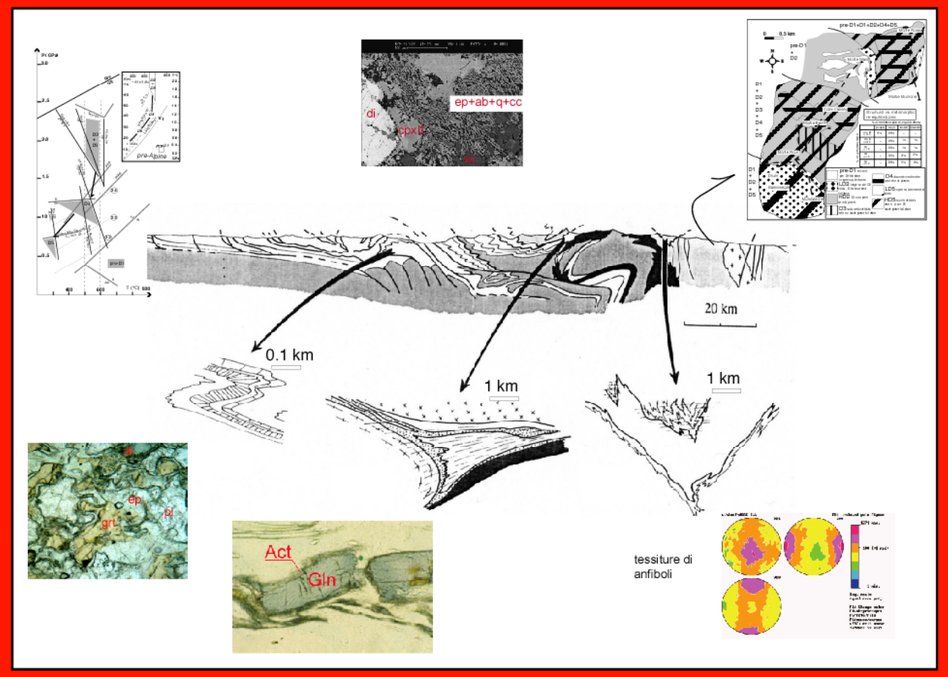
La Correlazione nei Terreni Metamorfici

Zucali M. 1997-2001

Michele Zucali

La Correlazione nei terreni metamorfici: due esempi dall'Austroalpino Occidentale (Zona Sesia-Lanzo) e Centrale (Falda Languard-Campo/Serie del Tonale)

La corrélation dans les terraines métamorphiques: deux exemples dans l'Austroalpine Occidentale (Zona Sesia-Lanzo) et dans l'Austroalpine Centrale (Falda Languard-Campo/Serie del Tonale)



Università degli Studi di Milano
Dipartimento di Scienze della Terra

Université du Maine (LeMans)
Laboratoire de Physique de l'Etat Condensé (LPEC)

Dottorato di Ricerca in Scienze della Terra
in co-tutela Università degli Studi di Milano - Université du Maine
XIII Ciclo (1997-2001)

INTRODUZIONE 4

APPROCCIO STRUTTURALE E SUOI LIMITI 4

APPROCCIO PETROGRAFICO-PETROLOGICO 6

METODO DI CORRELAZIONE NEI BASAMENTI METAMORFICI 10

ANALISI QUANTITATIVA DELLE TESSITURE 13
1.1.1 Definizione di figure polari 13
1.1.2 Relazione fondamentale dell'analisi tessiturale 14
1.1.3 Costruzione di figure polari 14

1.2 Procedura sperimentale 15
1.2.1 Principio generale della diffrazione ai raggi X 15
1.2.2 Funzione di distribuzione delle orientazioni - Orientation Distribution Function (ODF) 15
1.2.3 Calcolo della ODF: metodo WIMV 16

1.3 Metodo di raccolta ai raggi-x 17

1.4 Neutroni 18

LA CATENA ALPINA E IL DOMINIO AUSTROALPINO 19

INQUADRAMENTO GEOLOGICO DELLA ZONA SESIA-LANZO 25

MESOSTRUTTURE E LORO SUPPORTO MINERALOGICO 27

ANALISI MICROSTRUTTURALE 31

1.5 Evoluzione pre-alpina 31

1.6 Evoluzione alpina 32

COMPOSIZIONE CHIMICA DEI MINERALI 41

STIME TERMOBAROMETRICHE ED EVOLUZIONE METAMORFICA 44
1.6.1 Stadio pre-alpino 44
1.6.2 Stadio alpino di alta pressione e bassa temperatura 44
1.6.3 Stadio alpino di bassa pressione e temperatura 45

ANALISI TESSITURALE QUANTITATIVA 46
1.6.4 Tessiture degli anfiboli in un campione di orneblendite 46

INTRODUZIONE GEOLOGICA (FALDA LANGUARD-CAMPO E SERIE DEL TONALE/FALDA TONALE) 54
Suddivisione del basamento Austroalpino 54

DESCRIZIONE MESOSCOPICA DEI LITOTIPI 58

1.6.5 Micascisti a biotite, granato e sillimanite 58
1.6.6 Micascisti a mica bianca, granato, ± staurolite, ± cloritoide, ± biotite, ± clorite 58
1.6.7 Gneiss a biotite, granato e sillimanite 59
1.6.8 Migmatiti 59
1.6.9 Gneiss a mica bianca, granato e clorite 59
1.6.10 Marmi 60
1.6.11 Granuliti 60
1.6.12 Calcescisti a mica bianca, mica scura, pirosseno, anfibolo, granato,± scapolite 60
1.6.13 Quarziti 60
1.6.14 Anfiboliti a plagioclasio, granato, pirosseno e biotite 61
1.6.15 Anfibolite a k-feldspato, pl, grt e pirosseno 61
1.6.16 Orneblendite a grt 61
1.6.17 Pegmatiti a grt e tormalina 62
1.6.18 Cataclasiti e/o pseudotachiliti 62

ANALISI MESOSTRUTTURALE 63
1.6.19 D_1 63
1.6.20 Strutture intrusive delle pegmatiti 63
1.6.21 Pre-D_2 64
1.6.22 D_2 64
1.6.23 D_3 65
1.6.24 D_4 66

ANALISI MICROSTRUTTURALE 67
1.6.25 Gneiss e micascisti a bt, sill e grt 67
1.6.26 Micascisti a st+grt±ctd±ky 72
1.6.27 Pegmatiti a grt e turm 74
Fabric magmatici 74
D_3 74
D_4 75
1.6.28 Anfiboliti a grt+cpx 76
1.6.29 Anfiboliti a kfs+cpx 77
1.6.30 Anfiboliti a grt(no cpx) 79
1.6.31 Orneblenditi 80
1.6.32 Granuliti (grt+cpx+pl±sc) 80
1.6.33 Calcescisti a contatto con gneiss a grt, bt e sill o con anfiboliti a grt e cpx 80

TESSITURE DI DIORITI DEFORMATE 82

COMPOSIZIONE CHIMICA DEI MINERALI E IMMAGINI AL SEM 85
1.6.34 Metapeliti a bt, sill e grt 85
1.6.35 Granuliti 86
1.6.36 Micascisti a st, ctd e grt 86
1.6.37 Pegmatiti a grt e turm 86
1.6.38 Anfiboliti a kfs 87
1.6.39 Anfiboliti a cpx 87
1.6.40 Calcescisti a contatto con gneiss a bt e grt 88
1.6.41 Calcescistia contatto con anfiboliti a grt e cpx 88

CONDIZIONI FISICHE DEL METAMORFISMO 90

1.7 Barometri 90

1.8 pl-bt-grt-mu-q, (Ghent & Stout 1981, Hodges & Crowley 1985, Hoisch 1990). grt-pl-bt-q, (Hoisch 1990). grt-pl-mu-q, (Hodges & Crowley 1985). grt-mu-als-q, (Hodges & Crowley 1985). grt-pl-als-qtz (GASP, Ganguly & Saxena 1984, Hodges & Crowley 1985, Hodges & Spear 1982, Koziol 1989, Koziol & Newton 1988, Newton & Haselton 1981). grt-mu-bt-als, (Holdaway et al. 1988). Grt-ru-ilm-an-q, (Bohlen & Liotta 1986). Si4+

in fengite*, (Massonne & Schreyer 1987)*. Al in amp*,* (Hammarstrom & Zen 1986, Hollister et al. 1987, Johnson & Rutherford 1989). hbl-pl (Plyusnina 1982); hbl-pl-gr*t,* (Kohn & Spear 1989). hbl-pl-q, (Holland & Blundy 1994). Jd in cpx, (Holland 1980). 90

1.9 Gneiss a bt+sill+grt e metapegmatiti a grt 90

1.10 Granuliti 92
1.10.1 Micascisti a staurolite, cloritoide, granato e cianite 92
1.10.2 Anfiboliti a kfs 93
1.10.3 Anfiboliti a grt e cpx - Calcescisti 94

CONCLUSIONI 96

CONCLUSIONI 100

Introduzione

I lavori di Park e Williams (Park 1969, Williams 1985) evidenziano che le difficoltà nel definire i criteri di correlazione nei terreni metamorfici sono legate alle complesse relazioni tra deformazione e metamorfismo. Sia affrontando il problema da un punto di vista puramente cronologico-geometrico (stile, orientazione, simmetria e successione delle strutture) sia da un punto di vista mineralogico-petrografico (foliazioni e loro supporto mineralogico) necessariamente sono tralasciate informazioni riguardo all'evoluzione tettonica e metamorfica. Per questo motivo, secondo alcuni autori (Hobbs et al. 1976, Lardeaux & Spalla 1990, 1991, Park 1969, Passchier et al. 1990, Spalla & Gosso 1999, Spalla et al. 2000, Turner & Weiss 1963, Williams 1985 Johnson, 1995 #2772), il metodo più efficace per correlare, in terreni polideformati e polimetamorfici è l'uso contemporaneo e reiterato di più metodi (analisi strutturale, microstrutturale, paragenesi mineralogiche associate ai fabric, età radiometriche, meccanismi di deformazione, etc.); la correlazione diventa sempre più dettagliata ed affidabile quanto più ridotta è l'estensione dove gli elementi del fabric sono stati seguiti con continuità. Dove si sovrappongono più stadi di riequilibrazione meccanica (fasi deformative) e mineralogica (trasformazioni metamorfiche) la correlazione strutturale e mineralogica diviene più complessa e la cronologia relativa tra le strutture e le associazioni mineralogiche perde in continuità spaziale. La difficoltà nella raccolta di informazioni combinate strutturali-metamorfiche in un basamento metamorfico polideformato e polimetamorfico risiede anche nel fatto che le strutture, marcate da associazioni mineralogiche caratteristiche delle condizioni metamorfiche in cui la deformazione si è sviluppata, sono spesso discontinue e soprattutto che la litostratigrafia è in veloce e continua evoluzione. La litostratigrafia in un momento t1 può essere parzialmente obliterata dalle strutture planari e lineari successive; queste potranno essere anche marcate da nuove associazioni mineralogiche. Inoltre l'accrezione magmatica in un tempo t2, la deposizione di rocce sedimentarie o vulcaniche in un tempo t3, può arricchire continuamente e potenzialmente cambiare la litostratigrafia. Inoltre la deformazione accentuata può portare alla cancellazione delle relazioni cronologiche, con la trasposizione parziale o completa delle relazioni geometriche tra i litotipi; gli angoli tra le superfici stratigrafiche, erosive, intrusive e tettoniche possono così cambiare fino ad essere parallelizzati (figura I-1) (Myers 1978, Passchier et al. 1990).

Approccio strutturale e suoi limiti

L'analisi strutturale permette di raggruppare in famiglie di strutture gli elementi del fabric (lineari e planari) riconoscibili sul terreno; quando la sovrapposizione è diretta, la cronologia relativa è più

affidabile (Gosso 1977). Johnson e Duncan (Johnson & Duncan 1992) evidenziano come l'analisi geometrica delle strutture sovrapposte e la loro successiva sottrazione, dalla più giovane fino, nel caso specifico, all'alternanza composizionale originale, permetta di ricostruire l'evoluzione strutturale polifasica di una porzione di basamento e di separare le famiglie di strutture che si sono sovrapposte durante più fasi deformative. Chiaramente le tracce delle superfici (S_0, S_1, S_2, etc…) diventano via via più complesse passando dalle strutture più recenti a quelle più antiche (figura I-2). Turner & Weiss (Turner & Weiss 1963) mostrano come spesso dopo solo tre fasi deformative associate allo sviluppo di foliazioni e lineazioni le relazioni geometriche originarie possano essere trasposte, e sono geometricamente correlabili i soli elementi geometrici recenti (figura I-3). L'assetto strutturale finale, a parità di deformazione totale, dipende dalle caratteristiche fisiche delle rocce: composizione mineralogica, spessore degli strati, livelli, bande o foliazioni, anisotropie planari o lineari pre-esistenti e loro orientazione rispetto al campo dello strain, sviluppo di nuovi fabric planari o lineari durante la deformazione, etc. Inoltre, durante una singola fase di piegamento le strutture che si sviluppano saranno molto differenti in funzione della posizione rispetto alle strutture megascopiche (es. cerniera o fianchi) e al meccanismo di piegamento. Gli oggetti non occupano sempre la stessa posizione rispetto all'ellissoide della deformazione, trovandosi via via in posizioni di raccorciamento (pieghe), allungamento (boudinage) o nei campi intermedi (boudins piegati o pieghe boudinate). Ne risulta che le strutture descritte sul terreno, anche sviluppate durante una singola fase deformativa, possono mostrare caratteristiche di orientazione e stile che rendono l'interpretazione cinematica complessa e apparentemente contrastante. Sotto questo aspetto la sola definizione e descrizione degli elementi geometrici come l'orientazione, o morfologici, come lo stile di piegamento, permette una correlazione solo locale. Spesso le strutture legate ad una sola fase deformativa, sono difficilmente correlabili alla scala chilometrica, le geometrie si complicano ulteriormente se si sono sovrapposte più fasi deformative. Le figure d'interferenza (Ramsay & Huber 1983) permettono di attribuire delle orientazioni locali agli elementi maggiori del fabric (es. piani assiali e assi di pieghe); la sovrapposizione di due campi di deformazione (es. pieghe ripiegate) complica ulteriormente le strutture (figura 1-4), sviluppando strutture complesse (es. pieghe boudinate) difficilmente distinguibili da quelle prodotte da una singola fase di deformazione progressiva (Ramsay & Lisle 2000). Esistono più modi di sviluppare fabric planari tettonici durante la sovrapposizione di pieghe: a) *fabric tettonico singolo*. In questo caso il fabric planare si sviluppa parallelamente al piano XY dell'ellissoide dello strain finito, risultato di due deformazioni successive. Questo tipo di fabric si può sviluppare più facilmente quando le condizioni metamorfiche sono simili durante le due fasi deformative. b) *due fabric tettonici*. In questo caso la foliazione o il clivaggio dovuto alla prima fase è crenulato durante la seconda fase deformativa.

Come già detto in precedenza l'intensità e lo stile di questa crenulazione variano con la posizione nella struttura (figura 1-4). c) *combinazione di fabric singoli e doppi*. La figura 1-4a mostra come l'orientazione delle anisotropie di prima fase, rispetto al campo di strain di seconda fase, possa portare allo sviluppo di due fabric planari (A, B e C) o di un singolo fabric (C'). La simulazione matematica del campo di strain risultante da due pieghe sovrapposte permette anche di predire, in una situazione semplice, i volumi che avranno un fabric planare prevalente orientato come XY della prima fase deformativa e volumi in cui la foliazione di piano assiale è orientata parallelamente al piano XY della seconda fase deformativa (figura 1-4b).
La definizione del supporto mineralogico per ogni fabric planare o lineare, in ogni litotipo, permette di aggiungere un termine oggettivo, utile alla correlazione strutturale. Su questa base le famiglie di strutture saranno caratterizzate non solo dagli elementi geometrici ma anche dal supporto mineralogico compatibile, dove per compatibile si intende marcato da minerali differenti, in funzione dei sistemi chimici delle rocce, ma caratteristici delle stesse condizioni metamorfiche. Passchier et al. (Passchier et al. 1981) mostrano come la correlazione degli elementi strutturali associati al supporto mineralogico permetta di ricostruire dettagliatamente l'evoluzione di una porzione della Zona Sesia-Lanzo centrale (Austroalpino, Alpi Occidentali) riconoscendo un'evoluzione pre-Alpina in facies anfibolitica-granulitica, associata a una foliazione S_0, un gruppo di fabric planari e lineari dovuti a due fasi deformative sviluppatesi durante l'evoluzione di alta pressione e bassa temperatura alpina e altre due fasi deformative, associate a strutture a più grande scala (da decametriche a chilometriche), sviluppatesi in condizioni di scisti verdi (figura 1-5).

Approccio petrografico-petrologico

L'aspetto attuale di un basamento metamorfico è il risultato dell'interazione tra più variabili, tra cui le più importanti sono (Kornprobst 1994, Spear 1993)]: temperatura, pressione litostatica, sforzo deviatorico e deformazione correlata, fluidi (pressione dei fluidi e interazione fluido-roccia) e composizione chimica dei litotipi. Il metamorfismo è la risposta ad una perturbazione termica legata a processi litosferici (England & Thompson 1984, Spear & Peacock 1989, Thompson & England 1984), spesso associati a una perturbazione meccanica; questi processi interrompono l'equilibrio termo-meccanico di una litosfera stabile (figura I-6), variandone le relazioni tra temperatura e profondità (T/profondità, *geoterma*) e sviluppando superfici kilometriche ad alta deformazione (figura I-7). Il percorso Pressione-Tempratura-tempo relativo della deformazione (P-T-t-d) registrato da una roccia è il risultato dell'interferenza tra i processi tettonici e l'evoluzione termica. I processi geodinamici sono sconosciuti nei loro aspetti più generali; ciò che abbiamo a disposizione

sono le rocce, che risultano dall'interazione eterogenea e successiva di più perturbazioni termiche e meccaniche, caratterizzate da diversi flussi di calore, spessori crostali e meccanismi di deformazione litosferici. Nello studio di un basamento polimetamorfico e polideformato è quindi necessario separare, all'interno di un percorso P-T-t-d, i contributi dovuti a regimi termici differenti, cioè variazioni importanti del rapporto T/profondità.

Per questi motivi il primo passo deve essere la distinzione di tutte le paragenesi stabili (condizioni P-T) e la definizione della cronologia relativa tra queste (t, tempo relativo). La determinazione delle condizioni P-T di equilibrio delle paragenesi stabili può essere compiuta sia su rocce non deformate, utilizzando le relazioni coronitiche tra reagenti e prodotti delle trasformazioni metamorfiche, sia su rocce deformate dove le relazioni tra reagenti e prodotti non sono sempre chiare, ma dove la paragenesi stabile può essere inserita più facilmente entro una cronologia relativa della deformazione. La posizione delle condizioni P-T di ogni stadio di riequilibrazione può essere rappresentata su un diagramma Pressione (o profondità) – Temperatura e ricostruirne il percorso P-T-(t).

Se le tecniche di definizione delle condizioni P-T di stabilità delle paragenesi sono comunemente utilizzate e accettate come valide (termobarometria, griglie petrologiche sperimentali o ricalcolate dalle proprietà termodinamiche dei minerali) ben più dibattuto è il significato da dare ai percorsi P-T o alle paragenesi dominanti, rispetto alla disposizione spaziale delle rocce sul terreno.

Il concetto di isograda, introdotto da (Tilley 1925) è utilizzato per tentare di mettere in relazione temporale le associazioni metamorfiche osservate in successione spaziale; l'applicazione delle dovrebbe permettere anche la distinzione diretta sul terreno delle superfici (*isograde*) che separano zone in cui le associazioni metamorfiche stabile sono differenti, in litotipi ad uguale composizione chimica (oppure in cui le associazioni metamorfiche non sono compatibili confrontando litotipi a diversa composizione chimica). Le isograde separerebbero così volumi in cui il metamorfismo è dello stesso *grado*, secondo la distinzione dei gradi metamorfici di Winkler (Winkler 1970). Poiché in genere si intende che l'associazione meglio preservata nelle rocce sia quella corrispondente alle condizioni di T_{MAX}-P_{TMAX} (figura I-8), la conseguenza diretta è che le reazioni metamorfiche precedenti (prograde) e successive (retrograde) rispetto a quelle corrispondenti alla T_{MAX} dovrebbero essere registrate in modo discontinuo e poco pervasivo. E' chiaro che, seguendo questo ragionamento, la giustapposizione di porzioni di basamento caratterizzati da associazioni metamorfiche di condizioni diverse può essere giustificato solamente come giustapposizione tettonica o come la conseguenza di un gradiente termico, materializzato dalla variazione delle associazioni stabili a pressioni (profondità) e temperature diverse. In quest'ottica il percorso P-T-t-d permette di definire il gradiente geotermico delle condizioni T_{MAX}-P_{TMAX}.

Il concetto di gradiente metamorfico di terreno (metamorphic field gradient England & Richardson 1977, Spear 1993, Spear & Peacock 1989) si basa ancora sul presupposto che l'associazione mineralogica sviluppata a T_{MAX} sia quella più preservata, e che in porzioni giustapposte, alla scala chilometrica, questa possa essersi sviluppata in tempi diversi a seconda della geoterma. Il presupposto generale secondo cui l'associazione mineralogica di T_{MAX} sia in genere meglio preservata in modelli di ispessimento crostale e litosferico, si basa su alcune ragioni fisico-chimiche: a) la cinetica di reazione è catalizzata termicamente; perciò la velocità di reazione aumenta all'aumentare della temperatura; b) la diffusione varia esponenzialmente con la temperatura; c) le reazioni di disidratazione hanno, in genere, una pendenza positiva elevata (dP/dT), questo implica che le reazioni di disidratazione siano favorite rispetto a quelle di idratazione; lo stato di disidratazione massimo, che sarà anche il più prossimo alla T_{MAX}, sarà quello meglio preservato; d) la durata temporale.

In figura I-8 sono rappresentati alcuni percorsi P-T e geoterme relative a momenti successivi dell'evoluzione termica della crosta in seguito ad un ispessimento. L'evoluzione della forma delle geoterme nel tempo riflette l'influenza dei processi tettonici in atto come seppellimento, erosione sollevamento dell'astenosfera, delaminazione crostale estensionale. In ogni istante ogni roccia si troverà, per definizione, alla temperatura indicata dalla geoterma per quel momento. Il luogo dei punti T_{MAX}-P_{TMAX} descrive il gradiente metamorfico di terreno, tuttavia ogni roccia raggiungerà le condizioni T_{MAX}-P_{TMAX} in un momento diverso di evoluzione della crosta; di conseguenza il gradiente metamorfico di terreno non corrisponderà, in questo caso, ad alcun gradiente geotermico durante il progressivo ispessimento crostale. Secondo questo approccio ciò che si osserverà sul terreno sarà la giustapposizione tettonica di porzioni di crosta che avranno registrato trasformazioni metamorfiche caratteristiche di un'evoluzione P-T differente.

La correlazione basata sulla definizione delle successive condizioni P-T di riequilibrazione, mettono in secondo piano l'aspetto strutturale, cioè l'interazione tra l'evoluzione delle strutture e il grado di trasformazione nelle reazioni metamorfiche e soprattutto insistono sul fatto che nella maggior parte dei casi debba essere l'associazione mineralogica contemporanea a T_{MAX}-P_{TMAX} ad essere preservata; ciò non è vero in assoluto e non può essere posto a priori come già sottolineato da Vernon (Vernon 1976).

Austrheim (Austrheim 1987, Austrheim 1990) mostra proprio come lo sviluppo di una reazione non dipenda solamente dalle condizioni di stabilità dei minerali, ma è anche legato alla cinetica di reazione. In generale per passare da rocce granulitiche ad eclogitiche è necessario avere una depressione del gradiente geotermico; queste condizioni sono, anche in funzione di quanto detto sopra, meno favorevoli per la cinetica di una reazione e quindi al suo compimento

Le rocce di facies granulitica parzialmente preservate attorno a Bergen (Norvegia) sono localizzate in una delle strutture di sovrascorrimento dell'ispessimento crostale Caledoniano; le condizioni del metamorfismo granulitico sono state stimate a T=800-900°C e P=10kbar (Austrheim 1987, Austrheim & Griffin 1985). I complessi granulitici sono in parte trasformati in rocce eclogitiche (T>700°C e P>18kbar) (Jamtveit et al. 1990). Il metamorfismo eclogitico trasforma le rocce a fasi anidre come feldspato, pirosseno e granato in rocce a onfacite, granato, clinozoisite, paragonite, fengite e anfibolo calcico.

Austrheim (Austrheim 1990) mostra, per la prima volta nella letteratura, una raccolta di dati mesoscopici finalizzata a stimare il volume delle trasformazioni metamorfiche; egli divide le rocce in tre gruppi in funzione della trasformazione eclogitica in percentuale di volume (figura I-9). Nel gruppo dove l'eclogitizzazione è minore del 40% questa si sviluppa principalmente lungo fratture e zone di taglio al massimo metriche; le fratture sono solitamente parallele tra loro e sono riempite da paragonite, fengite, quarzo e localmente cristalli centimetrici di onfacite. Le aree a eclogitizzazione corrispondente a ~40% del volume ("brecce di eclogiti") sono caratterizzate da blocchi granulitici ruotati all'interno di una matrice eclogitizzata. Gli spessori delle bande eclogitizzate raggiungono qualche centinaio di metri e corrispondono a zone ad alta deformazione, che trasgrediscono i limiti litologici e sviluppano una nuova foliazione, definita dai minerali eclogitici. Il termine estremo (zone ad eclogitizzazione >80%) occupa spessori da centinaia di metri fino a qualche chilometro, anche in questo caso la nuova foliazione, incidente rispetto ai limiti litologici ed è marcata dai minerali eclogitici (figura I-9).

Austrheim discute il suo studio spiegando che le porzioni granulitiche, come anche quelle eclogitiche, devono necessariamente aver avuto la stessa storia P-T; il diverso grado di trasformazione eclogitica è intimamente legato alla deformazione e all'infiltrazione di fluidi piuttosto che alle condizioni P-T. La distribuzione regionale di quest'assetto tra rocce granulitiche ed elogitiche mostra che non ci si può trovare di fronte ad una semplice relazione tra isograde, poiché sia le granuliti che le eclogiti devono aver seguito la stessa storia P-T.

Metodo di correlazione nei basamenti metamorfici

I metodi di correlazione basati o sui soli dati strutturali o sui soli dati petrografici risultano insufficienti alla ricostruzione dettagliata e rigorosa dell'evoluzione tettonometamorfica di una porzione di basamento. Infatti, come dimostrato da recenti lavori (Lardeaux & Spalla 1990, Spalla et al. 1999, Spalla & Gosso 1999, Spalla et al. 2000), le relazioni tra l'evoluzione dei fabric e le reazioni metamorfiche possono portare alla giustapposizione di volumi di roccia in cui l'impronta metamorfica dominante è differente. In questi casi, però, la variazione delle paragenesi metamorfiche non è dovuta né a strutture tettoniche (thrust), né a gradienti metamorfici di terreno, né tantomeno a isograde, ma è in relazione allo sviluppo completo di un fabric più pervasivo in alcuni volumi piuttosto che in altri, marcato dalle nuove paragenesi mineralogiche (fabric dominante). Questo approccio dimostra l'influenza determinante della deformazione sulla cinetica di reazione, non solo alla scala microscopica, ma a quella meso- e megascopica e mette in discussione il reale significato fisico dei concetto di gradiente metamorfico di terreno (Spalla et al. 2000). Valutando la distribuzione spaziale delle associazioni mineralogiche diagnostiche e analizzandone le relazioni con i fabric successivi è possibile giungere anche ad una definizione basata sui caratteri fisici delle unità tettoniche, in funzione della loro evoluzione tettono-metamorfica (Lardeaux et al. 1986, Spalla & Gosso 1999, Spalla et al. 1998) (figura I-10).

Alla base di queste interpretazioni c'è il concetto di ripartizione della deformazione dalla scala microscopica a quella della catena.

L'eterogeneità della deformazione nello spazio (Bell 1981, Bell & Rubenach 1983, Johnson & Vernon 1995, Marquer et al. 1996) e la sua ripetizione nel tempo durante ogni fase deformativa (sviluppatasi in diverse condizioni di pressione e temperatura), può produrre contemporaneamente, in volumi di roccia adiacenti, tre tipi fondamentali di differenti fabric (Lardeaux & Spalla 1990) (figura I-11): se non vi sono nuovi effetti deformativi sarà ancora dominante un fabric ereditato, al quale si sovrapporranno in modo statico eventuali reazioni metamorfiche, aggiungendo nuovi minerali distribuiti in modo mimetico sulle vecchie microstrutture, meccanicamente intatte = tessitura coronitica (orli di reazione intorno a vecchi minerali); alla coronite corrisponderà quindi una roccia con trasformazioni metamorfiche parziali, statiche, senza sviluppo di un nuovo fabric orientato. Nella tettonite i nuovi minerali crescono su un nuovo fabric orientato, mentre questo si forma (normale S-L tettonite con blastesi sincinematica). La milonite rappresenta il termine estremo della deformazione, dove la riequilibrazione sia meccanica (foliazione ± lineazione milonitica) che mineralogica sono massime; questa si distingue dalla microstruttura precedente esclusivamente per l'intensità della deformazione e la quantità più estesa della riequilibrazione metamorfica.

L'analisi strutturale permette di collocare in un ordine cronologico coerente le famiglie di strutture sovrapposte. L'analisi petrografica (paragenesi metamorfiche e stime termobarometriche) permette di associare ad ogni paragenesi metamorfica che si accompagni a una tessitura di equilibrio microstrutturale le condizioni (valori minimi e massimi) di pressione e temperatura. Descrivendo ogni elemento del fabric con il proprio supporto mineralogico, allora anche gli stadi di riequilibrazione P-T possono essere riordinati in uno schema temporale di Pressione – Temperatura - tempo relativo della deformazione (percorsi P-T-t-d). Attualmente esistono molti software capaci di calcolare le relazioni topologiche di stabilità tra le fasi e le associazioni mineralogiche, basati su dati termodinamici (Berman 1988, Connolly 1994, Holland & Powell 1990). Questi software permettono di calcolare le reazioni e i campi di stabilità di fasi e associazioni di fasi di interesse, approssimandosi alle composizioni reali delle fasi, ottenute con analisi minero-chimiche quantitative. Questo è reso possibile dalla possibilità di introdurre nei calcoli anche fasi in soluzione solida. I metodi di calcolo delle condizioni di equilibrio sono differenti, come anche il modo di trattare le soluzioni solide e i loro modelli di soluzione.

Se la suddetta strategia di raccolta dei dati è attuata in modo fitto e sistematico, diviene possibile una rappresentazione grafica dei dati cronologico-strutturali oggettivi (elementi sovrapposti, lineari e planari del fabric mesoscopico composito) nella forma di una carta delle traiettorie delle foliazioni; su un volume esteso, essa sarà capace di fornire, attraverso la completa architettura delle scistosità (deformazione alla scala granulare), l'immagine dei gradienti della deformazione relativi a molte tappe della storia tettonica. Aggiungendo l'analisi petrografia-petrologica e le stime termobarometriche, diventa possibile ricostruire le dimensioni dei volumi che hanno registrato in modo pervasivo lo stesso stadio di evoluzione P-T e contornare i volumi che mostrano una storia comune (percorso P-T-t-d) durante un dato intervallo di tempo o mostrare i volumi di roccia, attualmente giustapposti, che hanno però avuto una storia P-T contrastante (Spalla et al. 1999, Spalla et al. 2000). Inoltre lo studio quantitativo delle tessiture di alcuni dei fabric può aggiungere nuovi termini quantitativi alla correlazione tra la crescita dei nuovi minerali metamorfici rispetto al grado di sviluppo dei fabric meso- e microscopici, mettendo in relazione i meccanismi di sviluppo dei fabric da coronitici a milonitici, cioè la successione dalle strutture simplectitiche, alla globularizzazione progressiva, fino ai fabric completamente orientati e ricristallizzati dinamicamente. Inoltre lo studio delle tessiture può essere applicato anche sulle rocce magmatiche per studiare le orientazioni cristallografiche preferenziali durante i processi d'intrusione magmatica. In ultimo, l'analisi quantitativa delle tessiture fa da completamento alla definizione delle relazioni tra impronta metamorfica dominante ed evoluzione del fabric, attribuendo a quest'ultima dei termini di riferimento quantitativi (figure I-10).

L'applicazione di queste numerose tecniche di analisi, che vanno dalla scala meso- megascopica (analisi strutturale e petrografia sul terreno) alla scala atomica (analisi delle tessiture e delle composizioni chimiche delle fasi mineralogiche principali) richiede sicuramente tempi piuttosto lunghi ma sembra essere la più efficace anche perché queste tecniche permettono di mettere in relazione dati acquisiti in modo indipendente e quindi di utilizzarli per limitare gli errori intrinseci alle tecniche stesse come anche quelli compiuti durante l'interpretazione.

Analisi quantitativa delle tessiture

L'analisi quantitativa delle tessiture sta diventando un tema di grande interesse per le sue possibili applicazioni alle scienze della terra (Bunge et al. 1994, Kocks et al. 1998, Leiss et al. 2000, Wenk 1985). Ad esempio, nella geologia strutturale, nei processi di deformazione e nella glaciologia permette di descrivere l'influenza delle anisotropie sui fabric (Baker & Wenk 1972, Baker et al. 1969, Bennet et al. 1997, Gapais & Brun 1981, Leiss et al. 2000). In paleontologia ha portato nuove informazioni su molluschi e fossili (Chateigner et al. 2000); in geofisica ha permesso di interpretare la propagazione anisotropa delle onde sismiche nelle rocce del nucleo terrestre (Wenk et al. 2000). Tuttavia lo studio delle tessiture di rocce metamorfiche composte da più di una fase mineralogica è ancora relegato a sistemi molto semplici. Le rocce sono solitamente composte da diverse fasi, ognuna con diversa composizione e struttura. I cristalli appartenenti alle singole fasi hanno inoltre orientazioni cristallografiche diverse e possono contenere difetti. Per caratterizzare completamente la struttura di una roccia bisognerebbe determinare, per ogni suo punto, la natura della fase che lo occupa, l'orientazione del cristallo, la posizione e il tipo dei suoi difetti reticolari.

Per lo studio delle orientazioni cristallografiche (tessiture) sono disponibili diverse tecniche: microscopia ottica e analisi d'immagine, diffrazione a neutroni, diffrazione a raggi-X e diffrazione degli elettroni retro-diffusi (EBSD). Ognuna di queste tecniche ha la sua particolarità e i propri limiti: l'analisi microscopica oltre ad essere molto laboriosa e lenta non permette di ottenere un numero sufficiente di orientazioni cristallografiche per ogni granulo così da riprodurre la funzione di distribuzione delle orientazioni (ODF) dell'intero campione ma permette di collegare l'orientazione cristallografica con la microstruttura; la diffrazione dei raggi-X e dei neutroni permette di acquisire un numero elevato di orientazioni in un tempo relativamente breve ma si ottiene una tessitura globale, o statistica, cioè non direttamente correlabile ai differenti siti microstrutturali dei minerali; l'EBSD (Electron Back Scattering Diffraction) permette di acquisire anche in modo automatico o semi-automatico notevoli quantità di orientazioni e di collegarle direttamente alle posizioni microstrutturali, ma soffre ancora di limitazioni nella determinazione dei riflessi per ogni fase mineralogica.

1.1.1 Definizione di figure polari

Una figura polare è la funzione di distribuzione angolare di una certa direzione cristallografica *h* rispetto al sistema di coordinate del sistema. E' definita dalla frazione di volume dei cristalli che hanno la direzione *h* parallela alla direzione *y* del campione.

$$\frac{dV(y)}{V} = \frac{1}{4\pi} P_h(y)\,dy$$

dove y={α, β} dy = sinαdαdβ

V è il volume di campione irradiato in un esperimento di diffrazione e dV(y) è il volume di cristalliti con la direzione h tra y e y+dy.

La figura polare è normalizzata e le densità dei poli sono espresse in multipli della densità random (m.r.d.)

Ph(y) random = 1

$$\int \mathrm{Ph(y)dy} = 4\pi$$

In generale le figure polari non distinguono tra +h e -h cioè si basano su direzioni di cristalli individuali [h1, h2, h3] e non su un gruppo di direzioni simmetricamente equivalenti <h1, h2, h3>. Le figure polari sono legate alla direzione normale al piano reticolare riflettente, quindi al reticolo reciproco.

1.1.2 Relazione fondamentale dell'analisi tessiturale

La densità di poli al punto *y* risulta da tutti i cristalli che hanno la loro direzione *h* nella direzione *y* del campione che non rispetta la rotazione su *y*, che non cambia la posizione del piano reticolare riflettente.

$$P_h(y) = \frac{1}{2\pi} \int_{\mathrm{h//y}} \mathrm{f(g)d}\chi$$

dove

$y = \{\alpha, \beta\}$

$g = \{\varphi_1, \Phi, \varphi_2\}$

$\chi =$ rotazione del cristallo rispetto a h e y

1.1.3 Costruzione di figure polari

Le figure polari rappresentano la ripartizione delle normali ad un insieme di piani reticolari {hkl} tra tutti i granuli del campione. Le figure sono realizzate per un tipo di piani particolari (hkl), vale a dire per un angolo θ di Bragg dato. Si ottengono per diffrazione dei piani cristallografici (hkl).

Si tracciano le normali <hkl> ai piani {hkl} del campione, queste intersecano l'emisfero superiore della sfera dei poli in differenti punti P. La sfera dei poli ha come raggio il raggio della figura di

poli. I punti P sono i poli dei piani reticolari studiati (figura I-12). Unendo il punto di intersezione sulla sfera dei poli con il polo sud si definirà un punto q sul piano del campione (piano equatoriale) che ci da la proiezione stereografica del punto P.

1.2 Procedura sperimentale

1.2.1 Principio generale della diffrazione ai raggi X

La diffrazione dei raggi X può essere interpretata geometricamente come una riflessione sui piani {hkl} del reticolo cristallino. La differenza di percorso tra il fascio incidente e quello rifratto è proporzionale alla distanza d_{hkl} che separa due piani (hkl). Il vettore **k** è bisettore delle direzioni incidenti e riflesse. Si ottiene la legge di Bragg:

$$n\lambda = 2d_{hkl} sin\theta$$

Acquisizione delle figure polari

La procedura sperimentale per la costruzione di figure polari {hkl} consiste nel portare ogni cristallite in posizione di diffrazione, cioè far coincidere la normale ai piani {hkl} di ogni cristallite con la direzione di un vettore di diffusione **k**.

Ad ogni orientazione del campione, se la taglia dei granuli è omogenea, l'intensità diffratta sarà proporzionale al volume dei cristalliti diffratti in una certa direzione. In questo modo solamente una parte dei cristalliti potrà dare diffrazione. Per determinare una figura di poli completa si fa orientare il campione in tutto lo spazio così da coprire completamente l'emisfero superiore. Si variano i valori angolari (χ da 0 a 90°, φ da 0 a 360°) per successivi incrementi $\Delta\chi,\Delta\varphi$ di cinque gradi, l'intensità diffratta è contata durante un tempo t da 10 a 100 secondi. Ovviamente il risultato è migliore quanto più il tempo di conteggio è elevato.

1.2.2 Funzione di distribuzione delle orientazioni - Orientation Distribution Function (ODF)

Se consideriamo l'orientazione cristallografica dei cristalli in un campione (*g*) allora l'ODF permette di rappresentare le differenti orientazioni dei granuli elementari o cristalliti nel campione e la loro distribuzione ed è definita dalla frazione di volume dei cristalliti che hanno l'orientazione di *g* in un certo infinitesimale (dg). L'ODF rappresenta la distribuzione statistica delle orientazioni dei cristalliti in un aggregato policristallino:

ODF $$\frac{dV(g)}{V} = \frac{1}{8\pi^2} f(g)dg$$

ODF è qui trattato come la definizione quantitativa della tessitura (orientazione preferenziale cristallografica)

$f_r(g) \equiv 1$ distribuzione casuale

$\int f(g)dg = 8\pi^2$ normalizzazione

1.2.3 Calcolo della ODF: metodo WIMV

Le figure polari sono i dati sperimentali che permettono di calcolare l'ODF. In una figura polare la densità di poli al punto P = (χ, φ) proviene da tutti i cristalli che hanno la loro direzione h secondo la direzione y del campione. Questo senza considerare tutte le rotazioni possibili attorno a y che non cambia per le condizioni di diffrazione dei piani. Per definire un'orientazione cristallina si deve quindi determinare un terzo angolo, in aggiunta a χ e φ, che permette di descrivere l'orientazione di questi piani che diffrangono attorno a y. I tre angoli sono chiamati α, β, γ per la convenzione Matthies e Roe.

