

I corpi di restiti in affioramento sono tuttavia di dimensioni limitate e rappresentano, nelle *migmatiti stromatiche*, un volume ridotto non considerabile come diagnostico dell'intero membro. In genere infatti, le migmatiti della Zona d'Ultimo si caratterizzano per un rapporto variabile fra paleosoma e leucosoma, senza il prevalere del primo sul secondo.

Con l'intento di determinare la quantità di materiale restitico, rispetto al protolite originario, necessario a determinare un aumento di densità tale da eguagliare quella delle peridotiti ad anfibolo, è stato realizzato il diagramma  $P$ - $T$ - $X$  riportato in Fig. 23 (Appendice I).

In ascissa è stata posta la composizione chimica del sistema, variabile fra due termini estremi rappresentati dalle composizioni dei campioni TUN3 ( $X = 0$ ) e NB8 ( $X = 1$ ).

In ordinata sono invece state poste la pressione e la temperatura, con la seconda dipendente dalla prima (funzione della profondità), secondo un gradiente geotermico teorico esplicitato dall'equazione:

$$T[^\circ\text{C}] = 44.286[^\circ\text{C}/\text{kbar}] * P[\text{kbar}] + 324.29[^\circ\text{C}]$$

L'equazione scelta rappresenta una funzione lineare, determinata a partire dalle condizioni  $P$ - $T$  dei due termini estremi TUN3 e NB8.

È già stato illustrato nel paragrafo 4.2 come il percorso  $P$ - $T$ , in un contesto di collisione continentale, preveda un iniziale incremento di pressione, seguito da un incremento di temperatura a  $P$  più o meno costante.

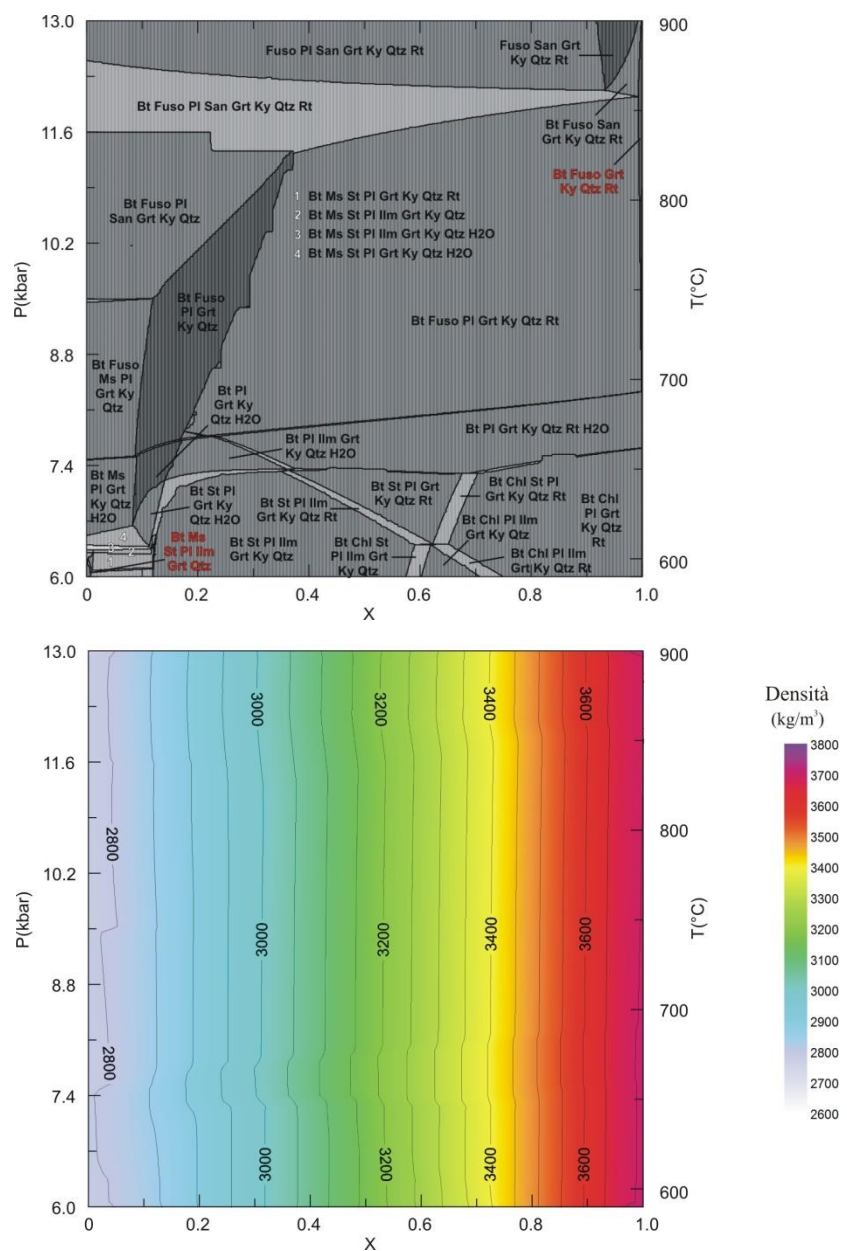
La scelta di adottare una funzione lineare è quindi una semplificazione della realtà, legata all'impossibilità di ricostruire l'esatto percorso metamorfico progrado, avendo a disposizione solo i punti di inizio (TUN3) e di fine (NB8-NB18). Il calcolo della funzione, che descriva la curva relativa al percorso progrado della Zona d'Ultimo, necessiterebbe dell'individuazione delle condizioni di stabilità di termini intermedi fra i litotipi studiati.

Tenendo quindi conto dell'errore necessariamente presente in questo tipo di modellizzazione, è possibile osservare come la densità del sistema studiato, eguagli la densità delle peridotiti ad anfibolo ( $3230 \text{ kg/m}^3$ ) per un valore di  $X$  compreso fra 0.5 e 0.6 (Fig. 23). Ciò significa che, per eguagliare la densità delle peridotiti ad anfibolo, lungo il percorso  $P$ - $T$  ipotizzato, il sistema geologico in esame deve assumere una composizione chimica intermedia fra TUN3 e NB8.

È già stato illustrato che per generare una roccia restitica come NB8, a partire da un protolite come TUN3, è necessaria l'estrazione di una quantità di fuso pari a circa il 20 wt.%. Per la formazione di migmatiti di densità pari alle peridotiti ad anfibolo, possiamo quindi ipotizzare che sia necessario rimuovere dalla roccia sorgente una frazione compresa fra il 50 ed il 60 % ( $X = 0.5-0.6$ ) della quantità di fuso precedentemente stimata, pari cioè al 10-12 wt.% (a parità di condizioni, una certa quantità in peso di fuso corrisponde ad un valore percentuale in volume maggiore, dipendente dalle variabili  $P$ - $T$  e di composizione chimica considerate).

**Fig. 23** – In alto il diagramma di fase  $P$ - $T$ - $X$ , costruito ponendo in ascissa la composizione chimica ipotetica della frazione residuale, variabile fra TUN3 ( $X = 0$ ) e NB8 ( $X = 1$ ), e in ordinata le variabili pressione e temperatura, in relazione fra loro secondo il gradiente geotermico descritto in precedenza nel testo. In rosso sono indicati i campi paragenetici di TUN3 e NB8.

In basso è illustrato l'andamento della densità del sistema. Si osserva come la densità sia funzione esclusivamente della composizione chimica e sia indipendente da quella mineralogica. La densità è stata calcolata mediante *Perple\_X*, con la realizzazione di una griglia ordinata di 9000 punti ( $300 \times 300$ ); l'interpolazione dei dati è stata eseguita adottando la tecnica dell'inverso del quadrato della distanza. La scala della densità è la stessa impiegata per i grafici in Fig. 22.



#### 4.4 Origine dell'associazione peridotiti-migmatiti-gneiss

I modelli proposti da Brueckner (1998), sull'origine dell'inclusione di corpi peridotitici in contesti crostali, sono di due tipi in funzione del regime deformativo, un modello fragile ed un modello duttile (Fig. 1).

L'analisi paleo-reologica della Zona d'Ultimo non è oggetto di questo studio, tuttavia per indagare il meccanismo di inclusione delle peridotiti, risulta ovviamente fondamentale stabilire il regime deformativo del sistema, al momento dell'inclusione stessa.

Il contatto fra peridotiti e migmatiti e fra peridotiti e gneiss della Zona d'Ultimo è netto e concordante alla foliazione (Avanzini et al., 2007; Bargossi et al., 2003), ma la limitata estensione degli affioramenti e l'assenza di osservazioni di terreno complete in questo senso, permettono di avanzare diverse ipotesi sul processo geologico che ha generato tale associazione.

Molti sono gli studi presenti in letteratura, che hanno avuto come obiettivo quello di determinare il comportamento meccanico delle rocce in contesti profondi (e.g. Karato, 2010 e riferimenti bibliografici ivi riportati). Tuttavia le proprietà reologiche della litosfera continentale sono estremamente complesse, a causa della notevole variabilità nelle composizioni chimiche e mineralogiche delle rocce e per via del coinvolgimento di un numero elevato di variabili fisiche.

La risposta alla deformazione dipende infatti da parametri come: la composizione mineralogica, la taglia dei minerali, le condizioni  $P-T$ , lo *strain-rate* (velocità con cui è applicata la deformazione), la concentrazione/fugacità dell'acqua, la presenza di fusi (Karato, 2010 e riferimenti bibliografici ivi riportati).

In particolare, il fattore che presenta le problematiche maggiori relativamente ad una sua misurazione è il tempo. A parità di tutti gli altri parametri, uno stesso materiale solido può infatti caratterizzarsi per un comportamento fragile o duttile, a seconda che lo sforzo venga applicato rapidamente o lentamente, sempre alla scala dei tempi geologici.

Ad ogni modo, considerando il contesto di crosta profonda, quindi gli elevati valori  $P-T$ , le condizioni idrate e la presenza di fusi (acqua e fuso riducono la resistenza alla deformazione, anche se bisogna considerare che il fuso sottrae anche acqua al sistema e può, in certi casi, avere l'effetto contrario, Karato 2010), sulla base dei modelli reologici presenti in letteratura (e.g. Kohlstedt et al., 1995; Fig. 24), possiamo assumere per la crosta continentale a contatto col mantello astenosferico, quindi per il sistema geologico che andremo ad investigare, un comportamento di tipo duttile.

Per quanto riguarda le rocce mantelliche, pur avendo considerato condizioni sature, non conosciamo la concentrazione d'acqua libera nel sistema, parametro che influenza notevolmente la viscosità e quindi la capacità delle peridotiti stesse di fluire.

Il meccanismo duttile di intrusione dei corpi peridotitici all'interno dello *slab* in subduzione,

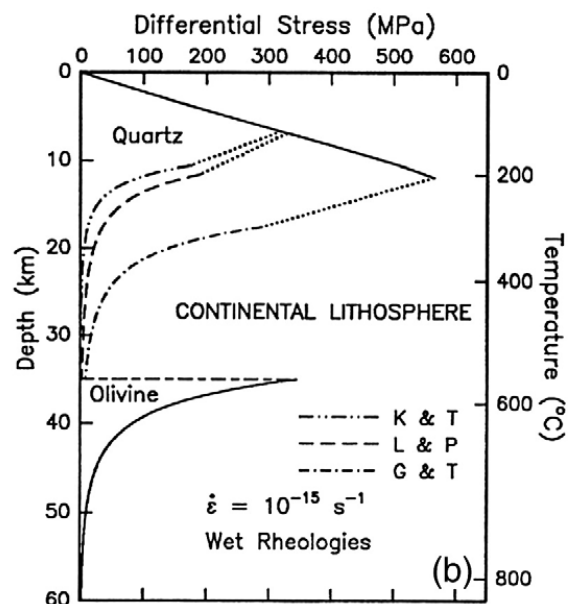


Fig. 24 – Modello reologico per il caso di litosfera continentale, in condizioni sature in acqua, Kohlstedt et al. (1995). Il comportamento della crosta continentale è descritto per mezzo delle proprietà fisiche del quarzo, mentre l'olivina è assunta a descrizione della composizione media del mantello litosferico.

viene illustrato da Brueckner (1998) come una sorta di diapirismo inverso, con le peridotiti del cuneo di mantello che sprofondano all'interno della crosta (*lower plate*). Viceversa, porzioni meno dense di rocce cristalline compiono il percorso inverso, venendo incluse nel cuneo di mantello, senza la possibilità di essere successivamente esumate (Fig.1).

Questo meccanismo si basa sul contrasto di densità fra le peridotiti del cuneo di mantello e le rocce cristalline subdotte, con le prime ritenute classicamente più dense rispetto alle seconde. I processi di metasomatizzazione delle peridotiti e soprattutto di fusione parziale delle rocce cristalline, rappresentano però fattori in grado di modificare le densità del sistema, come illustrato nel paragrafo 4.3.

Le condizioni barometriche di picco, stimate a circa 13 kbar di pressione, sono compatibili con profondità di 40-50 km. Il modello duttile, proposto da Brueckner, viene ipotizzato in corrispondenza dello *slab* in subduzione, tuttavia in contesti collisionali caratterizzati da raccorciamento ed inspessimento crostale, profondità di quest'ordine di grandezza sono confrontabili con le porzioni più superficiali del cuneo di mantello, quindi anche con il limite crosta inferiore-mantello superiore nella *upper plate*.

Indipendentemente dalla collocazione del sistema fra *upper plate* e *lower plate* (Fig. 25), in base alle condizioni *P-T-ρ* modellizzate per i litotipi della Zona d'Ultimo, esiste un'evidente situazione di instabilità legata al contrasto di densità.

Nel caso della *lower plate*, quindi nel caso proposto da Brueckner, possiamo ipotizzare la seguente situazione (Fig. 25):

- il grado metamorfico delle rocce cristalline è funzione dell'approfondimento dello *slab*, di conseguenza le condizioni *P-T*, per questi litotipi, aumentano lungo la direzione di immersione dello *slab* stesso; gli gneiss a granato e staurolite (*gneiss a due nicchie*, TUN3) presentano quindi un grado metamorfico inferiore rispetto alle *migmatiti stromatiche* (NB8), perché più prossimali alla zona di collisione, quindi sottoposte ad un minor approfondimento
- la fusione parziale determina la differenziazione tra il fuso ed il materiale restitico nella *lower plate*; il materiale più ricco in fuso (una volta cristallizzato costituirà i livelli nebulitici), per effetto della minor densità, viene a giustapporsi al cuneo di mantello (NB18), mentre il materiale restitico più denso non riesce ad andare a contatto con le peridotiti
- il passaggio delle peridotiti dalla facies a Spl, alla facies a Grt + Spl, è dovuta all'aumento di pressione indotto dall'approfondimento del sistema, per effetto del *corner flow*
- la condizione di instabilità è determinata dalla presenza di peridotiti al di sopra di rocce cristalline meno dense (questa situazione è vera anche in assenza di fenomeni di fusione parziale). L'ipotetica sequenza di litologie caratterizzanti la Zona d'Ultimo, precedentemente all'inclusione del materiale mantellico nello *slab*, è data, dal basso verso l'alto, da restitinebuliti-peridotiti; le rocce mantelliche ( $3230 \text{ kg/m}^3$ ) vengono quindi ad "intrudersi" fra i livelli nebulitici meno densi ed i livelli restitici più densi (fino a  $3730 \text{ kg/m}^3$ )
- l'idratazione delle peridotiti avviene a causa della liberazione di fluidi, in seguito alla cristallizzazione del fuso crostale, durante la fase di esumazione (diminuzione di temperatura), quando i corpi peridotitici sono già inclusi nella crosta; l'acqua precedentemente liberata per deidratazione del protolite delle migmatiti, viene infatti catturata dal fuso e non è in grado di andare ad idratare il mantello.