$0 \leq \alpha$ $\gamma \leq 2\pi$ $0 \leq \beta \leq \pi/2$

α e β sono definiti rispettivamente come uguali agli angoli χ e φ delle figure polari. γ è definito a partire da tre direzioni di cristalliti Xb, Yb e Zb si costruisce il cerchio contenente Xb e Yb e perpendicolare a Zb. Così si interseca l'equatore in due punti A e B. L'angolo γ è definito tra OB e la direzione Yb. La ODF è rappresentata in una sezione a γ costante; per ognuna di queste sezioni γ da 0° a 90° un'orientazione è definita da soli χ e φ.

Grazie agli angoli α, β, γ le orientazioni dei cristalliti del campione rimane definita, mentre rimane da determinare l'angolo γ.

Il metodo WIMV (Matthies & Vinel 1982) permette attraverso un miglioramento dei minimi quadrati di calcolare la funzione di distribuzione delle orientazioni f(g) a partire dalle figure polari (es. figura I-12). Beartex (Wenk et al. 1998) permette anche il processo inverso e cioè dalla ODF calcolare le figure di poli (PCAL). Per controllare il calcolo dell'ODF si confrontano quindi le figure polari calcolate e sperimentali. I fattori di validità statistica RP0 e RP1 sono una misura della qualità di affinamento della tessitura. Più questi sono bassi migliore è l'affinamento. Ma a forti valori di RP possono anche corrispondere forti tessiture, perciò bisogna usare RP con attenzione.

$$RP = \sum_{h}\left(\sum_{y}\left[\frac{P^{obs}h(y) - P^{calc}h(y)}{P^{obs}h(y)}\right]\right) \Big/ \sum_{h}$$

P^{obs} : densità dei poli delle figure polari sperimentali

P^{calc} : densità dei poli delle figure polari ricalcolate

Per conoscere l'intensità della tessitura il metodo WIMV da anche il valore dell'entropia e un "indice" della tessitura (F^2). L'indice della tessitura permette di confrontare la 'forza' della tessitura in diversi campioni. Più il valore dell'indice è elevato più la tessitura è forte. Se l'entropia diminuisce, il disordine diminuisce e quindi la tessitura del campione diventa forte.

1.3 Metodo di raccolta ai raggi-x

Gli esperimenti di diffrazione a raggi X sono stati compiuti al Laboratoire de Physique de l'Etat Condensé, dell'Université Du Maine a Le Mans (France), utilizzando un classico generatore di raggi-X della INEL attrezzato di un goniometro per analisi tessiturale, lunghezza d'onda CuKα filtrata da un monocromatizzatore a grafite. Un PSD (position sensitive detector) con risoluzione di 0.03° in 2θ (INEL CPS-120) è utilizzato per acquisire i profili di diffrazione completi a differenti posizioni del campione nel campo 0-120° di 2θ (figura I-13). I campioni sono misurati in riflessione e due aree del detector sono oscurate: una a basso angolo, a causa dell'assorbimento attraverso il campione e una a valori intermedi di 2θ a causa della "eulerian cradle". L'orientazione del campione rispetto al raggio incidente e al PSD (ω) viene scelta per ottenere la copertura maggiore nello spazio di orientazione. Gli spettri sono misurati tra 0° e 355° nella direzione azimuthale (φ) e tra 0° e 70° nella direzione polare (χ) con incrementi di 5° in entrambi i casi, così da ottenere 72x15=1080 spettri in 2θ. Ogni spettro è acquisito per 180 sec. (in totale 54 ore più i tempi meccanici di movimento). I dati così ottenuti vengono poi trattati attraverso cicli di integrazione diretta delle intensità diffratte dopo aver apportato una correzione per l'assorbimento usando i programmi INEL-LPEC (WINGO e GOMAN). Da questi cicli di integrazione si ottengono le orientazioni polari delle orientazioni cristallografiche diffratte (figure polari sperimentali). Successivamente viene calcolata l'ODF dalle figure polari sperimentali utilizzando il metodo

iterativo di Matthies e Vinel (Matthies & Vinel 1982), WIMV. La qualità del risultato è definita dai valori di RP0 e RP1, rispettivamente riferiti alla distribuzione globale e superiore d 1 m.r.d. (multiple of random distribution) delle orientazioni cristallografiche. Dall'ODF è quindi possibile calcolare l'orientazione di alcune direzioni cristallografiche non direttamente accessibili sperimentalmente e calcolare altri parametri indicativi dell'intensità delle tessiture: $F^2 = \frac{1}{8\pi^2} \int_{\Omega} \left[f(g) \right]^2 dg$, con g= orientazione della direzione e f l'ODF, oppure l'entropia della tessitura $S = -\frac{1}{8\pi^2} \int_{\Omega} f(g) \ln f(g) dg$ (Bunge 1982, Matthies 1991). I calcoli per ottenere l'ODF e per manipolarlo sono stati compiuti con il pacchetto di programmi per l'analisi quantitativa delle tessiture dell'Università di Berkeley: Berkeley Texture Package (BEARTEX) (Wenk et al. 1998).

1.4 Neutroni

Gli esperimenti di diffrazione dei neutroni sono stati compiuti presso l'Institut Laue-Langevin (ILL, Grenoble, France), reattore ad alto flusso, utilizzando il PSD della linea D1B (figura I-13). Il detector copre uno spazio in 2θ di 80° con una risoluzione di 0.2°. La lunghezza d'onda utilizzata è di 2.523 Å. Il campione cubico, di circa 1cm di lato, è posto in geometria Debye-Scherrer e le misure vengono compiute in modo del tutto simile a quello utilizzato negli esperimenti ai raggi-X, con la differenza che χ è coperto fino a 90° grazie al basso assorbimento dei neutroni in questi materiali. Anche in questo caso ω viene ottimizzato in funzione del materiale studiato e gli spettri acquisiti per 50 sec. Ne risultano 1368 (72x19) spettri per un tempo totale di 19 ore, più movimenti meccanici, per ogni campione. Su questi campioni l'analisi delle intensità diffratte può essere ottenuta con diversi metodi: cicli di integrazione diretta (come per i raggi X) o analisi Rietveld su tutti i diagrammi utilizzando il pacchetto software MAUD (Material Analysis Using Diffraction) (figura I-13, Lutterotti et al. 1999). MAUD utilizza una routine Rietveld per calcolare gli spettri e un algoritmo chiamato Le Bail per estrarre le differenze tra le intensità casuali e quelle con una tessitura per ogni picco. Queste differenze sono poi utilizzate sempre da MAUD per calcolare l'ODF usando WIMV. Gli spettri così ricalcolati sono riutilizzati per i successivi cicli di raffinamento Rietveld, fino a giungere alla miglior corrispondenza tra dati sperimentali e ricalcolati.

La catena alpina e il dominio Austroalpino

La catena alpina è generalmente suddivisa in due porzioni (CNR 1990): la catena europa-vergente e la catena africa-vergente. La prima è costituita da falde sovrapposte, di provenienza crostale o litosferica profonda nella catena assiale ed epicrostale nelle zone esterne, traslate durante l'orogenesi alpina verso l'avanpaese europeo; la seconda (Alpi Meridionali o Sudalpino) è cosituita da un sistema di pieghe e sovrascorrimenti ("*fold and thrust belt*"), con vergenza verso sud che coinvolge un basamento termicamente poco riattivato e la copertura Permo-Mesozoica (figura I-1). Queste due porzioni sono oggi separate da un sistema di faglie a giacitura sub-verticale (Linea Insubrica s.l.). La distinzione non si basa sui soli caratteri della struttura interna, di vergenza e traslativa, ma anche sulla storia tettonometamorfica pre-alpina o acquisita durante la subduzione e la collisione alpina. Il basamento delle Alpi Meridionali registra, durante il ciclo alpino, al massimo un metamorfismo in facies scisti verdi, principalmente lungo sottili zone ad alta deformazione, mentre la porzione europa-vergente, fino al fronte pennidico, registra il metamorfismo alpino in modo pervasivo, ed in particolare in condizioni di alta pressione e bassa temperatura (facies eclogitica-scisti blu), tipiche di un gradiente geotermico di una zona di subduzione.

La porzione della catena alpina a nord della Linea Insubrica è distinta in quattro domini principali, sulla base dei caratteri litologici, dell'evoluzione strutturale-metamorfica, di somiglianza litostratigrafica con altre porzioni della catena e sulla loro tradizionale base di consenso sull'origine paleogeografica: falde di scollamento del Giura e Molassa, Elvetico-Delfinese-Provenzale, Pennidico e Austroalpino. I domini Pennidico e Austroalpino costituiscono la "zona assiale" della catena alpina, limitati verso nord dal ***Fronte Pennidico*** e a sud dalla ***Linea Insubrica***. Questo assetto litosferico della catena alpina è stato sostanzialmente confermato dagli studi di sismica profonda, lungo l'intera catena alpina (Lehner et al. 1995, Roure et al. 1990) (Figura I-1).

Attualmente il dominio **Austroalpino** costituisce l'elemento strutturalmente più alto della pila di falde della zona assiale; esso occupa la porzione più interna, a nord della Linea Insubrica, detta anche zona di radice o steep belt, estendendosi talvolta fino al fronte pennidico, soprattutto nelle Alpi Orientali. Le sue unità sono costituite da un basamento continentale, con un'impronta metamorfica pre-Alpina, di età presumibilmente varisica (Desmons et al. 1999), a cui segue l'impronta metamorfica alpina, cretacico-terziaria. La storia pre-alpina è generalmente distinta in uno stadio sin-post orogenico (orogenesi varisica), marcato da prodotti magmatici di età 320-360Ma e uno stadio Permiano, in cui i prodotti magmatici (240-300Ma) sono associati ad un basamento in cui l'impronta metamorfica dominante è marcatamente di alta temperatura e bassa pressione; questo

secondo stadio è interpretato anche come caratteristico di condizioni di rifting (Desmons et al. 1999, Lardeaux & Spalla 1991, Schaltegger & Gebauer 1999).

Nell'**Austroalpino Occidentale** (figura I-2) l'evoluzione pre-alpina è caratterizzata da uno stadio di riequilibrazione in condizioni di facies granulitica di pressione intermedia, testimoniato sia nella sua porzione più interna (Lardeaux & Spalla 1991, Rebay & Spalla 2001) come anche in quella più esterna (e.g. Valpelline Gardien et al. 1994) e in altre porzioni quali ad esempio Monte Emilius, Perière e Grun (Conte et al. 1997, Dal Piaz 1999, Dal Piaz et al. 2001); le condizioni di pressione e temperatura del metamorfismo sono definite nell'intervallo P=6-8kbar e T=800-900°C. Lo stadio di riequilibrazione successivo è registrato in condizioni di facies anfibolitica ed è anch'esso diffuso in modo omogeneo su tutto il basamento Austroalpino interno ed esterno (ad es. Sesia-Lanzo, Valpelline, Arolla, Monte Emilus e Perière-Grun). Le condizioni P-T stimate sono P=4-6kbar e T=550-650°C (Gardien et al. 1994, Lardeaux & Spalla 1991, Rebay & Spalla 2001).

Il basamento pre-Alpino polimetamorfico del dominio Austroalpino (es. Zona Sesia-Lanzo, Arolla, Valpelline) è associato a numerosi corpi intrusivi a composizione granitico-granodioritica, mafica e ultramafica; questi sono distribuiti sia nelle unità più interne (es. gabbro di Ivozio, Val Sermenza e Corio-Monastero e quarzodiorite del Monte Mucrone, nella Zona Sesia-Lanzo), come anche in quelle più esterne (Matterhorn-Collon, nella Serie di Valpelline-Arolla). Le stime radiometriche sull'età di cristallizzazione magmatica di alcuni di questi corpi intrusivi pre-alpini, permettono di definire due gruppi di età: un primo gruppo caratterizzato da età tra 350 e 300Ma (es. Ivozio e Bonze, Rubatto 1998), mentre il secondo caratterizzato da un intervallo tra 240 e 290Ma (es. Mucrone, Sermenza, Matterhorn Bussy et al. 1998). Al di fuori di questi due gruppi si pongono le età ottenute su metaporfiriti nella Zona Sesia-Lanzo nord (448Ma, Romer et al. 1996). Le relazioni tra le strutture pre-Alpine e i corpi intrusivi permettono, in alcuni casi di attribuire in modo indiretto delle età agli stadi di riequilibrazione metamorfica. Rebay e Spalla (Rebay & Spalla 2001) attribuiscono un'età Permiana (circa 270 Ma) all'intrusione del gabbro di Corio-Monastero, contemporanea al metamorfismo in facies granulitica, nella Zona Sesia-Lanzo a cui segue la riequilibrazione in condizioni di facies anfibolitica, a cui è stata attribuita un'età ≤240Ma (Lardeaux & Spalla 1991); similmente Gardien et al. (Gardien et al. 1997, Gardien et al. 1994) attribuiscono un'età permiana (248 Ma) alla deformazione in condizioni di facies granulitica nella Serie della Valpelline, a cui segue lo stadio in condizioni anfibolitiche. Uno stadio di trasformazione metasomatica a 221±14 Ma è attribuito ai protoliti dei Micascisti Eclogitici nella Zona Sesia-Lanzo (Rubatto 1998).

L'evoluzione alpina delle unità Austroalpine Occidentali è caratterizzata da un'impronta metamorfica di alta pressione e bassa temperatura, che si sviluppa in tempi differenti (Dal Piaz

1999, Dal Piaz et al. 2001 e riferimenti inclusi): la Zona Sesia-Lanzo e i lembi sommitali Dent Blanche-Mont Mary-Pillonet registrano un metamorfismo di alta pressione a circa 75-65Ma (Cortiana et al. 1998, Inger et al. 1996, Rubatto et al. 1999, Ruffet et al. 1997) che è, tuttavia, in condizioni di facies eclogitica nella sola Zona Sesia-Lanzo, mentre di più bassa pressione nelle unità più esterne (Dent Blanche-Mont Mary-Pillonet); i lembi esterni, come Monte Emilius, Glacier-Refray e Etirol-Levaz, registrano un metamorfismo in condizioni di facies eclogitica a 49-40Ma (tabella I-1). Questa distribuzione eterocrona del metamorfismo di intermedia e alta pressione ha portato alla definizione di modelli geodinamici contrastanti dove in primo luogo la presunta continuità fisica tra Sesia e Dent Blanche viene interrotta e l'evoluzione tardo cretacica (Sesia-Dent Blanche) viene attribuita alla subduzione di frammenti di placca Adria, tettonicamente inseriti nel complesso di subduzione a livelli crostali differenti (Avigad et al. 1993, Dal Piaz 1974, 1999, Dal Piaz et al. 2001, Dal Piaz et al. 1972, Polino et al. 1990), o ad alloctoni estensionali trasportati nella zona di subduzione da una porzione di oceano attualmente perduta e localizzata tra la Zona Sesia-Lanzo e il dominio Sud Alpino (Froitzheim et al. 1994, Froitzheim et al. 1996) (figura I-3).

L'**Austroalpino Centrale** (figura I-4), tra la Zona Sesia-Lanzo ad ovest e l'Adamello ad est, è costituito dalle unità dell'Austroalpino Superiore Ötztal, Languard (Scarl)-Campo (Ortler), Serie del Tonale (o falda Tonale) e dell'Austroalpino Inferiore, Err-Bernina.

L'evoluzione tettonometamorfica di queste unità comprende un'evoluzione pre-alpina polimetamorfica in cui si distingue una fase in condizioni di facies eclogitica (Hoinkes & Thöni 1993), registrata nella falda Ötztal e attribuita a 360-350Ma (Thöni 1998), a cui segue un metamorfismo in condizioni di facies anfibolitica, e uno stadio in condizioni di facies scisti verdi (Hoinkes & Thöni 1993). Nelle falde Austroalpine Centrali sono diffusi anche corpi intrusivi a composizione granitico-granodioritica e gabbrica (es. granitoidi del Serottini, pegmatiti a granato dell Val Grosina, gabbro di Fedoz e gabbro di Sondalo). Questi intrusivi sono datati tutti tra 266 e 300Ma (Del Moro & Notarpietro 1987, Del Moro et al. 1981, Tribuzio et al. 1999, Tribuzio & Thirwall 1997).

La falda del Tonale viene in genere separata dalle altre unità austroalpine; questa separazione è fisicamente marcata dalla linea di Pejo, che ha il suo prolungamento occidentale nella linea del Mortirolo e orientale nella Linea della Val d'Ultimo. La falda Tonale può ulteriormente essere suddivisa al suo interno: nella porzione orientale si distingue l'unità del Tonale e l'unità d'Ultimo, mentre nella porzione occidentale si distinguono gli Scisti di Cima Rovaia e gli Scisti del Tonale (o Gneiss del Tonale). L'**unità d'Ultimo** è caratterizzata da peridotiti a granato ed eclogiti incluse nelle migmatiti a cianite. Le peridotiti a granato registrano uno stadio di riequilibrazione P=15-

20kbar e T=780-810°C tra 336 e 300Ma, mentre le eclogiti si sono sviluppate a P=14kbar e T=700°C (Godard et al. 1996). Le condizioni di pressione e temperatura per lo stadio migmatitico, successivo ai relitti di peridotiti a granato ed eclogiti sono state stimate a P=15±5kbar e T=600-900°C (Benciolini 1994, Benciolini & Poli 1993, Godard et al. 1996, Hauzenberger et al. 1996, Hoinkes & Thöni 1993); questa riequilibrazione dovrebbe avvenire in un intervallo di tempo compreso tra 220 e 300Ma (Martin et al. 1998). L'**unità del Tonale** è caratterizzata da un'associazione di paragneiss migmatitici a sillimanite, calcescisti, marmi, quarziti, anfiboliti talvolta a granato e serpentiniti con paragenesi che indicano P=5.7±2kbar e T=600±130°C; ad ovest, verso la Valtellina i paragneiss del Tonale sono intrusi da granitoidi e pegmatiti Carbonifero-Permiane (314+/-13Ma presso il Passo Gavia, Thöni 1981).

La distribuzione del metamorfismo di alta pressione e bassa temperatura alpino (facies scisti blu-facies eclogitica) nell'Austroalpino **Centrale** e Orientale è molto più discontinua rispetto all'Austroalpino Occidentale (Froitzheim et al. 1996, Spalla et al. 1996, Thöni & Miller 1996). Nelle unità dell'Ötztal il metamorfismo alpino di alta pressione e bassa temperatura (P=11-12kbar e T=650°C) è attribuito a 75 - 90Ma (Thöni 1998), seguito da una riequilibrazione in facies scisti verdi. Il metamorfismo alpino nella Languard-Campo e Serie del Tonale in condizioni di facies scisti verdi, è spesso localizzato lungo le superfici tettoniche principali (es. Linea Mortirolo-Pejo); il metamorfismo di alta pressione e temperatura intermedia viene registrata anche dalle rocce della Falda Languard-Campo e degli Scisti di Cima Rovaia ed è stato indirettamente datato come eo-alpino, grazie alle relazioni dirette tra la foliazione alpina di alta pressione e i granitoidi Permiani, in relazione alle età su alcuni minerali alpini (Del Moro & Notarpietro 1987, Gazzola et al. 1997, 2000, Ragni & Bonsignore 1968, Salvi 2000, Spalla et al. 1995). Condizioni di alta pressione e temperatura intermedia sono state stimate anche presso il passo di Gavia (Scheuvens et al. 2001, Tomaschek & Blümel 1998) e presso il Passo S. Jorio (Vogler & Voll 1981). Gli Scisti del Tonale sono considerati privi di metamorfismo alpino (Hoinkes & Thöni 1993).

Nella ricostruzione dell'evoluzione geodinamica della catena alpina, l'Austroalpino Centrale è considerato come un sistema sostanzialmente rigido durante la subduzione e la collisione (Figura I-5) **(Froitzheim et al. 1994, Froitzheim et al. 1996)**; questa considerazione è stata parzialmente giustificata dal fatto che le condizioni di metamorfismo raggiunte durante la storia alpina erano ritenute essere al massimo in condizioni di facies scisti verdi e alcune delle eclogiti dell'Austroalpino Orientale (originariamente attribuite al Cretacico Inferiore) potevano essere spiegate con la collisione continentale conseguente alla subduzione dell'oceano del Meliata sotto la crosta continentale delle Alpi Meridionali. Le evoluzioni P-T-t contrastanti recentemente ottenute, in alcune porzioni dell'Austroalpino Centrale (Languard-Campo) **(Gazzola et al. 2000, Scheuvens**

et al. 2001, Tomaschek & Blümel 1998) e Orientale (Ötztal) **(Thöni 2001)**, richiedono una rilettura dei modelli di evoluzione alpina per il dominio Austroalpino e per l'intera catena.

I termini **Serie del Tonale** e **Falda Tonale** sono entrambi utilizzati in letteratura per distinguere porzioni di Austroalpino Superiore, subito a nord della Linea Insubrica, nelle Alpi Centrali e Centro-Orientali. I differenti termini corrispondono anche ad una diversa associazione di litotipi. Per alcuni autori la Falda Tonale dovrebbe estendersi da Merano fino alla bassa Valtellina (Martin et al. 1998), mantenendo separate le porzioni di Austroalpino più occidentali, che secondo (Werling 1992) sono in continuità con la Serie del Tonale nei pressi del Passo del Mortirolo. Le differenze litologiche sono sicuramente pronunciate per quanto riguarda l'unità d'Ultimo, mentre non persistono se si confrontano i litotipi dell'unità del Tonale (parte della Falda Tonale) e quelli della Serie del Tonale.

Assume quindi un'importanza fondamentale lo studio dell'evoluzione tettonometamorfica prealpina e alpina dell'Austroalpino. Come già è stato mostrato nell'introduzione metodologica, l'applicazione di una tecnica di lavoro che parta dall'analisi strutturale-petrografica di terreno, rivoluta soprattutto alla delimitazione dei volumi caratterizzati da fabric sviluppati nelle stesse condizioni di grado di deformazione e di trasformazione metamorfica, associata alla raccolta di campioni che ne rappresentino le gli stadi intermedi (es. fabric coronitici, tettonitici e milonitici per ogni fase deformativa e di riequilibrazione metamorfica), permette di raccogliere un numero elevato di dati, che possono essere correlati non solo tramite i termini strutturali ma anche attraverso la compatibilità petrografica, cioè la compatibilità delle condizioni metamorfiche in cui i minerali che definiscono i fabric si sono sviluppati. Questo approccio è risultato vincente quando applicato in alcune porzioni delle Alpi Meridionali (Spalla & Gosso 1999, Spalla et al. 1998); in questo caso lo studio dettagliato dell'evoluzione tettonometamorfica ha permesso di definire le dimensioni dei volumi accomunati dall'evoluzione crostale in un dato intervallo di tempo (unità tettonometamorfiche). Spesso nella definizione quantitativa dei percorsi P-T-d-t i termini mancanti sono le informazioni geocronologiche; attualmente il numero di dati acquisiti con tecniche moderne (es. U-Pb, Lu-Hf, Sm-Nd su zircone e/o monazite, utilizzando ad esempio la tecnica SHRIMP) è aumentato su molte prozioni dell'arco alpino, permettendo una miglio definizione dei termini di tempo nei percorsi P-T-d-t. Inoltre, i sempre più numerosi modelli, basati su simulazione numerica o sui dati petrologici sperimentali, permettono di avere informazioni quantitative sull'evoluzione termica e meccanica della litosfera durante i più importanti processi geodinamici tenendo in considerazione anche le trasformazioni metamorfiche più importanti (Allemand & Lardeaux 1997, England & Richardson 1977, England & Thompson 1984, Ruppel et al. 1988).

In questa tesi saranno studiati due esempi provenienti dall'Austroalpino Occidentali e dall'Austroalpino Centrale (Figura II-6).

Nel ***primo*** esempio, utilizzando il metodo di correlazione (vedi parte I) in un terreno metamorfico (Zona Sesia-Lanzo, Austroalpino Occidentale) caratterizzato da un metamorfismo dominante in facies eclogitica (>90% del volume totale delle rocce) che si è sviluppato durante il ciclo metamorfico alpino, associato a più fasi deformative, si cercherà di dettagliare maggiormente l'evoluzione tettonometamorfica alpina.

Nel ***secondo*** esempio, localizzato nella porzione centrale del dominio Austroalpino, al limite tra la Falda Languard-Campo e il proseguimento verso ovest della Falda Tonale (Mancktelow et al. 1999, Martin et al. 1998), la correlazione verrà testata in un basamento policiclico (ciclo metamorfico pre-alpino e alpino) e polifasico, cioè caratterizzato da più fasi deformative sia nel ciclo pre-alpino che in quello alpino, così da dettagliarne sia l'evoluzione pre-alpina che quella alpina.

Questo confronto non è solo finalizzato alla ricostruzione dell'evoluzione tettonometamorfica di due porzioni dell'Austroalpino poste nella stessa posizione strutturale rispetto alla pila di falde alpine, ma è anche una prova per confrontare i risultati ottenuti, con la stessa tecnica di correlazione, in due porzioni profondamente differenti per quanto riguarda l'impronta metamorfica dominante. Il fabric dominante e l'estensione dei volumi caratterizzati da questo fabric sono chiaramente funzione delle condizioni di P-T in cui questo si è sviluppato e del tempo in cui le rocce sono rimaste in queste condizioni, come anche la velocità di deformazione. Lo studio delle microstrutture e delle tessiture ha infatti mostrato che la temperatura elevata è un catalizzatore importante nelle trasformazioni e nella velocità di evoluzione delle tessiture (Poirier 1985); inoltre l'innalzamento della temperatura è sempre stato utilizzato per catalizzare anche le trasformazioni, sia termiche che meccaniche, che avrebbero richiesto velocità di deformazione troppo lente. E' chiaro che la distribuzione dei fabric dominanti a scala chilometrica dovrebbe riflettere la cinetica di reazione e di trasformazione dominanti e quindi anche le condizioni fisiche che hanno caratterizzato l'evoluzione della porzione di basamento considerata (es. evoluzione P-T-t, viscosità, velocità di deformazione, stress-strain, etc.).

Inquadramento geologico della Zona Sesia-Lanzo

La Zona Sesia-Lanzo appartiene al dominio Austroalpino delle Alpi Occidentali. In base ai caratteri litologici e di impronta metamorfica dominante è stata suddivisa in due elementi (Compagnoni & Fiora 1977) (figura II-1): l'elemento superiore, la "Seconda Zona Diorito-Kinzigitica" (IIDK), costituito da metapeliti e metabasiti caratterizzate da un'impronta metamorfica dominante pre-alpina in facies granulitica – anfibolitica; l'elemento inferiore a sua volta suddiviso in due complessi metamorfici: gli Gneiss Minuti (GMC) e i Micascisti Eclogitici (EMC). Il GMC è caratterizzato da un'impronta metamorfica alpina in facies scisti verdi, mentre il EMC da un metamorfismo alpino in facies eclogitica. Venturini et al. (Venturini et al. 1994, Venturini et al. 1991) hanno proposto una diversa suddivisione della Zona Sesia-Lanzo. Gli autori distinguono tre complessi: il complesso **polimetamorfico**, corrispondente al EMC e al GMC; il complesso **monometamorfico** (unità di Bonze e Scalaro), che viene fatto derivare da protoliti mesozoici per l'assenza di relitti metamorfici varisici; il complesso **pre-alpino** di alta temperatura, che coincide con la IIDK. Tuttavia i protoliti basaltici di affinità MORB che costituirebbero la successione monometamorfica con marmi e quarziti sono stati recentemente datati a 350±10Ma (Rubatto 1998, Rubatto et al. 1999). Quest'ultimo aspetto invalida l'interpretazione di Venturni et al. (Venturini et al. 1994, Venturini et al. 1991) che si tratti di protoliti Permo-Mesozoici.

I litotipi rappresentati in carta (figura II-2) sono fisicamente continui con quelli del Monte Mucrone (Compagnoni & Maffeo 1973, Dal Piaz et al. 1972, Hy 1984, Koons et al. 1987) e con quelli della Colma di Mombarone e Ivozio (Pognante et al. 1980, Venturini 1995). Sono micascisti e paragneiss a biotite, ex-sillimanite e granato ("kinzigiti"), metapeliti a omp, gl e grt, metaquarzodioriti a omp e gln, lenti di metagraniti, metabasiti (eclogiti, eclogiti ad anfibolo e orneblenditi), marmi e marmi a silicati, quarziti a ky, cld e grt, lenti ultrafemiche e dicchi andesitici. Le metaquarzodioriti del Monte Mars (parte occidentale del Monte Mucrone), con protolite datato a 293±1Ma (Bussy et al. 1998) e le rocce circostanti registrano l'impronta alpina di alta pressione e bassa temperatura tra 70 e 53 Ma (Duchene et al. 1997, Inger et al. 1996, Ruffet et al. 1997). I ricorrenti filoni andesitici sono oligocenici (Beccaluva et al. 1983, Dal Piaz et al. 1979, De Capitani et al. 1979).

Nella Zona Sesia-Lanzo sono stati riconosciuti diversi stadi di evoluzione strutturale e metamorfica (tabella II-1). Le sei fasi deformative distinte sono associate ad una storia metamorfica complessa: un primo stadio pre alpino in facies granulitica e una riequilibrazione metamorfica in condizioni di facies anfibolitica. Successivamente l'evoluzione alpina, in condizioni di facies scisti

blu-eclogitica è seguita dalla retrocessione in facies scisti verdi (Gosso 1977, Gosso et al. 1979, Hy 1984, Ildefonse et al. 1990, Inger & Ramsbotham 1997, Lardeaux & Spalla 1991, Passchier et al. 1981, Pognante et al. 1980, Ridley 1989, Spalla et al. 1983, Stünitz 1989, Venturini et al. 1991, Vuichard 1986, Williams & Compagnoni 1983). Tuttavia pur essendoci una sostanziale corrispondenza nella successione temporale tra i suddetti stadi di evoluzione tettono-metamorfica della zona Sesia-Lanzo, la corrispondenza tra fasi metamorfiche e fasi deformative non è cilindrica attraverso tutta la Zona Sesia-Lanzo. Infatti, la foliazione in scisti blu viene descritta sia come prograda che come retrograda (Pognante et al. 1980, Venturini et al. 1991, Williams & Compagnoni 1983); in altre porzioni della zona Sesia-Lanzo il fabric più vecchio è la foliazione eclogitica (S_1), solo talvolta seguita da un nuovo fabric in scisti blu (Gosso 1977, Gosso et al. 1979, Passchier et al. 1981, Pognante et al. 1980), oppure ancora è un fabric composito (Hy 1984, Ildefonse et al. 1990, Inger & Ramsbotham 1997). Infine l'evoluzione retrograda è descritta sia come composita, sia prodotta da una singola fase deformativa. L'incongruenza nella distribuzione delle strutture associate al metamorfismo alpino richiede di approfondire le cause di questa disomogeneità alla scala regionale, applicando i concetti di ripartizione della deformazione dalla scala mesoscopica a quella microscopica, evidenziando le relazioni tra lo sviluppo dei fabric e il grado di trasformazione mineralogica e quantificandone il grado di evoluzione tessiturale. La delimitazione di volumi caratterizzati da fabric simili e associazioni metamorfiche compatibili, può inoltre aiutare la comprensione dei meccanismi di deformazione attivi durante la subduzione e l'esumazione di crosta continentale, dalla scala microscopica (analisi quantitativa delle tessiture) a quella megascopica (definizione della dimensione dei volumi che registrano gli stessi stadi di riequilibrazione meccanica e mineralogica).

Mesostrutture e loro supporto mineralogico

La carta geologico-strutturale-petrografica (figura II-2) mostra oltre alla distribuzione dei principali litotipi, anche le tracce delle foliazioni, distinte in funzione del supporto mineralogico e della cronologia relativa. Di seguito sono descritte tutte le famiglie di strutture, dove, insieme agli aspetti strutturali, sono evidenziati anche quelli mineralogici, con particolare attenzione alla precisazione del supporto mineralogico di tutti gli elementi del fabric e alla distinzione, dove possibile, dei fabric coronitici, tettonitici e milonitici sviluppati durante la stessa fase deformativa e definiti da paragrenesi metamorfiche compatibili. In tabella II-2 sono riportate le proiezioni stereografiche dei principali elementi del fabric mesoscopico.

D_{pre1}

L'unica struttura precedente alla storia di deformazione alpina è la foliazione S_{pre1}, conservata nelle metapeliti nei pressi del Lago del Mucrone (versante Monte Rosso). La foliazione è marcata da letti millimetrici di bt e sill, alternati a domini a qtz e fds. Nei domini a qtz e fds il grt è frequentemente in porfiroblasti millimetrici. S_{pre-1} è una foliazione milonitica millimetrica preservata in domini a losanga di dimensioni da metriche a decametriche (figura II-2). In questi domini si osservano ancora delle cerniere marcate da livelli millimetrici di biotite bruna piegati, in cui la foliazione di piano assiale è marcata ancora dall'orientazione dimensionale preferenziale di biotite. Questa è l'unica impronta strutturale e metamorfica che precede la storia alpina, ed è localizzata in volumi di 100x20m.

Nelle metaquarzodioriti del Monte Mucrone – Monte Mars sono ben preservati i fabric magmatici: tessitura granulare, non orientata, dove le lenti di qtz tondeggianti ricalcano fedelmente il fabric magmatico originario; generalmente i minerali magmatici sono completamente sostituiti alla scala granulare, da associazioni alpine che non sono accompagnate dallo sviluppo di nuovi fabric; solo localmente l'associazione mineralogica magmatica è preservata (Monte Mucrone): kfs e bt ± wm hanno generalmente abito euedrale, mentre quarzo e plagioclasio sono interstiziali.

D_1

La foliazione S_1 è preservata meglio nelle metapeliti, in particolare al margine tra il Monte Rosso e il Colle Chardon, tra il Monte Mucrone e il Monte Mars e presso la Colma di Mombarone. E' una foliazione ben differenziata, millimetrica, da spaziata a continua e marcata dall'orientazione dimensionale preferenziale di fengite, granuli allungati omp e gl e bande a grt. Le pieghe D_1 non

sono mai state osservate, esse sono diffusamente obliterate dalle strutture successive (D_2) (figura II-3).

D_2

Le strutture D_2 sono principalmente pieghe isoclinali, da centimetriche a metriche; qui la foliazione S_1 è trasposta e in piano assiale si sviluppa una nuova foliazione penetrativa (S_2); S_2 è marcata dall'orientazione dimensionale preferenziale di wm, omp, gl e bande di grt (figuraII-3) nelle *metapeliti*. Talvolta le metapeliti preservano degli angoli di discordanza rispetto alla foliazione eclogitica. D_2 sviluppa nelle metapeliti anche una lineazione di intersezione tra i piani S_1 e S_2 (L_2); L_2 è marcata dall'orientazione dimensionale preferenziale della wm. La somiglianza morfologica e mineralogica di S_1 e S_2 rende la distinzione difficile alla mesoscala. Pieghe D_2 decametriche sono ben preservate nelle metapeliti presso Monte Rosso, Alpe Carisey, e al margine delle metaquarzodioriti del Monte Mars (figura II-3). Inoltre i marmi a silicati del Mombarone e i filoni meta-aplitici, molto diffusi, definiscono spesso pieghe metriche D_2 nelle metapeliti. Nelle *quarziti* a ctd, grt e ky di Druer la foliazione S_2 è ben sviluppata ed è definita da un clivaggio di crenulazione marcato dall'orientazione dimensionale preferenziale di wm, ky e ctd. Nelle metapeliti e nelle *metabasiti* la foliazione S_2 è stata distinta anche su base mineralogica, distinguendo una S_2 marcata principalmente da omp e una S_2 definita da gl (figura II-2, 3 e 4). La foliazione eclogitica nelle *metaquarzodioriti* è marcata dall'orientazione dimensionale preferenziale di wm, ep, omp e ± gl e anche in questo caso non è sempre possibile distinguere S_1 da S_2 (figura II-4). L'eterogeneità della deformazione alla scala metrica produce domini coronitici sincinematici a D_2 nelle metaquarzodioriti (C_2); in questi domini le tessiture primarie sono preservate, mentre i minerali magmatici sono completamente sostituiti da associazioni mineralogiche eclogitiche. I domini coronitici (C_2) sono limitati da zone di taglio da centimetriche a metriche (figura II-4) marcate da wm, omp e grt. I domini coronitici nelle metaquarzodioriti, dove il fabric magmatico isotropo permette di riconoscere facilmente i domini poco o per nulla deformati, hanno dimensioni da <1m a >100m (figura II-2). Nelle metaquarzodioriti del Monte Mars sono diffusi inclusi basici costituiti prevalentemente da zo, wm, omp e grt. Gli inclusi sono spesso foliati e la foliazione S2 è marcata dall'orientazione dimensionale preferenziale di wm, ep e ompp (figura II-4).

D_3

Le strutture D_3 sono principalmente pieghe a piano assiale verticale e asse orizzontale. Sono pieghe da aperte ad isoclinali, solo localmente associate ad una foliazione di piano assiale. Le strutture D_3 sono state osservate solo tra il Monte Bechit e il Monte Roux (figura II-3). Qui la

foliazione S_2 è piegata e gl e omp talvolta sono orientati parallelamente al piano assiale, definendo la foliazione S_3. S_3 è marcata dall'orientazione dimensionale di omp, gl, wm e qtz. Le pieghe D_3 occupano un volume di roccia molto limitato, ~ 2% del volume totale (figura II-2).

D_4

Le strutture D_4 sono caratterizzate da zone di taglio, fino a metriche, sia nelle *metapeliti* che nei metagranitoidi. In particolare presso il Lago Goudin i piani di taglio S_4 tagliano la foliazione eclogitica delle *metaquarzodioriti*; in questo caso la foliazione S_4 è marcata dall'orientazione dimensionale preferenziale di gl e wm. In corrispondenza delle zone di taglio marcate da gl è possibile apprezzare le trasformazioni coronitiche sin-cinematiche con la fase deformativa D_4 (C_4). Nei volumi coronitici C_4 il gl si sviluppa ai bordi dei granuli di grt e omp. Nelle metapeliti le zone di taglio D_4 sviluppano una foliazione millimetrica (S_4) marcata dall'orientazione preferenziale di wm e gl.

D_5

D_5 produce pieghe da serrate ad isoclinali in tutti i litotipi, meglio sviluppate nelle metapeliti. Nelle *metapeliti* le pieghe isoclinali sono localmente associate a una foliazione di piano assiale (S_5) marcata dall'orientazione dimensionale preferenziale di wm chl, ab e amp-verde. Nelle *metabasiti* e nelle *metaquarzodioriti* le pieghe sono più aperte e non si sviluppano foliazioni di piano assiale. Le strutture D_5 definiscono l'architettura tridimensionale prevalente piegando i limiti litologici, generalmente paralleli a S_2. Spesso si osservano figure d'interferenza di tipo 3 (Ramsay 1967) dovute alla sovrapposizione di pieghe D_2 e D_5 (figura II-3). Alle pieghe D_5 è associata una lineazione L_5 soprattutto nelle metapeliti (Monte Rosso); L_5 è una lineazione di intersezione S_5 su S_2 marcata da wm. Le *meta-apliti* e i *marmi* definiscono spesso pieghe ettometriche D_5 e figure d'interferenza dovute alla sovrapposizione di D_5 sulle cerniere D_2, soprattutto presso la Colma di Mombarone (figura II-2). Nei domini coronitici C_5 le associazioni metamorfiche a chl, ab e amp-verde sostituiscono le associazioni metamorfiche eclogitiche: corone di chl attorno a granuli millimetrici di wm e grt e corone di chl e ab attorno ai granuli di omp e amp.