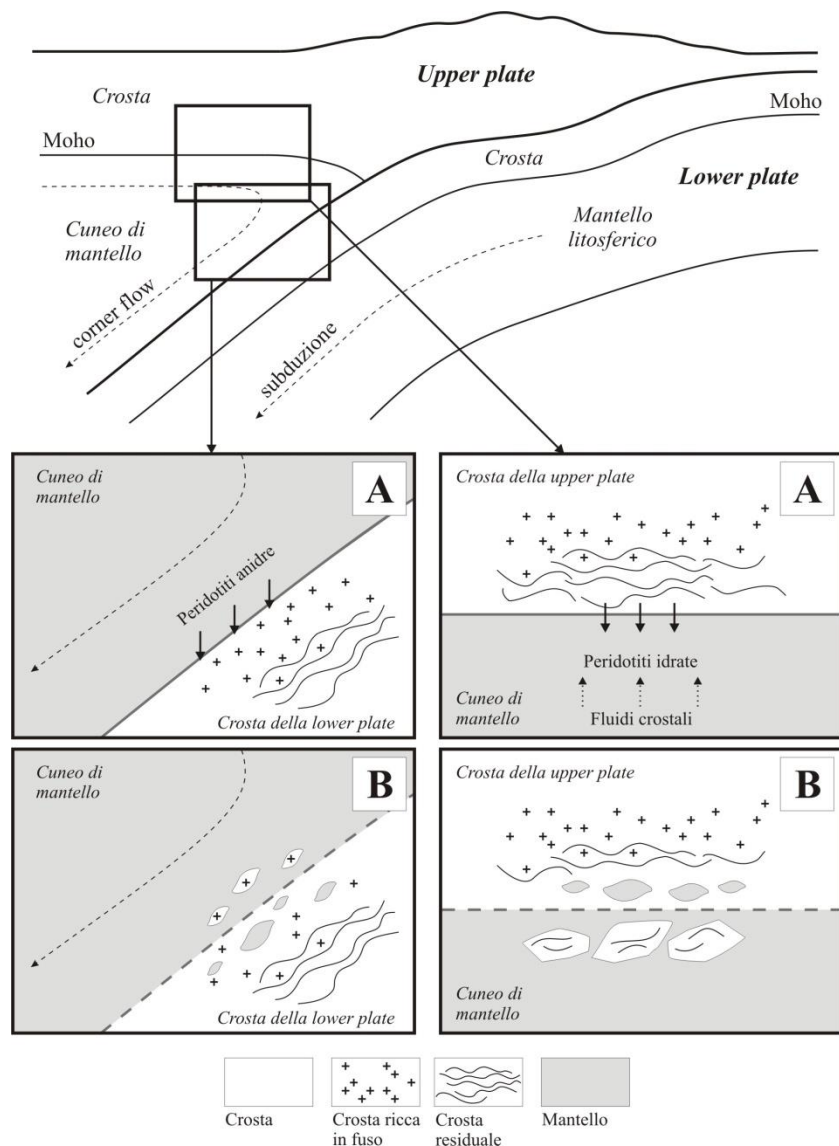
Nel caso della *upper plate* si verrebbe invece a verificare una situazione leggermente differente (Fig. 25):

- la sequenza metamorfica progradata nella crosta è funzione dell'inspessimento crostale e non dell'approfondimento dello *slab*, con le rocce a diverso grado metamorfico impilate sulla verticale anziché lungo la direzione di immersione della placca in subduzione; le peridotiti stesse passano dalla facies a Spl, alla facies a Grt + Spl, per effetto dell'aumento di pressione connesso all'inspessimento crostale

-l'idratazione delle peridotiti non è provocata in questo caso dalla cristallizzazione del fuso crostale, ma dalla deidratazione dello *slab*, presumibilmente responsabile anche dell'idratazione dell'*upper plate* e quindi della sua fusione parziale. L'acqua liberata per deidratazione della crosta non è completamente "catturata" dalle peridotiti, ma riesce, in accordo con la profondità ridotta (40-50 km), quindi per lo spessore limitato del cuneo di mantello (dipendente anche dal tasso di convergenza fra le placche, che controlla l'angolo di subduzione), a raggiungere ed idratare la crosta continentale della *upper plate*

-la separazione gravitativa fra il materiale crostale più ricco in fuso, verso l'alto, e la frazione restitica, verso il basso, porta quest'ultima a contatto con le peridotiti del cuneo di mantello sottostante

-l'instabilità è determinata dalla disposizione di rocce restitiche più dense (fino a  $3730 \text{ kg/m}^3$ ) al di sopra di peridotiti idrate meno dense ( $3230 \text{ kg/m}^3$ ), con lo sprofondamento all'interno del mantello della crosta residuale, meccanismo già per altro ipotizzato da altri autori (e.g. Kay & Kay 1991, 1993), e la conseguentemente inclusione di peridotiti nella crosta proprio per compensare il distacco del materiale restitico dalla crosta profonda. Si genera in questo modo una sequenza, dal basso verso l'alto, data da restiti-peridotiti-nebuliti.



**Fig. 25 – Rappresentazione schematica dei due possibili casi di inclusione duttile di peridotiti in crosta continentale. A sinistra il caso della *lower plate*, a destra il caso della *upper plate*. Le immagini A e B rappresentano rispettivamente la situazione precedente e successiva al processo di inclusione.**

## 5 – CONCLUSIONI

La presenza di lenti peridotitiche mantelliche, incluse in rocce cristalline metamorfiche di alto grado, in orogeni collisionali, è una caratteristica riscontrabile in diverse catene fanerozoiche. L'origine di queste associazioni litologiche è dibattuta, tuttavia Brueckner (1998) propone, come possibile causa, lo sviluppo di una condizione di instabilità gravitativa fra la crosta dello *slab* in subduzione ed il cuneo di mantello sovrastante. In virtù del contrasto di densità fra le peridotiti, più dense, e le rocce cristalline, meno dense, le prime tendono ad approfondirsi e ad “intrudere” la crosta deformandosi duttilmente, se le condizioni di temperatura e di contenuto in fluidi lo permettono. In caso contrario, il meccanismo ipotizzato è di tipo fragile, con la genesi di sistemi di faglie.

La Zona d'Ultimo, nell'Austroalpino superiore, è uno di quei contesti geologici in cui è possibile osservare lenti di peridotite incluse in rocce cristalline metamorfiche.

Lo scopo di questo elaborato è stato quello di modellizzare, mediante il *software* di modellizzazione termodinamica *Perple\_X*, le proprietà fisiche, alle condizioni di picco, delle rocce coinvolte nel caso della Zona d'Ultimo, a partire dalla loro composizione chimica e mineralogica.

In particolare, si è cercato di indagare l'effetto dell'idratazione del mantello e della fusione parziale della crosta, relativamente alle variazioni di densità di questi litotipi ed il loro possibile ruolo nel generare la condizione di instabilità proposta da Brueckner.

I litotipi costituenti la Zona d'Ultimo possono essere semplificati in: gneiss, migmatiti e peridotiti, testimoni di condizioni *P-T* differenti, lungo un percorso metamorfico progrado.

Per la modellizzazione degli gneiss è stato scelto il campione TUN3, un paragneiss a granato e staurolite di grado medio, appartenente all'unità dei *paragneiss a due miche*.

Il campione, con evidente foliazione pianoparallela prodotta dall'alternarsi di livelli granoblastici e lepidoblastici, si caratterizza per l'associazione mineralogica: Qtz + Bt + Pl + Ms + Grt + St + Chl + Opachi + Tur. Mediante *Perple\_X* si è ipotizzato, per TUN3, il raggiungimento dell'equilibrio alle condizioni di circa 590 °C e 6 kbar, in facies anfibolitica, confrontabili con profondità attorno a 20 km.

Le condizioni metamorfiche di picco caratterizzanti la Zona d'Ultimo sono state calcolate dalla modellizzazione delle peridotiti, rappresentate dal campione NB18.

Si tratta di una peridotite ad anfibolo, contraddistinta dall'associazione: Ol + Am + Opx + Cpx + Grt + Spl. Le condizioni di stabilità sono state determinate a 900 °C e 13 kbar, in facies granulitica, comparabili con profondità di 40-50 km.

Le stesse condizioni *P-T* di picco sono state assunte per il campione NB8, un fels a granato (Grt + Ky + Qtz + Rt + Bt + Opachi) rappresentativo della crosta residuale, prodotto per fusione parziale ed estrazione del fuso anatectico, ipotizzando una storia metamorfica in parte comune fra le peridotiti e le migmatiti ad esse associate. Avendo assunto TUN3 come ipotetico protolite di NB8, sulla base delle pressioni all'equilibrio dobbiamo ipotizzare, per la formazione di NB8, un approfondimento di 20-30 km maggiore rispetto alla profondità calcolata per TUN3,

Alle condizioni *P-T* di equilibrio modellizzate, si sono potute osservare importanti differenze di densità fra i vari litotipi.

Alle condizioni di picco (900 °C, 13 kbar), il campione NB8 registra una densità di 3730 kg/m<sup>3</sup>, nettamente superiore rispetto a TUN3, che a 590 °C e 6 kbar misura invece 2780 kg/m<sup>3</sup>. Sempre a 900 °C e 13 kbar, le peridotiti idrate presentano una densità di 3230 kg/m<sup>3</sup>, mentre nel caso anidro, alle stesse condizioni termobariche, misurano 3250 kg/m<sup>3</sup>.