D_6

Le strutture D_6 sono principalmente zone di taglio centimetriche marcate dall'orientazione dimensionale preferenziale di wm meglio sviluppate nelle *metapeliti* e pieghe a piano assiale verticale e asse sub-orizzonatale; talvolta associate alla fase D_6 si sviluppano fratture di dimensioni metriche spesso riempite da chl.

Tutte le strutture sono tagliate da *filoni andesitici* di spessore variabile (1-5m), privi di deformazione mesoscopica e di minerali metamorfici di sovraccrescita sui siti dei fenocristalli.

Analisi microstrutturale

1.5 Evoluzione pre-alpina

D_{pre-1}

La foliazione S_{pre-1} preservata nelle lenti metriche di *micascisti* a bt e sill è definita da microfilm di bt e wmI, alternati a microlithon a grtI, ex-plI, kfs e qtz. I siti a sill sono in livelli paralleli alla bt, completamente sostituiti da ky in aggregati non orientati (figura II-5). La bt mostra estinzione ondulata e inclusi di ilm paralleli ai piani (001). I microlithons sono costituiti principalmente da qtz, kfs, ex-pl e grt. I porfiroblasti di kfs sono parzialmente sostituiti da un aggregato fine di wmII mentre il pl è completamente trasformato in omp e wmII. Il grtI è in porfiroblasti nei microlithons e nei microfilms ed è spesso ricco in inclusi di bt, ilm, qtz e pl. Talvolta il bordo del grtI mostra una corona di grtII. I margini di granulo tra bt, grtI e kfs sono razionali.

L'associazione metamorfica stabile nelle metapeliti durante lo sviluppo della foliazione S_{pre-1} è:

$$grtI + btI + sill + plI + qtz \pm kfs \pm wmI \pm ilm$$

I minerali pre alpini occupano ≤ 20 % del volume totale delle metapeliti che ancora conservano queste associazioni pre-alpine.

Nei domini coronitici C_2 delle *metaquarzodioriti* le tessiture magmatiche sono conservate, mentre l'associazione magmatica lo è solo parzialmente:

$$qtz + kfsI + btI + plI \pm wmI$$

Talvolta in lenti di *metabasiti* o in inclusi ricchi in amp delle *metaquarzodioriti* si osserva un ampI caratterizzato dal nucleo ricco in inclusioni di rt (figura II-5). Questa caratteristica, già descritta da Compagnoni (Compagnoni & Fiora 1977) permette di interpretare questi amp come costituenti dell'associazione mineralogica pre-alpina magmatica o metamorfica.

1.6 Evoluzione alpina

Metapeliti

Sin-D_1 (stadio 1 tettonitico)

S_1 è una foliazione spaziata marcata dall'orientazione dimensionale preferenziale di wmII, ampI ± ompI, associati a bande a grtII. I microlithons contengono qtz, grtII e rt; i bordi di granulo tra grtII e wmII sono razionali sia nei microlithons, sia nei microfilms. L'orientazione dimensionale preferenziale di ampI e ompI è parallela alla foliazione S1 marcata da wmII oppure è a basso angolo rispetto alla foliazione; in questo secondo caso, caratteristico dello *stadio 1* l'ompI mostra estinzione ondulata e subgranuli. Rt e grtII sono in porfiroblasti isolati, oppure sono associati ai films di wmII, ompI e ampI. Il rt non mostra un'orientazione dimensionale preferenziale. AmpI ha pleocroismo blando sul blu e colori d'interferenza alti, estinzione ondulata e localmente subgranuli.

Sin-D_2 (stadio 2 tettonitico)

Durante D_2 la foliazione S_1 è crenulata e la foliazione S_2 si sviluppa come clivaggio di crenulazione. Lo *stadio 2* è caratterizzato da una foliazione spaziata definita dall'orientazione dimensionale preferenziale di wmII e wmIII, ampI e ampII alternata a livelli ricchi in porfiroblasti di ompI, ampI e grtII. I porfiroblasti di ompI che occupano i microlithons sono caratterizzati da estinzione ondulata e subgranuli con la caratteristica microstruttura a *rosetta* (figura II-5). Lo sviluppo di granuli a rosetta può essere effetto della ricristallizzazione sin-D_2 di granuli ompI attraverso la formazione di subgranuli (Biermann 1977). AmpII è distinto da ampI in base ai caratteri microstrutturali: ampII è in granuli privi di estinzione ondulata e di dimensioni confrontabili con quelle dei subgranuli di ampI, mentre ampI mostra estinzione ondulata, bande di deformazione e subgranuli marginali. Similmente wmIII è caratterizzata da granuli orientati parallelamente a S_2 e privi di estinzione ondulata, diversamente da wmII che è spesso in granuli piegati nei lithons e caratterizzati da intensa estinzione ondulata e bande di deformazione. Il qtz mostra estinzione ondulata e subgranuli e ha orientazione preferenziale dimensionale e cristallografica parallela a S_2.

Sin-D_2 (stadio 3 tettonitico)

Lo *stadio 3* di sviluppo della foliazione S_2 è caratterizzato da film e lithon continui a cui si allineano i porfiroblasti di ompII, ampII e wmIII; i porfiroblasti di grtII sono spesso associati a S_2, in livelli paralleli alla foliazione (figura II-5). OmpII non mostra estinzione ondulata, come anche

ampII e i bordi di granuli tra i due minerali sono razionali. Spesso grtII, omII e ampII hanno inclusioni di rt ed ep. AmpII talvolta è zonato.

Sin-D_{1+2} (fabric coronitici C_2)

I minerali caratteristici della paragenesi pre-alpina sono quasi completamente trasformati durante l'evoluzione eclogitica alpina sin D_1+D_2 (figuraII-5). I siti a sill sono completamente sostituiti da aggregati di ky; il pl è sostituito da ompI in granuli prismatici senza un'orientazione preferenziale; la btI e la wmI da wmII in aggregati fini e così pure il kfs. Il grtI è mostra una corona di grtII. Il rt si sviluppa a corona dell'ilm.

Sin-D_3

La fase D_3 è stata osservata solo nelle metapeliti; la foliazione S_2 è crenulata durante D_3 e talvolta è sovraimpressa da un clivaggio di crenulazione marcato dall'orientazione dimensionale preferenziale di wmIII, ompII e ampII. Singoli granuli di wmII disposti su S_2 sono intensamente inflesse e mostrano estinzione ondulata e bande di deformazione (figura II-5). La wm disposta parallelamente a S_3 è invece in granuli di dimensioni minori e privi di estinzione ondulata (wmIII). Nelle cerniere D_3 i livelli ricchi in omp sono piegati e l'omp è caratterizzata da estinzione ondulata e bande di deformazione, ma non si osservano nuove fasi mineralogiche. L'ampII in cerniera D_3 si orienta parallelamente al piano assiale.

In conclusione, i fabric sincinematici con D_1, D_2 e D_3 sono tutti marcati da un'associazione mineralogica eclogitica, differenziata solamente in funzione delle percentuali in volume dei minerali componenti:

<u>domini coronitici</u>

qtz + ky + grtII + wmII + ompI ± kfs

dove le trasformazioni alpine, manifestate tessituralmente al microscopio ottico, possono essere:

sill=ky

pl=omp+q±cz/zo

bt+wm+q=grt+wm (fengitica)

bt+kfs+q+H2O=wm (fengitica)

<u>domini tettonitici</u>

qtz + grtII + wmII / III + ampI / II + ompI / II + rt

$bt + sill + qtz = grt + wm$

$ilm + sill / ky + qtz = ru + alm$

Sin-D_4

Durante D_4 si sviluppano piani di taglio e microboudinage. ompI/II è sostituita da ampIII, che riempie i colli dei microboudin (figura II-5). L'ampIII ha pleocroismo viola intenso (gln) e corona i porfiroblasti di ompI/II e ampI/II. Spesso i piani di taglio S_4, marcati dall'orientazione dimensionale preferenziale di ampIII, ep e wmIV sono a basso angolo rispetto alla foliazione S_2. Lungo S_4 grtII e ttn sono spesso associati ad ampII (figura II-5). La ttn è spesso anche a corona del rt. I bordi di granulo razionali tra ampII, ep, grtII e la loro disposizione lungo i piani S_4 permettono di considerare

$qtz + wmIV + ampIII + ep + grtII + ttn$

l'associazione stabile durante D_4.

Sin-D_5

D_5 è solo localmente manifestata dalla deformazione e associata allo sviluppo di una foliazione pervasiva (S_5); più spesso sono micropieghe della foliazione dominante S_2. Cz occupa le cerniere D_5 a contatto con plII, chl e wmV. WmV e chl si sviluppano spesso lungo i piani (001) delle wm oppure sostituiscono amp, omp e grt. I *saddle reef* delle ceniere D_5 sono spesso riempiti da plII e chl (figura II-6). I colli dei microboudin sin-D_5 di ampI/II e ompI/II sono riempiti anche da un amp actinolitico (act); act talvolta è in continuità ottica con ampIII nei colli dei boudin sin-D_4. L'associazione stabile durante D_5 è:

$qtz + wmV + chl + ab + act(ampIV) + cz + ttn$

Sin-D_6

D_6 non è associata a trasformazioni metamorfiche. Durante D_6 si ha una blanda crenulazione di tutte le strutture e in particolare di S_2. Questo è particolarmente visibile su wm e chl che mostrano estinzione ondulata, mentre pl mostra geminazione da deformazione, caratterizzata dalla terminazione appuntita.

Metabasiti

Rispetto alle metapeliti le metabasiti registrano un minore numero di stadi di evoluzione dei fabric. Le metabasiti costituiscono corpi ellissoidali e tabulari, che si comportano in modo rigido durante la deformazione, si segmentano per boudinage e dopo la disgregazione del corpo tabulare trasformano molta parte della deformazione in componente rotazionale, minimizzando l'accumulo di strain interno, alla scala granulare. Questo comportamento è chiaro dall'analisi mesoscopica e microscopica, integrata con osservazioni al Microscopio Elettronico a Scansione (SEM).

Sin-D_{1+2}

La dizione D_{1+2} (S_{1+2}) è introdotta nel caso in cui le relazioni meso- e microstrutturali non siano state sufficienti a definirne una cronologia relativa, tra i fabric sin-D_1 e sin-D_2, a causa del fatto che sono marcati sempre dalla stessa associazione mineralogica.

La foliazione S_1 è preservata in volumi metrici di *orneblenditi* a wm e grt. In questi litotipi la foliazione S_1 è definita dall'orientazione dimensionale preferenziale di ampI e wmI (figura II-6), alternata a lithon a qtz prevalente. AmpI e wmI dei films sono caratterizzati da estinzione ondulata e bande di deformazione mentre il rt è disposto parallelamente alla foliazione, sia in granuli fino a 3mm, sia i aggregati disposti parallelamente ai piani (001) della wmI. Porfiroblasti di grtI occupano sia i lithon che i film: nei film è in porfiroblasti talvolta con inclusioni di wmI e rt e la S_1 si interrompe al contatto con i porfiroblasti grtI. GrtI può essere anche in aggregati di granuli di dimensioni <1mm privi di inclusioni, ma anche in questo caso la foliazione S_1 si interrompe al bordo dei grtI. GrtI nei lithon è in porfiroblasti caratterizzati da inclusioni di wmI, rt e qtz e i bordi di granulo con wmI e ampI sono razionali. Talvolta in grtI si osserva un foliazione interna (Si) marcata da ampI di dimensioni minori rispetto a ampI della S_1; queste relazioni possono suggerire che la crescita del grtI sia iniziata durante uno stadio precedente della foliazione S_1. La foliazione S_2 è marcata da wmII, ampI e ampII. WmII è caratterizzata da granuli privi di deformazione intracristallina, molto allungati (rapporto tra assi maggiori [hk0] e asse minore [001] è circa 10:1) e orientati parallelamente alla S_2. AmpI è caratterizzato da estinzione ondulata e bande di deformazione, mentre l'ampII non mostra caratteri da deformazione intracristallina se non una blanda estinzione ondulata. Nei lithons di S_2 sono conservate le cerniere D_2 marcate da wmI e ampI piegati. I fianchi delle micropieghe sono interrotti dal clivaggio di crenulazione S_2.

Nelle *eclogiti* la foliazione/lineazione S_{1+2} è marcata dall'orientazione dimensionale preferenziale di ompII, in granuli caratterizzati da estinzione ondulata; porfiroblasti di omp (ompI) sono orientati ad alto angolo rispetto alla foliazione ma caratterizzati da estinzione ondulata intensa, bande di

deformazione e subgranuli. Talvolta anche l'orientazione dimensionale preferenziale di zo, cc, qtz e wmI definisce la foliazione S_{1+2}.

Nelle *eclogiti ad anfibolo* la foliazione composita S_{1+2} è marcata dall'orientazione dimensionale preferenziale di ampI e ampII. AmpI è caratterizzato da porfiroblasti <1cm con estinzione ondulata, bande di deformazione e subgranuli soprattutto sui margini. AmpII, di dimensioni simili ai subgranuli marginali di ampI non mostra estinzione ondulata. I porfiroblasti di ompI sono disposti ad alto angolo rispetto a S_{1+2} e mostrano intensa estinzione ondulata e subgranuli marginali. GrtI è costituito da porfiroblasti centimetrici spesso caratterizzati da una foliazione interna (Si) marcata da ampII (figura II-6). Si è leggermente ondulata rispetto a S_{1+2} e marcata da granuli di amp di dimensioni minori rispetto ad ampII in S_{1+2}, però privi di estinzione ondulata. Il rt è incluso in grtI, ompI e ampI.

Le relazioni microstrutturali descritte permettono di interpretare le associazioni stabili durante l'evoluzione eclogitica:

glaucofaniti

$ampI + grtI + wmI + rt$ pre S_{1+2}

$ampII + grtI + wmII + rt$ sin S_{1+2}

eclogiti

$ompI + grtI \pm rt \pm zo \pm cc \pm qtz$ pre - S_{1+2}

$ompII + grtI + rt + zo + cc \pm qtz$ sin - S_{1+2}

eclogiti ad anfibolo

$ampI + ompI + grtI + rt \pm wmI$ pre - S_{1+2}

$ampII + ompI + grtI + rt \pm wmI$ sin - S_{1+2}

Sin-D_4

D_4 è caratterizzata da piani di taglio (S_4) marcati dall'orientazione dimensionale preferenziale di ampIII, wmII e czI. AmpIII occupa anche altri siti microstrutturali come i colli dei boudins di ompI/II e ampI/II e microfratture. I granuli di ampIII sono in genere poco deformati e caratterizzati da pleocroismo viola (gln); i bordi di granulo tra ampIII e czI, wmII e grtI sono razionali sia lungo i piani S_4 che nei boudins e fratture. I piani S_4 sono marcati anche da ttn e talvolta qtz. L'associazione stabile durante D_4 è interpretata essere:

$ampIII(gl) + wmII + czI + grtI + ttn + qtz$

D_4 è anche caratterizzata dalla destabilizzazione dell'omp e dell'ampI/II, entrambi sostituiti da gl, e da ttn come fase di Ti rispetto al rt. Localmente D_4 è associata a fratture ad alto angolo rispetto a S_2 riempite da pirosseni calcici.

Sin-D_5

Durante D_5 nelle metabasiti non si sviluppano nuovi fabric planari o lineari ma solo corone di ampIV (attinolitico), ab, chl, czII e ttn. Act cresce come corona degli amp o ne riempie le fratture; talvolta l'act è in granuli prismatici nei porfiroblasti di omp e amp; la chl sostituisce il grt sia ai bordi che in fratture, oppure, associata ad ab, marca i piani (001) di omp e amp. Aggregati fini di wmIV occupano i clivaggi (001) della wm mentre la ttn corona il rt. L'associazione mineralogica stabile durante D_5 è:

$act + ab + chl + czII + ttn \pm qtz \pm wmIV$

Metaquarzodioriti

Sin-D_2

- Domini tettonitici e milonitici (S_2)

S_2 è una foliazione spaziata marcata dall'orientazione dimensionale preferenziale di zoI, qtz, wmI, ompI, ampI e rt (figura II-6). S_2 è spesso associata a livelli a grt disposti parallelamente ai piani della foliazione. ZoI è in genere in granuli prismatici con estinzione ondulata disposti parallelamente a S_2. WmI è in granuli isolati o in aggregati millimetrici, spesso associati a rt lungo i piani (001). OmpI è in genere in granuli prismatici ben formati e disposti parallelamente a S_2, caratterizzati da inclusioni di rt e ampI. ompI talvolta mostra estinzione ondulata. AmpI è in porfiroblasti allungati lungo S_2, ricchi in inclusioni di grtI, ompI, wmI e rt. I bordi di granulo tra ompI, ampI, wmI, rt e zoI sono razionali. I microlithons di S2 sono in genere costituiti da qtz, grtI, ±ampI e ±ompI.

L'associazione stabile durante D_2 nei domini tettonitici e milonitici è dunque:

$qtz + wmI + grtI + zoI + ompI + ampI + rt$

oppure

qtz+wmII+grtI+zoI

- Domini coronitici (C_2)

Nei domini coronitici le tessiture magmatiche sono ancora preservate e l'associazione sin-D_2 ha sostituito i minerali magmatici. I siti magmatici a pl sono occupati dall'associazione di zoI e wmI ± ompI mentre quelli a bt sono sostituiti dall'associazione grtI, wmI. Nei domini coronitici l'associazione stabile dedotta è:

$$qtz + wmI + grtI + zoI + ompI + rt$$

Sin-D_4

- Domini tettonitici-milonitici

S_4 sono piani di taglio discreti marcati da ampII (gl), czI, wmII, ttn. AmpII è in granuli allungati privi di deformazione intracristallina, pleocroismo viola (gl) e disposti parallelamente ai piani S_4. I piani sono anche marcati da aggregati di wmII di dimensioni minori rispetto a wmII e sostanzialmente priva di estinzione ondulata; la ttn è spesso in aggregati allungati parallelamente ai livelli a wmII e gl, talvolta preserva il nucleo di rt. La cz è associata ai piani S_4, dove è disposta con orientazione dimensionale preferenziale ma occupa anche le cerniere delle micropieghe D_4. Quando i piani S_4 sono a contatto con il grtI.

- Domini coronitici

Gli stessi minerali caratterizzano i siti coronitici: gl cresce a bordo dell'ampI e ompI; czI borda la zo o è in granuli isolati; ttn contorna il rt.

Di conseguenza l'associazione stabile durante D_4 è:

$$ampIII(gl) + czI + wmII + grtI + ttn + qtz$$

Durante D_4 alcuni minerali eclogitici sono sostituiti da altri, stabili nelle nuove condizioni, secondo le reazioni:

$$omp + rt + qtz + H2O = ttn + gl$$

$$omp + grt + H_2O = gl + cz$$

Sin-D_5

- Domini tettonitici-coronitici

La foliazione S5 è marcata dall'orientazione dimensionale preferenziale di ampIV, wmIII, czII, ab e chl. AmpIV (act) ha pleocroismo verde e in generale è in aggregati fini di granuli prismatici privi di deformazione intracristallina. WmIII è anch'essa in aggregati fini associata a chl e ab. L'ab

occupa i piani di clivaggio dei porfiroblasti di omp e amp oppure è in granuli singoli lungo la foliazione S_5; i domini a qtz sono occupati anche da granuli di czII, ttn e ab.

- Domini coronitici

Nei volumi non deformati l'act si dispone ai bordi di amp e omp; la chl sostituisce il grt e la wmI/II mentre la wmIII sostituisce parzialmente wmII. Ttn cresce in granuli singoli o come corona del rt mentre ab e act sostituiscono omp. L'ab, associata a chl e wmIII è spesso in aggregati fini sui siti della wmI/II. L'associazione stabile durante D_5 è quindi:

$$act + ab + chl + czII + ttn + wmIII \pm qtz$$

dove le reazioni metamorfiche probabilmente responsabili del suo sviluppo sono:

$$grt + omp + amp + H_2O = pl + chl$$

$$grt + amp + H_2O = pl + chl + qtz$$

$$cz + gl + qtz + H_2O = tr + chl + ab$$

Quarziti a ctd, ky e grt

Sin-D_{1+2}

La foliazione S_1 è definita dall'orientazione dimensionale preferenziale di wmI. WmI è in porfiroblasti con estinzione ondulata e bande di deformazione. La foliazione S_2 è marcata ancora dall'orientazione dimensionale preferenziale di wmI e racchiude la S_1. S_1 è distinguibile solo dove le cerniere D_2 sono ancora preservate (figura II-6). Le cerniere D_2 sono sempre sradicate, interrotte dalla foliazione S_2. Nei lithon di S_2 sono preservati porfiroblasti di ky ricca in inclusioni di rt, associata a ctdI anch'esso in porfiroblasti. CtdI è caratterizzato dalla geminazione polisintetica e da pleocroismo azzurro-verde. Porfiroblasti centimetrici di grtI occupano i microlithon e i microfilm e sono caratterizzati da una struttura a "fish-net" che include granuli di qtz, ctdI e wmI. Porfiroblasti di turm, con pleocroismo azzurro-verde occupano i microlithons. L'associazione stabile durante D_1 e D_2 è:

$$wmI + qtz + grtI + ctdI + ky + rt + turm$$

Sin-D_4

La foliazione S_2 è crenulata durante D_4 e nelle cerniere wmI è caratterizzata da estinzione ondulata e bande di deformazione. CtdII occupa sia le cerniere D_4 che i bordi di granulo di ctdI; ctdII è caratterizzato da un pleocroismo verde rispetto a ctdI ed è contenuto nelle porzioni più esterne dei porfiroblasti di grtI. L'associazione stabile durante D_4 è:

$$ctdII + qtz + grtI + wmI \pm ky \pm rt$$

Sin-D_5

Nelle quarziti non si osservano strutture planari o lineari associate a D_5. La chl sostituisce il grtI al contatto tra grtI e wmI.

Composizione chimica dei minerali

Le composizioni delle fasi mineralogiche sono state analizzate utilizzando la sonda elettronica ARL-SEMQ ubicata presso la sezione di Mineralogia, Geochimica e Giacimenti Minerari del Dipartimento di Scienze della Terra dell'Università di Milano e il microscopio elettronico a scansione Cambridge Instruments Stereoscan 360 dotato di sistema EDS del CNR presso la sezione di Geologia e Paleontologia del Dipartimento di Scienze della Terra dell'Università di Milano. Sono stati utilizzati silicati naturali, metalli, ossidi e cloruri come standard e la procedura ZAF per la correzione di matrice; voltaggio di accelerazione di 15kV, corrente sul filamento di 300nA e corrente sul campione di 20nA per la microsonda elettronica mentre per il SEM la tensione di accelerazione del filamento è 20kV, 190pA la corrente di fascio e 25 mm la distanza di lavoro.
La classificazione dei pirosseni è stata fatta seguendo Morimoto (Morimoto 1988), mentre per gli anfiboli Leake et al. (Leake et al. 1997). Le formule proporzionali sono state ricalcolate con MinTab (Carroll 1990), AMPH-IMA 1997 (Mogessie et al. 2000); Ax (Holland & Powell 2000).

Clinopirosseni

Sono stati analizzati i clinopirosseni sin-cinematici con gli stadi 2 e 3 di sviluppo della foliazione S_2 in diversi sistemi chimici: metapeliti, metagranitoidi, orneblenditi ed eclogiti ad anfibolo. I cpx delle *metapeliti* (ompI e ompII) hanno un contenuto della molecola Jd che varia da 43 a 47% (figura II-7); X_{Mg} da 0.74 a 0.95 e Acm da 0.02 a 0.05 (tabella II-3). Nei cpx delle *metaquarzodioriti* (ompI sin-D2) il contenuto in Jd varia da 27 a 45.5%, X_{Mg} da 0.8 a 0.95 e Acm da 0 a 0.03. I nuclei di ompI hanno i contenuti più bassi di Jd (27-30%) mentre verso il bordo Jd aumenta progressivamente (40-45.5%). Nei cpx pre-S_{1+2} delle *eclogiti ad amp e grt* Jd (omI) varia da 27 a 40%, senza una diretta relazione con la posizione microstrutturale o rispetto al bordo o al nucleo dei singoli granuli, X_{Mg} varia da 0.8 a 8.95 e Acm da 0.03 a 0.07. I pirosseni sin-cinematici rispetto a D_4 nelle *orneblenditi* composizioni da pirosseni calcici (figura II-7a)

Anfiboli

Gli anfiboli sin-cinematici con lo stadio 3 di sviluppo della foliazione S_2 (ampI e ampII) nelle *metapeliti* cadono tutti nel campo composizionale degli anfiboli calco-sodici, mentre quelli sin-cinematici rispetto a D_4 (ampIII) sono glaucofani (anfiboli sodici) (figura II-8). Gli anfiboli calco sodici hanno una composizione barroisitica con Na(M4) che varia da 0.70 a 0.80 a.p.f.u., Ti <0.03

a.p.f.u. e X_{Mg} tra 0.60 e 0.75. Nelle metaquarzodioriti gli anfiboli sin-cinematici con la foliazione S_2 (ampI e ampII) sono anfiboli calco-sodici con la composizione di barroisiti mentre gli anfiboli sincinematici con D_5 (ampIV) sono attinoliti e magnesio-orneblende. Il contenuto di Na(M4) diminuisce da ampI/II a ampIV (da 1.00 a 0.40 a.p.f.u.), Ti è <0.03 a.p.f.u. e X_{Mg} da 0.66 a 0.79. Nelle *metabasiti* i nuclei di amp pre-alpino hanno la composizione di magnesio orneblende con contenuto in Ti da 0.15 a 0.18 a.p.f.u., Na(M4) tra 0.53 e 0.64 a.p.f.u. e X_{Mg} tra 0.70 e 0.78. AmpII sono barroisiti con contenuto in Ti sempre <0.06 a.p.f.u., Na(M4) 0.50 e 0.80 e X_{Mg} tra 0.56 e 0.78 a.p.f.u. Nelle attinoliti sin-D_5 il contenuto in Na(M4) decresce fino a 0.04 a.p.f.u.

Nelle *eclogiti ad anfibolo* (ampII) hanno la composizione di attinoliti e magnesio orneblende con Ca(B) tra 1.48 e 1.60 a.p.f.u. e X_{Mg} tra 0.61 e 0.79. Gli amp analizzati nelle *orneblenditi* sono winchiti e crescono al bordo degli ampII solo in corrispondenza di microfratture perpendicolari alla foliazione S_{1+2} (figura II-8).

Granati

I granati delle *metapeliti* hanno un contenuto di Alm=0.48-0.52, Prp=0.18-0.21 e Grs=0.29-0.30; nelle *metaquarzodioriti* Alm=0.46-0.63, Prp=0.21-0.33 e Grs<0.25; nelle *metabasiti* Alm=0.52-0.56, Prp=0.13-0.20 e Grs=0.25-0.30; nelle *eclogiti a amp e grt* Alm=0.47-0.52, Prp=0.18-0.21 e Grs=0.29-0.31; nelle *quarziti a grt-ctd-ky* Alm=0.71-0.77; Prp=0.07-0.11 e Grs=0.14-0.17; nelle *quarziti a grt-ctd* Alm=0.66-0.68; Prp=0.13-0.14; Grs=0.17-0.18. Tutti i granati cadono nel campo delle "eclogiti di gruppo C" di Coleman (Coleman et al. 1965) (figura II-9).

Miche bianche

Le miche bianche nelle metapeliti, metaquarzodioriti e quarziti sono paragoniti, muscoviti e fengiti; il grado di sostituzione celadonitica è controllato dal rapporto Pg (Na/(Na+K)); il contenuto in Si^{4+} varia da 6.73 a 6.13 nelle metapeliti, da 6.85 a 6.18 nelle metaquarzodioriti e da 6.52 a 5.57 nelle quarziti (figura II-10). I valori più elevati corrispondono ai nuclei dei porfiroblasti di wmI sin-cinematici con S_1 e S_2 mentre i valori più bassi di Si^{4+} sono caratteristici dei granuli che marcano i fabric D_4 e D_5 nelle metapeliti e nelle quarziti. I valori di Si^{4+} sono maggiori di 6.5 quando Pg è minore di 0.2; Si^{4+} ha valori intermedi tra 6.00 e 6.5 con valori di Pg tra 0.2 e 1. Il contenuto in Ti è sempre minore di 0.05 a.p.f.u. con i valori più alti nelle miche bianche delle metaquarzodioriti (0.05-0.025).

Cloritoidi

Il cloritoide è componente esclusivo delle quarziti; i nuclei di ctdI mostrano composizioni più ricche in Mg rispetto sia ai bordi degli stessi granuli sia ai nuovi granuli ctdII (figura II-11): X_{Mg} diminuisce da 0.4 a 0.12 nei granuli ctdI da nucleo a bordo, mentre in ctdII X_{Mg} ha valori tra 0.10 e 0.20. Al tot in ctdI e ctdII è abbastanza costante, e si concentra attorno a 4.00 a.p.f.u. con poche eccezioni <3.8a.p.f.u. Il contenuto in Mn è sempre minore di 0.05 a.p.f.u. come anche Zn<0.05a.p.f.u.

I *plagioclasi* di composizione albitica si sviluppano sui fabric sin-D_5 delle metabasiti, metaquarzodioriti e orneblenditi (figura II-12). Gli *epidoti* variano da zoisiti-clinozoisiti a pistaciti: nelle metapeliti sono zoisiti (Al_2Fe=10-15) sin-cinematiche con D_2, nelle *metaquarzodioriti* sono clinozoisiti (Al_2Fe tra 32 e 50) sin-cinematiche con D_2 (figura II-12). Nelle *cloriti* sin-cinematiche con D_5 X_{Mg} varia da 0.23 nelle quarziti a 0.65 nelle metaquarzodioriti.

Stime termobarometriche ed evoluzione metamorfica

L'evoluzione metamorfica pre-Alpina e Alpina è stata dedotta unendo le informazioni sulle condizioni P-T, ottenute dalle associazioni metamorfiche stabili durante i successivi stadi di deformazione (tabella II-4), con le stime termobarometriche (tabella II-5). Quest'ultime sono state ottenute da fasi mineralogiche che mostrano relazioni di equilibrio tessiturale o che occupano siti micostrutturali compatibili rispetto all'evoluzione dedotta dall'analisi microstrutturale. Inoltre, per minimizzare gli effetti dovuti a successive riequilibrazioni metamorfiche sono stati scelti campioni dominati da una sola impronta metamorfica e microstrutture in cui le configurazioni granulari suggeriscono un equilibrio meccanico.

1.6.1 Stadio pre-alpino

I nucleo ricchi in Ti degli amp delle *metabasiti* permettono di utilizzare la correlazione empirica di Otten (Otten 1984) tra il contenuto in Ti e la temperatura, dando valori T=720±48°C. Il barometro basato sul contenuto di Al^{tot} nell'amp (Hammarstrom & Zen 1986, Hollister et al. 1987, Johnson & Rutherford 1989) nell'intervallo di temperature definito fornisce valori di pressione di 0.3±0.05Gpa. L'associazione stabile nelle *metapeliti* durante pre-D1 (grt+bt+sil+pl+qtz+kfs±wm+ilm) indica un intervallo di pressione temperatura compatibile con quello stimato con la termobarometria (figuraII-13).

1.6.2 Stadio alpino di alta pressione e bassa temperatura

Le calibrazioni termobarometriche usate, specificandone le generazioni di minerali rispetto alla cronologia microstrutturale sono riportate in tabella II-5. Per le *metapeliti* (*micascisti, gneiss* e *quarziti*) il barometro basato sul contenuto di Si^{4+} nella mica bianca (Massonne & Schreyer 1987) richiede kfs e phl nell'associazione stabile; al contrario phl e kfs sono assenti dall'associazione stabile di queste rocce, così le pressioni ottenute sono da considerarsi pressioni minime. La reazione univariante bt+or=phen (Schmidt 1993) e an+bt=grt(gr-py-alm)+mu (ricalcolata con Thermocalc) permettono di stimare una pressione minima sulla base della destabilizzazione della bt ad alta pressione. Le temperature ottenute per lo stadio sin-D_2 nelle metapeliti variano tra 500 e 600°C, utilizzando il termometro grt-cpx (Krogh 1988, Powell 1985), grt-ctd (Perchuk 1991) e grt-wm (Hynes & Forest 1988); le pressioni ottenute sono tra 1.1 e 1.3GPa utilizzando i barometri basati sul contenuto di Si^{4+} in wm (Massonne & Schreyer 1987) e Xjd nei cpx sodici (Holland 1980).

L'associazione a omp+grt+wm+qtz±amp±zo nei micascisti permette di stimare pressioni minime tra 1.5 e 1.8 GPa nell'intervallo di temperature sopracitato, in accordo con l'equilibrio univariante ricalcolato con Perplex (Connolly 1990), utilizzando il databae termodinamico di Holland e Powell (Holland & Powell 1998); nelle quarziti a ky l'equilibrio univariante ctd=grt+ky indica P=1.5-2.1GPa in funzione della temperatura e composizione di ctd e grt. Pressioni massime possono invece essere limitate usando l'equilibrio univariante qtz=coe (Bohlen & Boettcher 1982) .

Nelle *metaquarzodioriti* le condizioni di P e T stimate utilizzando i termometri Fe^{2+}-Mg grt-cpx, grt-wm e i barometri Si^{4+} in wm e Xjd in cpx (vedi tabella II-5 Holland 1980, Hynes & Forest 1988, Krogh 1988, Massonne & Schreyer 1987, Powell 1985) e il confronto delle composizioni di alcune fasi con quelle ottenute dalla sintesi di laboratorio ad alte pressioni e temperature confrontabili (550 e 650°C) da Schmidt (Schmidt 1993) in un sistema tonalitico e da Poli (Poli 1993) in un sistema basaltico sono: P 1.6-1.8 GPa, dove le pressioni ottenute dal confronto con i dati sperimentali sono sensibilmente più alte di quelle minime provenienti dal contenuto in Si^{4+} e Jd rispettivamente nella mica bianca e pirosseno (Holland 1980, Massonne & Schreyer 1987). Inoltre la posizione della curva univariante omp+grt+qtz=cz ricalcolata con Perplex è consistente con le pressioni e le temperature ottenute per lo stadio sin-D_2.

1.6.3 Stadio alpino di bassa pressione e temperatura

Durante D_4 si sviluppa l'associazione a cz+gl+ttn±grt alle spese di omp+grt nelle metapeliti, metaquarzodioriti e metabasiti. Gli equilibri univarianti omp+rt+qtz+H2O=ttn+gln e omp+grt+H2O=gl+cz ricalcolati con Thermocalc e Perplex indicano che la pressione è <1.5 GPa e T<500°C. Inoltre la ttn, che cresce alle spese del rt permette di utilizzare la relazione sperimentale di (Liou et al. 1998) su composizioni chimiche MORB+H20, indicando P<1.3GPa. La crescita di chl, ab e act/tr alle spese di grt, gl e czo durante D_5 permette di utilizzare gli equilibri univariante cz+gl+qtz+H2O=tr+chl+ab (Maruyama et al. 1986) e grt+cz+qtz+H2O=act+chl (Holland & Powell 1990). I due equilibri limitano T<330°C e P<0.7GPa le condizioni fisiche del metamorfismo durante D_5. Similmente la diminuzione della temperatura e della pressione è suggerita dalla diminuzione di X_{Mg} nel ctd delle quarziti a ky.

Analisi tessiturale quantitativa

Per l'analisi quantitativa delle tessiture sono stati scelti dieci campioni di fabric sin-D2 in differenti litotipi: L2 a amp nelle *orneblenditi*; S2 a wm e omp nelle *metapeliti*; L2 a omp e wm nelle *eclogiti*. Gli esperimenti di diffrazione a raggi-x sono stati compiuti al Laboratoire de Physique de l'Etat Condensé, dell'Université Du Maine a Le Mans (France), utilizzando un classico generatore di raggi-X della INEL attrezzato di un goniometro per analisi tessiturale, lunghezza d'onda CuKα filtrata da un monocromatizzatore a grafite. Un PSD (position sensitive detector) con risoluzione di 0.03° in 2θ (INEL CPS-120) è utilizzato per acquisire i profili di diffrazione completi a differenti posizioni del campione nel campo 0-120° di 2θ. Gli esperimenti di diffrazione dei neutroni sono stati compiuti presso l'Institut Laue-Langevin (ILL, Grenoble, France), reattore ad alto flusso, utilizzando il PSD della linea D1B. Il detector copre uno spazio in 2θ di 80° con una risoluzione di 0.2°. La lunghezza d'onda utilizzata è di 2.523 Å. Il campione cubico, di circa 1cm di lato, è posto in geometria Debye-Scherrer e le misure vengono compiute in modo del tutto simile a quello utilizzato negli esperimenti ai raggi-X, con la differenza che χ è coperto fino a 90° grazie al basso assorbimento dei neutroni in questi materiali.

1.6.4 Tessiture degli anfiboli in un campione di orneblendite

L'orneblendite è costituita principalmente da anfibolo (<97%), rutilo, granato e clorite. In particolare è caratterizzata da un'alternanza mineralogica (L2) di livelli millimetrici di anfiboli (figuraII-14): livelli definiti da porfiroblasti di amp elissoidali di dimensioni tra 0.4 e 0.8mm (ampI) e livelli di anfiboli prismatici di dimensioni minori, tra 0.1-0.4mm, (ampII). AmpI sono caratterizzati da estinzione ondulata, bande di deformazione e sub granuli marginali; questi ultimi hanno dimensioni confrontabili con ampII e caratteri microstrutturali simili: orientazione dimensionale preferenziale molto ben definita e parallela all'alternanza di domini (L2) ed estinzione ondulata solo accennata. L'orientazione dimensionale preferenziale dei granuli AmpI non è sempre parallela alla lineazione mineralogica. I bordi di granulo tra ampI e ampII sono razionali e paralleli alla lineazione mineralogica; talvolta a bordo dei granuli ampII si osserva una corona di una terza generazione di amp (ampIII), caratterizzata da pleocroismo verde.

AmpI e ampII sono winchiti mentre ampIII sono attinoliti (tabellaII-6). Un campione rappresentativo dell'orneblendite M26 è stato polverizzato per ottenere un profilo in polveri, utilizzando una radiazione Cu Kα, da 5° a 70° in intervalli di 0.01° per 3 secondi. L'analisi preliminare qualitativa ha mostrato che la clorite è effettivamente una fase minore, mentre le altre

fasi mineralogiche osservate al microscopio sono sotto il limite di osservazione ai raggi-x. Successivamente è stata ottenuta un'analisi di fase quantitativa utilizzando il metodo Rietveld avendo come modelli strutturali di partenza una riechterite (Hawtorn et al. 1997) e un clinocloro (Smyth et al. 1981), dove le frazioni atomiche sono state dedotte dalle analisi chimiche. L'analisi quantitativa conferma che chl e ampIII sono in quantità <5% del volume totale.

Le dimensioni di ampI e ampII sono al limite della capacità di analisi tessiturale dei *raggi-x* di conseguenza è stato utilizzato un fascio abbastanza largo 1x1mm e collimato per ottenere una buona risoluzione. Inoltre l'area irradiata è stata ampliata facendo oscillare il campione perpendicolarmente alla lineazione mesoscopica (± 3 mm di oscillazione). L'area irradiata è stata aumentata anche abbassando l'angolo di incidenza ω, tenendo conto però che in questo modo la sovrapposizione dei picchi aumenta sensibilmente a causa dell'effetto di "defocussing", particolarmente ad alti valori di 2θ dove molte informazioni sull'orientazione cristallografica sono comunque presenti. A seguito di queste restrizioni è stato scelto un angolo di incidenza di 16° (ω). I risultati ottenuti su 3 superfici parallele dello stesso campione sono state sommate prima dell'analisi tessiturale. La figura II-15 mostra i diagrammi di diffrazione per M26 utilizzati per l'identificazione e l'indicizzazione dei picchi. Questo diagramma è molto simile al diagramma ottenuto per il campione in polveri; inoltre il diagramma somma conferma che ampI e ampII hanno una composizione chimica simile. Dalla figura II-15 risulta anche chiaro il maggior numero di sovrapposizioni tra picchi per l'esperimento compiuto a ω bassi (5.3°); questo conferma la necessità di usare angoli di incidenza più alti anche se ciò comporta la perdita di informazioni a 2theta bassi (<20°). L'indicizzazione di entrambi i diagrammi mostra come per ω=16° si possano ottenere fino a 20 picchi utili per la determinazione dell'ODF, anche se i picchi deboli vengono esclusi in quanto abbasserebbero la validità dell'ODF stesso (tabella II-7).