Da questi dati si può desumere che, nel caso della Zona d'Ultimo, la fusione parziale nelle rocce crostali abbia un ruolo maggioritario rispetto all'idratazione e alla transizione spinello-granato nelle rocce mantelliche, nel determinare variazioni di densità. La presenza di pargasite produce infatti una diminuzione di densità limitata a qualche decina di  $\text{kg/m}^3$ , confrontabile con l'aumento indotto dalla transizione dalla facies a Spl alla facies a Grt (ovviamente maggiore è l'incremento di  $P$  considerato nel passaggio di facies e maggiore è l'incremento di  $\rho$ ).

In particolare si è osservato come, per la formazione di una roccia residuale che eguagli la densità di peridotiti idrate analoghe a NB18, a partire da una roccia sorgente quale TUN3, sia necessario estrarre una frazione di fuso pari al 10-12 wt.%.

La profondità massima del sistema, stimata a 40-50 km sulla base della pressione di picco delle peridotiti, a seconda delle caratteristiche del contesto collisionale, come angolo di subduzione ed entità dell'ispessimento crostale, può essere riconducibile alle zone più superficiali dello *slab* in subduzione a contatto con il cuneo di mantello, oppure alle zone più profonde della crosta nell'*upper plate*.

In entrambi i casi è ipotizzabile una condizione di instabilità, come ipotizzato da Brueckner per la *lower plate*, a causa del contrasto di densità fra i litotipi mantellici e crostali, con la differenziazione indotta dalla fusione parziale che determina la formazione di livelli più ricchi in fuso, meno densi delle peridotiti, e livelli restitici invece più densi delle rocce mantelliche. Per l'origine dell'associazione peridotiti-migmatiti-gneiss della Zona d'Ultimo, sono quindi immaginabili due possibili meccanismi geodinamici (Fig. 25):

(1) - l'inclusione delle lenti di peridotite avviene in corrispondenza del contatto fra il cuneo di mantello, a tetto, e la crosta continentale in subduzione, a letto; i livelli migmatitici ricchi in fuso, in virtù della bassa densità, tendono a migrare verso l'alto, venendo conseguentemente sostituiti nella crosta dalle peridotiti anidre, idratate successivamente durante la fase di cristallizzazione del fuso crostale. Il modello è analogo a quello proposto da Brueckner, ma in condizioni più superficiali (< 100 km)

(2) - l'inclusione delle lenti di peridotite avviene in corrispondenza del limite crosta inferiore-mantello superiore nella *upper plate*; i livelli crostali restitici, per effetto dell'elevata densità causata dalla perdita della componente sialica in seguito alla fusione parziale, sprofondano nel mantello, provocando la risalita delle peridotiti all'interno della crosta.

## **RINGRAZIAMENTI**

Sentiti ringraziamenti al Prof. Roberto Braga, per tutto l'impegno ed il tempo dedicato alla realizzazione di questo progetto di tesi, per i consigli, gli scambi di idee ed il materiale fornito.

A conclusione di questo percorso universitario, un ringraziamento doveroso a tutte le persone che ne hanno fatto parte.

## BIBLIOGRAFIA

- Andreatta C. (1948) - *La linea di Pejo nel massiccio dell'Ortles e le sue miloniti*. Acta Geol. Alp. 1: 1-63.
- Ashworth J.R. (1985) - *Introduction*. In: J.R. Ashworth (Eds), *Migmatites*. Blackie, Glasgow, 1-35.
- Avanzini M., Bargossi G.M., Borsato A., Castiglioni G.B., Cucato M., Morelli C., Prosser G. & Sapelza A. (2007) - *Note illustrative della Carta Geologica d'Italia alla scala 1:50.000, foglio 026 Appiano*. Provincia Autonoma di Trento, Provincia Autonoma di Bolzano. SystemCart, Roma.
- Bargossi G.M., Bondi M., Mordenti A. & Morten L. (2003) - *The abundance of 55 elements and petrovolumetric models of the crust in the Non and Ulten Valleys (site 3)*. In: F.P. Sassi (Eds), *The abundance of 55 elements and petrovolumetric models of the crust in 9 type areas from the crystalline basements of Italy, with some geophysical and petrophysical data*. Accademia Nazionale delle Scienze detta dei XL, scritti e documenti XXXII, Roma, 163-196.
- Bogel H. (1975) - *Zur literatur uber die "Periadriatische Naht"*. Verh. Geol. B.: 163-199.
- Braga R. & Bargossi G.M. (2014) - *Crustal-Mantle relationships close at hands. Walking through the Ulten-Nonsberg orogenic lower crust*. Geological field trips 2014, 6: 1-46.
- Braga R. & Massonne H.-J. (2008) - *Mineralogy of inclusions in zircon from high-pressure crustal rocks from the Ulten Zone, Italian Alps*. Per. Mineral. 77: 43-64.
- Braga R. & Massonne H.-J. (2012) - *H<sub>2</sub>O content of deep-seated orogenic continental crust: the Ulten Zone, Italian Alps*. Int. Geol. Rev. 54: 633-641.
- Braga R. & Sapienza G.T. (2007) - *The retrograde evolution of a dolomite-bearing hydrous peridotite from the Ulten Zone (Italian Alps)*. GeoActa 6: 37-45.
- Braga R., Massonne H.-J. & Morten L. (2007) - *An early metamorphic stage for the Variscan Ulten Zone gneiss (NE Italy): evidence from mineral inclusions in kyanite*. Mineral. Mag. 71: 691-702.
- Brueckner H.K. (1998) - *Sinking intrusion model for the emplacement of garnet-bearing peridotites into continent collision orogens*. Geology 26: 631-634.
- Burov E.B. (2011) - *Rheology and strength of the lithosphere*. Mar. Petrol. Geol. 28: 1402-1443.
- Connolly J.A.D. (1992) - *Elementary phase diagrams: principles and methods*. In: *Pressure and temperature evolution of orogenic belts*. V Summer School, Geologia e Petrologia dei Basamenti Cristallini. University of Siena and Italian National Research Council, Italy: 203-220.
- Connolly J.A.D. (2005) - *Computation of phase equilibria by linear programming: a tool for geodynamic modelling and its application to subduction zone decarbonation*. Earth Planet. Sc. Lett. 236: 524-541.
- Connolly J.A.D. (2009) - *The geodynamic equation of state: what and how*. Geochem. Geophys. Geosys. 10: Q10014 DOI: 10.1029/2009GC002540.
- Connolly J.A.D. & Kerrick D.M. (2002) - *Metamorphic controls on seismic velocity of subducted oceanic crust at 100-250 km depth*. Earth Planet. Sc. Lett. 204: 61-74.
- Del Moro A., Martin S. & Prosser G. (1999) - *Migmatites of the Ulten Zone (NE Italy), a record of melt transfer in deep crust*. J. Petrol. 40: 1803-1826.
- Godard G. & Martin S. (2000) - *Petrogenesis of kelyphites in garnet peridotites: a case of study from the Ulten Zone, Italian Alps*. J. Geodyn 30: 117-145.
- Godard G., Martin S., Prosser G., Kienast J.R. & Morten L. (1996) - *Variscan migmatites, eclogites and garnet-peridotites of the Ulten Zone, Eastern Austroalpine system*. Tectonophysics 259: 313-341.