Neutroni

Nell'analisi ai neutroni l'angolo di incidenza è stato ottimizzato a 10° e il tempo di conteggio a 50 sec per ogni spettro. La figura II-16 mostra i diagrammi per M26. Poiché in riflessione non si ha alcun problema di "deforcussing" è possibile studiare l'intero campo χ, fino a 90°. Anche nel caso dei neutroni lo spettro di diffrazione mostra come ampI e ampII siano simili per quanto riguarda la composizione chimica. La larghezza d'onda maggiore utilizzata produce un decremento di numero di picchi utilizzabili nello spazio 2theta. Tuttavia le informazioni sono sufficienti per la determinazione dell'ODF. La figura II-16 mostra il confronto tra il diagramma misurato e quello calcolato dai parametri di cella per ampI e ampII. La differenza è riconducibile all'intensità della tessitura (orientazione cristallografica preferenziale) degli amp, come mostra il confronto tra il

diagramma osservato e ricalcolato introducendo la procedura per il raffinamento della tessitura (Le Bail-WIMV). In tabella II-8 sono riportati i risultati cristallografici ottenuti.

In figura II-17 sono riportati i risultati ottenuti ai raggi-x e neutroni. Il confronto tra le figure polari sperimentali e ricalcolate mostra come per i raggi-x i valori di χ non siano completamente coperti, portando alla comparsa di anelli caratteristici nelle porzioni non misurate. Questo è sintomatico di insufficienza di dati per ottenere risultati quantitativi di ODF su tutto lo spazio tridimensionale. Le figure polari dei raggi-x mostrano massimi simmetrici e asimmetrici attorno alla direzione della lineazione mineralogica. Il confronto grafico tra le figure polari sperimentali e quelle ricalcolate e i valori di RP0 e RP1 danno un primo grado di stima della qualità dell'ODF ottenuto (tabella II-9). In questo caso i valori di RP0 e RP1 non sono bassi, tuttavia informazioni tessiturali semi-quantitative sono comunque ottenibili anche dove le dimensioni dei granuli producono forti disturbi sulle intensità misurate (es. massimi isolati nelle figure polari sperimentali). L'intensa tessitura è chiara dalle figure polari prodotte dall'ODF (figura II-18).

L'intensa tessitura (figura II-18) è confrontabile con quelle descritte per anfiboliti deformate a pressioni e temperature differenti, dove la direzione [001]* giace parallela alla lineazione e la direzione [110]* è perpendicolare al piano di foliazione e alla lineazione **(es. Gapais & Brun 1981, Krhul & Huntemann 1991, Mainprice & Nicolas 1989, Schwerdtner 1964, Schwerdtner et al. 1971, Siegesmund et al. 1994)**. L'orientazione di [110]* rispetto al fabric mesoscopico è interpretata come funzione delle componenti del fabric **(Gapais & Brun 1981)**. Nel campione qui studiato, le direzioni [100]* e [010]* sono disperse nel piano XY dell'ellissoide dello strain e [001]* giace ad un angolo rispetto alla lineazione e alla foliazione. Queste relazioni possono essere interpretate come dovute ad una componente prevalente di strain costrizionale. L'asimmetria tra la direzione [001]* e la foliazione può essere interpretata come risposta ad una deformazione non-coassiale, come già osservato per altri materiali **(es. Gapais & Cobbold 1987, Law 1990, Mainprice & Nicolas 1989, Nicolas & Poirier 1976, Wenk 1998)**. In letteratura l'orientazione cristallografica descritta è stata interpretata come dovuta a scivolamento lungo (100)[001], rotazione passiva e crescita orientata **(es. Cumbest et al. 1989, Ildefonse et al. 1990, Krhul & Huntemann 1991, Schwerdtner 1964, Schwerdtner et al. 1971, Siegesmund et al. 1994)**. La pronunciata orientazione cristallografica in M26 suggerisce un forte influenza dell'abito cristallografico, come mostrato da Ildefonse et al. (1990) nei glaucofani dei Micascisti Eclogitici della Zona Sesia Lanzo e per le orneblende in cui la matrice debole è costituita da plagioclasio **(Gapais & Brun 1981, Siegesmund et al. 1994)**. Nel caso specifico il campione è praticamente privo di matrice (campione monomineralico) e i domini a AmpII racchiudono i domini definiti dai

porfiroblasti di AmpI. I granuli di AmpI mostrano estinzione ondulata, bande di deformazione e subgranuli (figura II-14). I subgranuli nel nucleo dei domini I non mostrano caratteristiche di deformazione intracristallina mentre i subgranuli ai bordi degli stessi domini mostrano una progressiva tendenza a disporsi parallelamente ai domini II ad AmpII e sono privi di deformazione intracristallina. Queste relazioni permettono di interpretare che i domini ricchi in AmpII si siano comportati come una matrice debole durante lo sviluppo della foliazione S2 rispetto ai domini I **(Cumbest et al. 1989, Siegesmund et al. 1994)**.

Il confronto tra i dati ottenuti con le due tecniche (raggi-x e neutroni) mostra la metodologia per ottenere informazioni tessiturali quantitative e semi-quantitative sulle fasi mineralogiche, costituenti rocce metamorfiche. Queste informazioni tessiturali riproducono in modo chiaro le stesse tessiture, anche se i risultati ottenuti ai neutroni sono statisticamente più validi. Inoltre, è confermata la validità dei diversi metodi di calcolo (integrazione diretta dei picchi e analisi Rietveld) anche nel caso in cui i dati di partenza siano acquisiti con tecniche differenti **(vedi anche Ullemeyer et al. 2000)**. Il maggior problema da risolvere con i raggi-x è la limitazione in χ, che porta alla misurazione di figure polari incomplete ed alla limitazione del volume di roccia studiato. L'utilizzo della metodologia Rietveld nello studio di materiali geologici complessi può aiutare a diminuire il problema legato alle figure polari incomplete, aumentando il numero di figure polari utilizzate nel calcolo. In ogni caso l'analisi delle tessiture utilizzando i raggi-x permette una descrizione semi-quantitativa delle orientazioni delle direzioni cristallografiche che è in grado di descrivere in modo completo le relazioni tra microstrutture e tessiture.

Questi risultati permettono di quantificare la tessitura degli anfiboli deformati in condizioni di facies eclogitica. Altri lavori **(Wenk et al. 2001)** mostrano le tessiture delle onfacite deformate in condizioni di facies eclogitica. Le orientazioni degli assi principali sono molto simili a quelle descritte per gli anfiboli, come anche le relazioni angolari rispetto alle strutture mesoscopiche: (001) è fortemente orientata parallelamente alla lineazione mesoscopica e mostra un angolo di circa 16° rispetto all'asse z [001]; (100) e (010) si concentrano perpendicolarmente al piano di foliazione.

E' chiaro che la crescita delle informazioni quantitative sulle tessiture dei minerali che definiscono i fabric è di grande importanza nella definizione delle relazioni tra il grado di sviluppo dei fabric e le trasformazioni minero-chimiche. Infatti, qualora questa metodologia divenga di routine o comunque più agile e semplice, le tessiture potranno essere correlate in modo quantitativo con l'evoluzione metamorfica e anche permettere la comprensione dei meccanismi di deformazione più importanti a scala granulare, ad esempio durante la subduzione di crosta continentale.

Conclusioni

In questa porzione del Complesso dei Micascisti Eclogitici della Zona Sesia-Lanzo sono state distinte sei fasi deformative, ognuna delle quali caratterizzata da fabric caratteristici di stati di deformazione finita differenti, ma coesistenti in volumi adiacenti; ognuno di questi fabric è caratterizzato anche da un'associazione metamorfica che suggerisce una riequilibrazione mineralogica durante ogni fase deformativa associata a metamorfismo. I fabric pre alpini (pre-D_1) comprendono una foliazioni marcata da minerali caratteristici di condizioni di alta temperatura e bassa pressione nelle metapeliti e tessiture ignee nel complesso metaintrusivo del Monte Mucrone-Monte Mars. D_1 sviluppa una foliazione penetrativa marcata da associazioni mineralogiche caratteristiche della facies scisti blu – eclogitica sia nelle metapeliti che nelle quarziti (Druer-Mombarone). La foliazione S_1 è preservata solamente in volumi decametrici nella porzione sud dell'area e in volumi di dimensioni minori in particolare attorno al Monte Mars. La fase deformativa D_2 sviluppa pieghe isoclinali in tutti i litotipi ed è associata alla foliazione S_2. S_2 è marcata da associazioni metamorfiche caratteristiche di facies eclogitica in tutti i litotipi ed è la foliazione più pervasiva. L'effetto sommato delle fasi deformative D_1 e D_2 ha portato alla quasi completa obliterazione delle relazioni pre-esistenti tra i litotipi, rendendo i contatti litologici paralleli alle foliazioni S_1 e S_2. Le pieghe D_3 sono localizzate tra il Monte Bechit e il Monte Roux e coinvolgono principalmente micascisti e i boudin di eclogite contenuti nelle metapeliti. Solo localmente a D_3 è associato un nuovo fabric planare (S_3), marcato ancora da minerali caratteristici di facies eclogitica. D_4 produce locali piani di taglio marcati da associazioni metamorfiche stabili in facies scisti blu mentre D_5 è associata alle pieghe isoclinali a piano assiale sub-orizzontali caratteristiche di tutta l'area e di tutti i litotipi, che si sviluppano in condizioni di facies scisti verdi. D_6 sviluppa una blanda ondulazione a scala chilometrica di tutte le strutture precedenti senza sviluppare una nuova foliazione ed essere associata a nuove associazioni mineralogiche.

Questa evoluzione può essere rappresentata in modo *quantitativo* in un diagramma P-T-t-d (pressione-temperatura-tempi relativi della deformazione) (figura II-13). Lo stadio pre-alpino (pre-D_1) è caratterizzato da T=650-750°C e P=0.3-0.5GPa a 280-293Ma **(Bussy et al. 1998, Lardeaux & Spalla 1991**).

Durante l'evoluzione alpina (70-53 Ma Duchene et al. 1997, Inger et al. 1996, Ruffet et al. 1997) le metaquarzodioriti del Monte Mucrone-Monte Mars e le rocce incassanti sono state subdotte a profondità ≥ 55km (T=500-600°C e P≥1.5GPa). Il percorso retrogrado è marcato dalla transizione dalla facies eclogitica a scisti blu (D_4 a T≤550°C e P≤1.2GPa) e successivamente scisti verdi (D_5 a T≤350°C e P≤0.7GPa). I filoni andesitici oligocenici (30 Ma Beccaluva et al. 1983, Dal Piaz et al.

1979, De Capitani et al. 1979), discordanti rispetto alle strutture D_5 definiscono il limite per l'evoluzione alpina.

Lo stadio pre-alpino è caratterizzato da un rapporto $P/T=0.4*10^{-3}GPa°C^{-1}$ che corrisponde ad un rapporto T/profondità molto elevato (~70°Ckm^{-1}); lo stadio eclogitico alpino (D_2) ha un rapporto $P/T\geq2.7*10^{-3}GPa°C^{-1}$ e un rapporto T/profondità di ~10°Ckm^{-1} che passa a valori più elevati (~14°Ckm^{-1}) durante l'esumazione (D_4 e D_5). Il tempo trascorso tra lo stadio D2 e la fine dell'esumazione (dicchi oligocenici) è di ~35Ma. L'esumazione da profondità ≥ 55km fino a ≤ 20km (facies scisti verdi sin-D_5) si sviluppa in un regime termico ancora basso e una velocità di esumazione ≥ 1.4mm/anno, considerando l'età degli intrusivi terziari come un'età minima per la fine dell'evoluzione in facies scisti verdi.

Inoltre confrontando le relazioni tra deformazione e metamorfismo (tabella II-4) con quelle ottenute dalla letteratura (tabella II-1) si possono sottolineare alcuni aspetti particolari e desumere delle considerazioni generali:

1) Durante l'evoluzione alpina la memorizzazione eterogenea delle riequilibrazioni metamorfiche e strutturali ha generato, in volumi adiacenti, delle relazioni cronologiche differenti tra deformazione e metamorfismo, come mostra la figura II-19. Questa eterogeneità nella registrazione può essere inizialmente legata a variazioni litologiche primarie: presso il Monte Mars il corpo metaintrusivo costituisce un volume che ha registrato la riequilibrazione mineralogica alpina ma che è sfuggito quasi completamente a una progressiva riorganizzazione strutturale. A Druer l'alternanza di quarziti e marmi ha permesso la registrazione a grande scala della pieghe D_2 mentre l'assorbimento della successiva impronta è stato inibito. Inoltre i volumi che hanno registrato la deformazione D_3 solo localmente sviluppano le strutture D_4 e D_5.

2) La figura II-19 mostra una ricostruzione delle relazioni deformazione-metamorfismo alla scala della carta geologico-strutturale-petrografica, sottolineando come una ricostruzione esaustiva delle relazioni deformazione-metamorfismo richieda l'identificazione di un volume critico prima che la correlazione sia eseguita ad una scala maggiore, poiché la cronologia relativa tra le strutture cambia sensibilmente in volumi adiacenti. Nel caso specifico incorre il problema di correlazione in quanto ben tre fasi deformative, ciascuna delle quali associate ad una foliazione sono marcate dalla stessa associazione metamorfica (D_1, D_2 e D_3). Perciò la correlazione basata solamente sul supporto mineralogico necessariamente è insufficiente (Park 1969, Williams 1985); in modo corrispondente la sola correlazione strutturale-geometrica basata sulla cronologia relativa delle strutture avrebbe portato a correlare strutture sviluppatesi in ambienti crostali incompatibili: infatti nell'area del Monte Mars la successione di deformazione

è pre-D_1 e D_2; nell'area del Monte Rosso la successione è invece pre-D_1, D_1, D_2, D_4 e D_5, mentre tra il Monte Bechit e il Monte Roux D_1, D_2, D_3, D_5.

Distinguendo i contributi di ogni stadio dell'evoluzione tettonometamorfica è possibile evidenziare i volumi caratterizzati dalla stesso fabric dominante e dedurre le relazione tra le riequilibrazioni meccaniche e mineralogiche a scala chilometrica: i domini LD2 sono quelli caratterizzati da una deformazione bassa alla scala granulare durante D_2 e corrispondono ai volumi in cui S_2 è solo un clivaggio di crenulazione della foliazione S_1 (stadi 1-2 di sviluppo di S_2); i domini HD2 (alta deformazione granulare sin-D_2) corrispondono ai volumi dove S_2 è una foliazione pervasiva e S_1 è completamente scomparsa (stadio 3 di sviluppo di S_2); la figura XXX mostra che la foliazione S_2 è il fabric dominante in circa 80% dell'intero volume, in un'area di circa 30km^2. D_3, sviluppata sempre in condizioni eclogitiche è invece caratterizzata da pieghe aperte ed è registrata solo in volume limitato di roccia; i domini a bassa deformazione granulare sin-D_5 (LD5) corrispondono ai volumi in cui D_5 è caratterizzata da pieghe aperte, mentre HD5 corrisponde ai volumi in cui D_5 sono pieghe strette e isoclinali e localmente associate al clivaggio di crenulazione S_5. Le strutture D_5 (LD5 + HD5) sono registrate in un volume di roccia notevole (≤70%) che però solo localmente corrisponde ad un nuovo fabric dominante (≤6% del volume di roccia totale). Inoltre la tabella in figura II-19 mostra come al fabric pre-D_1, pur conservato in volumi metrici di metapeliti corrisponda solamente il 5% di associazione metamorfica pre-alpina conservata e la riequilibrazione eclogitica alpina sviluppata su fabric coronitici corrisponda al 95% del volume di roccia.

In conclusione in questa porzione di crosta continentale di circa 40km^3, coinvolta nella subduzione e riesumazione alpina, entrambe caratterizzate da un regime termico molto basso, le riequilibrazioni mineralogiche in facies eclogitica (D_1, D_2 e D_3) siano registrate da ≤98% dell'intero volume di roccia corrispondente però a ≤81% di riequilibrazione meccanica sin-eclogitica (due foliazioni pervasive, S_1 e S_2 e pieghe D_3). Inoltre, la scarsa distribuzione di fabric planari sin D_4 e D_5 corrisponde anche ad una minor quantità di riequilibrazione metamorfica in condizioni di pressione da intermedia a bassa. La scarsa diffusione di foliazioni pervasive sin-D_5, rispetto ai fabric planari e lineari sin-D_2, giustifica la maggior quantità di volume che registra le trasformazioni eclogitiche rispetto a quelle in scisti verdi. Inoltre l'analisi quantitativa delle tessiture mostra che la ricristallizzazone dinamica degli anfiboli e dei clinopirosseni è volumetricamente molto sviluppata nei fabric sin-D_2, attivando un'elevata diffusione chimica rispetto a quella teorica in un regime termico basso.

Queste conclusioni coinvolgono gli aspetti legati alla strategia di lavoro in un basamento metamorfico polideformato, e l'evoluzione tettonometamorfica di questa porzione interna

della Zona Sesia-Lanzo. La disomogenità evidenziata in tabella II-1, tra la cronologia relativa delle fasi deformative e le condizioni metamorfiche in cui queste si sviluppano, può essere spiegata, anche alla luce di altre osservazioni, in aree diverse della catena (Spalla et al. 1999, Spalla & Gosso 1999, Spalla et al. 1998, Spalla et al. 2000) secondo cui l'impronta metamorfica dominante è strettamente legata al grado di evoluzione delle strutture. Il diverso grado di evoluzione del fabric durante ognuno degli stadi riportati in tabella II-1, può essere la causa della diversa cronologia relativa locale, come anche della completa obliterazione di interi stadi dell'evoluzione (es. stadio prograde in scisti blu). In questa prospettiva la definizione dei volumi di crosta che hanno subito la stessa evoluzione tettono-metamorfica in un dato intervallo di tempo richiede prima di tutto l'individuazione delle dimensioni dei corpi in cui vi è la registrazione, seppur eterogenea, del maggior numero di tappe dell'evoluzione. In questo modo, la definizione delle dimensioni e della forma delle unità in cui l'evoluzione tettono-metamorfiche è omogenea permetterebbe di compiere speculazioni anche sulla meccanica crostale, ad esempio durante la subduzione di crosta continentale.

Introduzione geologica (Falda Languard-Campo e Serie del Tonale/Falda Tonale)

Suddivisione del basamento Austroalpino

La falda Languard-Campo (Cristallino o Scisti di Pietra Rossa) e la Serie del Tonale (Scisti di Cima Rovaia e Scisti del Tonale) (tabella III-1), vengono entrambe attribuite all'Austroalpino superiore (Schmid et al. 1996). In questa porzione della catena alpina le unità austroalpine superiori sono sostanzialmente ristrette alla zona interna della catena assiale, immediatamente localizzata a N della Linea Insubrica («zona di radice» o «steep belt») (figura III-1). La falda Languard-Campo costituisce l'elemento più superficiale, sovrapposta alle unità dell'Austroalpino inferiore Margna, Sella e Bernina, in cui sono intercalate sottili scaglie di unità ad affinità ofiolitica (Corvatsch e Platta). Le rocce appartenenti alla falda Languard-Campo dovrebbero essere differenziabili da quelle appartenenti alla Serie del Tonale su base litologica: secondo alcuni autori (Bonsignore & Ragni 1966, 1968, Venzo et al. 1971) la Languard-Campo è caratterizzata dall'associazione di gneiss di grado da medio a basso a muscovite, biotite e rara staurolite e micascisti con intercalazioni di anfiboliti, marmi, quarziti e pegmatiti, mentre la Serie del Tonale comprenderebbe invece rocce metamorfiche di grado più alto, come gneiss e micascisti a sillimanite, anfiboliti a biotite e granato, marmi e pegmatiti. La Serie del Tonale consiste in una stretta banda allungata E-W da Bellinzona al Passo del Tonale, che raggiunge il suo spessore massimo (circa sette chilometri) alla sua estremità orientale. Werling (Werling 1992) individua le linee tettoniche di Pejo e del Mortirolo come il limite superiore con la falda Languard-Campo. Nella porzione ad ovest di Tirano il limite tra le due unità è invece difficile da individuare (Schmid et al. 1996). Talvolta la Serie del Tonale viene suddivisa in «Scisti di Cima Rovaia» e «Scisti del Tonale» (Beltrami et al. 1971, Ragni & Bonsignore 1968) (tabella III-1). Gli Scisti di Cima Rovaia sono caratterizzati dalla prevalenza di micascisti e gneiss a muscovite, biotite, granato e staurolite, intercalati ad anfiboliti e quarziti; questa associazione di litotipi e i loro caratteri metamorfici sono stati interpretati come caratteristici di un metamorfismo *mesozonale*, cioè di crosta intermedia; gli Scisti del Tonale sono invece costituiti da gneiss e micascisti a sillimanite, granato e biotite, associati a marmi, anfiboliti e pegmatiti, quindi considerati caratteristici di un metamorfismo *catazonale* (Beltrami et al. 1971, Ragni & Bonsignore 1968) (figura III-2). La giustapposizione di porzioni di crosta pre-alpina caratterizzati da un metamorfismo cata-, meso- ed epizonale (Scisti di Pietra Rossa) ha portato ad interpretare questa porzione di crosta come una sezione preservata di crosta pre-alpina.

Confrontando la carta prodotta nell'ambito dell'Accordo di Programma tra Presidenza del Consiglio dei Ministri (Dipartimento per i servizi tecnici nazionali) – Servizio Geologico Nazionale e Consiglio Nazionale delle Ricerche, per la Cartografia Prototipale (figura III-3) e la Carta Geologica Italiana alla scala 1:100.000 e in particolare la Carta di Ragni e Bonsignore (Beltrami et al. 1971, Bonsignore & Ragni 1966) da cui è tratta, si osserva in dettaglio la distribuzione di tutti i litotipi. Sia nella falda Languard-Campo che nella Serie del Tonale (Scisti di Cima Rovaia – Scisti del Tonale) si riconoscono i seguenti litotipi: gneiss e micascisti a biotite, sillimanite e granato, subordinate granuliti acide, micascisti e gneiss a mica bianca e granato, micascisti e gneiss a clorite, mica bianca e quarzo, graniti, granodioriti e dioriti, quarziti, anfiboliti, marmi e pegmatiti a granato. La distribuzione di questi non è omogenea su tutta l'area e pertanto non facile definire una separazione netta basandosi solamente sulle associazioni litologiche. Ad esempio gli gneiss a biotite, sillimanite e granato si ritrovano sia a nord che a sud della Linea del Mortirolo, come anche i corpi di dioriti e granodioriti. Una differenza può essere attribuita all'assenza di dioriti e granodioriti negli Scisti del Tonale, come anche dall'assenza di anfiboliti a granato nella falda Languard-Campo.

Inoltre gli intrusivi a composizione dioritica-granodioritica, di età Permiano-Carbonifero (Bockemühl & Pfister 1985, Del Moro et al. 1981, Hanson et al. 1966, König 1964, Thöni & Miller 2000) (tabella III-2a), preservano maggiormente le strutture primarie magmatiche nella porzione a nord del Passo del Mortirolo (Monte Tremoncelli - Circo del Monte Serottini – Monte Varadega – Monte Pagano), rispetto a quelli localizzati negli Scisti di Cima Rovaia. Similmente le pegmatiti a granato e tormalina, presumibilmente di età Carbonifera (Thöni & Miller 1996) (tabella III-2b), localizzate negli Scisti del Tonale, preservano sia i caratteri intrusivi, come anche fabric dovuti a deformazione localizzata (fabric milonitici), in particolare verso gli Scisti di Cima Rovaia (Alpe Motta in figura III-4).

Negli ***Scisti del Tonale***, localizzati nella porzione a sud del Motto della Scala, le dioriti e le granodioriti sono assenti e l'associazione litologica caratteristica, o più diffusa è definita da gneiss a biotite, sillimanite e granato, associati a livelli millimetrici di migmatiti, marmi e marmi a silicati, anfiboliti a granato e pirosseno, calcescisti e pegmatiti. Le pegmatiti sono considerate di età Permo-Carbonifera sulla base dell'affinità mineralogica rispetto a pegmatiti distribuite nella Falda Grosina e negli Scisti di Cima Rovaia-Scisti del Tonale (tabella III-2b) (Hanson et al. 1966, Thöni 1981, Thöni & Miller 1996).

I corpi intrusivi a composizione dioritica-granodioritica sono stati utilizzati (Gazzola et al. 2000, Salvi 2000) per discriminare l'evoluzione Alpina da quella pre-Alpina negli Scisti di Cima Rovaia e nella falda Languard-Campo. Questo marker cronologico ha permesso di riconoscere un'evoluzione alpina in condizioni di alta pressione e intermedia/bassa temperatura (facies anfibolitica ad epidoto), correlabile con la subduzione cretacica. Gazzola et al. (Gazzola et al. 2000) descrivono una prima fase deformativa alpina (D1) sviluppata in condizioni di facies anfibolitica ad epidoto (P=1.1±0.2GPa e T=500-600°C) e due successive (D2a e D2b) in condizioni di facies scisti verdi (P≤0.5GPa e T≤350°C), in cui la riattivazione meccanica e mineralogica alpina si sviluppa principalmente lungo zone ad alta deformazione di dimensioni da metriche a ettometriche. Questa evoluzione eo-alpina viene interpretata come lo stadio iniziale della subduzione, caratterizzato da un rapporto P/T più basso di quello registrato dalle eclogiti eo-alpine dell'Austroalpino e del Pennidico. Altri lavori strutturali e petrologici mostrano l'associazione eo-alpina a cloritoide+granato+mica bianca+biotite nelle metapeliti della Cima Verda (Spalla et al. 1995), e l'associazione mineralogica a staurolite+granato+mica bianca+cloritoide+tschermakite nelle metapeliti del Passo Gavia (Scheuvens et al. 2001, Tomaschek & Blümel 1998). Le età sui minerali delle rocce ignee forniscono due gruppi di valori: il primo, compreso tra 298 e 224 Ma, interpretato come età di raffreddamento magmatico, mentre il secondo, che varia da 125 a 78 Ma, è considerato come l'effetto della riattivazione metamorfica cretacica durante la tettonica alpina (Boriani et al. 1985, Del Moro et al. 1981, Tribuzio et al. 1999). Questi due gruppi di età testimoniano che le rocce della Languard-Campo e della Serie del Tonale sono state inomogeneamente riattivate dal metamorfismo alpino. Le età radiometriche sulle pegmatiti dell'Austroalpino Centrale (tabelle III-2a-b) mostrano oltre a valori che cadono nei due gruppi sopracitati, un terzo valore a 314±13Ma, che si riferisce proprio alle pegmatiti a grt e turm della Serie di Cima Rovaia-Tonale, presso il Passo Gavia (Thöni 1981). Inoltre recenti datazioni su miche bianche ricristallizzate lungo la Linea del Mortirolo indicano che vi è stata una riattivazione tardo Eocenica–Oligocenica (Mancktelow et al. 1999).

Questi recenti sviluppi nella ricostruzione dell'evoluzione tettono-metamorfica alpina della falda Languard-Campo e degli Scisti di Cima Rovaia pongono in discussione la validità regionale dell'assunzione che il metamorfismo alpino, in questa porzione di Austroalpino, non abbia mai superato le condizioni di facies scisti verdi durante l'evoluzione alpina (Froitzheim et al. 1994).
Proprio per questo motivo è di grande interesse approfondire l'evoluzione tettono-metamorfica degli Scisti del Tonale; in primo luogo per valutare se anche nella porzione più meridionale (Scisti del Tonale) l'evoluzione alpina sia caratterizzata dalle stesse condizioni di pressione e temperatura dedotte per la falda Languard-Campo e la Serie di Cima Rovaia e successivamente per studiare

l'evoluzione pre-alpina, utilizzando come riferimento temporale le pegmatiti a granato. Le strutture alpine caratterizzate da associazioni metamorfiche di condizioni facies anfibolitica ad epidoto e descritte in Gazzola et al. (Gazzola et al. 2000) (D_1), sono state correlate su un'area molto più ampia durante il Progetto di Cartografia Prototipale (figura III-3). Queste corrispondono alle strutture associate alla fase deformativa D_3 e deformano anche le pegmatiti a granato presso l'Alpe Troena. Le relazioni geometriche tra le strutture D3 e le pegmatiti permette di attribuire a queste ultime un'età pre-alpina; in particolare le pegmatiti a granato e tormalina datate da Thöni a 314±13 Ma (Thöni 1981) presso il Passo Gavia, mostrano caratteri mineralogici e tessiturali del tutto simili, sono associate agli stessi litotipi (gneiss a biotite, sillimanite e granato) ma soprattutto sono localizzate lungo la prosecuzione degli Scisti del Tonale a pochi chilometri verso est da quelli qui descritti.

Descrizione mesoscopica dei litotipi

1.6.5 Micascisti a biotite, granato e sillimanite

Rocce con layering composizionale, evidenziato dall'alternanza di letti a bt (>50%) e livelli a composizione quarzoso-felspatica (<40%). La foliazione prevalente è poco spaziata, continua, definita dai livelli ricchi in bt e wm, spesso associati a sill (10%) e grt (10%). I domini a bt hanno spessori variabili da due millimetri a un centimetro; la sill è disposta sui piani di foliazione e definisce una lineazione mineralogica. I porfiroblasti di grt (2mm-3cm) sono sia in granuli isolati sia disposti in bande parallele ai livelli a bt. Talvolta l'orientazione dimensionale preferenziale di bt e wm definisce una foliazione discontinua, trasversale alla foliazione principale. La wm, in quantità fino al 10%, si dispone sia parallelamente alla foliazione dominante sia ad alto angolo rispetto a questa; la wm in questo caso ha dimensioni tra 2mm e 8mm. I livelli ricchi in qtz e feldspati hanno dimensioni da millimetriche a centimetriche; il pl e il k-fds sono in granuli allungati parallelamente alla foliazione e talvolta definiscono una linezione mineralogica. Il qtz è spesso in nastri molto allungati, paralleli al piano della foliazione (massimo allungamento, X/Y 10:1). Questi micascisti sono diffusi principalmente tra il Motto della Scala, il Dosso S.Giacomo e l'Alpe Troena (figura III-4 e 5).

1.6.6 Micascisti a mica bianca, granato, ± staurolite, ± cloritoide, ± biotite, ± clorite

Rocce con layering mineralogico definito dall'alternanza di domini a wm (30%) e bt (20%) alternati a domini a qtz (15%), st (10%), grt (10%) e pl (5%). I film di fillosilicati definiscono una foliazione spaziata, da discontinua a continua in relazione alla quantità percentuale del qtz. I letti a miche hanno spessori da pochi millimetri ad un centimetro e avvolgono i porfiroblasti, fino a centimetrici, di st e grt. La wm è in granuli di dimensioni fino a qualche millimetro, mentre la bt ha dimensioni minori e talvolta occupa i domini a qtz e st, senza sviluppare un'orientazione planare preferenziale. La st, in granuli di grosse dimensioni spesso con abito prismatico allungato, non mostra un'orientazione dimensionale preferenziale. La chl (<5%), in aggregati fini di colore verde scuro–nero, si sviluppa ai bordi dei granuli di grt e st oppure sui piani della foliazione principale. Il ctd (<5%) è in piccoli granuli millimetrici a corona della st, di colore nero e talvolta con abito prismatico tozzo. Questo litotipo é molto diffuso a sud della Cima Cadì, fino al Motto della Scala (figura III-4 e 5).

1.6.7 Gneiss a biotite, granato e sillimanite

Rocce a grana fine di colore marrone scuro. La foliazione principale è discontinua e anastomizzata, ed è definita da piani a bt (<40%) e sill (<20%) separati da livelli a composizione quarzoso-feldspatica (>40%). I film a bt variano da pochi millimetri a un centimetro. I livelli a sill, di colore grigio chiaro, raggiungono spessori maggiori di due millimetri e fino a qualche centimetro di lunghezza. I lithon sono solitamente costituiti da qtz, kfs, pl, grt e localmente bt: la bt talvolta definisce una foliazione millimetrica trasversale rispetto a quella principale. I porfiroblasti di grt hanno abito euedrale e dimensioni fino a centimetriche, di colore bruno scuro; talvolta nei granuli di maggiori dimensioni le inclusioni di bt definiscono una foliazione interna che può essere sia parallela che trasversale rispetto a quella esterna. Assieme ai micascisti a bt, grt e sill sono i litotipi più diffusi; in particolare lungo la strada che dall'Alpe Motta porta al lago Lagazzuolo e presso il Tabladash e la Guspessa (figura III-4 e 5).

1.6.8 Migmatiti

Negli gneiss e micascisti a bt, grt e sill sono spesso livelli a qtz e feldspati, dove, a differenza dei domini quarzoso-feldspatici descritti in precedenza, i porfiroblasti di kfs non mostrano un'orientazione dimensionale preferenziale. Il fds, di dimensioni inferiori al centimetro è in granuli con abito cristallografico ben definito, spesso a contatto con bt, wm e qtz senza un'orientazione dimensionale preferenziale. Questa alternanza di livelli melanocrati ricchi in bt e sill e livelli leucocrati ricchi in kfs e qtz costituisce le migmatiti, a struttura planare, che sono localizzate nella porzione a sud dell'area (Tabladash e Guspessa in figura III-4 e 5). I sottili leucosomi talvolta hanno un'orientazione discordante rispetto alla foliazione dominante a bt e sill e i contorni dei leucosomi sono in genere netti.

1.6.9 Gneiss a mica bianca, granato e clorite

Gneiss a grana fine composti da wm (30%), bt (<10%), qtz (30%), fds (10%), grt (10%) e chl. I Livelli millimetrici di fillosilicati (bt, wm e chl) intercalati a domini millimetrici a qtz e subordinati fds definiscono una foliazione discontinua. La bt e la wm hanno dimensioni minori di due millimetri e la chl è sempre in aggregati molto fini, di colore verde scuro. I fds sono in granuli di dimensioni minori di cinque millimetri nei livelli a qtz prevalente, talvolta associati ad aggregati di wm fine, quest'ultima non orientata. Il grt è in granuli tondeggianti, di dimensioni inferiori a due millimetri, spesso associati ai livelli a qtz e fds (figura III-4 e 5).

1.6.10 Marmi

I marmi sono costituiti da più del 90% da carbonati e in minor quantità di mica scura (flogopite?) e pirosseno verde (diopside). Sono rocce di colore chiaro in cui il fabric planare è definito dall'alternanza di livelli ricchi in pirosseno e livelli a mica scura e carbonati. I marmi affiorano in livelli da centimetrici a metrici nei micascisti e gneiss a bt e sill, anfiboliti e pegmatiti tra il Motto della Scala, l'Alpe Troena e il Lago Lagazzuolo. Il contatto tra i marmi e gli altri litotipi è generalmente parallelo alla foliazione più pervasiva, che negli gneiss è definita da bt e sill mentre nelle anfiboliti è definita dall'alternanza di livelli ad anfibolo e livelli plagioclasio. talvolta i marmi sono tagliati dai filoni metrici di pegmatiti.

1.6.11 Granuliti

Rocce a bande definite dall'alternanza mineralogica di grt, cpx verde (diopside), pl e sc. I livelli a grt hanno spessori da pochi millimetri fino a dieci centimetri e sono costituiti per il 90 % da grt di dimensioni millimetriche; il restante 10 % è costituito da cpx e sc. I livelli a cpx hanno solitamente spessore minore di 3 cm, e sono costituiti anche da pl e sc; il limite con i livelli di colore bianco (sc e pl) non è sempre netto. Il cpx non mostra un'orientazione dimensionale preferenziale. Le granuliti affiorano in bande di spessori inferiori al metro, associate a gneiss e micascisti a bt e sill, marmi, calcescisti e anfiboliti.

1.6.12 Calcescisti a mica bianca, mica scura, pirosseno, anfibolo, granato,± scapolite

I calcescisti sono rocce debolmente foliate, costituite da calcite, pirosseno verde (diopside), grt, anfibolo, wm, sc, ±bt e ±kfs. La foliazione è discontinua e definita dall'orientazione dimensionale preferenziale di miche, pirosseni e anfiboli. La composizione mineralogica dei calcescisti può variare in funzione dei litotipi a cui sono associati. In genere sono al contatto tra marmi e anfiboliti o gneiss o micascisti a bt e sill. I calcescisti sono in bande da centimetriche a metriche disposte parallelamente alla foliazione a bt e sill degli gneiss. Sono abbondanti nella zona tra l'Alpe Troena e il Tabladash mentre sono assenti a nord (Motto della Scala, figura III-4 e 5); in genere sono in lenti decimetriche, talvolta attraversate da filoni di pegmatiti a grt.

1.6.13 Quarziti

Rocce granoblastiche, composte da qtz (80%), wm, bt e chl. Il fabric planare è discontinuo e non pervasivo; è marcato dall'orientazione dimensionale preferenziale delle miche. Le quarziti affiorano in livelli da centimetrici a metrici intercalati a molti litotipi e disposti parallelamente alla foliazione principale di questi.

1.6.14 Anfiboliti a plagioclasio, granato, pirosseno e biotite

Rocce a grana fine di colore scuro costituite da amp + pl, ±bt, ±grt, ±qtz, ±cpx (diopside) ; le anfiboliti sono caratterizzate da alternanze di composizione da centimetriche a metriche di livelli ricchi in anfibolo e livelli ricchi in pl. Gli anfiboli mostrano un'orientazione dimensionale preferenziale sia nei domini ad anfibolo sia in quelli a pl prevalente. L'orientazione dimensionale preferenziale degli anfiboli definisce una lineazione, spesso marcata anche dai livelli millimetrici a pl, intercalati agli anfiboli. Il grt (<10%) è in granuli isolati di dimensioni da millimetriche a un centimetro. Il pirosseno è di colore verde con dimensioni da pochi millimetri a un centimetro ed è diffuso maggiormente nei domini a pl prevalente, ma non mostra un'orientazione dimensionale preferenziale. La bt (< 10%), in granuli di dimensioni millimetriche (≤ 1 cm), è disposta parallelamente alle bande di alternanza mineralogica sia nelle bande ad anfibolo che in quelle a pl. Il qtz è in aggregati lenticolari disposti parallelamente ai livelli a pl. L'alternanza di composizione mineralogica è parallela alla foliazione principale degli gneiss e micascisti a sill e bt ed alla debole foliazione dei calcescisti. Queste anfiboliti affiorano a sud della Cima Cadì fino al Lago Lagazzuolo (figura III-4 e 5).

1.6.15 Anfibolite a k-feldspato, pl, grt e pirosseno

Sono costituite da anfibolo scuro (50%), k-fds (15%), grt (10%), pirosseno verde (10%) e pl (15%). L'anfibolo mostra un'orientazione dimensionale preferenziale, che assieme all'orientazione dei livelli a pl e k-fds definisce un'alternanza mineralogica centimetrica. L'alternanza non è sempre continua e talvolta la roccia ha aspetto più massiccio; in questo caso i granuli di anfibolo hanno abito ben formato mentre i feldspati sono interstiziali. Il pirosseno verde (diopside) è spesso associato ai livelli ad anfibolo, mentre il grt è sia nei livelli a pl e fds potassico sia in quelli ad anfibolo. Queste rocce, affioranti solo tra il Motto della Scala e il Dosso San Giacomo (figura III-4 e 5) sono strettamente associate a marmi e gneiss a bt e sill. La foliazione principale degli gneiss è parallela all'alternanza mineralogica delle anfiboliti.