- Green H.W. II, Dobrzhinetskaya L., Riggs E.M. & Jin Z.-M. (1997) - *Alpe Arami: a peridotite massif from the Mantle Transition Zone?*. Tectonophysics 279: 1-21.
- Hacker B.R., Andersen T.B., Johnston S., Kylander-Clark A.R.C., Peterman E.M., Walsh E.O. & Young D. (2010) - *High-temperature deformation during continental-margin subduction & exhumation: the ultrahigh-pressure Western Gneiss Region of Norway*. Tectonophysics 480: 149-171.
- Holland T. & Powell R. (1996) - *Thermodynamics of order-disorder in minerals. 2. Symmetric formalism applied to solid solutions*. Am. Mineral. 81: 1425-1437.
- Holland T. & Powell R. (2001) - *Calculation of phase relations involving haplogranitic melts using an internally consistent thermodynamic dataset*. J. Petrol. 42: 673-683.
- Holland T., Baker J. & Powell R. (1998) - *Mixing properties and activity-composition relationships of chlorites in the system MgO-FeO-Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>-SiO<sub>2</sub>-H<sub>2</sub>O*. Eur. J. Mineral. 10: 395-406.
- Holland T.J.B. & Powell R. (1990) - *An internally-consistent thermodynamic dataset with uncertainties and correlations: the system Na<sub>2</sub>O-K<sub>2</sub>O-CAO-MgO-MnO-FeO-Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>-Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>-SiO<sub>2</sub>-TiO<sub>2</sub>-C-H<sub>2</sub>O*. J. Metamorph. Geol. 8: 89-124.
- Holland T.J.B. & Powell R. (1991) - *A Compensated-Redlich-Kwong (CORK) equation for volumes and fugacities of CO<sub>2</sub> and H<sub>2</sub>O in the range 1 bar to 50 kbar and 100-1600 °C*. Contrib. Mineral. Petr. 109: 265-273.
- Holland T.J.B. & Powell R. (1998) - *An internally consistent thermodynamic data set for phases of petrological interest*. J. Metamorph. Geol. 16: 309-343.
- Holness M.B., Cesare B. & Sawyer E.W. (2011) - *Melted rocks under the microscope: microstructures and their interpretation*. Elements 7: 247-252.
- Honda S. (1985) - *Thermal structure beneath Tohoku, northeast Japan - a case study for understanding the detailed thermal structure of the subduction zone*. Tectonophysics 112: 69-102.
- Karato S. (2010) - *Rheology of the Earth's mantle: a historical review*. Gondwana Res. 18: 17-45.
- Kay R.W. & Kay S.M. (1991) - *Creation and destruction of lower continental crust*. Geol. Rundsch. 80: 259-278.
- Kay R.W. & Kay S.M. (1993) - *Delamination and delamination magmatism*. Tectonophysics 19: 177-189.
- Kohlstedt D.L., Evans B. & Mackwell S.J. (1995) - *Strength of the lithosphere: constraints imposed by laboratory measurements*. J. Geophys. Res. 100: 17587-17602.
- Le Maitre R.W. (2002) - *Igneous rocks: a classification and glossary of terms. 2nd edition*. Cambridge University Press, Cambridge, 236 p.
- Marocchi M., Hermann J. & Morten L. (2007) - *Evidence for multi-stage metasomatism of chlorite-amphibole peridotites (Ulten Zone, Italy): constraints from trace elements compositions of hydrous phases*. Lithos 99: 85-104
- Martin S., Montresor L., Mair V., Pellegrini G.B., Avanzini M., Fellin G., Gambillara R., Tumiatì S., Santuliana E., Monopoli B., Gaspari D., Sapigni M. & Surian N. (2009) - *Note illustrative della Carta Geologica d'Italia alla scala 1:50.000, foglio 025 Rabbi*. Provincia Autonoma di Trento, Provincia Autonoma di Bolzano. B. Monopoli, Land Technology & Services, Padova e Treviso.
- Massonne H.-J. (2013) - *Constructing the pressure-temperature path of ultrahigh-pressure rocks*. Elements 9: 267-272.
- Muller W., Prosser G., Mancktelow N.S., Villa I.M., Kelley S.P., Viola G. & Oberli F. (2001) - *Geochronological constraints on the evolution of the Periadriatic Fault System (Alps)*. Int. J. Earth Sci. 90: 623-653.
- Newton R.C., Charlu T.V. & Kleppa O.J. (1980) - *Thermochemistry of the high structural state plagioclases*. Geochim. Cosmochim. Ac. 44: 933-941.

- Nimis P. & Morten L. (2000)- *P-T evolution of "crustal" garnet peridotites and included pyroxenites from Nonsberg area (Upper Austroalpine), NE Italy: from the wedge to the slab*. J. Geodyn. 30: 93-115.
- Obata M. & Morten L. (1987) - *Transformation of spinel lherzolite to garnet lherzolite in ultramafic lenses of the Austridic Crystalline Complex, Northern Italy*. J. Petrol. 28: 599-623.
- Prosser G. (1998) - *Strike-slip movements and thrusting along a transpressive fault zone: the Giudicarie line (Insubric line, northern Italy)*. Tectonics 17: 921-937.
- Prosser G. (2000) - *The development of the North Giudicarie fault zone (Insubric line, northern Italy)*. J. Geodyn. 30: 229-250.
- Rampone E. & Morten L. (2001) - *Records of crustal metasomatism in the garnet peridotites of the Ulten Zone (Upper Austroalpine, Eastern Alps)*. J. Petrol. 42: 207-219.
- Ranalli G., Martin S. & Mahatsente R. (2005) - *Continental subduction and exhumation: an example from the Ulten Unit, Tonale Nappe, Eastern Austroalpine*. In: D. Gapais, J.P. Brun & P.R. Cobbold (Eds), *Deformation mechanisms, rheology and tectonics: from minerals to the lithosphere*. Geological Society, London, Special Publications 243: 159-174.
- Rutter E.H. & Mecklenburgh J. (2006) - *The crustal extraction of melt from crustal protoliths and the flow behavior of partially molten crustal rocks: an experimental perspective*. In: M. Brown & T. Rushmer (Eds), *Evolution and differentiation of the continental crust*. Cambridge University Press, Cambridge, 386-429.
- Sapienza G.T., Scambelluri M. & Braga R. (2009) - *Dolomite-bearing orogenic garnet peridotites witness fluid-mediated carbon recycling in a mantle wedge (Ulten Zone, Eastern Alps, Italy)*. Contrib. Mineral. Petrol. 158: 401-420.
- Sawyer E.W., Cesare B. & Brown M. (2011) - *When the continental crust melts*. Elements 7: 229-233.
- Scambelluri M., Hermann J., Morten L. & Rampone E. (2006) - *Melt- versus fluid-induced metasomatism in spinel to garnet wedge peridotites (Ulten Zone, Eastern Italian Alps): clues from trace elements and Li abundances*. Contrib. Mineral. Petrol. DOI 10.1007/s00410-006-0064-9.
- Scambelluri M., Rampone E., Braga R. & Malaspina N. (2010) - *The Variscan garnet peridotites from the Eastern Alps (Ulten Zone): records of subduction metasomatism in the mantle wedge*. In: M. Beltrando, A. Peccerillo, M. Mattei, S. Conticelli & C. Doglioni (Eds), *The Geology of Italy*. Journal of the Virtual Explorer 36(28).
- Schertl H.-P. & Sobolev N.V. (2013) - *The Kokchetav Massif, Kazakhstan: "type locality" of diamond-bearing UHP metamorphic rocks*. J. Asian Earth Sci. 62: 5-38.
- Siiivola J. & Schmid R. (2007) - *Recommendations by the IUGS Subcommittee on the Systematics of Metamorphic Rocks: List of mineral abbreviations*. Web version 01.02.07. IUGS Commission on the Systematics in Petrology.
- Tajcmanová L., Connolly J.A.D. & Cesare B. (2009) - *A thermodynamic model for titanium and ferric iron solution in biotite*. J. Metamorph. Geol. 27: 153-164.
- Tinkham D.K., Zuluaga C.A. & Stowell H.H. (2001) - *Metapelitic phase equilibria modeling in MnNCKFMASH: the effect of variable Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> and MgO/(MgO + FeO) on mineral stability*. Geological Materials Research 3: 1-42.
- Tumiati S., Thoni M., Nimis P., Martin S. & Mair V. (2003) - *Mantle-crust interactions during Variscan subduction in the Eastern Alps (Nonsberg-Ulten Zone): geochronology and new petrological constraints*. Earth Planet. Sc. Lett. 210: 509-526.
- Waldbaum D.R. & Thompson J.B. (1968) - *Mixing properties of sanidine crystalline solutions. 2. Calculations based on volume data*. Am. Mineral. 53: 2000-2017.
- Wei C.J. & Powell R. (2003) - *Phase relations in high-pressure metapelites in the system KFMASH (K<sub>2</sub>O-FeO-MgO-Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>-SiO<sub>2</sub>-H<sub>2</sub>O) with application to natural rocks*. Contrib. Mineral. Petr. 145: 301-315.