1.6.16 Orneblendite a grt

I componenti sono anfibolo scuro (verde-nero) (85%), grt (10%) e ossidi. Gli anfiboli hanno dimensioni da millimetriche fino a circa un centimetro; mentre i granati sono in generale millimetrici (≤ 5mm). L'orientazione dimensionale degli anfiboli definisce una lineazione molto marcata, parallela alla foliazione principale dei micascisti a wm, bt, grt e st. Queste anfiboliti affiorano solamente tra la Cima Cadì e il Motto della Scala (figura III-4 e 5).

1.6.17 Pegmatiti a grt e tormalina

Le pegmatiti sono costituite da qtz (40%), wm (20%), kfs (15%), pl (15%), grt (≤5%), turm (≤5%) e bt (≤1%). Le pegmatiti sono state suddivise in base alle caratteristiche mesostrutturali in pegmatiti coronitiche e milonitiche.

Coronitiche

Sono generalmente in filoni metrici, discordanti rispetto alla foliazione a bt e sill dei micascisti e gneiss alla foliazione delle anfiboliti e dei calcescisti. Il kfs e il pl sono in granuli centimetrici (fino a 3 cm) euedrali; il grt è di dimensioni millimetriche fino a un centimetro sia a contatto con il kfs che nella matrice a qtz. La wm e la bt sono in granuli da millimetrici a centimetrici, spesso in aggregati privi di orientazione dimensionale preferenziale. La tormalina è sia in granuli isolati che in aggregati e anch'essa non ha orienatzione dimensionale preferenziale.

Milonitiche

Le pegmatiti milonitiche sono caratterizzate da una foliazione marcata da domini a wm fine (<2mm) alternati a domini a qtz e feldspati. La foliazione è discontinua e spaziata, i porfiroclasti di feldspati sono di forma allungata, racchiusi dalla foliazione milonitica. Spesso la wm fine definisce delle corone attorno ai porfiroclasti di feldaspati o occupa le ombre di pressione. Gli aggregati di tormalina sono spesso allungati parallelamente alla foliazione come anche gli aggregati di granato

1.6.18 Cataclasiti e/o pseudotachiliti

Sono rocce di colore nero a grana molto fine (<1mm). Sono caratterizzate da una foliazione discontinua millimetrica che isola porzioni fino a centimetriche in cui è possibile riconoscere i caratteri del protolite. Quest'ultimo può essere indistintamente uno qualunque dei litotipi sopra descritti. Le cataclasiti sono in bande metriche tra il Dosso S.Giacomo e l'Alpe Troena (figura III-4).

Analisi mesostrutturale

Utilizzando le tecniche di analisi geometrica e cinematica (Hobbs et al. 1976, Passchier et al. 1990, Ramsay & Huber 1983, Turner & Weiss 1963, Williams 1985) di sovrapposizione degli elementi del fabric è stato possibile riconoscere e separare cinque famiglie di strutture. Ognuna di queste è caratterizzata da elementi planari e/o lineari, definiti da minerali o associazioni di minerali caratteristici. I fabric planari e lineari riportati in carta (figura III-4 e 5) e distinti sia dal punto di vista cronologico (S_1, S_2, etc.) sia da quello mineralogico/metamorfico mostrano un mosaico di volumi dominati da fabric planari pervasivi (domini tettonitici-milonitici) e volumi dove questi sono più radi o addirittura assenti (volumi coronitici). La suddivisione in classi di fabric, cronologicamente distinte (tabella III-4), ha permesso di campionare in modo mirato litotipi e strutture appartenenti ad ogni stadio dell'evoluzione strutturale e metamorfica qui descritta.

1.6.19 D_1

Le uniche strutture caratteristiche del gruppo D_1 sono la foliazione S_1 e la lineazione L_1, riconoscibili mesoscopicamente nelle anfiboliti, nelle granuliti e negli gneiss e micascisti a bt e sill. Nei micascisti e negli gneiss a bt e sill, S_1 è un foliazione da discontinua a continua marcata dai livelli di bt di spessore millimetrico. Alla bt è spesso associata la sill in granuli allungati, ad aspetto spesso fibroso, disposti parallelamente alla foliazione. I letti a bt sono alternati ai livelli quarzoso-feldspatici di spessori da millimetrici a centimetrici. Nei domini a qtz e fds il qtz talvolta è in granuli allungati; i granuli di feldspati sono spesso allungati parallelamente alla foliazione e localmente marcano la lineazione L_1. Il layering mineralogico (S_1) nelle granuliti è definito dall'alternanza di bande a grt e cpx. Nelle anfiboliti a grt e cpx la lineazione L_1 è rappresentata dall'orientazione dimensionale preferenziale di amp, pl, ±cpx, (figura III-6 e 7). La foliazione S_1 mostra un'orientazione est-ovest con inclinazioni variabili da 30 a 90° (tabella III-3).

1.6.20 Strutture intrusive delle pegmatiti

I livelli pegmatitici, che preservano i caratteri magmatici (figura III-7) sono associati agli gneiss e micascisti a bt-sill-grt, alle anfiboliti e ai calcescisti. Livelli coronitici di pegmatite sono disposti, in generale, parallelamente alla foliazione S_1 negli gneiss e nei calcescisti (figura III- 6 e 7); talvolta sottili livelli di pegmatiti sono intruse nelle anfiboliti, ad alto angolo rispetto ad S_1, successivamente deformate durante D_2 (figura 6a). I porfiroblasti di kfs e pl hanno abito euedrale e dimensioni fino a 5cm. La wm è in aggregati di dimensioni fino anche a 2cm, mentre il grt è in

granuli millimetrici con abito cristallografico ben definito e colore rosa pallido; i quarzo è interstiziale tra kfs, pl e wm, mentre la turm è in individua fino a 3cm di dimensioni di colore nero. Al contatto tra le pegmatiti e gli altri litotipi non si osservano bordi di reazione o di raffreddamento. I corpi di pegmatiti hanno forme irregolari, solo localmente in filoni allungati; in generale i filoni non definiscono un'orientazione preferenziale.

1.6.21 Pre-D_2

Le strutture pre-D_2 sono caratterizzate da una foliazione millimetrica nei micascisti a st e grt (S_{pre-2}). L'SPO della wm definisce la foliazione che è alternata a livelli a qtz e pl di spessore millimetrico. Pre-D_2 non è associata a pieghe né alla scala centimetrici né a quella decametrica. Questo gruppo di strutture è stato riconosciuto e descritto nella porzione tra la Cima Cadì e il Motto della Scala. La st, in granuli da pochi millimetri a 1 cm mostra un'orientazione dimensionale preferenziale parallela a S_{pre-2} ma non definisce una lineazione mineralogica. Il granato è in porfiroblasti fino a 1 centimetro di diametro.

1.6.22 D_2

Le strutture D_2 sono caratterizzate da pieghe da centimetriche a metriche e da una foliazione/lineazione di piano assiale ben sviluppata in tutti i litotipi. Le pieghe D_2, da chiuse ad isoclinali, possono essere chiaramente descritte soprattutto quando marcate da livelli di calcescisti o anfiboliti (figura III-6a e b); nelle metapeliti sono solamente relitti centimetrici di un clivaggio di crenulazione molto fitto, quasi completamente obliterato dalla foliazione S_2, anch'essa a bt e sill. Le pieghe D_2 sono relitti al massimo metrici nelle anfiboliti, tranne al Motto della Scala dove le pieghe D_2 sono a scala ettometrica (figura III-4 e 6); in questi litotipi piegano l'alternanza mineralogica S_1 definita da livelli a cpx, amp e pl, sviluppando una foliazione/lineazione di piano assiale (S_2/L_2) marcata, dall'alternanza di domini a pl e domini ad amp e dall'orientazione dimensionale preferenziale degli amp sui piani del layering composizionale. Le orientazioni delle strutture D_2 sono riportate in tabella III-3; i piani assiali D_2 sono disposti generalmente est-ovest con inclinazioni che variano da 0 a 90°, associati ad assi A_2 che variano la loro orientazione, probabilmente a causa delle deformazioni successive. S_2 riproduce l'orientazione dei piani assiali D_2 e mostra una concentrazione dei poli, nelle proiezioni stereografiche, lungo l'asse nord-sud. Le strutture D_2 sono ben visibili (figura III-3 e 4) attorno al Lago Lagazzuolo e verso il Tabladash dove marmi, calcescisti ed anfiboliti descrivono pieghe metriche negli gneiss a bt e sill. La foliazione S_2 negli gneiss è la più pervasiva e localmente racchiude la foliazione S_1; negli gneiss a bt dell'Alpe Troena i granati centimetrici racchiudono una foliazione interna a bt posta ad alto

angolo rispetto alla S_2 (figura III-6f); verso il Lagazzuolo i calcescisti piegati assieme agli gneiss a bt, durante D_2, non sviluppano una foliazione di piano assiale, che invece è ben marcata nei circostanti gneiss. La foliazione S_2 è marcata dall'orientazione dimensionale preferenziale della bt e della sill nei micascisti e gneiss. Nei primi è una foliazione continua, alternata a livelli a qtz e feldspati; in particolare il pl, allungato parallelamente a S_2 definisce localmente una lineazione mineralogica. Le pieghe D_2 spesso deformano anche le pegmatiti, come mostrato in figura III-6a per un livello centimetrico di pegmatite nelle anfiboliti. L'orientazione generale della foliazione S_2 e dei piani assiali PA_2 rispecchia la geometria isoclinale osservata sul terreno e mostra come le fasi deformative successive abbiano influenzato solo localmente l'orientazione prevalentemente est-ovest della S_2 (tabella III-4).

1.6.23 D_3

Tettonitico/milonitico

La fase deformativa D_3 è associata a pieghe da serrate a isoclinali a scala da metrica a decametrica e allo sviluppo di una foliazione di piano assiale (S_3) marcata nei micascisti da wm, grt, ± ctd e ±ky. La lineazione d'intersezione (L_3) è definita ancora dall'orientazione dimensionale preferenziale degli aggregati di wm. La S_3 è generalmente costituita da films millimetrici di wm spaziati e/o anastomizzati che isolano lithons costituiti da qtz, grt, ctd, ex-st e ± ky e dall'orientazione dimensionale preferenziale della wm, mentre la st, porfiroclastica nei domini a qtz, mostra spesso una corona di ctd e wm a grana fine. I porfiroclasti di grt, anch'essi nei domini a qtz, sono avvolti dalla foliazione e talvolta sono sostituiti da un aggregato scuro molto fine. Lo sviluppo della fase deformativa D_3 alpina è molto più chiaro nelle pegmatiti in quanto sviluppa una foliazione milonitica marcata dall'orientazione dimensionale preferenziale di wm a grana fine, nastri di pl e kfs e qtz. In generale la deformazione D_3 all'interno dei volumi di pegmatiti si localizza in bande di taglio metriche (figura III-8a), in cui si sviluppa la foliazione S_3 milonitica; i volumi milonitici isolano porzioni a fabric coronitici, dove il fabric magmatico è preservato. Le zone milonitiche metriche coinvolgono spesso oltre alle pegmatiti anche i litotipi circostanti come calcescisti e gneiss (figura III-8). Nei calcescisti, S_3 è marcata dall'alternanza di livelli a cc e livelli a cpx, wm e amp. Negli gneiss la foliazione S_3 è definita dall'orientazione dimensionale preferenziale di aggregati fini di wm associati a grt millimetrici di colore rosa. Presso il Motto della Scala la foliazione S_2 nei micascisti a bt e sill è piegata da pieghe metriche. In piano assiale non si sviluppa un nuovo fabric planare, ma sui fianchi la foliazione S_2 è tagliata da piani discontinui millimetrici marcati da wm fine (< 2mm), che mostrano un'orientazione sub-parallela ai piani assiali D_3. Sempre tra il Motto della Scala e la Cima Cadì la lineazione L_3 è marcata

dall'orientazione preferenziale dimensionale del solo anfibolo, nelle orneblenditi, e dall'allungamento dei siti a pl nelle anfiboliti a pl. Gli anfiboli che marcano la lineazione L_3 sono anfiboli di colore verde brillante; questi sono facilmente distinguibili dagli anfiboli scuri che marcano S_2 e L_2 nelle anfiboliti. L'orientazione dei piani assiali PA_3 e degli assi A_3 associati (tabella III-3) sono abbastanza disperse, probabilmente a causa della fase deformativa deformazione D_4, mentre S3 mostra un'orientazione preferenziale est-ovest con inclinazioni variabili tra 45 e 90°, con un leggera asimmetria dei piani a giacitura verso sud. A scala da metrica a ettometrica e chilometrica si osserva l'interferenza tra le pieghe D_3 e le pieghe D_2; questa è ben rappresentata alla scala della carta in figura III-3 e 4, soprattutto presso il Pian di Locher e la Cima Verda. Le proiezioni stereografiche in tabella III-4 mostrano anche che i piani assiali PA_3 e PA_2 hanno orientazione molto simile, portando talvolta alla quasi parallelizzazione delle foliazioni S_2 e S_3.

Corontico

Nei domini coronitici sin D_3 (C_3) (figura III-4) gli stessi minerali che marcano i fabric planari S_3 e L_3 sono disposti in corone attorno ai minerali pre-D_3 o trasversali ai fabric pre-D_3. Nelle metapegmatiti coronitiche il kfs, la wm e la bt sono circondati da aggregati di wm fine. Negli gneiss e micascisti a bt e sill la wm fine si dispone lungo i piani S_2, circonda i granuli di bt, oppure occupa i lithons a pl e qtz. Nei micascisti a st, il ctd definisce le corone scure che spesso circondano i porfiroblasti di st.

1.6.24 D_4

La fase D_4 si sviluppa crenulando e riorientando le strutture precedenti a varie scale, da centimetrica a chilometrica, con pieghe serrate e isoclinali (figura III-3 e 4). D_4 è associata allo sviluppo di una foliazione pervasiva soprattutto nelle metapeliti (Guspessa), in prossimità della Linea Insubrica (figura III-3). La foliazione S_4 è marcata dall'orientazione dimensionale preferenziale di clorite e wm. Questa fase deformativa è associata a zone di taglio da centimetriche a ettometriche con direzione est-ovest. Le orientazioni della foliazione S4 sono disperse, mentre i piani assiali PA4 mostrano un'orientazione costante, in accordo con le fasce ad alta deformazione sin-D4 riportate in figura III-3 e 4. Le strutture D4 ripiegano spesso le pieghe D3 alla scala meso- e megascopica, producendo figure di interferenza di tipo 3 di Ramsay (Ramsay 1967).

Analisi Microstrutturale

La descrizione dei caratteri microstrutturali sarà affrontata per litotipi, cioè secondo gruppi a composizione chimica globale simile. Questo per facilitare la comprensione dell'evoluzione dei fabric in ogni litotipo. Non tutti i litotipi precedentemente descritti saranno discussi nell'analisi microstrutturale come anche nella composizione chimica delle fasi costituenti. Questo poichè sono stati selezionati i litotipi e i fabric considerati più utili alla ricostruzione delle tappe dell'evoluzione pre-alpina e alpina degli Scisti del Tonale. Inoltre i gruppi D_1, D_2, etc. in genere corrispondono a famiglie di strutture planari e/o lineari, ma possono anche riferirsi a trasformazioni mineralogiche non accompagnate allo sviluppo di nuovi fabric.

Per correlare le trasformazioni metamorfiche osservate nelle rocce a fabric coronitico con quelle a fabric tettonitico-milonitico è stata utilizzata la compatibilità di queste con le paragenesi sviluppate nei volumi più prossimi, sia in rocce ad uguale composizione chimica, sia a composizione differente.

1.6.25 Gneiss e micascisti a bt, sill e grt

Gneiss e micascisti a bt, grt e sill sono trattati in comune poiché, a parte la differenza nel contenuto modale di miche, quarzo e feldspati, l'evoluzione delle strutture e delle paragenesi metamorfiche è sostanzialmente simile.

D_1 La foliazione S1 è definita dall'orientazione dimensionale preferenziale (SPO) di livelli a bt (30-50%), sill (20%), alternati a livelli a qtz (10-20%), pl (10%), kfs (10%) e grt (0-10%). La bt è in granuli di dimensioni fino a 2 millimetri e i piani (001) sono in genere orientati parallelamente alla foliazione S_1. La btI mostra pleocroismo rosso bruno molto intenso e talvolta estinzione ondulata. Localmente sui piani (001) si osservano aggregati di ilm; in questo caso il pleocroismo è meno intenso.

La sill è in aggregati di granuli prismatici allungati, con SPO parallela alla foliazione S_1 e ai piani (001) della btI (figura III-9a). Solo localmente la sill mostra estinzione ondulata. Sill può essere sia in granuli ad abito prismatico, allungati parallelamente a S_1 sia in aggregati fibrosi, anche in questo caso l'orientazione dimensionale preferenziale è parallela a S_1. Talvolta lungo i piani della foliazione la sill è in aggregati di sezioni basali (figura III-9b). I bordi tra i granuli di btI e sill sono razionali. Il qtz, generalmente concentrato nei microlithon, è in aggregati di dimensioni omogenee e ha bordi sia rettilinei sia frastagliati. Il qtz mostra estinzione ondulata, bande di deformazione e subgranuli; in particolare i subgranuli sono diffusi dove i microlithon

diminuiscono il loro spessore, limitati da porfiroblasti di grt, pl e kfs. Il grt è in porfiroblasti (<1mm – 2cm) e spesso è caratterizzato da abito cristallografico ben definito. I bordi di granulo a contatto con btI, sill e kfs sono razionali. Talvolta il grt include granuli di bt e sill fibrolitica spesso caratterizzati da SPO che definisce una foliazione interna al grt (figura III-9d). Il pl è in porfiroblasti (<2cm) disposti con SPO parallela alla foliazione S_1 e in aggregati di piccole dimensioni; spesso mostra estinzione ondulata e geminazione da deformazione e i piani di geminazione sono in genere a basso angolo rispetto alla foliazione S_1. I granuli di dimensioni minori (<1mm) sono in genere disposti in aggregati paralleli ai piani della foliazione. Talvolta le bande di geminazione dei granuli di pl sono alternate a lamelle a sill±bt (figura III-9). Talvolta la turm si dispone nei microlithon con una blanda orientazione dimensionale preferenziale. In generale turm è zonata con colori da verde a marrone; i granuli hanno contatti razionali con grtI. Talvolta i lithon a pl sono occupati anche da granuli di crd; la crd è caratterizzata da una alterazione di colore ocra, talvolta da geminazione e mostra aloni pleocroici (giallo-verde chiaro) attorno agli zirconi inclusi.

Localmente all'interno dei porfiroblasti di grtI e btI sono preservati dei granuli di ky. Questi sono stati interpretati come un relitto mineralogico di uno stadio pre-D_1.

L'associazione mineralogica stabile durante D_1 definita da

$sill + grtI + btI + pl + kfsI + qtz \pm ilm$

può risultare dalle seguenti reazioni univarianti :

$bt+sill+qtz=grt+kfs+H_2O$

$grt+sill+qtz=crd$

suggerite dalle relazioni microstrutturali sopra descritte.

Post-D_1

Lo stadio post-D_1 non è associato allo sviluppo di nuovi fabric planari ma è caratterizzato dalla crescita di sp in aggregati fini (figura III-9g), nei colli dei boudin di sill, in associazione con bt e kfs. La crescita di sp potrebbe avvenire in seguito alla reazione:

$bt+sill=sp+kfs+H_2O$

D_2

Le micropieghe D_2 sono caratterizzate da una crenulazione fitta dei livelli a btI e sill: S_2 è

talvolta un clivaggio di crenulazione dove S_1 è ancora riconoscibile, più spesso una foliazione spaziata marcato da SPO di bt e sill (figura III-9). Nelle micropieghe D_2 la bt è intensamente deformata e sviluppa bande di deformazione e subgranuli; anche la sill è crenulata e ha estinzione ondulata. Sui fianchi delle pieghe D_2 la btII e la sillII sono orientate parallelamente al piano assiale, definendo i nuovi piani S_2. Talvolta nei porfiroblasti di grtI si osserva un foliazione interna marcata da bt, sill e qtz; Si (foliazione interna) è piegata e in continuità con la foliazione S_2 della matrice; solitamente il grt ha inclusioni non orientate di bt, sill, ilm, ± wm.

La foliazione S_2 è marcata da SPO di bt, sill, ±pl ±kfs, mentre la wmI è in porfiroclasti racchiusi nei microfilm a bt; l'SPO della wmI è parallela o a basso angolo rispetto alla foliazione; la wmI mostra spesso estinzione ondulata. La wmI è spesso parzialmente sostituita da aggregati di sill fibrolitica e bt (figura III-9). I livelli a fillosilicati e sill sono continui, alternati ai domini a qtz, pl, kfs e grt (domini *Q*). Nei domini Q (a qtz prevalente) il pl e il kfs sono spesso orientati parallelamente alla foliazione S_2, definendo una lineazione mineralogica (L_2). In particolare i porfiroblasti di pl, fino a 3 cm, hanno una foliazione interna marcata da bt, sill, livelli a grt ± wm. Il grt occupa sia i lithon che i film e ha bordi di granulo razionali con bt, pl, sill e kfs. Il kfs (fino a 1cm) occupa i microlithons e mostra estinzione ondulata, subgranuli e anche fratturazione. In genere l'SPO del kfs è parallela alla foliazione. S_2 è marcata sia da granuli prismatici che da aggregati fibrosi di sill. I generale la sill fibrosa sostituisce i porfiroblasti prismatici. I porfiroblasti di bt sono caratterizzati da pleocroismo rosso intenso; anche in questo caso come per S_1 la diminuzione dell'intensità del pleocroismo corrisponde alla crescita di aggregati di ilm lungo le (001). L'ilm occupa i bordi tra i granuli di bt o i suoi piani (001). La ttn e l'ap sono spesso in granuli inclusi nei grt oppure nei livelli a bt e sill fibrosa.

L'associazione mineralogica che definisce i fabric D2 è:

$$sill + grtI + bt + pl + kfsI + qtz \pm ilm \pm ap \pm mz$$

La destabilizzazione della mica bianca può essere prodotta dalle reazioni:

$$grt + wm = sill + bt + qtz$$

$$qtz + wm = kfs + sill + H_2O$$

D_3

Tettonitico

Localmente si osservano micropieghe D_3 marcate dalla foliazione S_2 a bt e sill piegata. In genere la foliazione S_3 nelle metapeliti è definita dall'orientazione dimensionale preferenziale di wmII, ampI (ampTs), ky, epI e qtz. S_3 racchiude molti relitti dell'associazione metamorfica

precedente (sin-D_1 e D_2) e delle foliazioni S_1 e S_2. S_3 è definita dall'alternanza di films a wmII in aggregati fini e lithons ricchi in ep, qtz e wmII; i porfiroclasti di wmI, btI e grtI sono racchiusi nei films di wmII e epI (figura III-10). Aggregati di ky, privi di orientazione dimensionale preferenziale occupano i livelli a sill. PlI è in porfiroblasti molto deformati (estinzione ondulata e bande di deformazione) racchiusi in S_3 marcata principalmente da wmI. I bordi di granulo di plI sono definiti da un sottile aggregato di plII, wmII e epI, generalmente orientato parallelamente a S_3. Gli stessi minerali (plII, wmII e epI) sono parte dell'associazione mineralogica che sostituisce i plI meno deformati. Similmente i porfirocalsti di kfsI, racchiusi in S_3 e intensamente fratturati sono parzialmente sostituiti da aggregati di wmII e kfsII sia orientati che no. In generale i porfiroblasti di plI e kfsI sono fratturati, dove però le dimensioni dei granuli sono <0.5mm si sviluppano spesso microstrutture tipo "core-mantle" dove i bordi sono aggregati di nuovi granuli poco deformati di plII e kfsII rispettivamente. Il grtI è ancora ben preservato nelle metapeliti tettonitiche S_3, dove costituisce porfiroblasti fino a 1cm di diametro; il bordo di questi grtI è spesso caratterizzato da una corona più o meno continua di grtII (figura III-10); lungo le ombre di pressione di grtI in S_3 e lungo la stessa foliazione S_3 aggregati di grtII si dispongono parallelamente a S_3, in associazione con gli aggregati di wmII, btII, ep e ampI. La ttn e l'ap sono spesso in granuli orientati parallelamente a S_3.

Coronitico

I minerali che definiscono la foliazione S_3 sono gli stessi che marcano i micro-fabric coronitici sin-D_3 (C_3). I siti a btI sono parzialmente occupati da aggregati fini di ampII, con pleocroismo verde-azzuro, ttn e wmII; la ttn cresce spesso lungo i piani (001) delle btI; wmII è in aggregati fini, spesso non risolvibili al microscopio; epI è in granuli prismatici tozzi o allungati con rilievo alto e colori di interferenza alti (czI); ampI è in granuli prismatici e in aggregati ai bordi di btI spesso a contatto con plI (figura III-10). I siti a sill (D_2) sono parzialmente o completamente trasformati da aggregati non orientati di ky e wmII. I porfiroblasti di wmI sono sostituiti da aggregati di wmII ai bordi e lungo i piani (001); grtII definisce una corona discontinua attorno ai porfiroblasti di grtI (figura III-10), spesso caratterizzata da una minor quantità di ossidi rispetto ai nuclei grtI ma con inclusioni di epI, assenti in grtI. GrtII è anche in aggregati di granuli di piccole dimensioni (<0.3mm) attorno ai grtI. PlII e epI sostituiscono in aggregati fini i porfiroblasti plI, talvolta associati a granuli di wmII. KfsII, in aggregati di dimensioni <0.2mm crescono ai bordi dei porfiroblasti di kfsI.

L'associazione mineralogica che marca la foliazione S_3 nelle metapeliti è definita da:

$wmII + grtII + plII + kfsII + epI + qtz \pm ky \pm ttn$

mentre nei domini coronitici (C_3) crescono aggregati di ampI, ky e epI.

D_4

La fase D_4 principalmente piega le strutture planari preesistenti (S_1, S_2 e S_3); wmI e btI mostrano estinzione ondulata e bande di deformazione nelle cerniereD_4. La chl, associata a btII marca sia le cerniere D_4 che i piani discontinui (S_4). La btII non è definita da granuli con abito cristallografico ben marcato, piuttosto da aggregati fini spesso in stretta associazione con wmII. S_4 taglia S_1, S_2 e S_3 con angoli che possono variare da pochi gradi a >35°. La chl è in aggregati fini orientati parallelamente a S_4, talvolta associata a ossidi. La chl sostituisce wmI/II, btI, grtI/II nei domini coronitici (C_4).

1.6.26 Micascisti a st+grt±ctd±ky

pre-D$_2$

In questi micascisti l'associazione di minerali più antica è definita da wmI, plI, stI, grtI. La foliazione (S_{pre-2}) è definita dall'orientazione dimensionale preferenziale di wmI, plI, stI ed è spaziata, di spessore millimetrica. I porfiroblasti di stI, grtI e plI occupano i lithons; plI e stI mostrano spesso un'orientazione dimensionale preferenziale parallela a S_{pre-2} (figura III-11). StI e plI sono caratterizzati da estinzione ondualata e subgranuli. StI è ricca in inclusioni di ilm, qtz e turm; talvolta i granuli di ilm e qtz definiscono una foliazione interna parallela a S_{pre-2}. I porfiroblasti di grtI sono zonati e il nucleo (grtI) è caratterizzato da una foliazione interna marcata da aggregati di ossidi allineati ad alto angolo rispetto a S_{pre-2}, mentre il bordo (grtII) è ricco in inclusi di stI. WmI è in aggregati millimetrici di granuli caratterizzati da estinzione ondulata, orientati parallelamente a S_{pre-2} (figura III-11). Il qtz occupa i lithons assieme a grtI, stI e plI ed è caratterizzato da estinzione ondulata e subgranuli; i bordi tra i sub granuli sono frastagliati e irregolari.

L'associazione mineralogica stabile durante pre-D2 è quindi:

wmI+plI+stI+grtI+qtz±turm±ilm

D$_2$

D_2 nei micascisti a st è caratterizzata da una riattivazione della foliazione S_{pre-2}, definita da piani a basso angolo rispetto a S_{pre-2} marcati da btII. La btI ha colore rosso bruno intenso ed è caratterizzata da granuli di ilm allineati lungo i piani (001). La foliazione a btII racchiude i livelli a wmI; b tII cresce nei colli dei boudin della stessa wmI. A differenza di quanto avviene negli gneiss a bt e sill questo fabric è scarsamente pervasivo e non è associato a sill.

D$_3$

Tettonitica

La foliazione S_3 è marcata dall'orientazione dimensionale preferenziale di wmII, ctdI, ky, plII, epI; i porfiroblasti di grtI sono racchiusi nella foliazione S_3. I porfiroblasti di grt sono zonati: il nucleo (grtI) è caratterizzato da una foliazione interna marcata da ossidi (ilm?), mentre il bordo è privo di inclusioni di ossidi ma ricco in inclusioni di btI, stI e qtz. Al bordo dei grtII si sviluppa una sottile corona di ctdI e wmII, in genere al contatto tra stI e grtII (figura III-11); gli aggregati di

wmII a grana fine non mostrano una orientazione dimensionale preferenziale e si sviluppano come corone delle btI. CtdI è in aggregati di cristalli <1mm spesso racchiusi nella foliazione S_3; alcuni granuli di ctdI sono trasversali a S_3 e caratterizzati da estinzione ondulata, altri sono orientati parallelamente a S_3 sempre con estinzione ondulata e geminazione polisintetica (figura III-11). Queste relazioni suggeriscono che la crescita di ctdI su stI avvenga anche prima o nei primi stadi di sviluppo di S_3 e continui durante tutta l'evoluzione. La ky è spesso in aggregati fini disposti parallelamente a S_3 mentre l'epI è in individui prismatici tozzi o in aggregati generalmente orientati secondo S3. EpI mostra i colori di interferenza elevati caratteristici della cz.

Coronitica

Nei domini coronitici sin-D_3 (C_3) la stI è sostituita da wmII a grana molto fine; wmII è sia ai bordi che all'interno dei granuli di stI. Nei siti a grtI/II e stI gli aggregati fini sono costituiti da wmII, ctdI, grtII, ky e ± plII. WmII definisce anche delle corone attorno a btI e wmI, generalmente in aggregati fini. PlI è sostituito sia ai bordi che nel nucleo da aggregati di wmII ed epI. Talvolta nei siti a stI+grtI l'ilm è sostituita da rt (figura III-11).

Le relazioni microstrutturali descritte permettono di considerare l'associazione mineralogica stabile durante D_3:

wmII+ctdI+grtII+ky+epI+plII

inoltre possono essere dedotte le seguenti reazioni:

stI=ctdI+ky

stI+btI+grtI=ctdI+wmII

D_4

Tettonitica

D_4 è caratterizzata da micropieghe della foliazione S_3; i saddle reef D_4 sono occupati da chl e btII. La foliazione S_4 è definita dall'orientazione dimensionale preferenziale di chl, wmIII e btII. La chl è in aggregati con pleocroismo da verde leggero a verde intenso e colori di interferenza blu (Fe-chl); la wmIII è in aggregati fini spesso ai bordi di wmI e wmII, orientati parallelamente a S_4, mentre la btII mostra pleocroismo sul verde bruno-rosso, estinzione ondulata e SPO parallela a S_4. I piani S_4 sono marcati anche da livelli che contengono un minerale di colore rosso e rilievo basso (stilpnomelano?).

Coronitica

La chl definisce corone ai bordi di grt, pl, wm e bt e nelle fratture di questi. Chl, wmIII e btII si sviluppano spesso sui piani (001) delle wmI e btI.

1.6.27 Pegmatiti a grt e turm

Le metapegmatiti sono costituite da kfs (30-60%), qtz (30-60%), grt (5%), pl(<10%), wm (5%), bt, ep, chl, turm, zr e opachi.

Fabric magmatici

Le pegmatiti che preservano i caratteri magmatici hanno una struttura granulare ipidiomorfa: il kfs magmatico (*kfsI*) è in cristalli idiomorfi da millimetrici a centimetrici, spesso caratterizzati da geminazione a graticcio e semplice; i granuli centimetrici di plI mostrano invece un abito più arrotondato e includono aggregati di wmI millimetrici; la wmI magmatica è costituita da granuli di dimensioni da 0.5 a 5mm, spesso isolati nella matrice a qtz o nei livelli a kfsI. Il grt magmatico (*grtI*) si osserva in cristalli isolati (1mm-5mm), spesso caratterizzati da inclusioni di btI, wmI e qtz. La turm è in granuli isolati (0.1mm – 1cm) nella matrice a qtz e kfs. La btI è in granuli isolati, spesso completamente trasformati da chl, perciò risulta difficile definire le relazioni con gli altri minerali. Il qtz è spesso interstiziale tra grtI, kfsI e wmI.

L'associazione magmatica è perciò definita da:

kfsI+qtzI+wmI+grtI+plI+turmI+zr+ttn+btI+ap

D_3

Tettonitico-Milonitico

Il fabric D_3 dominante, nelle metapegmatiti è la foliazione milonitica S_3; questa è definita dall'orientazione dimensionale preferenziale di wmII, aggregati di kfsII, qtz e livelli di grtII e ap. I granuli di kfsI fratturati hanno spesso strutture a domino, con piani di fratturazione ad alto angolo con la foliazione S_3; le fratture sono riempite da aggregati fini di kfII. I frammenti di kfsI sono anche caratterizzati da intensa estinzione ondulata, bande di deformazione e subgranuli. Al bordo dei porfiroclasti di kfsI, sia fratturati sia deformati internamente, si sviluppa un aggregato fine di kfsII, che produce una struttura tipo *core-mantle*. Oltre all'estinzione ondulata e subgranuli i porfiroclasti di kfsI mostrano spesso smistamenti pertitici a fiamma e mirmechiti (figura III-12). Spesso il kfsI contiene inclusi sub-millimetrici di wmII, opachi e qtz. Le mirmechiti si sviluppano sul lato di massimo raccorciamento dei granuli di kfsI, rispetto alla foliazione S_3. I porfiroclasti kfsI sono spesso avvolti dalla foliazione S_3, costituita principalmente da aggregati di kfsII, qtz, wmII ± plII. KfsII è in granuli sub-millimetrici con abito anedrale, privi di geminazione e

smistamenti. I cristalli di kfsII della matrice hanno dimensioni simili ai subgranuli dei porfiroclasti kfsI. L'orientazione dimensionale preferenziale del kfsII e l'alternanza dei livelli a kfsII + wmII e dei livelli ricchi in qtz definiscono la foliazione S_3. I porfiroclasti di wmI mostrano estinzione ondulata, bande di deformazione e orientazione dimensionale preferenziale parallela o subparallela alla foliazione S_3, nei livelli a KfsII. I porfiroclasti di wmI sono spesso avvolti da aggregati di wmII a grana molto file, orientati parallelamente alla foliazione S_3. Al contrario nei porfiroclasti di wmI non disposti con ODP parallela alla S_3, gli aggregati di wmII costituiscono fini corone ai bordi dei porfiroclasti.

Il qtz non mostra più caratteri primari magmatici nelle sezioni con fabric tettonitico e milonitico; in generali definisce nastri allungati ad estinzione ondulata e subgranuli, oppure aggregati policristallini. Gli aggregati ricristallizzati (*qtzII*) hanno dimensioni omogenee e confrontabili con i subgranuli dei porfiroclasti allungati; i bordi di granulo del qtzII irregolari e l'orientazione dimensionale preferenziale è solo accennata rispetto ai grossi individui di qtzI, mentre l'orientazione cristallografica preferenziale, apprezzabile utilizzando la lamina di qtz al microscopio ottico, è ben sviluppata. Il grt magmatico (grtI) costituisce porfiroclasti (1mm-5mm) isolati nella matrice a kfsII, qtzII e wmII. Talvolta gli individui di grtI sono fratturati; la chl e l'ep occupano le fratture. I grtII sono caratterizzati dalle dimensioni molto minori rispetto a grtI e sono in livelli allungati parallelamente alla foliazione S_3, e spesso occupano le ombre di pressione, sin-D_3, dei grtI. Talvolta è possibile osservare una corona di grtII attorno ad un porfiroclato di grtI (figura III-21a). La turmII è in granuli allungati parallelamente a S_3 o definisce delle corone attorno agli individui turmI. I granuli più grossi di turmI mostrano estinzione ondulata e subgranuli, ma nessuna orientazione dimensionale preferenziale; a nicol paralleli i colori sono blu-marrone-verde, spesso zonati in modo concentrico. La foliazione S_3 a qtzII e kfsII avvolge sia i granuli turmI deformati che quelli più piccoli turmII non deformati; l'orientazione dimensionale preferenziale dei porfiroclasti turmI, seppur appena accennata è parallela a S_3. L'ap è in aggregati disposti parallelamente alla foliazione S_3, mostra rilievo moderato e colori di interferenza grigio scuri.

L'associazione mineralogica che si sviluppa durante la fase deformativa D_3 è:

kfsII+plII+qtzII+wmII+grtII+turmII±ap

D_4

I metapegmatoidi milonitici sono anche caratterizzati da stiloliti marcate da opachi e clorite. Le stiloliti tagliano a basso angolo la foliazione milonitica S_3, come anche sottili vene a quarzo che a

loro volta tagliano sia i porfiroclasti di kfsI, che la foliazione S_3. In corrispondenza dei piani a opachi e clorite i granuli di wm e kfs sono parzialmente sostituiti da aggregati di chl privi di orientazione dimensionale preferenziale.

1.6.28 Anfiboliti a grt+cpx

(amp 20-30%; cpx 20-30%; pl 15%; grt 0-10%; sc 0-5%; ttn 5%; qtz 0-5%; bt 0-20%; cc 0-5%)

Le anfiboliti a pl, grt e cpx sono caratterizzate da un layering mineralogico (S_2) definito principalmente dall'orientazione dimensionale preferenziale di ampII, caratterizzato da pleocroismo verde. Localmente S_2 racchiude lenti da centimetriche a millimetriche costituite da cpx, grt, pl e sc.

D_1

Le lenti a cpx-grt costituisco le strutture e le associazioni mineralogiche più antiche di queste anfiboliti. Il cpxI ha pleocroismo verde-azzurro, rilievo elevato e tracce di sfaldatura fitte (di). Il grt è in porfiroblasti ricchi di inclusi di cpxI. Il plI è in granuli allungati paralleli a S_2, estinzione ondulata e subgranli (figura III-14); la sc è in granuli allungati, incolore, a basso rilievo e colori di interferenza di II ordine. Talvolta in questi livelli la cc raggiunge il 5% in volume. La ttn è in granuli allungati, spesso associati a btI, grtI e cpxI.

L'associazione stabile in questo stadio dell'evoluzione è:

cpxI+grtI+plI+scI+cc±btI±ttn

D_2

S_2 è definita dall'alternanza di livelli a amp, pl, livelli a pl e livelli a grt. Anche in queste rocce, come nelle anfiboliti a kfs i nuclei degli anfiboli sono caratterizzati da pleocroismo bruno e inclusioni di opachi (ampI), mentre l'ampII è caratterizzato da pleocroismo verde, estinzione ondulata e subgranuli; questi ultimi hanno orientazione dimensionale preferenziale parallela a S_2, definendo una lineazione mineralogica (figura III-14). Nei livelli ad ampII il cpxI è in porfiroblasti fino a centimetrici, caratterizzati da estinzione ondulata e subgranuli ma con orientazione dimensionale preferenziale parallela a S_2; ampII generalmente occupa i bordi di cpxI e le ombre di pressione e non è mai incluso in cpxI. PlI è in granuli orientati parallelamente a S_2 nei livelli a amp prevalente, come anche in quelli a pl prevalente. La btI definisce S_2 assieme a ampII e plI in livelli millimetrici ed è caratterizzata da pleocroismo rosso intenso; talvolta btI è inclusa in cpxI e ampI/II. GrtI è in porfiroblasti o in aggregati di granuli di dimensioni minori; nel secondo caso l'orientazione degli aggregati definisce L_2. Nei livelli ad ampII il grt ha inclusi di ampII. La ttn è in

granuli ben formati spesso orientati secondo L_2 e con margini di granulo razionali con ampII, cpxI, grtI. La scI è spesso associata a plI e ampII in granuli allungati parallelamente a L_2 e caratterizzati da estinzione ondulata.

L'associazione che definisce il fabric planare S_2 è marcata da:

ampII+grtI/II+plI+scI+ttn±btI±cpxI±cc±ilm

D_3

Tettonitico

Nelle anfiboliti a pl, grt e cpx non si sviluppa un fabric planare sin-D_3 pervasivo ma solamente delle zone di taglio millimetriche distanziate di qualche centimetro l'una dall'altra. Queste sono definite principalmente dall'orientazione dimensionale preferenziale di ampIII, epI e plII (figura III-14). AmpIII è caratterizzato da colori di interferenza verde-azzurri e estinzione ondulata; epI è in individui prismatici tozzi allungati secondo S_3; plII è in aggregati fini disposti parallelamente a ampIII e epI.

Coronitico

Più spesso le trasformazioni sin-D_3 si sviluppano in domini coronitici (C_3). In molti casi gli aggregati sono a grana così fine da non essere risolvibili al microscopio ottico; le immagini al SEM mostrano le corone di plII(ab)+epI±cc tra cpxI e sc e i bordi di ampIII su cpxI (figura III-23a-b). AmpIII si dispone come corona di cpxI e ampII. Talvolta la ttn si sviluppa ai bordi di granulo di ilm; ru cresce come corona di ilm; nei granuli di plI si osservano spesso prismi tozzi e allungati di epI con colori di interferenza elevati (cz) associati ad aggregati di wmI. Talvolta una corona di cpxII si sviluppa tra cpxI e sc o plI (figura III-23a-c).

ampIII+ilm/ru+epI+wmI+plII±qtz±cpxII±ttn

1.6.29 Anfiboliti a kfs+cpx

D_1 e D_2

Le anfiboliti a kfs sono caratterizzate da un'alternanza di livelli ad amp, kfs, cpx e grt e livelli a amp, grt, cpx e pl. L'SPO di amp e cpx definiscono la lineazione mineralogica L_2. Il nucleo dei grossi individui di amp ha pleocroismo bruno ed è ricco in ossidi (ampI) mentre il bordo ha pleocrosimo verde ed estinzione ondulata e solo localmente ha subgranuli (ampII) Per queste differenze sono stati separati gli ampI (nuclei) e gli ampII (individui millimetrici), dove questi

ultimi marcano la lineazione L_2. Il cpxI (diopside) ha orientazione dimensionale parallela a L_2, estinzione ondulata e subgranuli. AmpII si trova ai bordi di cpxI ed è orientato secondo la lineazione principale (L_2) (figura III-13); AmpII mostra una debole estinzione ondulata. I porfiroblasti o granuli di grtI sono sia in granuli isolati sia in aggregati disposti secondo L2; i bordi di granulo tra grtI, cpxI e ampII sono razionali. Nel grtI sono diffuse le inclusioni di cpxI e ampI. Il kfs è interstiziale tra i porfiroblasti di ampI/II, cpxI e grtI ed è caratterizzato da geminazione a graticcio ed estinzione ondulata. Il plI mostra invece geminazione polisintetica e estinzione ondulata, talvolta subgranuli. La ttn è in granuli isolati sia disposti parallelamente a L_2 sia non orientati; il qtz, interstiziale, mostra spesso strutture tipo "core-mantle", dove gli aggregati fini marcano anche L_2.

In conclusione si possono distinguere due stadi di durante l'evoluzione pre-alpina della anfiboliti a kfs:

sin-D_2: ampII+grtI+kfsI+plI+qtz+ttn±cpxI

i relitti D_1 sono invece costituiti dai nuclei ampI, associati a cpx e grt.

D_3

Le anfiboliti a kfs non hanno un corrispettivo tettonitico o milonitico durante la deformazione D_3; tuttavia molte microstrutture coronitiche sono state interpretate come sin-D3 per la compatibilità delle associazioni mineralogiche che le marcano, rispetto a quelle che marcano foliazioni sin-D_3 (S_3) in litotipi a composizione chimica simile (es. anfiboliti; orneblenditi) e in litotipi a composizione chimica differente (es. gneiss e micascisti a contatto con calcescisti).

Coronitico

AmpIII, caratterizzato da pleocroismo verde-azzurro definisce corone attorno ai porfiroblasti di cpxI e ampII; ampIII non ha un'orientazione dimensionale preferenziale e definisce aggregati di granuli prismatici molto fini. Granuli prismatici tozzi di epI con colori di interferenza blu-gialli (czI) occupa i siti a plI e i margini di granulo tra grtI e plI (figura III-13). I bordi di granulo degli aggregati di kfsI sono definiti da aggregati fini di kfsII. WmI in granuli molto sottili aciculari è associato a epI nei nuclei di plI. Al microscopio ottico non si osservano corone nei porfiroblasti di grtI, tuttavia i bordi di granulo tra grt e ampIII sono razionali (figura III-13). Le immagini al SEM (figura III-22a-b) mostrano le diffuse corone sin D_3. I bordi dei porfiroblasti di ampI/II sono costituiti da aggregati di ampII+grtII+epI+plII(ab); ai bordi di ampIII si osservano delle corone di ampIV. Le corone che si sviluppano ai bordi di granulo tra ampII e grtI sono costituite da grtII+cpxII+qtz. PlI e kfsI sono localmente sostituiti da aggragati di plII(ab)+epI (figura III-22b),

mentre tra cpxI e ampII si sviluppano aggregati di cpxII e ampIII.

Durante D_3, nei domini coronitici (C_3) l'associazione mineralogica stabile è:

ampIII+epI(cz)+wmI+kfsII±grtII+plII(ab)+cpxII

1.6.30 Anfiboliti a grt(no cpx)

(amp 50-80%; bt 10%; pl 10%; ilm 3%; ru 2%; qtz 5-10%; grt 5%)

pre-D_2

La lineazione mineralogica L_2 è definita dall'orientazione dimensionale preferenziale di ampII (pleocroismo verde), btI, plI, ilm, ttn e qtz. Se ampII è in quantità <60 si osserva un'alternanza tra livelli ad ampII prevalente e livelli a plI prevalente; quando ampII>60 la roccia è dominata dall'orientazione dimensionale preferenziale di ampII e plI. La btI è in granuli isolati o in aggregati orientati parallelamente a L_2, caratterizzati da estinzione ondulata e pleocroismo rosso intenso; l'ilm è in granuli isolati a contatto, razionale, con ampII e btI. L'ilm marca spesso i piani (001) della btI o circonda i granuli di ttn; plI mostra estinzione ondulata e geminazione polisintetica e talvolta subgranuli. Il grtI è in granuli millimetrici, talvolta ha inclusioni di ilm. I bordi di granulo tra btI, grtI e ampIII sono razionali (figura III-14).

L'associazione stabile durante lo sviluppo di L_2 è:

ampII+btI+grtI+plI+ttn+qtz

D_3

Coronitico

L'ampII è circondato da corone di ampIII con pleocroismo azzurro (figura III-14); ampIII è sia in agregati prismatici sia in continuità ottica rispetto a ampII. EpI, caratterizzato da colori di interferenza elevati (cz) è anch'esso ai bordi dell'ampII o nei siti a plI in associazione con wmI e plII. Nei siti a plI, epI è in granuli prismatici molto allungati privi di estinzione ondulata (figura III-14). WmI occupa i siti a plI oppure è in associazione con ampIII e epI, ai bordi di ampII. Il ru borda spesso i granuli di ttn e ilm o si osserva in granuli isolati. Il grtII occupa i siti a plI, in associazione con epI, wmI e plII. Spesso nel grtII si osservano granuli di ru. PlII è in granuli privi di orientazione dimensionale preferenziale ed estinzione ondulata.

L'associazione stabile durante D_3 è:

ampIII+plII+epI(cz)+wmI+grtII+ru

1.6.31 Orneblenditi

(amp >80%; bt 10%; ru-ilm 5%; ep 5%)

pre-D_2

La foliazione S_{pre-2} è marcata dall'orientazione dimensionale preferenziale di ampI, ru e epI. AmpI è in porfiroblasti, incolori a nicol paralleli, caratterizzati da estinzione ondulata, bande di deformazione e subgranuli. Il ru è in granuli allungati parallelamente a S_{pre-2} e talvolta preserva al nucleo l'ilm (figura III-15). La btI è in granuli allungati secondo S_{pre-2}, ricchi in inclusioni di ru; quest'ultimo è disposto parallelamente ai piani (001). EpI è in prismi tozzi e allungati, non orientati, disposti ai bordi di ampI e btI.

L'associazione stabile durante lo sviluppo di pre-D_2 è:

ampI+ru+btI+ep±ilm

1.6.32 Granuliti (grt+cpx+pl±sc)

(cpxI 20-30%; sc <10%; plI 20-30%; grt 20-30%; cc 5%; ep 5%)

D_1

Le granuliti sono caratterizzate da alternanze millimetriche di livelli a cpxI (di)+plI+sc, livelli a grtI+plI e livelli a plI+sc. All'interno dei singoli livelli le strutture sono granoblastiche, dove cpxI ha abito prismatico tozzo, caratterizzato da clivaggi molto fitti e pleocroismo verde. Il pl è in granuli prismatici caratterizzati da geminazione polisintetica e rara estinzione ondulata; la sc è in individui arrotondati, incolori, rilievo basso e colori di interferenza elevati; il grt non ha abito idiomorfo ma si osserva in simplectiti con cpx (figura III-16).

L'associazione stabile durante D_1 è:

cpxI+plI+grtI+sc±cc

D_3

Le uniche microstrutture interpretabili come sin-D_3 sono le corone di epI attorno ai granuli di grtI, a contatto con plI e cc (figura III-16).

1.6.33 Calcescisti a contatto con gneiss a grt, bt e sill o con anfiboliti a grt e cpx

D_1

La foliazione S_1 è definita dall'orientazione preferenziale di cpxI, sc, cc e plI; cpxI è in porfiroblasti caratterizzati da pleocroismo verde, clivaggi fitti ed estinzione ondulata; la sc è in individui tondeggianti con intensa estinzione ondulata, orientati parallelamente a S_1. Cc è in aggregati orientati parallelamente a S_1, in cui i singoli granuli sono privi orientazione dimensionale

preferenziale. Il grtI è in porfiroblasti contenenti inclusioni di cpxI, sc e ttn. La ttn, oltre che inclusa nel grtI è in granuli allungati parallelamente a S_1. I bordi di granulo tra grtI, cpxI, sc, cc e ttn sono razionali.

L'associazione stabile durante D_1 è definita da:

sc+cc+grtI+cpxI+ttn+plI

D_2

Quando i calcescisti sono associati alle anfiboliti la foliazione S_2 è definita dall'orientazione dimensionale preferenziale di cpxI, ampII, sc, e cc. L'ampII si sviluppa attorno ai porfiroblasti di cpxI e definisce dei livelli millimetrici in cui si dispongono grtI, plI e sc. La sc è in granuli allungati parallelamente a S_2, caratterizzati da rilievo basso e colori d'interferenza elevati. Aggregati di ttn sono disposti parallelamente a S_2. La cc è in aggregati orientati parallelamente a S_2, ma i singoli granuli non mostrano un'orientazione dimensionale preferenziale.

Nel caso in cui i calcescisti sono associati a gneiss a bt, grt e sill la foliazione S_2 è definita dall'orientazione dimensionale di ampII, btI, sill e gli aggregati di grtI talvolta definiscono livelli paralleli a S_2. La cc occupa i lithon assieme al plI e al kfsI. CpxI occupa anch'esso i lithons, spesso a contatto con grtI, dove i bordi di granulo sono razionali; l'ampII anche in questo caso si sviluppa ai bordi di cpxI. L'associazione stabile durante D_2 è definita da:

cpxI+grtI+plI+scI+cc+ttn±amp±bt

D_3

Coronitico

Le microstrutture coronitiche sin-D_3 sono tutte a grana molto fine, tanto che sono state risolte solo al microscopio elettronico (figura III-17, 24 e 25). Nei calcescisti a contatto con le anfiboliti ai bordi tra ampII, plI e btI si sviluppano aggregati di epI, ampIII e wmII (figura III-24a); mentre tra sc e cpxI si osservano aggregati di epI+plII(ab)±cc. Nei calcescisti a contatto con gli gneiss a bt i siti a btI sono parzialmente sostituiti da aggregati di grtII+plII+epI (figuraIII-25a); tra cpxI e pl si sviluppano corone costituite da cpx, plII, ep e qtz interpretate come sin-D_3, mentre tra plI e sc e ampII e sc le corone sono costituite da simplectiti di epI, plII ±cc (figura III-25b). AmpIII, caratterizzato da pleocroismo azzurro-verde e poca estinzione ondulata si sviluppa anche come corona dei porfiroblasti di cpxI, in aggregati aciculari. Dalle relazioni microstrutturali si può dedurre che l'associazione mineralogica stabile durante D3 è:

cc+epI+plII±ampIII±grtII±wmII (±cpx)

Tessiture di dioriti deformate

In questo paragrafo saranno studiate le tessiture di anfiboli di dioriti deformate durante la fase deformativa D_3. Le relazioni meso- e microstrutturali si riferiscono a quelle descritte in Gazzola et al. (Gazzola et al. 1997), Salvi (Salvi 2000) e Gosso (Gosso et al. 2000). In questi lavori sono descritte le zone di taglio sin-D_3 a scala metrica che deformano le dioriti ad anfibolo e plagioclasio ± biotite. Nelle porzioni che preservano i caratteri magmatici le trasformazioni mineralogiche sono poco sviluppate e le composizioni delle fasi riflettono le composizioni originarie; passando progressivamente da metadioriti tettonitiche a metadioriti milonitiche le composizioni degli anfiboli variano da anfiboli kaersutitici (ampI - magmatici) ad anfiboli tschermakitici (ampII - sin-D_3). Le metadioriti coronititche non mostrano un'orientazione dimensionale preferenziale né degli anfiboli né delle rare biotiti; al contrario nelle metadioriti tettonitiche e milonitiche l'orientazione dimensionale preferenziale degli anfiboli è molto pronunciata. Nelle metadioriti tettonitiche gli ampII sono orientati parallelamente alla foliazione S_3 mentre gli ampI sono relitti nella foliazione, in parte ad alto angolo e in parte paralleli a S_3.

Per studiare le tessiture di queste metadioriti sono stati scelti campioni provenienti dalle differenti porzioni della zona di taglio, caratterizzate da un diverso grado di trasformazione strutturale e mineralogica (figura III-17b): campione d01, metadiorite coronitica, priva di fabric planari; campione d03, metadiorite tettonitica parzialmente trasformata e con un nuovo fabric planare (S_3); campione d05, metadiorite tettonitica con fabric planare e trasformazioni mineralogiche molto sviluppati, ma con ancora visibili relitti mineralogici e strutturali; campione d06 metadiorite milonitica in cui le trasformazioni meccaniche e mineralogiche sono complete.

Lo studio delle tessiture è stato compiuto interamente attraverso la diffrazione dei neutroni presso l'ILL di Grenoble, mentre per il raffinamento delle tessiture dai dati di partenza e il calcolo dell'ODF si sono utilizzati i software messi a disposizione dall'ILL (Fild1B, xrin e xrcyc), Maud (Lutterotti et al. 1999), Goman (INEL 1986) e Beartex (Wenk et al. 1998).

In figura III-17c sono rappresentate sia le variazioni composizionali degli anfiboli attraverso la zona di taglio sin-D_3 (a) che le figure polari ricalcolate attraverso l'ODF per gli anfiboli ampI e ampII, rispetto al fabric mesoscopico, dove il piano XY è il piano di foliazione e la direzione X è parallela alla lineazione mineralogica mesoscopica.

Gli anfiboli ampI e ampII mostrano una graduale variazione nella loro composizione chimica, passando dal termine estremo ampI nel campione d01 a ampII nel campione d06. Questa variazione è ben rappresentata dalla diminuzione del contenuto in Ti (da 0.58 a 0.02 a.p.f.u) e del rapporto

Al/(Al+Si). I granuli ampI caratterizzati da bassi valori di Ti e valori intermedi di Al/(Al+Si) corrispondono ai granuli relitti di ampI nella foliazione S3 nei campioni d03 e d05; questi sono anche associati a minerali ricchi in Ti (e.g. ilm/ru). Un primo aspetto interessante delle figure polari è l'orientazione cristallografica preferenziale pronunciata (F^2=2.87) dell'anfibolo nella diorite coronitica (d01); quest'orientazione cristallografica preferenziale non corrisponde ad un'anisotropia di forma meso e microscopica. Le tessiture degli anfiboli nelle metadioriti deformate mostrano un graduale incremento dell'intensità dell'orientazione cristallografica ed in particolare dell'orientazione delle direzioni [001]* rispetto al piano di foliazione S_3, passando da d03 a d06. Anche i valori di F^2 evidenziano quest'incremento della tessitura; essa diviene molto pronunciata nella metadiorite milonitica, dove F^2=4.99, RP=14.75, RP1=9.90 e m.r.d. max=12.74.

Un altro aspetto interessante è la pronunciata asimmetria tra la direzione [001]* e il piano di foliazione (XY). D03 mostra un'asimmetria poco pronunciata, mentre questa aumenta in modo molto sensibile in d05 per poi diminuire di nuovo in d06. In generale l'asimmetria tra la direzione della lineazione mesoscopica e l'orientazione cristallografica viene interpretata, per alcuni minerali come quarzo e calcite, come direttamente legata al regime di deformazione (es. Law 1990): nel caso di *pure shear* la simmetria tra il fabric mesoscopico e le tessiture dovrebbe essere ortorombica, mentre per *simple shear* la simmetria doverebbe essere monoclina. Inoltre, le relazioni angolari tra le differenti direzioni cristallografiche negli anfiboli sono state poste in relazione con il regime di deformazione mesoscopica (Gapais et al. 1987, Gapais & Brun 1981): una pronunciata orientazione della direzione [001]* parallelamente alla lineazione mesoscopica, associata ad una dispersione delle direzioni [hk0]* perpendicolarmente a [001]* è interpretata come dovuta ad una forte componente costrizionale della deformazione, mentre se a [001]* parallela alla lineazione è associata [100]* in direzione perpendicolare (es. Z) la componente di appiattimento dello strain mesoscopico è considerata dominante. In questo caso la componente di appiattimento sembra essere dominante come mostra la tendenza della direzione [100]* a disporsi secondo dei massimi paralleli alla direzione Z del fabric mesoscopico e cioè perpendicolarmente al piano di foliazione S_3. La componente non coassiale della deformazione è invece molto più pronunciata nei campioni tettonitici d05 rispetto a quelli milonitica; relazioni simili sono state mostrate per la deformazione non-coassiale di quarzo e calcite, dove l'angolo tra l'asse cristallografico e il piano della foliazione tende a diminuire verso il centro della zona di taglio (Gapais et al. 1987, Law 1990, Lister 1981, Lister & Hobbs 1980). L'orientazione delle direzioni [001]* parallelamente al piano XY negli anfiboli è stata attribuita a diverse componenti: rotazione passiva, crescita orientata e ricristallizzazione dinamica (e.g. Shelley 1993, 1994, 1995, Siegesmund et al. 1994). In questo caso la differenza tra le composizioni chimiche di ampI e ampII richiede di considerare anche il

contributo del gradiente chimico per innescare la ricristallizzazione degli anfiboli (Berger & Stunitz 1996). Più difficile è la distinzione tra le componenti di ricristallizzazione dinamica, crescita orientata e rotazione passiva (Cumbest et al. 1989, Reynard et al. 1989, Schwerdtner 1964, Schwerdtner et al. 1971).

Composizione chimica dei minerali e immagini al SEM

Le composizioni delle fasi mineralogiche sono state analizzate utilizzando la sonda elettronica ARL-SEMQ ubicata presso la sezione di Mineralogia, Geochimica e Giacimenti Minerari del Dipartimento di Scienze della Terra dell'Università di Milano e il microscopio elettronico a scansione Cambridge Instruments Stereoscan 360 dotato di sistema EDS del CNR presso la sezione di Geologia e Paleontologia del Dipartimento di Scienze della Terra dell'Università di Milano. Sono stati utilizzati silicati naturali, metalli, ossidi e cloruri come standard. Sono stati utilizzati silicati naturali, metalli, ossidi e cloruri come standard e la procedura ZAF per la correzione di matrice; voltaggio di accelerazione di 15kV, corrente sul filamento di 300nA e corrente sul campione di 20nA per la microsonda elettronica mentre per il SEM la tensione di accelerazione del filamento è 20kV, 190pA la corrente di fascio e 25 mm la distanza di lavoro.

La classificazione dei pirosseni è stata fatta seguendo Morimoto (Morimoto 1988), mentre per gli anfiboli Leake et al. (Leake et al. 1997). Le formule proporzionali sono state ricalcolate con MinTab (Carroll 1990), AMPH-IMA 1997 (Mogessie et al. 2000); Ax (Holland & Powell 2000).

In questa parte, dedicata alla descrizione delle composizioni chimiche di alcune fasi mineralogiche selezionate sulla base dell'analisi microstrutturale, verrà mantenuto lo schema basato sulla separazione tra litotipi a composizione chimica differente. Questa impostazione facilita il confronto delle variazioni chimiche, in sistemi chimici simili. Rispetto ai litotipi descritti nel capitolo di analisi microstrutturale, solo alcuni sono stati studiati dal punto di vista minerochimico e all'interno di questi sono state selezionate solo le fasi utili. Infatti, sono state scelte le fasi o le associazioni di fase che mostrano relazioni microstrutturali d'equilibrio durante i successivi stadi di evoluzione strutturale e metamorfica, così da poter applicare la termobarometria su composizioni di equilibrio.

1.6.34 Metapeliti a bt, sill e grt

I grtI **in equilibrio tessiturale con btI, wmI, plI e ilm hanno una composizioni abbastanza omogenea: il contenuto in Fe^{2+} varia da 2.00 a 2.47 a.p.u.f., Mg da 0.19 a 0.38 a.p.u.f., Ca da 0.18 a 0.24 a.p.u.f. e Mn da 0.00 a 0.09. X_{Mg} varia da 7 a 11%. Le variazioni composizionali sono minime e no si osserva una zonatura composizionale (Figura III-18a). Le** btI **mostrano una composizione intermedia tra phl e ann: X_{Mg} varia da 26 a 37%, Fe^{tot} da 2.50 a 3.50 a.p.u.f.**

e Mg da 1.09 a 1.50 a.p.u.f. Il contenuto in Al^{VI} varia da 0.4 a 0.9 mentre il contenuto in Ti è relativamente elevato e varia da 0.22 a 0.55 a.p.u.f. Ca e Na in tracce (Figura III-18b e tabelle III-4). I plI mostrano un contenuto in Ca tra 0.32 e 0.40 a.p.f.u mentre Na varia da 0.60 a 0.68 a.p.u.f. Il contenuto in K è sempre <0.04 a.p.u.f. (Figura III-18b).

1.6.35 Granuliti

I **grtI** mostrano un contenuto in Ca tra 2.40 e 2.50 a.p.u.f., Fe^{2+} tra 0.50 e 0.52 a.p.u.f., Fe^{3+} 0.34-0.35 a.p.u.f. e Mg <0.03 a.p.u.f. (Figura III-19 e tabella III-4), tuttavia il numero di analisi è troppo ridotto da poter definire dei trend composizionali. Nei **cpxI** il contenuto di Ca è di 0.92-0.98 a.p.u.f., Fe^{2+} 0.28 e 0.37 a.p.u.f., mentre Fe^{3+} è sempre <0.1 a.p.u.f.; Mg varia tra 0.42 e 0.63 a.p.u.f. Le **sc** sono *meioniti*, in cui il contenuto in Ca varia tra 1.52 e 1.55 a.p.u.f. con un basso contenuto in Na, tra 0.30 e 0.33 a.p.u.f.. Gli **epidoto** sono zoisiti e clinozoisiti; Fe^{3+} 0.33 e Fe^{2+} 0.455 a.p.u.f. I **carbonati** sono calciti (Ca 9.81 a.p.u.f. e Fe^{2+} <0.05 a.p.u.f.)

1.6.36 Micascisti a st, ctd e grt

I **granati** hanno una composizione variabile che riflette le zonature osservate al microscopio ottico (**grtI** e **grtII**): il contenuto in Ca e Mn decresce dal nucleo al bordo e dalle zone con inclusioni di ilm a quelle caratterizzate da inclusioni di btI e st, rispettivamente da 0.27 a 0.48 e da 0.17 a 0.02 a.p.u.f.; il contenuto in Mg aumenta dal nucleo al bordo, passando da 0.16 a 0.46 a.p.u.f. mentre Fe^{2+} rimane costante, 2.36-2.44 a.p.f.u (Figura III-20 e tabella III-4). La **btII** è caratterizzata da contenuti in Fe^{tot} tra 1.95 e 2.27 a.p.u.f., Mg tra 2.30 e 2.70 a.p.u.f., Ti tra 0.15 e 0.20 a.p.u.f. e Al^{tot} tra 3.06 e 3.46 a.p.u.f. mentre Al^{VI} tra 0.70 1.12 a.p.u.f.. Nelle miche bianche sin-D3 (**wmII**) Fe^{tot} varia tra 0.10 e 0.20 a.p.u.f., Mg tra 0.13 e 0.22 a.p.u.f., Si^{4+} tra 6.18 e 6.30 e Na≤0.4 a.p.u.f. **StI** (pre-D_2) mostra Fe^{2+} 2.30 a.p.f.u, Mg 0.40 a.p.f.u e Ti 0.10 a.p.u.f. Il **ctdI** (sin-D3) ha Fe^{2+} 1.51 a.p.f.u e Mg 0.46 a.p.u.f. I **plagioclasi** (plII sin-D3) sono ab con il contenuto in Na≥0.8 a.p.u.f. L'**ilm** ha Ti 1.00 a.p.u.f., Mn ≤0.03 a.p.u.f. e Fe^{2+} 0.98 a.p.u.f. La **chl** sin D4 è caratterizzata da contenuto in Fe^{tot} tra 1.44 e 1.61 a.p.u.f. e Mg tra 2.10 e 2.40 a.p.u.f.

1.6.37 Pegmatiti a grt e turm

I **grtI** e **grtII** mostrano composizioni differenti; in generale nel grtII e nei bordi di grtI (figura III-21a) aumenta il contenuto in Mg, da 0.19 (grtI) a 0.33 a.p.u.f., e diminuisce il contenuto in Fe^{2+}

(da 2.34 (grtI) a 1.95 a.p.u.f.). Il contenuto in Ca varia da 0.09 nei grtI a 0.22 a.p.u.f. nei grtII mentre il contenuto in Mn^{2+} varia 0.21 a 0.45 a.p.u.f.

Le **wm** mostrano un incremento del contenuto in Si^{4+} passando da wmI a wmII (sin-D3), da 6.15 a 7.00 a.p.u.f., associato all'aumento del contenuto di Mg, da 0.00 a 0.35 a.p.u.f. La composizione dei **plagioclasi** plI e plII non varia in modo sensibile, come anche quella dei **feldspati potassici** (kfsI e kfsII). Gli smistamenti pertitici nei porfiroblasti kfsI sono costituiti da ab (Na>0.75 a.p.u.f.) (figura III-21b) Le **tormaline** magmatiche (turmI) mostrano un contenuto in Mg maggiore rispetto a turmII (Mg da 0.27 a 0.70 a.p.u.f.); anche il contenuto in Na aumenta nelle turmII sin-D3, da 0.09 a 0.32 a.p.u.f.; il contenuto in Ca è sempre <0.02 a.p.u.f. (Henry & Dutrow 1996) (figura III-21c e tabella III-4).

1.6.38 Anfiboliti a kfs

I **granati** delle amfiboliti a kfs mostrano una variazione nel contenuto di Mn^{2+} (0.80 a 0.37 a.p.u.f.) da grtI (sin D2) a grtII (sin-D3), mentre il contenuto in Mg, Fe^{2+} e Ca varia: Mg tra 0.08 a 0.20 a.p.u.f., Fe^{2+} tra 0.98 a 1.45 a.p.u.f. e Ca da 0.89 1.33 a.p.f.u (figura III-22a). Gli **anfiboli** variano molto la loro composizione da ampI a ampIII. Il contenuto in Ti varia da 0.23 a <0.02 a.p.u.f. passando dai nuclei ampI agli aggregati di ampIII (sin-D_3), Na^{M4} varia da <0.05 a 0.30 da ampI a ampIII; AlIV diminuisce passando dai nuclei ampI, ai bordi ampII e ai nuovi granuli ampIII (figuraIII-22a). I **pirosseni** sono pirosseni calcici, in cui il contenuto in Ca diminuisce da cpxI a cpxII (1.00 a 0.54 a.p.u.f.) mentre i contenuti di Fe^{2+} e Mg variano, ma non in relazione a cpxI e cpxII (Fe^{2+} da 0.29 a 0.52 a.p.u.f. e Mg tra 0.44 e 0.79 a.p.u.f.) (figuraIII-22b). Le **btI** hanno un contenuto in Ti compreso tra 0.09 e 0.15 a.p.u.f., Al^{VI} tra 0.07 e 0.22 a.u.p.f., mentre i **feldspati** sono ab (Na tra 0. 80 e 1.00 a.p.u.f. nel plI) e kfs (tra 0.86 e 1.00 a.p.u.f. nei kfsI e kfsII). Le **ttn** hanno un contenuto in Ca tra 3.96 e 4.16 a.p.u.f. mentre Ti varia da 3.53 a 3.73 a.p.u.f. Gli **epidoti** sono zo e czo, dove Fe^{3+} varia da 0.30 a 0.33 a.p.u.f., Ca da 1.80 a 2.07 a.p.u.f. e Fe^{2+} da 0.01 a 0.80 a.p.u.f. La **chl** mostra un contenuto in Fe^{2+}=3.88 a.p.u.f., Al 3.14 a.p.u.f. e Mg=3.17 a.p.u.f.

1.6.39 Anfiboliti a cpx

I **cpxI** cadono nel campo dei pirosseni calcici nel digramma J-Q, avendo composizioni da diopside; Fe^{2+} varia da 0.22 a 0.30 a.p.u.f., Mg varia da 0.61 a 0.70 a.p.u.f., Ca da 0.97 a 1.02 a.p.u.f. e Na <0.03 a.p.u.f.; cpxII cadono sia nel campo dei pirosseni calcici sia in quello dei pirosseni calco-sodici con Fe^{2+} tra 0.22 e 0.38 a.p.u.f., Mg tra 0.55 e 0.98, Ca tra 0.44 e 0.98 e Na tra 0.00 e 0.16 (figura III-23a). Gli **anfiboli** (ampII sin D2 e ampIII sin D3) mostrano una diminuzione

nel contenuto di Ti da 0.17 a 0.00 a.p.u.f. da ampII a ampIII; K da 0.30 a 0.00 a.p.u.f. e Mg da 1.99 a 3.70 a.p.u.f. In generale ampII sono pargasiti a Fe e K, magnesio-orneblende e edeniti mentre ampIII sono attinoliti e allumino-edeniti (Leake et al. 1997) (figura III-23b); i **plI** hanno X_{An} tra 0.50 e 0.60 mentre plII sono più ricchi in Na (0.74-0.88 a.p.u.f.; oligoclasio-albiti). Le **scapoliti** sono meioniti (XCa 0.73-0.77) con Al tra 2.36 e 2.91 a.p.f.u (figura III-23c). La **ttn** ha Ca 4.12-4.13 a.p.u.f. e Ti 3.70-3.80 a.p.u.f.

1.6.40 Calcescisti a contatto con gneiss a bt e grt

Gli **anfiboli** mostrano composizioni molto variabili: Ti da 0.17 in alcuni granuli di ampII a 0 a.p.u.f. negli ampIII e ampIV; Ca da 2.00 a 0.40 a.p.u.f. e Na da 0.00 a 0.24. Gli ampI sono pargasiti mentre i bordi dei porfiroblasti di amp sono tschermakiti; Altot varia da 2.00 a 3.00 a.p.u.f.; ampII sono pargasiti a K e Fe^{2+} e tschermakiti e Altot varia da 2.98 a 4.01 a.p.u.f. ampIV sono caratterizzati da Na=0.00, tranne in un caso (figura III-24a). I **cpxI** sono caratterizzati da contenuto di Ca 0.95-1.00 a.p.u.f., Mg tra 0.47 e 0.68 (cpxII) a.p.u.f. e Fe2+ tra 0.24 (cpxII) e 0.47 a.p.u.f. Nella **biotite** il contenuto in Ti varia da 0.39 a 0.25 a.p.u.f. passando da btI a btII, mentre i contenuti di Fe^{2+} e Mg aumentano nelle btII: Fe^{tot} da 2.35 a 2.86 a.p.u.f. e Mg da 2.07 a 2.32 a.p.u.f. I carbonati sono calciti in cui il contenuto di Fe^{2+} è <0.02 a.p.u.f. Gli **epidoti** sono zo e cz in cui il contenuto di Fe^{2+} varia da 0.45 a 0.98 a.p.u.f. I valori più bassi corrispondono ai porfiroblasti di epI, mentre le cz sono gli epidoto delle simplectiti C3. Il **plI** mostra un contenuto in Ca tra 0.44 e 0.51 a.p.u.f. mentre in plII il contenuto di Ca diminuisce fino a 0.15 a.p.u.f. Na varia da 0.35 a 0.71 a.p.u.f., con i valori più elevati nei plII. Le **scapoliti** sono meioniti (1.48-1.58 a.p.u.f.) in cui Na varia da 0.24 a 0.31 a.p.f.u (figura III-24b). Nelle wmII il contenuto in Si^{4+} varia da 5.41 a 5.44 a.p.u.f. Le **ttn** mostrano contenuto in Ti da 3.39 e 3.64 a.p.u.f., Ca varia tra mentre 3.90 e 4.15 a.p.u.f.

1.6.41 Calcescistia contatto con anfiboliti a grt e cpx

I **grtI** sono caratterizzati da X_{Ca} che varia da 0.37 a 0.43, Fe^{2+} tra 0.96 e 1.42 a.p.u.f., Fe^{3+} tra 0.12 e 0.28 a.p.u.f., Ca tra 1.096 e 1.22 a.p.u.f. e Mn^{2+} tra 0.24 e 0.39 a.p.u.f.; i grtII che si sviluppano nelle corone C_3 tra la btI e il plI sono invece caratterizzati da X_{Ca} compreso tra 0.14 e 0.48; Fe^{2+} tra 0.87 e 1.74 a.p.u.f., Fe^{3+} tra 0.00 e 0.22 a.p.u.f., Ca tra 0.44 e 1.21 a.p.u.f. e Mn^{2+} tra 0.18 e 0.62 a.p.f.u (figura III-25a). Gli **ampII** sono pargasiti a K e Fe in cui Ti <0.02 a.p.u.f. e Ca varia tra 2.00 e 2.20 a.p.u.f. mentre Na tra 0.48 e 0.54 a.p.u.f. Nelle **biotiti** si osserva una graduale diminuzione del contenuto in Ti da btI a btII: 0.47 – 0.20 a.p.u.f. associato a Al^{VI} tra 0.50 e 1.41 a.p.u.f. Nei

pirosseni si osserva una diminuzione del contenuto in Mn da cpxI a cpxII e cpxIII (Mn da 0.05 a 0.02); mentre il contenuto in X.Di aumenta da cpxI a cpxII (figura III-25b).

Condizioni fisiche del metamorfismo

Termometri

grt-bt, (Bhattacharaya et al. 1992, Dasgupta et al. 1991, Ferry & Spear 1978, Ganguly & Saxena 1984, Goldman & Albee 1977, Hodges & Spear 1982, Holdaway & Lee 1977, Indares & Martignole 1985, Lavrent'eva & Perchuk 1981, Perchuk et al. 1985, Perchuk & Lavrent'eva 1983, Pigage & Greenwood 1982, Thompson 1976, Williams & Grambling 1990). **grt-ilm**, (Powceby et al. 1987, 1991). **bt-mu**, (Hoisch 1989). **pl-mu-als-H2O**, (solo metapeliti a bt+sill) (Cheney & Guidotti 1979). **pl-mu,** (Green & Usdansky 1986b). **ternary feldspar**, (Green & Usdansky 1986a). **grt-st** (Perchuk 1991). **grt-ctd**, (Perchuk 1991), **grt-cpx,** (Ai 1994, Ellis & Green 1979, Krogh 1988, Powell 1985, Sengupta et al. 1989). **grt-amp,** (Graham & Powell 1984, Perchuk 1991). **sc-pl,** (Goldsmith & Newton 1977). **grt-wm**, (Hynes & Forest 1988). **Ti in amp,** (Otten 1984). **Ti in bt,** (Schreurs 1985).

1.7 Barometri

1.8 **pl-bt-grt-mu-q**, (Ghent & Stout 1981, Hodges & Crowley 1985, Hoisch 1990). **grt-pl-bt-q**, (Hoisch 1990). **grt-pl-mu-q**, (Hodges & Crowley 1985). **grt-mu-als-q**, (Hodges & Crowley 1985). **grt-pl-als-qtz** (GASP, Ganguly & Saxena 1984, Hodges & Crowley 1985, Hodges & Spear 1982, Koziol 1989, Koziol & Newton 1988, Newton & Haselton 1981). **grt-mu-bt-als**, (Holdaway et al. 1988). **Grt-ru-ilm-an-q**, (Bohlen & Liotta 1986). **Si4+ in fengite**, *(Massonne & Schreyer 1987)*. **Al in amp**, (Hammarstrom & Zen 1986, Hollister et al. 1987, Johnson & Rutherford 1989). **hbl-pl** (Plyusnina 1982); **hbl-pl-gr***t,* (Kohn & Spear 1989). **hbl-pl-q**, (Holland & Blundy 1994). **Jd in cpx**, (Holland 1980).

Alcuni di questi termometri e barometri sono stati utilizzati con le formulazioni contenute in GPT (Reche & Martinez 1996), GBT (Jowhar 1999), GTB (Spear & Kohn 1999), ThermoBaro (Appel 1996-97) e Hb-Plag (Holland 2000). Per definire le condizioni fisiche del metamorfismo, oltre alle stime termobarometriche ottenute con i termobarometri sopra elencati, sono stati utilizzati i software Perplex e Thermocalc (Connolly 1990, Holland & Powell 1990). In particolare thermocalc permette di introdurre le attività, ottenute dalle composizioni chimiche dei minerali utilizzando il software AX (Holland & Powell 2000).

1.9 Gneiss a bt+sill+grt e metapegmatiti a grt

D_1

Il termometro granato-ilmenite sulle coppie grtI nucleo-ilm degli *gneiss* a bt sill e grt definiscono un intervallo di temperatura T=850-940°C. Il confronto tra il contenuto in Ti e Al^{VI} (Schreurs 1985) mostra temperature ≥750°C per le btI sin-cinematiche con S_1 (figura III-18b).

Post-D_1 e intrusione delle pegmatiti a grt

La curva univariante (figura III-26) *bt+ab+als+qtz=grt+kfs+M* (Vielzeuf & Schmidt 2001) descritta per un sistema KNFMASH descrive la reazione di fusione parziale capace di produrre un fuso acido a granato, da metapeliti a bt, sill, pl e grt (figura III-26). Le pressioni stimate per la cristallizzazione della pegmatite a grt sono P>5kbar per T>850°C sempre sulla base del campo definito dalla reazione *bt+ab+als+qtz=grt+kfs+M*. La curva univariante btI+sill=sp+kfs+H2O permette di definire T>800°C per P=3-5kbar.

D_2

Per le stime di ***temperatura*** delle associazione mineralogica sin D_2 nelle metapeliti sono state usate le numerose calibrazioni disponibili per il termometro biotite-granato basato sullo scambio Fe^{2+}-Mg sulle coppie grt-btII (figura III-18a e 18b). Le stime ottenute sono abbastanza simili e definiscono un intervallo ampio, tra 550 e 720°C a pressioni tra 4 e 8kbar. Il termometro biotite-muscovite applicato alla btII che include wmI e che definisce la foliazione S2 indica valori di T=680±30°C. Con il termometro plagioclasio-muscovite si ottengono valori di T=680±50°C; mentre il termometro basato sulla associazione granato-muscovite-als-vapore fornisce un intervallo T=598±27°C. Ti vs. Al^{VI} nelle bt sin-cinematiche con S_2 negli gneiss definisce un'intervallo di T tra 650 e 750°C.