- White R.W., Powell R. & Holland T.J.B. (2001) - *Calculation of partial melting equilibria in the system Na<sub>2</sub>O-CaO-K<sub>2</sub>O-FeO-MgO-Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>-SiO<sub>2</sub>-H<sub>2</sub>O (NCKFMASH)*. J. Metamorph. Geol. 19: 139-153.
- White R.W., Stevens G. & Johnson T.E. (2011) - *Is the crucible reproducible? Reconciling melting experiments with thermodynamic calculations*. Elements 7: 241-246.
- Wiedenbeck M. (1986) - *Structural and isotopic age profile across the Insubric line, Mello, Valtellina, N. Italy*. Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt. 66: 211-227.
- Wu Y.-B. & Zheng Y.-F. (2013) - *Tectonic evolution of a composite collision orogen: an overview on the Qinling-Tongbai-Hong'an-Dabie-Sulu orogenic belt in central China*. Gondwana Res. 23: 1402-1428.
- Xu Z.-Q., Dilek Y., Yang J.-S., Liang F.-H., Liu F., Ba D.-Z., Cai Z.-H., Li G.-W., Dong H.-W. & Ji S.-C. (2015) - *Crustal structure of the Indus-Tsangpo suture zone and its ophiolites in southern Tibet*. Gondwana Res. 27: 507-524.
- Ziberna L. & Klemme S. (2016) - *Application of thermodynamic modelling to natural mantle xenoliths: examples of density variations and pressure-temperature evolution of the lithospheric mantle*. Contrib. Mineral. Petrol. 171(16).
- Ziberna L., Klemme S. & Nimis P. (2013) - *Garnet and spinel in fertile and depleted mantle: insights from thermodynamic modelling*. Contrib. Mineral. Petrol. 166: 411-421.

<http://ccp14.ac.uk>, 1 luglio 2016

<http://www.ccp14.ac.uk/ccp/web-mirrors/crush/astaff/holland/ds5/muscovites/mu.html>

<http://perplex.ethz.ch>, 5 luglio 2016

[http://www.perplex.ethz.ch/perplex\\_66\\_seismic\\_velocity.html](http://www.perplex.ethz.ch/perplex_66_seismic_velocity.html)

## APPENDICE I – dati di *input* per i modelli termodinamici di *Perple\_X*

### Modello TUN3\_L

```
hp02ver.dat  thermodynamic data file
no_print | print generates print output
plot |no_plot suppresses plot output
solution_model.dat  solution model file, blank = none
Title Text
perplex_option.dat  computational option file
  5 calculation type: 0 - composition, 1 - Schreinemakers, 3 - Mixed, 4 - gwash, 5 - gridded min, 7 - 1d fract, 8 - gwash 9 - 2d fract, 10 - 7
w/file input
  0 unused place holder, post 06
  0 unused place holder, post 06
  0 unused place holder, post 06
  0 unused place holder, post 06
  0 unused place holder, post 06
  0 unused place holder, post 06
  0 unused place holder, post 06
  0 unused place holder, post 06
  0 unused place holder, post 06
  0 unused place holder, post 06
  0 number component transformations
  15 number of components in the data base
  1 component amounts, 0 - molar, 1 weight
  0 unused place holder, post 06
  0 unused place holder, post 06
  0 unused place holder, post 05
  5 ifug EoS for saturated phase
  2 gridded minimization dimension (1 or 2)
  0 special dependencies: 0 - P and T independent, 1 - P(T), 2 - T(P)
0.00000  0.00000  0.00000  0.00000  0.00000  Geothermal gradient polynomial coeffs.

begin thermodynamic component list
SIO2 1 62.1300  0.00000  0.00000  weight amount
TIO2 1 0.770000  0.00000  0.00000  weight amount
AL2O3 1 18.2300  0.00000  0.00000  weight amount
FEO 1 5.89000  0.00000  0.00000  weight amount
MNO 1 0.100000  0.00000  0.00000  weight amount
MGO 1 2.54000  0.00000  0.00000  weight amount
CAO 1 1.46000  0.00000  0.00000  weight amount
NA2O 1 2.87000  0.00000  0.00000  weight amount
K2O 1 3.48000  0.00000  0.00000  weight amount
H2O 1 1.75000  0.00000  0.00000  weight amount
end thermodynamic component list

begin saturated component list
end saturated component list

begin saturated phase component list
end saturated phase component list

begin independent potential/fugacity/activity list
end independent potential list

begin excluded phase list
end excluded phase list

begin solution phase list
Gt(HP)
St(HP)
Bio(TCC)
Chl(HP)
Pheng(HP)
hCrd
Sp(HP)
San
IlGkPy
Pl(h)
melt(HP)
end solution phase list

10000.  1073.0  0.00000000  0.0000  0.0000  max p, t, xco2, u1, u2
4000.0  673.00  0.00000000  0.0000  0.0000  min p, t, xco2, u1, u2
0.0000  0.0000  0.00000000  0.0000  0.0000  unused place holder post 06

2 1 4 5 3  indices of 1st & 2nd independent & sectioning variables
```

## Modello TUN3\_H

```
hp02ver.dat  thermodynamic data file
no_print | print generates print output
plot | no_plot suppresses plot output
solution_model.dat  solution model file, blank = none
Title Text
perplex_option.dat  computational option file
  5 calculation type: 0 - composition, 1 - Schreinemakers, 3 - Mixed, 4 - gwash, 5 - gridded min, 7 - 1d fract, 8 - gwash 9 - 2d fract, 10 - 7
w/file input
  0 unused place holder, post 06
  0 unused place holder, post 06
  0 unused place holder, post 06
  0 unused place holder, post 06
  0 unused place holder, post 06
  0 unused place holder, post 06
  0 unused place holder, post 06
  0 unused place holder, post 06
  0 unused place holder, post 06
  0 number component transformations
  15 number of components in the data base
  1 component amounts, 0 - molar, 1 weight
  0 unused place holder, post 06
  0 unused place holder, post 06
  0 unused place holder, post 05
  5 ifug EoS for saturated phase
  2 gridded minimization dimension (1 or 2)
  0 special dependencies: 0 - P and T independent, 1 - P(T), 2 - T(P)
0.00000  0.00000  0.00000  0.00000  0.00000  Geothermal gradient polynomial coeffs.

begin thermodynamic component list
SIO2 2 62.1300  62.1300  0.00000  weight amount
TIO2 2 0.770000  0.770000  0.00000  weight amount
AL2O3 2 18.2300  18.2300  0.00000  weight amount
FEO 2 5.89000  5.89000  0.00000  weight amount
MNO 2 0.100000  0.100000  0.00000  weight amount
MGO 2 2.54000  2.54000  0.00000  weight amount
CAO 2 1.46000  1.46000  0.00000  weight amount
NA2O 2 2.87000  2.87000  0.00000  weight amount
K2O 2 3.48000  3.48000  0.00000  weight amount
H2O 2 0.00000  2.00000  0.00000  weight amount
end thermodynamic component list

begin saturated component list
end saturated component list

begin saturated phase component list
end saturated phase component list

begin independent potential/fugacity/activity list
end independent potential list

begin excluded phase list
end excluded phase list

begin solution phase list
Gt(HP)
St(HP)
Bio(TCC)
Chl(HP)
Pheng(HP)
hCrd
Sp(HP)
San
IlGkPy
Pl(h)
end solution phase list

10000.  853.00  0.00000000  0.0000  0.0000  max p, t, xco2, u1, u2
4000.0  853.00  0.00000000  0.0000  0.0000  min p, t, xco2, u1, u2
0.0000  0.0000  0.00000000  0.0000  0.0000  unused place holder post 06

1 2 4 5 3  indices of 1st & 2nd independent & sectioning variables
```



## Modello TUN3\_I

```
hp02ver.dat  thermodynamic data file
no_print | print generates print output
plot | no_plot suppresses plot output
solution_model.dat  solution model file, blank = none
Title Text
perplex_option.dat  computational option file
  5 calculation type: 0 - composition, 1 - Schreinemakers, 3 - Mixed, 4 - gwash, 5 - gridded min, 7 - 1d fract, 8 - gwash 9 - 2d fract, 10 - 7
w/file input
  0 unused place holder, post 06
  0 unused place holder, post 06
  0 unused place holder, post 06
  0 unused place holder, post 06
  0 unused place holder, post 06
  0 unused place holder, post 06
  0 unused place holder, post 06
  0 unused place holder, post 06
  0 unused place holder, post 06
  0 unused place holder, post 06
  0 number component transformations
  15 number of components in the data base
  1 component amounts, 0 - molar, 1 weight
  0 unused place holder, post 06
  0 unused place holder, post 06
  0 unused place holder, post 05
  5 ifug EoS for saturated phase
  2 gridded minimization dimension (1 or 2)
  0 special dependencies: 0 - P and T independent, 1 - P(T), 2 - T(P)
0.00000  0.00000  0.00000  0.00000  0.00000  Geothermal gradient polynomial coeffs.

begin thermodynamic component list
SIO2 1 62.1300  0.00000  0.00000  weight amount
TIO2 1 0.770000  0.00000  0.00000  weight amount
AL2O3 1 18.2300  0.00000  0.00000  weight amount
FEO 1 5.89000  0.00000  0.00000  weight amount
MNO 1 0.100000  0.00000  0.00000  weight amount
MGO 1 2.54000  0.00000  0.00000  weight amount
CAO 1 1.46000  0.00000  0.00000  weight amount
NA2O 1 2.87000  0.00000  0.00000  weight amount
K2O 1 3.48000  0.00000  0.00000  weight amount
H2O 1 1.30000  0.00000  0.00000  weight amount
end thermodynamic component list

begin saturated component list
end saturated component list

begin saturated phase component list
end saturated phase component list

begin independent potential/fugacity/activity list
end independent potential list

begin excluded phase list
end excluded phase list

begin solution phase list
Gt(HP)
St(HP)
Bio(TCC)
Chl(HP)
Pheng(HP)
hCrd
Sp(HP)
San
IlGkPy
Pl(h)
melt(HP)
end solution phase list

10000.  1073.0  0.00000000  0.0000  0.0000  max p, t, xco2, u1, u2
4000.0  673.00  0.00000000  0.0000  0.0000  min p, t, xco2, u1, u2
0.0000  0.0000  0.00000000  0.0000  0.0000  unused place holder post 06

2 1 4 5 3 indices of 1st & 2nd independent & sectioning variables
```

## Modello NB18\_A

```
hp02ver.dat  thermodynamic data file
no_print | print generates print output
plot | no_plot suppresses plot output
solution_model.dat  solution model file, blank = none
Title Text
perplex_option.dat  computational option file
  5 calculation type: 0 - composition, 1 - Schreinemakers, 3 - Mixed, 4 - gwash, 5 - gridded min, 7 - 1d fract, 8 - gwash 9 - 2d fract, 10 - 7
w/file input
  0 unused place holder, post 06
  0 unused place holder, post 06
  0 unused place holder, post 06
  0 unused place holder, post 06
  0 unused place holder, post 06
  0 unused place holder, post 06
  0 unused place holder, post 06
  0 unused place holder, post 06
  0 unused place holder, post 06
  0 unused place holder, post 06
  0 number component transformations
  15 number of components in the data base
  1 component amounts, 0 - molar, 1 weight
  0 unused place holder, post 06
  0 unused place holder, post 06
  0 unused place holder, post 05
  0 ifug EoS for saturated phase
  2 gridded minimization dimension (1 or 2)
  0 special dependencies: 0 - P and T independent, 1 - P(T), 2 - T(P)
0.00000  0.00000  0.00000  0.00000  0.00000  Geothermal gradient polynomial coeffs.

begin thermodynamic component list
SIO2 1 44.0800  0.00000  0.00000  weight amount
AL2O3 1 3.20000  0.00000  0.00000  weight amount
FEO 1 5.69000  0.00000  0.00000  weight amount
MNO 1 0.130000  0.00000  0.00000  weight amount
MGO 1 42.3000  0.00000  0.00000  weight amount
CAO 1 2.75000  0.00000  0.00000  weight amount
NA2O 1 0.240000  0.00000  0.00000  weight amount
end thermodynamic component list

begin saturated component list
end saturated component list

begin saturated phase component list
end saturated phase component list

begin independent potential/fugacity/activity list
end independent potential list

begin excluded phase list
end excluded phase list

begin solution phase list
O(HP)
Cpx(HP)
Opx(HP)
Sp(HP)
Gt(HP)
end solution phase list

18000.  1473.0  0.00000000  0.0000  0.0000  max p, t, xco2, u1, u2
8000.0  873.00  0.00000000  0.0000  0.0000  min p, t, xco2, u1, u2
0.0000  0.0000  0.00000000  0.0000  0.0000  unused place holder post 06

2 1 4 5 3  indices of 1st & 2nd independent & sectioning variables
```

## Modello NB18\_I

```
hp02ver.dat  thermodynamic data file
no_print | print generates print output
plot | no_plot suppresses plot output
solution_model.dat  solution model file, blank = none
Title Text
perplex_option.dat  computational option file
  5 calculation type: 0 - composition, 1 - Schreinemakers, 3 - Mixed, 4 - gwash, 5 - gridded min, 7 - 1d fract, 8 - gwash 9 - 2d fract, 10 - 7
w/file input
  0 unused place holder, post 06
  0 unused place holder, post 06
  0 unused place holder, post 06
  0 unused place holder, post 06
  0 unused place holder, post 06
  0 unused place holder, post 06
  0 unused place holder, post 06
  0 unused place holder, post 06
  0 unused place holder, post 06
  0 number component transformations
  15 number of components in the data base
  1 component amounts, 0 - molar, 1 weight
  0 unused place holder, post 06
  0 unused place holder, post 06
  0 unused place holder, post 05
  0 ifug EoS for saturated phase
  2 gridded minimization dimension (1 or 2)
  0 special dependencies: 0 - P and T independent, 1 - P(T), 2 - T(P)
0.00000  0.00000  0.00000  0.00000  0.00000  Geothermal gradient polynomial coeffs.

begin thermodynamic component list
SiO2 1 44.0800  0.00000  0.00000  weight amount
Al2O3 1 3.20000  0.00000  0.00000  weight amount
FeO 1 5.69000  0.00000  0.00000  weight amount
MnO 1 0.130000  0.00000  0.00000  weight amount
MgO 1 42.3000  0.00000  0.00000  weight amount
CaO 1 2.75000  0.00000  0.00000  weight amount
Na2O 1 0.240000  0.00000  0.00000  weight amount
H2O 1 0.200000  0.00000  0.00000  weight amount
end thermodynamic component list

begin saturated component list
end saturated component list

begin saturated phase component list
end saturated phase component list

begin independent potential/fugacity/activity list
end independent potential list

begin excluded phase list
end excluded phase list

begin solution phase list
O(HP)
Cpx(HP)
Opx(HP)
Sp(HP)
Gt(HP)
GlTrTsPg
Chl(HP)
end solution phase list

18000.  1473.0  0.00000000 0.0000  0.0000  max p, t, xco2, u1, u2
8000.0  873.00  0.00000000 0.0000  0.0000  min p, t, xco2, u1, u2
0.0000  0.0000  0.00000000 0.0000  0.0000  unused place holder post 06

2 1 4 5 3  indices of 1st & 2nd independent & sectioning variables
```

## Modello NB8\_H

```
hp02ver.dat  thermodynamic data file
no_print | print generates print output
plot | no_plot suppresses plot output
solution_model.dat  solution model file, blank = none
Title Text
perplex_option.dat  computational option file
  5 calculation type: 0 - composition, 1 - Schreinemakers, 3 - Mixed, 4 - gwash, 5 - gridded min, 7 - 1d fract, 8 - gwash 9 - 2d fract, 10 - 7
w/file input
  0 unused place holder, post 06
  0 unused place holder, post 06
  0 unused place holder, post 06
  0 unused place holder, post 06
  0 unused place holder, post 06
  0 unused place holder, post 06
  0 unused place holder, post 06
  0 unused place holder, post 06
  0 unused place holder, post 06
  0 unused place holder, post 06
  0 number component transformations
  15 number of components in the data base
  1 component amounts, 0 - molar, 1 weight
  0 unused place holder, post 06
  0 unused place holder, post 06
  0 unused place holder, post 05
  5 ifug EoS for saturated phase
  2 gridded minimization dimension (1 or 2)
  0 special dependencies: 0 - P and T independent, 1 - P(T), 2 - T(P)
0.00000  0.00000  0.00000  0.00000  0.00000  Geothermal gradient polynomial coeffs.

begin thermodynamic component list
SIO2 2 39.6100  39.6100  0.00000  weight amount
TIO2 2 1.61000  1.61000  0.00000  weight amount
AL2O3 2 31.2400  31.2400  0.00000  weight amount
FEO 2 16.8600  16.8600  0.00000  weight amount
MNO 2 0.260000  0.260000  0.00000  weight amount
MGO 2 5.65000  5.65000  0.00000  weight amount
CAO 2 1.44000  1.44000  0.00000  weight amount
K2O 2 0.270000  0.270000  0.00000  weight amount
H2O 2 0.00000  1.00000  0.00000  weight amount
end thermodynamic component list

begin saturated component list
end saturated component list

begin saturated phase component list
end saturated phase component list

begin independent potential/fugacity/activity list
end independent potential list

begin excluded phase list
end excluded phase list

begin solution phase list
Gt(HP)
St(HP)
Bio(TCC)
Chl(HP)
Pheng(HP)
hCrd
Sp(HP)
IIgkPy
end solution phase list

13000.  1473.0  0.00000000  0.0000  0.0000  max p, t, xco2, u1, u2
13000.  873.00  0.00000000  0.0000  0.0000  min p, t, xco2, u1, u2
0.0000  0.0000  0.00000000  0.0000  0.0000  unused place holder post 06

2 1 4 5 3  indices of 1st & 2nd independent & sectioning variables
```