Le stime di ***pressione,*** calcolate per T= 650°C, per l'associazione sin-D_2 nelle metapeliti mostrano intervalli di pressione tra 5 e 6,5kbar per l'equilibrio granato-plagioclasio-biotite-muscovite-quarzo su pl-btII-wmI-q, mentre considerando separatamente grt-pl-btII-qtz e grt-pl-wmI-qtz si ottengono rispettivamente intervalli P=6,8±0,4kbar e P=6,0±0,3kbar. Il barometro granato-plagioclasio-als-quarzo (GASP), nelle sue numerose calibrazioni produce valori tra 4,7 e 6,5kbar; il barometro granato-muscovite-als-quarzo fornisce un intervallo tra 6,5-7,2kbar. L'equilibrio grt+ru=ilm+an+qtz permette di stimare P=6-8kbar per T=600-800°C.

Thermocalc permette di stimare T=540-750°C e P=4-6.5kbar come intervallo di stabilità dell'associazione mineralogica sincinematica con D_2; questi valori sono compatibili con la posizione dell'equilibrio univariante wmI+qtz =sill+kfs (figura III-18a e figura III-26), invocato per la destabilizzazione della wmI.

D_3

L'associazione mineralogica sin-D_3 (wmII+ky+cz/zo+grtII+ampTs), che marca il fabric planare S_3 negli gneiss permette di definire P≥10kbar per un intervallo di temperatura 500 - 650°C, marcato dagli equilibri univariante pg + cz/zo + q = an + ab + H2O e mu + grt + ts = phl + an + san + H2O (figura III-26). Il termometro granato-mica bianca sulle coppie grtII-wmII delle metapegmatiti (S_3) definisce un'intervallo T=576±62°C a P>9kbar, ottenute con il barometro basato sul contenuto in Si^{4+} nelle wmII, in associazione con kfsII, bt, grtII e qtz.

1.10 Granuliti

D_1

La composizione del sistema chimico particolarmente ricco in CaO e povero in MgO non permette di applicare le stime di temperatura utilizzando le calibrazioni disponobili sulle coppie cpxI-grtI. Dall'applicazione del termometro scapolite-plagioclasio sulle coppie sc (XCa 0.82-0.84) –plI (XCa = 0.82-0.96) in equilibrio tessiturale (figura III-19) si ottengono temperature di 879±44°C. Con il confronto grafico delle composizioni di plI e sc rispetto alla temperature (Goldsmith & Newton 1977) si ottengono temperature leggermente più elevate rispetto a quelle ottenute con la formulazione analitica del termometro; al contrario il campo di stabilità della sc, in associazione con pl e cpxI ricalcolato con Thermocalc 3.1, indica T più basse (>780°C) (figura III-27). L'equilibrio univariante cc + hed + me = grtI, ricalcolato con Thermocalc produce P minime >7kbar nell'intervallo di temperatura prima definito; le pressioni massime per questo stadio possono essere definite dalla reazione alm + q + zo = hed + an.

D_3

Gli aggregati di epidoto (zo) attorno ai granuli di grtI e plI permettono di limitare, anche se in modo ampio le condizioni di P e T; la destabilizzazione della molecola grossularica in zo+cc e anortite in ep+cc limita il campo PT a pressioni >8kbar e T<750°C. Le reazioni cz = zo e zo + q ± grt = grt + CO2 + H2O sono ottenute da (Klemd et al. 1994), mentre la relazione zo-cz da (Prunier & Hewitt 1985).

1.10.1 Micascisti a staurolite, cloritoide, granato e cianite

Pre-D_2

Il termometro grt-stI produce temperature di 648±20°C.

D_3

Il termometro granato-fengite, applicato alla coppia grtII-wmII, che marca la *foliazione alpina S_3* mostra T che variano da 461 a 587 °C; il termometro granato-cloritoide su grtII-ctdI da valori molto vicini (589±20°C). Con il barometro granato-mica bianca-cianite-quarzo si ottengono pressioni >4.5kbar. L'associazione a ctd+grt+ky è limitata dalle curve univariante *st=ctd+ky, bt+ky=grt+wm, bt+ctd=grt+wm e st+grt=ctd,* ricalcolate con Thermocalc e definisce P_{min}>9kbar (figura III-28).

D_4

L'associazione a chl, btII e wmIII permette di stimare le temperature applicando il termometro biotite-muscovite (T=457±30°C), mentre gli equilibri bt grt als = chl+wmIII+qtz e grt+chl+wmIII = st+bt permettono di limitare lo stadio D_4 a T<500°C e P<4kbar (figura III-28).

1.10.2 Anfiboliti a kfs

D_1

Il *termometro* calibrato sul contenuto di Ti nell'anfibolo può essere applicato in quanto il contenuto in Ti in amp è tamponato dalla ttn in queste anfiboliti a kfs. Le temperature ottenute sui nuclei ampI sono di 770±50°C, applicando la calibrazione di Otten (Otten 1984) per T<970°C. Il termometro basato sullo scambio Fe^{2+}-Mg tra clinopirosseno e granato è qui applicato sulle coppie cpxI-grtI; le calibrazioni di (Ellis & Green 1979, Powell 1985) e (Krogh 1988) forniscono rispettivamente valori di T=760±52°C e T=700±56°C calcolati a P≥6kbar, mentre con le calibrazioni (Ai 1994, Sengupta et al. 1989) si ottengono valori di T=650-690°C. Con le calibrazioni del termometro granato-anfibolo su grtI-ampI si ottengono due gruppi di valori: il primo a temperature più basse, T=700-745°C (Graham & Powell 1984, Perchuk 1991) e il secondo a T= 890-970°C (Perchuk 1991) calibrato tenendo conto dei contenuti di Ca in amp e grt e Ca, K e Altot in amp.

Il *barometro* calibrato sul contenuto di Altot. nell'anfibolo può essere applicato ai nuclei ampI (T>700°C). Le pressioni ottenute con le tre calibrazioni sui nuclei ampI definiscono P minime >6kbar; la curva di entrata del granato (grt-in) nelle rocce a composizione ol-tholeitica e q-tholeitica definiscono delle P maggiori di quelle stimate per le anfiboliti a kfs (Figura III-29).

D_2

Il *termometro* Ti in anfibolo calcolato sulle composizioni dei bordi di ampI e su ampII permette di stimare tra 660 e 720°C mentre il termometro granato-biotite sulle coppie grtI (nucleo-bordo)-btI, nelle diverse calibrazioni, produce valori che vanno da 630 a 700°C. Il termometro grt-cpx tra i bordi di grtI e cpxI danno ancora due intervalli a T=730±47°C e T=684±49°C a P≥4kbar. Ancora, grtIb-ampII produce due gruppi di valori: uno a T=570-600°C e il secondo a T=750-850°C. L'associazione hbl-pl-grt-qtz permette di definire un intervallo di temperatura tra 650 e 750°C a pressioni tra 4 e 6 kbar.

Le *pressioni* stimate con Altot. in ampIb e ampII, considerando T>700°C definiscono un'intervallo tra 5.5 e 7kbar. L'equilibrio univariante ampII+cpxIb+grt=pl+cpxIn+grtI+H2O, ricalcolato con Thermocalc, limita T<750°C a P>5.5kbar.

D_3

Il contenuto di Ti in ampIII definisce T=620±20°C. Le diverse calibrazioni di grt-amp mostrano ancora due gruppi distinti di temperature: 520±10°C e 780±5°C. L'associazione a ampIII, cpxII, grtII, wmI, kfsII e epI permette di definire un'intervallo di P>8kbar per T=520-680°C, definito dagli equilibri univariante pl = ab + zo + phn, ampTs pl = grt + zo + qtz, (Poli 1993, Vielzeuf & Schmidt 2001). L'assenza di omp permette di definire delle pressioni minime <15kbar (Poli 1993).

1.10.3 Anfiboliti a grt e cpx - Calcescisti

D_1

Le calibrazioni del termometro granato-clinopirosseno sulle coppie grtI-cpxI definiscono valori di T=740-800°C a P>6kbar, mentre granato-biotite su grtI-btI definisce un intervallo di T=600-750°C.

Le reazioni univariante me = an + cc e an + hed + parg = gr + alm + pl + di + H2O, permettono di restringere il campo P-T dell'associazione sin-D_1 a grtI-cpxI-sc-plI (figura III-30) in un inetrvallo P>6kbar e T>700°C. Il termometro plagioclasio-scapolite sulle coppie sc-plI da T=680-780°C.

D_2

Il contenuto di Ti in ampII permette di stimare *temperature* tra 650 e 750°C. Il termometro-barometro hbl-pl con la calibrazione di (Plyusnina 1982) permette di stimare T>650°C e P=3.5-4kbar, mentre la calibrazione di (Holland & Blundy 1994) per hbl-pl-qtz T>750°C a P>4kbar. Il termometro amp-grt sulle coppie grtI-ampII da valori di T=820±30°C. Le reazioni univariante an + hed + parg = gr + alm + ab + di + H2O e ampII + cpxIb+ grt = pl + cpxIn +grt +H2O permettono di

limitare il campo P-T dell'associazione cpxIb-ampII-grtIb-plI: T<750°C a P≤6kbar. GrtI-btI nelle porzioni a contatto tra i calcescisti e gli gneiss a biotite e sillimanite produce valori tra 600 e 750°C. I barometri basati sul contenuto di Al^{tot}. negli anfiboli, applicati su ampII, definiscono un intervallo P=5.3-7.1±1.0kbar

D_3 (C_3)

Il contenuto in Ti negli ampIII permette di stimare temperature 553±9°C, seppur al limite della validità del termometro. Con il termometro hbl-pl-qtz, applicato su ampIII-plII-qtz si ottengono T=550-650°C a P=6-12kbar. Gli equilibri univariante me=an+cc e me=zo possono essere utilizzati per definire le condizioni P-T di stabilità dell'associazione *ep+pl+cc*, che si sviluppa a corona della scapolite (Xme=0.70.8). Similmente a corona tra plI e sc si sviluppa una corona simplectitica (figura III-25b) costituita da ep+pl(ab)±cc. L'associazione a epI+plII+grt+q+rt (anfiboliti), che si sviluppa ai bordi di ampII-plI permette di tracciare la reazione univariante ampII+plI=grtI+zo+qtz (Vielzeuf & Schmidt 2001) e di definire delle pressioni minime P>7.5-8.2kbar a T=500-650°C

I clinopirosseni che si sviluppano tra cpxI e cc, in aggregati a cpxII+pl e cpxIII+qtz (figura III-25b), mostrano un aumento del contenuto in Na e Al^{VI}; questo incremento può essere interpretato come effetto dell'aumento di pressione sin-D_3. Alcuni pirosseni che crescono al bordo di cpxI, a contatto con la scapolite hanno una composizione da pirosseni calco-sodici (onfacite); applicando la calibrazione di Holland (Holland 1980) sul contenuto della molecola Jd dei cpxII-cpxIII si ottengono P>10kbar.

Conclusioni

L'evoluzione tettono-metamorfica dedotta dall'analisi meso e microstrutturale, dall'evoluzione minero-chimica delle fasi mineralogiche principali, dalla termobarometria e con l'applicazione dei dataset termodinamici, ha permesso di ricostruire un'evoluzione pressione-temperatura-tempo relativo della deformazione (P-T-t-d) per gli Scisti del Tonale, Scisti di Cima Rovaia (Serie del Tonale) e Scisti di Punta di Pietra Rossa (Falda Languard-Campo per Schmid et al. 1996). In tabella III-5 e in figura III-31, sono riportate in modo schematico le tappe dell'evoluzione tettono-metamorfica pre-alpina e alpina.

Lo stadio pre-D_1 non è associato a fabric planari ma è costituito da relitti di ky nella foliazione S_1 a bt+sill+grt. Successivamente, lo stadio **D_1** è caratterizzato da T=750-950°C e P=6.5-9kbar, condizioni caratteristiche della facies granulitica di pressione intermedia. Questo stadio è caratterizzato dalla foliazione S_1 marcata dall'associazioni a grtI, cpxI, pl, ±sc nelle granuliti, dall'associazione a cpxI+plI+grtI±ampI nei relitti delle anfiboliti e dall'associazione a scI+plI±grtI±cpxI nei calcescisti. D_1 mostra un rapporto P/T ≥ $6*10^{-3}$kbar°C^{-1}, che corrisponde ad un rapporto T/profondità elevato (26-45°Ckm^{-1}). Lo stadio **post-D_1** non è associato a nuovi fabric planari ma è caratterizzato dallo sviluppo di sp successivo a S_1 negli gneiss e micascisti a grt+sill+bt e permette di stimare condizioni di T>800°C e P<7kbar; questo intervallo P-T coincide con la formazione di un liquido pegmatitico a grt, prodotto dalla fusione degli gneiss a bt-grt-sill (Thöni & Miller 2000, Vielzeuf & Schmidt 2001). Le pegmatiti a grt così prodotte permettono di suggerire un'età a questo stadio, se si attribuisce a queste rocce, sulla base dell'affinità litologica, l'età di 314 Ma ottenuta da Thöni (Thöni 1981) sulle pegmatiti a grt del Passo Gavia. Lo stadio post-D_1 è caratterizzato da P/T=$4*10^{-3}$kbar°C-1 e T/profondità ≥ 41°Ckm^{-1}.Questi due stadi di evoluzione sono registrati solamente nelle rocce degli Scisti del Tonale.

Le paragenesi metamorfiche che marcano i fabric **pre-D_2** nei micascisti a st+grt+wm e nelle anfiboliti prive di cpx permettono di stimare T = 630 - 710°C e P ≥ 7kbar. Questo stadio è registrato dai litotipi appartenenti agli Scisti di Cima Rovaia ed è caratterizzato da un rapporto P/T=>$1.07*10^{-2}$kbar°C^{-1} e T/profondità<30°Ckm^{-1}.

Lo stadio **D_2** è comune sia ai litotipi degli Scisti del Tonale sia a quelli degli Scisti di Cima Rovaia. D_2 è caratterizzato da T=600-750°C a P=3-5kbar, condizioni al limite tra la facies anfibolitica e la facies granulitica di bassa pressione. L'associazione a cpxIb+plI+grtI+sc e amp±kfs è caratteristica di questo stadio nelle anfiboliti e nei calcescisti e definisce la foliazione S_2, mentre negli gneiss la foliazione S_2 è marcata da bt+sill+grt come nei micascisti a st+grt+wm dove la foliazione S_2 è marcata da bt. Il rapporto P/T per lo stadio D_2 è caratterizzato da valori>5.4*10-3kbar°C^{-1}, mentre il

rapporto T/profondità 30-60°Ckm^{-1}. Un' evoluzione metamorfica simile a quella degli Scisti di Cima Rovaia, caratterizzata da uno stadio pre-D2 a st+wm+grt seguito da una foliazione S2 marcata da bt e sill, è stata riportata da (Gosso et al. 2000) per gli Scisti di Punta di Pietra Rossa. La storia strutturale e metamorfica delle rocce appartenenti alla falda Languard Campo ed alla Serie del Tonale diventa quindi comune a partire da D2. L'intrusione delle dioriti e delle granodioriti, a cui viene attribuita un'età di 264-282Ma (Del Moro & Notarpietro 1987, Del Moro et al. 1981) è interpretata come contemporanea alla foliazione S_2 (Gazzola et al. 2000, Salvi 2000) (figura III-31). La stima della temperatura per la cristallizzazione degli anfiboli nelle dioriti (Gazzola et al. 2000) permette anche di definire un intervallo di temperatura tra la roccia incassante e le dioriti; questo indica valori di ΔT da 40 a 230°C.

Lo stadio $\mathbf{D_3}$ è definito da un intervallo T=500-600°C e P ≥ 8-13kbar; l'assenza di pirosseno giadeitico nei differenti chimismi impone un limite di 14-16kbar alle pressioni massime (Poli 1993), condizioni caratteristiche di facies anfibolitica a epidoto al limite con la facies eclogitica (figura III-31). Le paragenesi associate a D_3 sono caratterizzate da zo/cz, ab, grt, ampTs e ru nelle anfiboliti, zo/cz, ab, grt e ampTs nei calcescisti, mentre i fabric sin-D_3 degli gneiss e delle metapegmatiti sono marcati da wm, kfs, grt, ampTs, ky, zo/cz e pl. Nei micascisti la foliazione S_3 è marcata da ctd, ky, wm, pl e grt. Per D_3 viene stimata un'età >78Ma basandosi sulle età prodotte sulle bt alpine (sin-D_4) delle metadioriti e metagranodioriti (Del Moro & Notarpietro 1987). Lo stadio $\mathbf{D_4}$, in condizioni di facies scisti verdi-facies anfibolitica di bassa pressione (P<4kbar e T<500°C) è caratterizzato da chl, wm ±bt, ben sviluppato principalmente nelle metapeliti ed associato spesso alla foliazione milonitica S_4. Durante D_3 il rapporto P/T≥1.3*10^{-2}kbar°C^{-1} e T/profondità<25°Ckm^{-1} mentre durante la successiva riequilibrazione in condizioni di facies degli scisti verdi (D_4) è P/T=5*10-3kbar°C^{-1} e T/profondità <50°Ckm^{-1}. A questo stadio è attribuita un'eta tra 78 e 55 Ma basandosi sulle età ottenute su bt da Del Moro et al (Del Moro & Notarpietro 1987) e su quelle, più recenti, ottenute sulle wm, della foliazione milonitica S_4, presso il Passo del Mortirolo (Mancktelow et al. 1999).

In figura III-32 sono rappresentati in modo qualitativo i volumi raggruppati secondo il fabric dominante e le corrispondenti percentuali qualitative di trasformazione strutturale e mineralogica durante ognuna delle fasi dell'evoluzione tettono-metamorfica. Il confronto con la distribuzione volumetrica di ogni litotipo può essere fatto sovrapponendo la carta geologico-strutturale di figura III-3 alla figura III-32. La registrazione degli stadi di riequilibrazione meccanica e mineralogica durante il ciclo pre- alpino (D_1, pre-D_2 e D_2) e il ciclo alpino (D_3 e D_4) è profondamente disomogenea tra i differenti sistemi chimici, come anche all'interno di questi. La figura III-32

mostra che i fabric volumetricamente più diffusi e meglio preservati corrispondono a quelli sviluppati durante D_2. I volumi sin-D_2 sono caratterizzati da un fabric ben sviluppato (foliazione S_2), in cui le trasformazioni mineralogiche successive sono poco sviluppate (<15% in volume) e al contrario preservano più dell'80% dell'associazione mineralogica sin-D_2. I volumi D_1 sono preservati solamente nella porzione meridionale della carta; questi costituiscono una fascia disposta est-ovest, che occupa circa il 10% del volume totale. I volumi che preservano in modo diffuso le associazioni e i fabric pre-D_2 sono preservati lungo una fascia che va dal Corno Tremoncelli al Monte Varadega e a cavallo tra il Motto della Scala e la Cima Cadì. Questi costituiscono fino al 5% del volume totale e difficilmente i relitti strutturali corrispondono a relitti mineralogici (<80%).

I volumi in cui le trasformazioni alpine sin-D_3 si sviluppano sono disposti est-ovest e sono distinti in due gruppi: LD3, caratterizzati da pieghe da metriche a decametriche associate a locali foliazioni di piano assiale S_3 e HD3, caratterizzati da un nuovo fabric sin-D_3 (S_3) molto pervasivo che cancella quasi completamente le precedenti strutture e associazioni mineralogiche. I fabric sin-D_3 occupano circa il 30% del volume totale dove i volumi HD3 sono <10% del volume totale e i volumi LD3 circa il 20%. I volumi sin-D_4 sono stati anch'essi suddivisi in LD4 e HD4. Il gruppo LD4 corrisponde a volumi in cui si sviluppano pieghe a scala metrica e decametrica solo localmente associate ad una foliazione di piano assiale, dove però le trasformazioni mineralogiche sono ben sviluppate; nei volumi HD4 anche i nuovi fabric S_4 sono dominanti ed elidono quasi completamente le vecchie strutture. I volumi HD4 sono ben sviluppati nella porzione più meridionale, in corrispondenza della Linea Insubrica, dove definiscono una fascia di spessore costante (≈1km); nella porzione intermedia, in corrispondenza del Passo del Mortirolo, lo spessore è maggiore e sono più preservati i volumi in cui le strutture sin-D_4 si sovrappongono alle strutture sin-D_3, sviluppando un sistema di pieghe ripiegate a scala chilometrica.

In conclusione, la sovrapposizione delle strutture e delle trasformazioni metamorfiche in questa porzione di crosta continentale di circa 50km^3 mostra che i volumi dove le trasformazioni metamorfiche sono più sviluppate coincidono con i volumi dove anche i fabric sincinematici sono più pervasivi (es. HD3 e HD4). Durante il ciclo pre-alpino la foliazione S_2 è la struttura volumetricamente più pervasiva (≈40%) in tutti i litotipi. S_2 si sviluppa durante la giustapposizione tettonica della porzione attualmente settentrionale (Scisti di Cima Rovaia e Scisti di Pietra Rossa) e quella meridionale (Scisti del Tonale), caratterizzati da evoluzioni tettono-metamorfiche pre-D2 differenti. La diffusione delle trasformazioni metamorfiche associate all'evoluzione alpina mostra una relazione ancora più pronunciata con il grado di evoluzione delle strutture: le trasformazioni sin-D_3 occupano più dell'80% in volume solo quando la foliazione S_3 è molto pervasiva (>70%) mentre nei volumi dove D_3 è rappresentata solamente da pieghe le associazioni mineralogiche sin-

D_3 sono limitate a <20% in volume. Similmente le trasformazioni sin-D_4 occupano fino al 100% del volume dove la foliazione S_4 è ben sviluppata (Lago del Mortirolo e Guspessa), e sono limitate a <20% quando D_4 è definita da pieghe metriche o decametriche (Cima Verda e Pian di Locher). Anche l'analisi quantitativa delle tessiture degli anfiboli nelle metadioriti deformate durante D_3 conferma questa stima: le trasformazioni mineralogiche e l'intensità delle tessiture mostrano, infatti, una correlazione diretta, segnata da un sensibile incremento del termine F^2 nei fabric milonitici in cui la trasformazione mineralogica è completa. Le composizioni mineralogiche degli ampII delle metadioriti milonitiche sono infatti i termini maggiormente riequilibrati nelle condizioni di stabilità della fase deformativa D_3, rispetto agli anfiboli delle metadioriti tettonitiche.

In ultimo, la ricostruzione dettagliata dell'evoluzione tettono-metamorfica per gli Scisti del Tonale e gli Scisti di Cima Rovaia-Punta di Pietra Rossa mostra come le differenti storie P-T impongano di considerare gli Scisti del Tonale come un'unità tettono-metamorfica (Spalla & Gosso 1999, Spalla et al. 2000) differente rispetto agli Scisti di Cima Rovaia-Punta di Pietra Rossa, per quanto riguarda la storia pre-alpina pre-D_2. Al contrario l'evoluzione pre-alpina da 280Ma circa e tutta la storia alpina sono comuni.

Conclusioni

Considerazioni sul metodo applicato

Il metodo di correlazione basato sulla ricostruzione dei campi sovrapposti di deformazione finita (fabric coronitici-tettonitici e milonitici) sviluppati in ogni fase deformativa e la compatibilità del loro supporto mineralogico durante il percorso crostale di una porzione di basamento polideformato e polimetamorfico è stato applicato su due tipi di terreni:

- Complesso dei Micascisti Eclogitici della Zona Sesia-Lanzo: terreno con impronta metamorfica dominante caratterizzata da elevatissimo P/T ($2.5*10^{-2}$kbar°C^{-1}), coincidente con $T_{max}P_{Tmax}$ dell'evoluzione metamorfica alpina, che preserva in piccoli volumi relitti strutturali e metamorfici pre-alpini e dove la riequilibrazione metamorfica retrograda è scarsamente pervasiva
- Serie del Tonale/Falda Languard – Campo: terreno con giustapposizione di volumi a impronta metamorfica dominante diacrona e caratterizzata da P/T estremamente contrastati (da1.3 a $0.4*10^{-2}$kbar°C^{-1}).

Il confronto tra i risulati (figura I-1) ottenuti, mette in evidenza come, in entrambi i casi, ai fini della correlazione sia importante considerare che la memorizzazione eterogena delle riequilibrazioni metamorfiche e strutturali può generare volumi adiacenti caratterizzati da relazioni cronologiche differenti tra deformazione e metamorfismo. Inoltre, per una ricostruzione esaustiva delle relazioni tra deformazione e metamorfismo è necessario identificare il volume critico all'interno del quale l'evoluzione tettono-metamorfica è comune (es. Scisti del Tonale – Scisti di Cima Rovaia). Infatti la sola correlazione geometrico-strutturale non garantisce sempre di ottenere una correlazione coerente: l'esempio più significativo è quello delle strutture pre-D_2 negli Scisti del Tonale e negli Scisti di Cima Rovaia, dove la sola correlazione strutturale avrebbe portato a unire strutture (S_{pre2} con S_1) sviluppatesi in ambienti crostali caratterizzati da regimi termici estremamente differenti e quindi contemporaneamente incompatibili nella loro collocazione attuale.

Il confronto tra il grado di evoluzione del fabric (coronite --> milonite) e il gradiente di variazione composizionale dei minerali o di trasformazione metamorfica mette in evidenza che l'impronta metamorfica dominante più spesso coincide con le condizioni P-T in cui si sono sviluppati i fabric dominanti (Spalla et al. 2000). L'analisi quantitativa delle tessiture condotta sulle rocce ad anfibolo (glaucofaniti della Zona Sesia Lanzo e metadioriti della Falda Languard-Campo) ha permesso di verificare quantitativamente questa relazione sino ad ora dedotta qualitativamente, e verificata per tutti i chimismi incontrati in questo lavoro di tesi, con l'analisi meso e

microstrutturale classica. Infatti nella Serie del Tonale/Falda Languard-Campo i volumi, di dimensioni superiori al chilometro, che preservano relitti strutturali preservano anche in modo esteso i relitti mineralogici; al contrario nei Micascisti Eclogitici dove i volumi caratterizzati da grande percentuale di relitti strutturali hanno dimensioni ridotte (inferiori al chilometro) questi contengono una bassa percentuale di relitti mineralogici. Questo suggerisce che la memoria mineralogica potrebbe essere influenzata dalle dimensioni dei domini strutturali relitti.

Questa concomitanza di risultati mostra che la correlazione basata sulla compatibilità cinematica e metamorfica è un metodo efficace indipendentemente dal regime termico in cui le rocce si deformano e si trasformano, ma soprattutto che la deformazione è il principale catalizzatore della cinetica di reazione non solo in ambienti termicamente depressi ma anche in contesti caratterizzati da rapporti P/T estremamente bassi.

Interpretazione della storia strutturale e metamorfica: lo scenario geodinamico possibile

Le condizioni P-T raggiunte durante la subduzione alpina non sono le stesse nelle due porzioni di Austroalpino; infatti, per la Serie del Tonale-Languard Campo sono stimate P=8-13kbar e T=550-600°C, mentre per la Zona Sesia-Lanzo P=15-22kbar e T=550-600°C (figura I-2). Inoltre la riequilibrazione in condizioni di $T_{max}P_{Tmax}$ dell'evoluzione alpina, nella Serie del Tonale-Languard Campo si sviluppa durante una singola fase deformativa (D_3), mentre nella Zona Sesia-Lanzo durante la riequilibrazione in facies eclogitica si sviluppano tre gruppi di geometrie sovrapposte (D_1, D_2, D_3).

Per quanto riguarda l'evoluzione alpina un'altra differenza importante tra la Zona Sesia-Lanzo e la Serie del Tonale-Languard Campo è l'età stimata per il metamorfismo di alta pressione. Nella Zona Sesia-Lanzo le datazioni più recenti attribuiscono un'età di circa 60Ma (Bussy et al. 1998, Rubatto et al. 1999) alle condizioni in facies eclogitica, mentre per la Serie del Tonale-Languard Campo è possibile attribuire un'età minima >78 Ma sulla base delle età ottenute sulle biotiti (Del Moro & Notarpietro 1987), qui interpretate come tardo-alpine (retrocessione in facies scisti verdi sin-D4). Inoltre le $T_{max}P_{Tmax}$ delle due unità sono caratterizzate da rapporti P/T diffenti, dove il più elevato è caratteristico della riequilibrazione più recente (figura I-2). Queste differenze possono essere interpretate sia come l'effetto dell'evoluzione termica della zona di subduzione alpina dallo stadio iniziale (formazione di HT eclogiti) ad uno stadio più maturo (formazione di LT eclogiti) (Gazzola et al. 2000) o come la conseguenza della collisione continentale alla fine della subduzione dell'oceano Meliata precedente alla subduzione dell'oceano Ligure-Piemontese (Neubauer et al. 1995).

Sottraendo la storia alpina, in entrambe le porzioni di Austroalpino si ritrovano alcuni elementi comuni. Le rocce intrusive Permiane mostrano età radiometriche simili (293Ma per le quarzodioriti del Mucrone e 280 Ma per le granodioriti sin-D2 del Mortirolo Bussy et al. 1998, Del Moro et al. 1981); essi hanno come incassante una crosta continentale in cui le associazioni metamorfiche e i fabric dominanti si sono sviluppati in condizioni di facies anfibolitica, al limite con la facies granulitica, e in particolare da gneiss a biotite, granato, sillimanite, feldspati e ilmenite (es. Compagnoni 1977, Compagnoni et al. 1977, Gardien et al. 1994, Hy 1984, Lardeaux & Spalla 1991, Rebay & Spalla 2001). Questo stadio di riequilibrazione termica, sincrono con D_2 nelle unità dell'Austroalpino centrale (circa 280 Ma), e associato alla messa in posto delle intrusioni Permiane, può essere interpretato come la conseguenza di uno stato termico anomalmente elevato compatibile ad esempio con un rifting continentale. Come suggerito per la Zona Dervio-Olgiasca (Spalla et al. 2000), nel basamento Sudalpino, che mostra un'evoluzione metamorfica estremamente simile a quella degli Scisti del Tonale - Scisti di Cima Rovaia e per la Zona Sesia Lanzo (Lardeaux & Spalla 1991) questo stadio può essere attribuito ad un assottigliamento crostale Permiano precursore del rifting che porterà successivamente all'apertura dell'oceano Ligure-Piemontese.

Precedentemente alla messa in posto delle rocce intrusive Permiane (sin-D_2) l'evoluzione degli Scisti del Tonale è caratterizzata dallo stadio post-D_1, sincorono anche all'intrusione delle pegmatiti a granato e tormalina (314± Ma Thöni 1981), preceduto da D_1 in condizioni di facies granulitica di pressioni intermedie. D1 non rappresenta molto probabilmente le condizioni di picco barico poichè i relitti di cianite nella foliazione S_1 (Scisti del Tonale) possono essere interpretati come i relitti di uno stadio a pressioni più elevate.

L'associazione a granato, staurolite e mica bianca, descritta anche lungo la continuazione verso est (Scheuvens et al. 2001) e precedente allo stadio di alta temperatura D_2 è caratteristica dei soli Scisti di Cima Rovaia e Scisti di Punta di Pietra Rossa.

L'evoluzione pre-D_2 degli Scisti del Tonale può riflettere l'esumazione di una porzione di crosta profonda, caratterizzata da un regime termico molto elevato indotto dall'ispessimento crostale conseguente alla collisione Varisica (es. Lardeaux et al. 2001, Ledru et al. 1994) come suggeriscono le età di 314 Ma ottenute da pegmatiti a granato simili a quelle che si mettono in posto durante lo stadio postD1. Questo quadro è compatibile con l'interpretazione proposta per le paragenesi a dumortierite+quarzo descritte da Gosso et al. (Gosso et al. 1995), poco più a nord, nelle rocce incassanti del gabbro di Sondalo, per cui sono stimate P=20kbar e T=800°C caratteristiche della facies eclogitica, precedenti allo stadio di riequillibrazione a P=7-10kbar e T=800°C e a quello a

P=4-6kbar e T=850-950°C. Anche le condizioni PT dello stadio pre-D_2 degli Scisti di Cima Rovaia/Falda Languard Campo sono compatibili con lo stato termico di una collisione continentale ma per un'unità caratterizzata da condizioni $T_{max}P_{Tmax}$ minori rispetto alla precedente e quindi non necessariamente contemporanee.

Ai, Y. 1994. A revision of the garnet-clinopyroxene Fe2+-Mg exchange geothermometer. *Contribution to Mineralogy and Petrology* **115**, 467-473.

Allemand, P. & Lardeaux, J. M. 1997. Strain partitioning and metamorphism in a deformable orogenic wedge: Application to the Alpine belt. *Tectonophysics* **280**, 157-169.

Appel, P. 1996-97. Thermo-Baro.

Austrheim, H. 1987. Eclogitization of lower crustal granulites by fluid migration through shear zones. *Earth and Planetary Science Letters* **81**(2-3), 221-232.

Austrheim, H. 1990. The granulite-eclogite transition: a comparison of experimental work and a natural occurence in the Bergen Arcs, western Norway. *Lithos* **25**, 163-169.

Austrheim, H. & Griffin, W. L. 1985. Shear deformation and eclogite formation within granulite-facies anorthosites of the Bergen Arcs, western Norway. In: *Chemistry and petrology of eclogites*. (edited by Smith, D. C., Franz, G. & Gebauer, D.). *Chemical Geology* **50**. Elsevier, Amsterdam, Netherlands, 267-281.

Avigad, D., Chopin, C., Goffé, B. & Michard, A. 1993. Tectonic model for the evolution of the western Alps. *Geology* **21**, 659-662.

Baker, D. W. & Wenk, H. R. 1972. Preferred orientation in a low-symmetry quartz mylonite. *Journal of Geology* **80**(1), 81-105.

Baker, D. W., Wenk, H. R. & Christie, J. M. 1969. X-ray analysis of preferred orientation in fine-grained quartz aggregates. *Journal of Geology* **77**(2), 144-172.

Beccaluva, L., Bigioggero, B., Chiesa, S., Colombo, A., Fanti, G., Gatto, G. O., Gregnanin, A., Montrasio, A. & Tunesi, A. 1983. Post-collisional orogenic dyke magmatism in the Alps. *Memorie della Società Geoligica Italiana* **26**, 341-359.

Bell, T. H. 1981. Foliation development: the contribution, geometry and significance of progressive bulk inhomogeneous shortening. *Tectonophysics* **75**, 273-296.

Bell, T. H. & Rubenach, M. J. 1983. Sequential porphyroblast growth and crenulation cleavage development during progressive deformation. *Tectonophysics* **92**, 171-194.

Beltrami, G., Bianchi, A., Bonsignore, G., Callegari, E., Casati, P., Crespi, R., Dieni, I., Gnaccolini, M., Liborio, G., Montrasio, A., Mottana, A., Ragni, U., Schiavinato, G. & Zanettin, B. 1971. Note illustrative alla Carta Geologica d'Italia alla scala 1:100000, Foglio 19: Tirano. *Servizio Geologico Italiano*.

Benciolini, N. 1994. Anatexis and metamorphism in the lower continental crust of the Ultental regin (Tonale nappe, Eastern Alps). *Quaderni di Geodinamica Alpina e Quaternaria* **2**, 232-233.

Benciolini, N. & Poli, S. 1993. The lower continental crust in the Tonale nappe (Upper Austroalpine, Ultental): new petrological constraints. *Terra Nova* **5**, 398-399.

Bennet, K., Wenk, H.-R., Durham, W. B., Stern, L. A. & Kirby, S. H. 1997. Preferred crystallographic orientation in the ice I > II transformation and the flow of ice II. *Philosophical Magazine* **A76**, 413-435.

Berger, A. & Stunitz, H. 1996. Deformation mechanism and reaction of hornblende: examples from the Bergell tonalite (Central Alps). *Tectonophysics* **257**, 149-174.

Berman, R. G. 1988. Internally-consistent thermodynamic data for stoichiometric minerals in the system Na2O-K2O-CaO-MgO-FeO-Fe2O3-Al2O3-SiO2-TiO2-H2O-CO2. *Journal of Petrology* **29**, 445-522.

Bhattacharaya, A., Mohanty, L., Maji, A., Sen, S. K. & Raith, M. 1992. Non-ideal mixing in the phlogopite-annite-binary:constraints from experimental data on Mg-Fe partitioning and a formulation of the biotite-garnet geothermometer. *Contributions to Mineralogy and Petrology* **11**(1), 87-93.

Biermann, C. 1977. The formation of sheaf-like aggregates of hornblende in Garbenschiefer from the central Scandinavian Caledonides. *Tectonophysics* **39**(1-3), 487-499.

Bockemühl, v. C. & Pfister, H. 1985. Geologie der Serottini-Intrusion. *Schweizerische Mineralogische und Petrographische Mitteilungen* **65**, 79-94.

Bohlen, S. R. & Boettcher, A. L. 1982. The quartz-coesite transformation: a pressure determination and the effects of other components. *Jour. Geophys. Res.* **87**, 7073-7078.

Bohlen, S. R. & Liotta, J. J. 1986. A barometer for garnet amphibolites and garnet granulites. *Journal of Petrology* **27**(5), 1025-1034.

Bonsignore, G. & Ragni, U. 1966. Carta geologica dell'alta Valtellina e dell'alta Valcamonica. Ist.Min.Petr. Univ. Milano.

Bonsignore, G. & Ragni, U. 1968. Contributo alla conoscenza del cristallino dell'alta Valtellina e dell'alta Val Camonica (Alpi Retiche) - Nota Prima: la formazione della P.ta di Pietra Rossa. *Fond. Probl. Mont. Ar. Alp., CNR* **73**, 1-39.

Boriani, A., Colombo, A. & Macera, P. 1985. Radiometric geoghronology of Central Alps. *Rend. Soc. It. Mineral. Petrol.* **40**, 139-186.

Bunge, H. J. 1982. *Texture analysis in Material Science - Mathematical methods*. Butterworths, London.

Bunge, H. J., Siegesmund, S. & Weber, K. 1994. *Textures of geological materials*. Oberusel.

Bussy, F., Venturini, G., Hunziker, J. & Martinotti, G. 1998. U-Pb ages of magmatic rocks of the western Austroalpine Dent-Blanche-Sesia Unit. *Schweizerische Mineralogische und Petrographische Mitteilungen* **78**, 163-168.

Carroll, G. 1990. MinTab.

Chateigner, D., Hedegaard, C. & Wenk, H. R. 2000. Mollusc shell microstructures and crystallographic textures. In: *Journal of Structural Geology. Special Issue: Textures and physical properties of rocks.* (edited by Leiss, B., Ullemeyer, K. & Weber, K.) **22**. Pergamon. Oxford, International, 1723-1735.

Cheney, J. T. & Guidotti, C. V. 1979. Muscovite-plagioclasio equilibria in sillimanite+quartz bearing metapelites. Puzzle Mountain Area. Northwest Maine. *American Journal of Science* **279**(4), 411-434.

CNR. 1990. Structural Model of Italy at 1:500.000, sheets 1 and 2. S.E.L.C.A., Florence.

Coleman, R. G., Beatty, L. B. & Brannock, W. W. 1965. Eclogites and eclogites: their differences and similarities. *Bull. Geol. Soc. Amer.* **76**, 485-508.

Compagnoni, R. 1977. The Sesia-Lanzo zone: high-pressure low-temperature metamorphism in the Austroalpine continental margin. *Rendiconti della Società Italiana di Mineralogia e Petrologia* **33**, 335-374.

Compagnoni, R., Dal Piaz, G. V., Hunziker, J. C., Gosso, G., Lombardo, B. & Wiliams, P. F. 1977. The Sesia-Lanzo Zone: a slice of continental crust, with alpine HP-LT assemblages in the Western Italian Alps. *Rend. Soc. Ital. Mineral. Petrol.* **33**, 281-334.

Compagnoni, R. & Fiora, L. 1977. Hornblende-bearing metagabbros of Cima della Bossola (lower Val Chiusella, Sesia-Lanzo Zone). *Rend. Soc. It. Miner. Petrol.* **33**, 439.