## Modello NB8\_I

```
hp02ver.dat  thermodynamic data file
no_print | print generates print output
plot | no_plot suppresses plot output
solution_model.dat  solution model file, blank = none
Title Text
perplex_option.dat  computational option file
  5 calculation type: 0 - composition, 1 - Schreinemakers, 3 - Mixed, 4 - gwash, 5 - gridded min, 7 - 1d fract, 8 - gwash 9 - 2d fract, 10 - 7
w/file input
  0 unused place holder, post 06
  0 unused place holder, post 06
  0 unused place holder, post 06
  0 unused place holder, post 06
  0 unused place holder, post 06
  0 unused place holder, post 06
  0 unused place holder, post 06
  0 unused place holder, post 06
  0 unused place holder, post 06
  0 number component transformations
  15 number of components in the data base
  1 component amounts, 0 - molar, 1 weight
  0 unused place holder, post 06
  0 unused place holder, post 06
  0 unused place holder, post 05
  5 ifug EoS for saturated phase
  2 gridded minimization dimension (1 or 2)
  0 special dependencies: 0 - P and T independent, 1 - P(T), 2 - T(P)
0.00000  0.00000  0.00000  0.00000  0.00000  Geothermal gradient polynomial coeffs.

begin thermodynamic component list
SIO2 1 39.6100  0.00000  0.00000  weight amount
TIO2 1 1.61000  0.00000  0.00000  weight amount
AL2O3 1 31.2400  0.00000  0.00000  weight amount
FEO 1 16.8600  0.00000  0.00000  weight amount
MNO 1 0.260000  0.00000  0.00000  weight amount
MGO 1 5.65000  0.00000  0.00000  weight amount
CAO 1 1.44000  0.00000  0.00000  weight amount
K2O 1 0.270000  0.00000  0.00000  weight amount
H2O 1 0.100000  0.00000  0.00000  weight amount
end thermodynamic component list

begin saturated component list
end saturated component list

begin saturated phase component list
end saturated phase component list

begin independent potential/fugacity/activity list
end independent potential list

begin excluded phase list
end excluded phase list

begin solution phase list
Gt(HP)
St(HP)
Bio(TCC)
Chl(HP)
Pheng(HP)
hCrd
Sp(HP)
IlGkPy
melt(HP)
end solution phase list

18000.  1473.0  0.00000000  0.0000  0.0000  max p, t, xco2, u1, u2
8000.0  873.00  0.00000000  0.0000  0.0000  min p, t, xco2, u1, u2
0.0000  0.0000  0.00000000  0.0000  0.0000  unused place holder post 06

2 1 4 5 3  indices of 1st & 2nd independent & sectioning variables
```

## Modello P-T-X

```
hp02ver.dat  thermodynamic data file
no_print | print generates print output
plot | no_plot suppresses plot output
solution_model.dat  solution model file, blank = none
T(K) = 597.290 + 0.443000E-01 * P(bar) ^1
perplex_option.dat  computational option file
5 calculation type: 0 - composition, 1 - Schreinemakers, 3 - Mixed, 4 - gwash, 5 - gridded min, 7 - 1d fract, 8 - gwash 9 - 2d fract, 10 - 7
w/file input
0 unused place holder, post 06
0 unused place holder, post 06
0 unused place holder, post 06
0 unused place holder, post 06
0 unused place holder, post 06
0 unused place holder, post 06
0 unused place holder, post 06
0 unused place holder, post 06
0 unused place holder, post 06
0 number component transformations
15 number of components in the data base
1 component amounts, 0 - molar, 1 weight
0 unused place holder, post 06
0 unused place holder, post 06
0 unused place holder, post 05
5 ifug EoS for saturated phase
2 gridded minimization dimension (1 or 2)
2 special dependencies: 0 - P and T independent, 1 - P(T), 2 - T(P)
597.290  0.443000E-01  0.00000  0.00000  0.00000  Geothermal gradient polynomial coeffs.

begin thermodynamic component list
SIO2 2 62.1300  39.6100  0.00000  weight amount
TIO2 2 0.770000  1.61000  0.00000  weight amount
AL2O3 2 18.2300  31.2400  0.00000  weight amount
FEO 2 5.89000  16.8600  0.00000  weight amount
MNO 2 0.100000  0.260000  0.00000  weight amount
MGO 2 2.54000  5.65000  0.00000  weight amount
CAO 2 1.46000  1.44000  0.00000  weight amount
NA2O 2 2.87000  0.00000  0.00000  weight amount
K2O 2 3.48000  0.270000  0.00000  weight amount
H2O 2 1.30000  0.100000  0.00000  weight amount
end thermodynamic component list

begin saturated component list
end saturated component list

begin saturated phase component list
end saturated phase component list

begin independent potential/fugacity/activity list
end independent potential list

begin excluded phase list
end excluded phase list

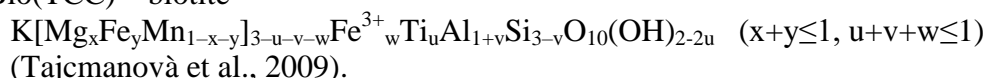
begin solution phase list
Gt(HP)
St(HP)
Bio(TCC)
Chl(HP)
Pheng(HP)
hCrd
Sp(HP)
IlGkPy
San
Pl(h)
melt(HP)
end solution phase list

13000.  0.0000  0.00000000  0.0000  0.0000  max p, t, xco2, u1, u2
6000.0  0.0000  0.00000000  0.0000  0.0000  min p, t, xco2, u1, u2
0.0000  0.0000  0.00000000  0.0000  0.0000  unused place holder post 06

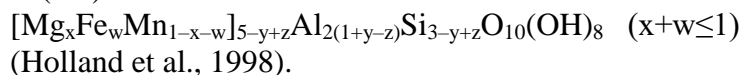
1 2 4 5 3 indices of 1st & 2nd independent & sectioning variables
```

## APPENDICE II – riferimenti per i modelli di soluzione solida adottati

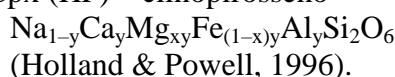
Bio(TCC) – biotite



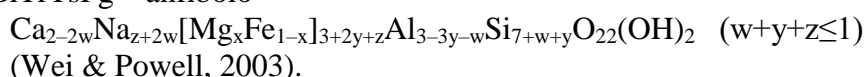
Chl (HP) – clorite



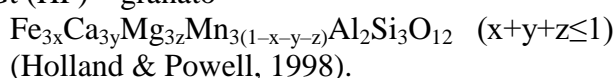
Cpx (HP) – clinopirosseno



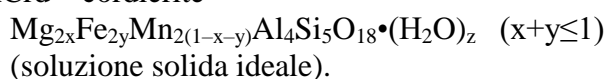
GlTrTsPg – anfibolo



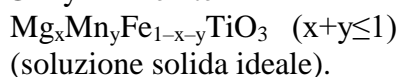
Gt (HP) – granato



hCrd – cordierite



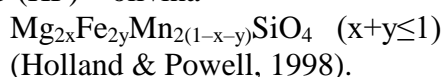
IlGkPy – ilmenite



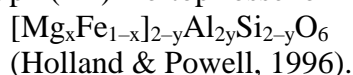
melt(HP) – fuso

fuso silicatico idrato costituito da Na-Mg-Al-Si-K-Ca-Fe  
(Holland & Powell, 2001; White et al., 2001).

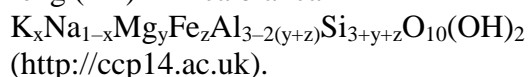
O (HP) – olivina



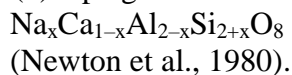
Opx (HP) – ortopirosseno



Pheng (HP) – mica bianca



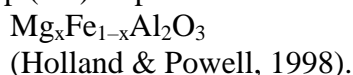
Pl(h) – plagioclasio



San – sanidino



Sp (HP) – spinello



St (HP) – staurolite