Compagnoni, R. & Maffeo, B. 1973. Jadeite bearing metagranites l.s. and related rocks in the Mount Mucrone Area (Sesia-Lanzo zone, Western Italian Alps). *Schweiz. mineral. petrogr. Mitt.* **53**, 355-378.

Connolly, J. A. D. 1990. Multivariable phase diagrams; an algorithm based on generalized thermodynamics. *American Journal of Science* **290**(6), 666-718.

Connolly, J. A. D. 1994. Computer programs for the calculation of petrologic phase equilibria. In: *International Mineralogical Association, 16th general meeting; abstracts.* (edited by Anonymous). *Abstracts of the ... General Meeting of the International Mineralogical Association* **16**. International Mineralogical Association, [location varies], International, 81-82.

Conte, R., Ortu, G., Tosono, D., Rolfo, F. & Compagnoni, R. 1997. The Austroalpine tectonic slivers of Chatillon, Grun and Perrière exposed within Piemonte Zone between Monte

Zerbion and Dora Riparia, Middle Val d'Aosta. *3rd Workshop on Alpine Geological Studies, Oropa-Biella, Quaderni di Geodinamica alpina e Quaternaria* **4**, 170-171.

Cortiana, G., Dal Piaz, G. V., Del Moro, A., Hunziker, J. C. & Martin, S. 1998. ^{40}Ar-^{39}Ar and Rb-Sr dating of the Pillonet klippe and Sesia-Lanzo basal slice in the Ayas valley and evolution of the Austroalpine-Piedmont nappe stack. *Memorie di Scienze Geologiche* **50**, 177-194.

Cumbest, R. J., Drury, M. R., Van Roermund, H. L. M. & Simpson, C. 1989. Dynamic recrystallization and chemical evolution of clinoamphibole from Senja Norway. *Contrib. Mineral. Petrol.* **101**, 339-349.

Dal Piaz, G. V. 1974. Le métamorphisme de haute pression et basse température dans l'évolution structurale du bassin ophiolitique alpino-apenninique. *Schweiz. Mineral.Petrogr.Mitt.* **54**, 399-424.

Dal Piaz, G. V. 1999. The Austroalpine-Piedmont nappe stack and the puzzle of Alpine Tethys. In: *3rd workshop on Alpine geological studies*. (edited by Gosso, G., Jadoul, F., Sella, M. & Spalla Maria, I.). *Memorie di Scienze Geologiche* **51; 1**. Societa Cooperativa Tipografica, Padua, Italy, 155-176.

Dal Piaz, G. V., Cortina, G., Del Moro, A., Martin, S., Pennacchioni, G. & Tartarotti, P. 2001. Tertiary age and paleostructural inferences of the eclogitic imprint in the Austroalpine outliers and Zermatt-Saas ophiolite, western Alps. *International Journal of Earth Sciences* **90**, 66-684.

Dal Piaz, G. V., Hunziker, J. C. & Martinotti, G. 1972. La Zona Sesia - Lanzo e l'evoluzione tettonico-metamorfica delle Alpi Nordoccidentali interne. *Memorie della Società Geoligica Italiana* **11**, 433-460.

Dal Piaz, G. V., Venturelli, G. & Scolari, A. 1979. Calc-alkaline to ultrapotassic post-collisional volcanic activity in the internal northwestern Alps. *Mem.Sci.Geol.Padova* **32**, 4-15.

Dasgupta, S., Sengupta, P., Guha, D. & Fukuoka, M. 1991. A refined garnet-biotite Fe-Mg exchange geothermometer and its application in amphibolites and granulites. *Contributions to Mineralogy and Petrology* **109**(1), 130-137.

De Capitani, L., Potenza Fiorentini, M., Marchi, A. & Sella, M. 1979. Chemical and Tectonic contributions to the age and petrology of the Canavese and Sesia-Lanzo «porphyrites». *Atti Società Italiana di Scienze Naturali* **120**(1-2), 151-179.

Del Moro, A. & Notarpietro, A. 1987. Rb-Sr geochemistry of some Hercynian granitoids overprinted by eo-Alpine metamorphism in the Upper Valtellina, Central Alps. *Schweizerische Mineralogische und Petrographische Mitteilungen = Bulletin Suisse de Mineralogie et Petrographie* **67**(3), 295-306.

Del Moro, A., Notarpietro, A. & Potenza, R. 1981. Revisione del significato strutturale delle masse intrusive minori dell'Alta Valtellina: risultati preliminari. *Rend. Soc. It. Miner. Petr.* **38**(1), 89-96.

Desmons, J., Compagnoni, R., Frey, M. & Gaggero, L. 1999. Pre-Alpine metamorphism in the Internal zones of the Western Alps. *Schweizerische Mineralogische und Petrographische Mitteilungen* **79**(1), 23-40.

Duchene, S., Blichert, T. J., Luais, B., Telouk, P., Lardeaux, J. M. & Albarede, F. 1997. The Lu-Hf dating of garnets and the ages of the Alpine high-pressure metamorphism. *Nature (London)* **387**(6633), 586-589.

Ellis, D. J. & Green, D. H. 1979. An experimental study on the effect of Ca upon garnet-clinopyroxene Fe-Mg exchange equilibria. *Contrib. Miner. Petrol.* **71**, 13-22.

England, P. C. & Richardson, S. W. 1977. The influence of erosion upon the mineral facies of rocks from different metamorphic environments. *Journal of the Geological Society* **134**, 201-213.

England, P. C. & Thompson, A. B. 1984. Pressure-Temperature-Time paths of regional metamorphism I. Heat transfer during the evolution of regions of thickened continental crust. *Journ. Petrol.* **25**(4), 894-928.

Ferry, J. M. & Spear, F. S. 1978. Experimental calibration of the partitioning of Fe and Mg between biotite and garnet. *Contrib. Mineral. Petrol.* **66**, 113-117.

Froitzheim, N., Schmid, S. M. & Conti, P. 1994. Repeated change from crustal shortening to orogen-parallel extension in the Australpine units of Graubunden. *Eclogae geol. Helv.* **87/2**, 559-612.

Froitzheim, N., Schmid, S. M. & Frey, M. 1996. Mesozoic paleogeography and the timing of eclogite-facies metamorphism in the Alps: A working hypotesis. *Eclogae Geologicae Helveticae* **89**(1), 81-110.

Ganguly, J. & Saxena, S. K. 1984. Mixing properties of aluminosilicate garnets: constraints from natural and experimental data, and applications to geothermo-barometry. *Amer. Miner.* **69**, 88-97.

Gapais, D., Bale, P., Choukroune, P., Cobbold, P. R., Mahjoub, Y. & Marquer, D. 1987. Bulk kinematics from shear zone patterns: some field examples. *Journal of Structural Geology* **9**(5/6), 635-646.

Gapais, D. & Brun, J. P. 1981. A comparison of mineral grain fabrics and finite strain in amphibolites from eastern Finland. *Canadian Journal of Earth Sciences* **18**, 995-1003.

Gapais, D. & Cobbold, P. R. 1987. Slip system domains; 2, Kinematic aspects of fabric development in polycrystalline aggregates. *Tectonophysics* **138**(2-4), 289-309.

Gardien, V., Lardeaux, J. M., Ledru, P., Allemand, P. & Guillot, S. 1997. Metamorphism during late orogenic extension: insights from the French Varisican belt. *Bull. Soc. géol. France* **168**(3), 271-286.

Gardien, V., Reusser, E. & Marquer, D. 1994. Pre-Alpine metamorphic evolution of the gneisses from the Valpelline series (Western Alps, Italy). *Schweizerische Mineralogische und Petrographische Mitteilungen* **74**, 489-502.

Gazzola, D., Gosso, G., Pulcrano, E. & Spalla, M. I. 1997. Alpine deformation patterns and related mineral assemblages in the Languard -Campo root zone of Upper Valtellina. *Quad. Geod. Alp. Quat.* **4**, 185-186.

Gazzola, D., Gosso, G., Pulcrano, E. & Spalla, M. I. 2000. Eo-Alpine HP metamorphism in the Permian intrusives from the steep belt of the Central Alps (Languard-Campo nappe and Tonale Series). *Geodinamica Acta* **13**, 149-167.

Ghent, E. D. & Stout, M. Z. 1981. Geobarometry and geothermometry of plagioclase-biotite-garnet-muscovite assemblages. *Contribution to Mineralogy and Petrology* **76**(1), 92-97.

Godard, G., Martin, S., Prosser, G., Kienast, J. R. & Morten, L. 1996. Varisican migmatites, eclogites and garnet-peridotites of the Ulten Zone, Eastern Austroalpine system. *Tectonophysics* **259**, 313-341.

Goldman, D. S. & Albee, A. L. 1977. Correlation of Mg/Fe partitioning between garnet and biotite with O^{18}/O^{16} partitioning between quartz and magnetite. *Am. J. Sci.* **277**, 750-761.

Goldsmith, J. R. & Newton, R. C. 1977. Scapolite-plagioclase stability relations at high pressures and temperatures in the system NaAlSi3O8-CaAl2Si2O8-CaCO3-CaSO4. *American Mineralogist* **62**, 1063-1081.

Gosso, G. 1977. Metamorphic evolution and fold history in the eclogite micaschists of the upper Gressoney valley (Sesia-Lanzo zone, Western Alps). *Rendiconti della Società Italiana di Mineralogia e Petrologia* **33**, 389-407.

Gosso, G., Dal Piaz, G. V., Piovano, V. & Polino, R. 1979. High pressure emplacement of early-alpine nappes, post-nappe deformations and structural levels (Internal Northwestern Alps). *Mem. Ist. Min. Geol. Padova* **32**, 5-15.

Gosso, G., Messiga, B. & Spalla, M. I. 1995. Dumortierite-kyanite relics within the HT-LP country rocks of the Sondalo Gabbro: a record of the extension related uplift of HP-rocks. In: *Volume Abstract of the International Ohiolite Symposum*, Pavia, 55.

Gosso, G., Spalla, M. I., Gazzola, D., Salvi, F. & Zucali, M. 2000. Carta geologico strutturale dello steep belt della Falda Languard-Campo. In: *Accordo di Programma CNR-DSTN-SGN Carte Prototipali*. Accordo di Programma CNR-DSTN-SGN Carte Prototipali.

Graham, C. M. & Powell, R. 1984. A garnet-hornblende geothermometer; calibration, testing, and application to the Pelona Schist, Southern California. *Journal of Metamorphic Geology* **2**(1), 13-31.

Green, N. L. & Usdansky, S. I. 1986a. Ternary-feldspar mixing relations and thermobarometry. *American Mineralogist* **71**(9-10), 1100-1108.

Green, N. L. & Usdansky, S. I. 1986b. Toward a practical plagioclase-muscovite thermometer. *American Mineralogist* **71**(9-10), 1109-1117.

Hammarstrom, J. & Zen, E.-a. 1986. Aluminum in hornblende; an empirical geobarometer. *American Mineralogist* **71**(11-12), 1297-1313.

Hanson, G. N., El Tahlawi, M. R. & Weber, W. 1966. K-Ar and Rb-Sr ages of pegmatites in the South Central Alps. *Earth Plan. Sci. Lett.* **1**, 407-413.

Hauzenberger, C. A., Höller, W. & Hoinkes, G. 1996. Transition from eclogite to amphibolite-facies metamorphism in the Austroalpine Ulten zone. *Mineralogy and Petrology* **58**, 111-130.

Hawtorn, F. C., Della Ventura, G., Robert, J.-L., Welch, M. D., Raudsepp, M. & Jenkins, D. M. 1997. A Rietveld and infrared study of synthetic amphibole along the potassium-richterire tremolite join. *American Mineralogist* **82**, 708-716.

Henry, D. J. & Dutrow, B. L. 1996. Metamorphic tourmaline and its petrologic applications. In: *BORON: MINERALOGY, PETROLOGY AND GEOCHEMISTRY* (edited by M., G. E. S. A. L.). *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*. Mineralogical Society of America.

Hobbs, B. E., Means, W. D. & Williams, P. F. 1976. *An outline of structural geology*. Wiley, New York.

Hodges, K. V. & Crowley, P. D. 1985. Error estimation and empirical geothermobarometry for pelitics systems. *American Mineralogist* **1985**(70), 7-8.

Hodges, K. V. & Spear, F. S. 1982. Geothermometry, geobarometry and the Al_2SiO_5 triple point at Mt Moosilanke, New Hampshire. *American Mineralogist* **69**, 1118-1134.

Hoinkes, G. & Thöni, M. 1993. Evolution of the Ötztal-Stubai, Scarl-Campo and Ulten Basement Units. In: *Pre-Mesozoic Geology in the Alps* (edited by Von Raumer, J. F. & Neubauer, F.). Springer, Berlin, 485-494.

Hoisch, T. D. 1989. A muscovite-biotite geothermometer. *American Mineralogist* **74**(5-6), 565-572.

Hoisch, T. D. 1990. Empirical calibration of six geobarometers for teh mineral assemblage quartz+muscovite+biotite+plagioclase+garnet. *Contribution to Mineralogy and Petrology* **104**(2), 225-234.

Holdaway, M. J., Dutrow, B. L. & Hinton, R. W. 1988. Devonian and Carboniferous metamorphism in west-central Maine: the muscovite-almandine geobarometer and the staurolite problem revised. *American Mineralogist* **73**(1-2), 20-47.

Holdaway, M. J. & Lee, S. M. 1977. Fe-Mg cordierite stability in high-grade pelitic rocks based on experimental, theoretical and natural observations. *Contrib. Miner. Petrol.* **63**, 175-198.

Holland, T. 2000. HB-PLAG: A program to calculate temperatures from hornblende and plagioclase compositions.

Holland, T. & Blundy, J. 1994. Non-ideal interactions in calcic amphiboles and their bearing on amphibole-plagioclase thermometry. *Contribution to Mineralogy and Petrology* **116**, 433-447.

Holland, T. & Powell, R. 1998. An internally consistent thermodynamic data set for phases of petrological interest. *Journal of Metamorphic Geology* **16**(3), 309-344.

Holland, T. & Powell, R. 2000. AX.

Holland, T. J. B. 1980. The reaction albite = jadeite + quartz determined experimentally in the range 600°- 1200°C. *Amer. Miner.* **65**, 129-134.

Holland, T. J. B. & Powell, R. 1990. An enlarged and updated internally consistent thermodynamic dataset with uncertains and correlations: the system K2O-Na20-CaO-MgO-MnO-FeO-Fe2O3-Al2O3-TiO2-SiO2-C-H2-O2. *J. Metamorphic Geol.* **8**, 89-124.

Hollister, L. S., Grissom, G. C., Peters, E. K., Stowell, H. H. & Sisson, V. B. 1987. Confirmation of the empirical correlation of Al in hornblende with pressure of solidification of calc-alkaline plutons. *American Mineralogist* **72**(3-4), 231-239.

Hy, C. 1984. Métamorphisme polyphasé et évolution tectonique dans la croûte continentale éclogitisée: les séries granitiques et pélitiques du Monte Mucrone (zone Sesia-Lanzo, Alpes italiennes). Unpublished 3emé Cycle thesis, Paris VI.

Hynes, A. & Forest, R. C. 1988. Empirical garnet-muscovite geothermometry in low-grade metapelites, Selwyn Range (Canadian Rockies). *Journ. metam. Geol.* **6**, 297-309.

Ildefonse, B., Lardeaux, J. M. & Caron, J. M. 1990. The behavior of shape preferred orientations in the metamorphic rocks: amphiboles and jadeites from the Monte Mucrone Area (Sesia-Lanzo Zone, Italian Western Alps). *Journal of Structural Geology* **12, 8**, 1005-1011.

Indares, A. & Martignole, J. 1985. Biotite-garnet geothermometry in granulite facies: the influence of Ti a,d Al in biotite. *American Mineralogist* **70**(3-4), 272-278.

INEL. 1986. Goman.

Inger, S. & Ramsbotham, W. 1997. Syn-convergent exhumation implied by progressive deformation and metamorphism in the Valle dell'Orco transect, NW Italy Alps. *Journal of Geological Society, London* **154**, 667-677.

Inger, S., Ramsbotham, W., Cliff, R. A. & Rex, D. C. 1996. Metamorphic evolution of the Sesia-Lanzo Zone, Western Alps: time constraints from multi-system geochronology. *Contribution to Mineralogy and Petrology* **126**, 152-168.

Jamtveit, B., Bucher, N. K. & Austrheim, H. 1990. Fluid controlled eclogitization of granulites in deep crustal shear zones, Bergen arcs, Western Norway. *Contributions to Mineralogy and Petrology* **104**(2), 184-193.

Johnson, C. & Rutherford, M. J. 1989. Experimental calibration of the aluminum- in hornblende geobarometer with application to Long Valley caldera (California) volcanic rocks. *Geology* **17**, 837-841.

Johnson, S. E. & Duncan, A. C. 1992. Fault identification in complexly deformed schist terrains; examples from the USA and Australia. *Tectonophysics* **216**(3-4), 291-308.

Johnson, S. E. & Vernon, R. H. 1995. Inferring the timing of porphyroblast growth in the absence of continuity between inclusion trails and matrix foliations; can it be reliably done? *Journal of Structural Geology* **17**(8), 1203-1206.

Jowhar, T. N. 1999. BGT: a FORTRAN 77 computer program for biotite-garnet geothermometry. *Computers and Geosciences* **25**(5), 609-620.

Klemd, R., Matthes, S. & Scüssler, U. 1994. Reaction textures and fluid behaviour in very high-pressure calc-silicate rocks of the Münchberg gneiss complex, Bavaria, Germany. *Journal of Metamamorphic Geology* **12**, 735-745.

Kocks, F., Tome, C. & Wenk, R. 1998. *Texture and Anisotropy*. Cambridge University Press.

Kohn, M. J. & Spear, F. S. 1989. Empirical calibration of geobarometers for assemblage garnet-horblende-plagioclase-quartz. *American Mineralogist* **74**, 77-84.

König, M. A. 1964. Geologisch-petrographische Untersuchungen im oberen Veltlin. Unpublished PhD thesis, ETH.

Koons, P. O., Rubie, D. C. & Frueh-Green, G. 1987. The effects of disequilibrium and deformation on the mineralogical evolution of quartz-diorite during metamorphism in the eclogite facies. *Journ. Petrol.* **28**, 679-700.

Kornprobst, J. 1994. *Les roches métamorphiques et leur signification géodynamique*. Masson.

Koziol, A. M. 1989. Recalibration of the garnet-plagioclase-Al2SiO5-quartz (GASP) geobarometer and apllication to natural parageneses. *EOS. Transactions of the American Geophysical Union* **70**(15), 493.

Koziol, A. M. & Newton, R. C. 1988. Redetermination of the anorthite breakdown reaction and improvement of the plagioclase-garnet-Al2SiO5-quartz barometer. *American Mineralogist* **73**(3-4), 216-223.

Krhul, J. H. & Huntemann, T. 1991. The structural state of the former lower continental crust in Calabria. *Geologische Rundschau* **80**(2), 289-302.

Krogh, E. J. 1988. The garnet-clinopyroxene Fe-Mg geothermometer; a reinterpretation of existing experimental data. *Contributions to Mineralogy and Petrology* **99**(1), 44-48.

Lardeaux, J. M., Caron, J. M., Nisio, P., Pequignot, G. & Boudeulle, M. 1986. Microstructural criteria for reliable thermometry in low-temperature eclogites. *Lithos* **19**, 187-203.

Lardeaux, J. M., Ledru, P., Daniel, I. & Duchene, S. 2001. The Variscan French Massif Central - a new addition to the ultra-high pressure metamorphic 'club': exhumation processes and geodynamic consequences. *Tectonophysics* **332**, 143-167.

Lardeaux, J. M. & Spalla, M. I. 1990. Tectonic significance of P-T-t paths in metamorphic rocks: examples from ancient and modern orogenic belts. *Memorie della Società Geoligica Italiana* **45**, 51-69.

Lardeaux, J. M. & Spalla, M. I. 1991. From granulites to eclogites in the Sesia zone (Italian Western Alps): a record of the opening and closure of the Piedmont ocean. *Journal of Metamamorphic Geology* **9**, 35-59.

Lavrent'eva, I. V. & Perchuk, L. L. 1981. Phase correspondance in the system biotite-garnet: experimental data. *Dokl. Akad. Nauk. SSSR* **260**, 731-734.

Law, R. D. 1990. Crustallographic fabrics: a selective review of their applications to research in structural geology. In: *Deformation Mechanisms, Rheology and Tectonics* (edited by Knipe, R. J. & Rutter, E. H.). *Geological Society Special Pubblication* **54**, 335-352.

Leake, B. E., Woolley, A. R., Arps, C. E. S., Birch, W. D., Gilbert, M. C., Grice, J. D., Hawthorne, F. C., Kato, A., Kisch, H. J., Krivovichev, V. G., Linthout, K., Laird, J., Mandarino, J. A., Maresch, W. V., Nickel, E. H., Rock, N. M. S., Schumacher, J. C., Smith, D. C., Stephenson, N. C. N., Ungaretti, L., Whittaker, E. J. W. & Guo, Y. 1997. Nomenclature of amphiboles; Report of the Subcommittee on Amphiboles of the International Mineralogical Association, Commission on New Minerals and Mineral Names. *American Mineralogist* **82**(9-10), 1019-1037.

Ledru, P., Costa, S. & Echtler, H. 1994. Lithostratigraphy of Variscan Terranes in the French Massif Central: Structure. In: *Pre-Mesozoic geology in France and related areas* (edited by Keppie, J. D.). Springer-Verlag-Berlin, 305-323.

Lehner, P., Heitzman, P., Frei, W., Horstmeyer, H., Mueller, S., Pfiffner, A. & Steck, A. 1995. Deep structure of Switzerland-Results of NFP 20. Birkhäuser AG, Basel.

Leiss, B., Ullemeyer, K. & Weber, K. 2000. *Textures and physical properties of rocks*. Pergamon. Oxford, International. Pages: 542. 2000.

Liou, J. G., Zhang, R., Ernst, W. G., Liu, J. & McLimans, R. 1998. Mineral parageneses in the Piampaludo eclogitic body, Gruppo di Voltri, Western Ligurian Alps. *Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt.* **78**, 317-335.

Lister, G. S. 1981. The effect of the basal-prism mechanism switch on fabric development during plastic deformation of quartzite. *Journal of Structural Geology* **3**(1), 67-75.

Lister, G. S. & Hobbs, B. E. 1980. The simulation of fabric development during plastic deformation and its application to quartzite; the influence of deformation history. *Journal of Structural Geology* **2**(3), 355-370.

Lutterotti, L., Matthies, S. & Wenk, H. R. 1999. MAUD (Material Analysis Using Diffraction): a user friendly Java program for Rietveld Texture Analysis and more. In: *Proceedings of the Twelfth International Conference on Textures of Materials (ICOTOM-12),* (edited by Szpunar J. A.) **2**, 1599.

Mainprice, D. & Nicolas, A. 1989. Development of shape and lattice preferred orientations: Application to the seismic anisotropy of the lower crust. *Journal of Structural Geology* **11**, 391-398.

Mancktelow, N. S., Meier, A., Viola, G. A. M., Müller, W., Fügenschuh, B., Seward, D. & Villa, I. M. 1999. The Periadriatic and adjacent fault systems in the Eastern Alps south and west of the Tauern Window. *Tubinger Geowissenschaftliche Arbeiten (TGA)* **52**, 7-9.

Marquer, D., Challandes, N. & Baudin, T. 1996. Shear zone patterns and strain distribution at the scale of a Penninic nappe: the Suretta nappe (Eastern Swiss Alps). *Journal of Structural Geology* **18**(6), 753-764.

Martin, S., Godard, G., Prosser, G., A., S., Bernoulli, D. & Ranalli, G. 1998. Evolution of the deep crust at the junction Austroalpine/Southlpine: the Tonale Nappe. *Mem. Sci. Geol. Special Volume: Evolution of the deep crust in the Central and Eastern Alps* **50**, 3-50.

Maruyama, S., Cho, M. & Liou, J. G. 1986. Experimental investigations of blueschist-greenschist transition equilibria: Presuure dependence of AL2O3 contents in sodic amphiboles - A new geobarometer. *Geological Society of America Memoir* **164**, 1-16.

Massonne, H. J. & Schreyer, W. 1987. Phengite geobarometry based on the limiting assemblage with k-feldspar, phlogopite and quartz. *Contrib. Miner. Petrol.* **96**, 212-224.

Matthies, S. 1991. On the principle of conditional ghost correction and its realization in existing correction concepts. *Textures and Microstructures* **14-18**, 1-12.

Matthies, S. & Vinel, G. W. 1982. On the reproduction of the orientation distribution function of textured samples from reduced pole figures using the concept of ghost correction. *Physica Stat. Solidi (a)* **112**, K111-114.

Mogessie, A., Ettinger, K., Leake, B. E. & Tessadri, R. 2000. AMPH-IMA 1997.

Morimoto, N. 1988. Nomenclature of pyroxenes. *Mineralogical MAgazine* **52**, 535-550.

Myers, J. S. 1978. Formation of banded gneisses by deformation of igneous rocks. *Precamb. Res.* **6**, 43-64.

Neubauer, F., Dallmayer, R. D. & Fritz, H. 1995. Who was Thetys? Two rifts and two continent-continent collisions explain the Alpine-Carpathian evolution. In: *Second Workshop on Alpine Geology*, Basel.

Newton, R. C. & Haselton, H. T. 1981. Thermodynamics of the garnet-plagioclase-Al2SiO5-quartz geobarometer. In: *Thermodynamics of melts and minerals* (edited by NEWTON, R. C., NAVROTSKY & WOOD). Springer-Verlag, New York, 131-147.

Nicolas, A. & Poirier, J. P. 1976. *Crystalline plasticity and solid state flow in metamorphic rocks*. Wiley, London.

Otten, M. T. 1984. The origin of brown hornblende in the Artfjaellet gabbro and dolerites. *Contrib. Miner. Petr.* **86**, 189-199.

Park, R. G. 1969. Structural correlations in metamorphic belts. *Tecton* **7**(4), 323-338.

Passchier, C. W., Myers, J. S. & Kröner, A. 1990. *Field geology of high-grade gneiss terrains*. Springer Verlag, Berlin.

Passchier, C. W., Urai, J. L., Van Loon, J. & Willimas, P. F. 1981. Structural geology of the Central Sesia-Lanzo Zone. *Geologie en Mijnbouw* **60**, 497-507.

Perchuk, L. L. 1991. *Progress in metamorphic and magmatic petrology; a memorial volume in honor of D. S. Korzhinskiy*. Univ. Press. Cambridge, United Kingdom. 1991.

Perchuk, L. L., Aranovich, L. Y., Podlesskii, K. K., Lavrent'eva, I. V., Gerasimov, V. Y., Fed'Kin, V. V., Kitsul, V. I., Karasakov, L. P. & Berdnikov, N. V. 1985. Precambrian granulites of the Aldan shield eastern Siberia, USSR. *Journal of Metamamorphic Geology* **3**(3), 265-310.

Perchuk, L. L. & Lavrent'eva, I. V. 1983. Experimental investigation of exchange equilibria in the system cordierite-garnet-biotite. In: *Kinetics and equilibrium in mineral reactions* (edited by SAXENA, S. K.). Springer-Verlag, New York, 199-239.

Pigage, L. C. & Greenwood, H. J. 1982. Internally consitent estimates of pressure and temperature: the Staurolite problem. *Am. J. Sci.* **282**, 943-969.

Plyusnina, L. P. 1982. Geothermometry and geobarometry of plagiocalse-hornblende bearing assembalges. *Contrib. Miner. Petrol.* **80**, 140-146.

Pognante, U., Compagnoni, R. & Gosso, G. 1980. Micro-mesostructural relationships in the continental eclogitic rocks of the Sesia-Lanzo zone: a record of a subduction cycle (Italian Western Alps). *Rendiconti della Società Italiana di Mineralogia e Petrologia* **36**, 169-186.

Poirier, J. P. 1985. *Creep of crystals; high-temperature deformation processes in metals, ceramics and minerals*. Cambridge Univ. Press, New York, NY, United States.

Poli, S. 1993. The amphibolite-eclogite transformation: an experimental study on basalt. *American Journal of Science* **293**, 1061-1107.

Polino, R., Dal Piaz, G. V. & Gosso, G. 1990. Tectonic erosion at the Adria margin and accretionary processes for the Cretaceous orogeny of the Alps. In: *Mem. Soc. géol. Fr.* (edited by Roure, F., Heitzmann, P. & Polino, R.) **N.S. 156**, 345-367.

Powceby, M. Y., Wall, V. J. & O'Neill, H. 1987. Fe-Mn partitioning between garnet and ilmenite: experimental calibration and application. *Contribution to Mineralogy and Petrology* **97**, 116-126.

Powceby, M. Y., Wall, V. J. & O'Neill, H. 1991. An experimental study of the effect of Ca upon garnet Ilmenite Fe-Mn exchange equilibria. *American Mineralogist* **76**(9-10), 1580-1588.

Powell, R. 1985. Regression diagnostics and robust regression in geothermometer/geobarometer calibration: the garnet-clinopyroxene geothermometer revised. *Journal of Metamamorphic Geology* **3**, 231-243.

Prunier, A. R. & Hewitt, D. A. 1985. Experimental observations on coexisting zoisite and clinozoisite. *American Mineralogist* **70**, 375-378.

Ragni, U. & Bonsignore, G. 1968. Contributo alla conoscenza del Cristallino dell'Alta Valtellina e dell'Alta Val Camonica (Alpi Retiche). Consiglio Nazionale delle Ricerche.

Ramsay, J. G. 1967. *Folding and Fracturing of Rocks*. McGraw-Hill, New York.

Ramsay, J. G. & Huber, M. 1983. *The techniques of modern structural geology*. Academic Press, London.

Ramsay, J. G. & Lisle, R. J. 2000. *The tecniques of modern structural geology*. Academic Press, London.

Rebay, G. & Spalla, M. I. 2001. Emplacement at granulite facies conditions of the Sesia–Lanzo metagabbros: an early record of Permian rifting? *Lithos* **58**(3-4), 85-104.

Reche, J. & Martinez, F. J. 1996. FPT: an excel spreadsheet for thermobarometric calculations in metapelitic rocks. *Computers and Geosciences* **22**(7), 775-784.

Reynard, B., Gillet, P. & Willaime, C. 1989. Deformation mechanisms in naturally deformed glaucophanes; a TEM and HREM study. *European Journal of Mineralogy* **1**(5), 611-624.

Ridley, J. 1989. Structural and metamorphic history of a segment of the Sesia-Lanzo Zone, and its bearing on the kinematics of Alpine deformation in the Western Alps. In: *Conference on Alpine tectonics*. (edited by Coward, M. P., Dietrich, D. & Park, R. G.). *Geological Society Special Publications* **45**. Geological Society of London, London, United Kingdom, 189-201.

Romer, R. L., Schärer, U. & Steck, A. 1996. Alpine and pre-Alpine magmatism in the root zone of the Western Alps. *Contribution to Mineralogy and Petrology* **123**, 138-158.

Roure, F., Heitzmann, P. & Polino, R. 1990. Deep structure of the Alps. **156**. Soc. géol. France, 367 pp.

Rubatto, D. 1998. Dating of pre-Alpine magmatism, Jurassic ophiolites and Alpine subductions in the Western Alps, Swiss Federal Institute of Technology Zurich.

Rubatto, D., Gebauer, D. & Compagnoni, R. 1999. Dating of eclogite-facies zircons; the age of Alpine metamorphism in the Sesia-Lanzo Zone (Western Alps). *Earth and Planetary Science Letters* **167**(3-4), 141-158.

Ruffet, G., Gruau, G., Ballevre, M., Feraud, G. & Philippot, P. 1997. Rb-Sr and (super 40) Ar-(super 39) Ar laser probe dating of high-pressure phengites from the Sesia Zone (Western Alps); underscoring of excess argon and new age constraints on the high-pressure metamorphism. *Chemical Geology* **141**(1-2), 1-18.

Ruppel, C., Royden, L. & Hodges, K. V. 1988. Thermal modelling of extensional tectonics: application to pressure-temperature-time histories of metamorphic rocks. *Tectonics* **7**, 947-957.

Salvi, F. 2000. Evoluzione strutturale dei metaintrusivi della Falda Languard-Campo e della Serie del Tonale tra l'Alta Val Camonica e l'Alta Valtellina.

Schaltegger, U. & Gebauer, D. 1999. Pre-Alpine geochronology of the Central, Western and Southern Alps. *Schweizerische Mineralogische und Petrographische Mitteilungen* **79**, 79-87.

Scheuvens, D., Krass, T. & Schwarz, O. 2001. Eo-alpine transpression in the Austroalpine Campo crystalline Complex (Northern Italy). *Geol. Palaont. Innsbruck* **25**(1), 190-191.

Schmid, S. M., Berger, A., Davidson, C., Gieré, R., Hermann, J., Nievergelt, P., Pusching, A. R. & Rosemberg, C. 1996. The Bergell Pluton (Southern Switzerland-Northern Italy): overview accompanying a geological-tectonic map of the intrusion and surrounding country rocks. *Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt.* **76**, 329-355.

Schmidt, M. W. 1993. Phase relations and compositions in tonalite as a function of pressure: an experimental study at 650°C. *Am. J. Sc.* **293**, 1011-1060.

Schreurs, J. 1985. Prograde metamorphism of metapelites, garnet-biotite thermometry and prograde chenges of biotite chemistry in high grade rocks of West Uusimaa, southwest Finland. *Lithos* **18**, 69-80.

Schwerdtner, W. M. 1964. Preferred orientation of hornblende in a banded hornblende gneiss. *American Journal of Science* **262**, 1212-1229.

Schwerdtner, W. M., Sheehan, P. M. & Rucklidge, J. C. 1971. Variation in degree of hornblende grain alignment within two boudinage structures. *Canadian Journal of Earth Sciences* **8**, 144-149.

Sengupta, P., Dasgupta, S., Bhattacharaya, A. & Hariya, Y. 1989. Mixing behaviour in quaternary garnet solid solution and an extended Elli and Green garnet-clinopyroxene geothermometer. *Contribution to Mineralogy and Petrology* **103**(223-227).

Shelley, D. 1993. *Igneous and metamorphic rocks under the microscope*. Chapman and Hall, London.

Shelley, D. 1994. Spider texture and amphibole preferred orientation. *Journal of Structural Geology* **16**, 709-717.

Shelley, D. 1995. Asymmetric shape preferred orientation as shear-sense indicators. *Journal of Structural Geology* **17**, 509-518.

Siegesmund, S., Helming, K. & Kruse, R. 1994. Complete texture analysis of a deformed amphibolite: comparison between neutron, diffraction and U-stage data. *Journal of Structural Geology* **16**(1), 131-142.

Smyth, J. R., Dyar, M. D., May, H. M., Bricker, O. P. & Acker, J. G. 1981. Crystal structure refinement and Moessbauer spectroscopy of an ordered triclinic clinochlore. *Clays and Clay Min.* **29**, 544-550.

Spalla, M. I., Carminati, E., Ceriani, S., Oliva, A. & Battaglia, D. 1999. Influence of deformation partitioning and metamorphic re-equilibration on P-T path reconstruction in the pre-Alpine basement of central southern Alps (northern Italy). *Journal of Metamorphic Geology* **17**(3), 319-336.

Spalla, M. I., De Maria, L., Gosso, G., Miletto, M. & Pognante, U. 1983. Deformazione e metamorfismo della Zona Sesia - Lanzo meridionale al contatto con la falda piemontese e con il massiccio di Lanzo, Alpi occidentali. *Memorie della Società Geoligica Italiana* **26**, 499-514.

Spalla, M. I. & Gosso, G. 1999. Pre-Alpine tectono-metamorphic units in the central Southern Alps: structural and metamorphic memory. In: *3rd Workshop on Alpine Geological Studies* (edited by 51/1, M. S. G.). *Mem. Sci. Geol.* **51**. Mem. Sci. Geol., Oropa, Biella (Italy), 221-229.

Spalla, M. I., Gosso, G., Siletto, G. B., di Paola, S. & Magistroni, C. 1998. Strumenti per individuare unità tettono-meamorfiche nel rilevamento geologico del basamento cristallino. *Mem. Soc. Geol* **50**, 155-164.

Spalla, M. I., Lardeaux, J. M., Dal, P. G. V., Gosso, G. & Messiga, B. 1996. Tectonic significance of Alpine eclogites. *Journal of Geodynamics* **21**(3), 257-285.

Spalla, M. I., Messiga, B. & Gosso, G. 1995. LT-alpine overprint on the HT-rifting related metamorphism in the steep belt of Languard-Campo nappe. The Cima Rovaia and Scisti del Tonale units represent two different extents of alpine re-equilibration. In: *IOS International Ophiolite Symposium*, Pavia (Italia), 148.

Spalla, M. I., Siletto, G. B., di Paola, S. & Gosso, G. 2000. The role of structural and metamorphic memory in the distinction of tectono-metamorphic units: the basement of the Como lake in the Southern Alps. *Journal of Geodynamics* **30**(1-2), 191-204.

Spear, F. 1993. *Metamorphic phase equilibria and pressure-temperature-time paths*.

Spear, F. S. & Kohn, M. J. 1999. GTB, Program Thermobarometry.

Spear, F. S. & Peacock, S. M. 1989. Metamorphic Pressure-Temperature-Time Paths. In: *Short course in geology*). American Geophysical Union, Washington, D.C., 102.

Stünitz, H. 1989. Partitioning of metamorphism and deformation in the boundary region of the "Seconda Zona Diorito-Kinzigitica", Sesia Zone, Western Alps. Unpublished Diss. n°8817 thesis, ETH, Zuerich.

Thompson, A. B. 1976. Mineral reactions in pelitic rocks, I. Predictions of P-T-X (Fe-Mg) phase realtions. II Calculation of some P-T-X (Fe-Mg) phase realtions. *Am. J. Sci.* **276**, 201-254.

Thompson, A. B. & England, P. C. 1984. Pressure-Temperature-Time paths of regional metamorphism II. Their inference and interpretation using mineral assemblages in metamorphic rocks. *Journ. Petrol.* **25**(4), 929-955.

Thöni, M. 1981. Degree and evolution of the Alpine metamorphism in the Austroalpine unit west of the Hohe Tauern in the light of K/Ar and Rb/Sr age determinations on micas. *Jb. Geol. B.-A* **124**, 111-174.

Thöni, M. 1998. Magmatic and tectonometamorphic evolution of the Ötztal basement unit: A review. In: *Evolution of the deep crust in the Central and Eastern Alps* **50**. Mem. Sci. Geol., 78-79.

Thöni, M. 2001. How much time information do metamorphic minerals record? Age discordance between "robust" systems and their link with P-T-D data in alpine high-P rocks. *Geol. Palaont. Mitt. Innsbruck* **25**(1), 210-211.

Thöni, M. & Miller, C. 1996. Garnet Sm-Nd data from the Sualpe and the Koralpe (Eastern Alps, Austria): chronological and P-T constraints on the thermal and tectonic history. *Journal of Metamorphic Geology* **14**, 453-466.

Thöni, M. & Miller, C. 2000. Permo-Triassic pegmatites in the eo-Alpine eclogite-facies Koralpe complex, Austria: age and magma source constraints from mineral chemical, Rb-Sr and Sm-Nd isotope data. *Schweizerische Mineralogische und Petrographische Mitteilungen* **80**, 169-186.

Tilley, C. E. 1925. A preliminary syrvey of metamorphic zones in the southern Highlands of Scotaland. *Quarterly Journal Geological Society of London* **81**, 100-112.

Tomaschek, F. & Blümel, P. 1998. Eo-Alpine medium grade metamorphism in the Austroalpine Campo basement at Passo Gavia (northern Italian Alps). *Terra Nostra* **98**(1), 78-79.

Tribuzio, R., Thirlwall, M. F. & Messiga, B. 1999. Petrology, mineral and isotope geochemistry of the Sondalo gabbroic complex (Central Alps, Northern Italy): implcations for the origin of post-Varisican magmatism. *Contrib. Mineral. Petrol.* **136**, 48-62.

Tribuzio, R. & Thirwall, M. F. 1997. Age and petrogenesis of the gabbroic rocks of the Sondalo pluton (Central Alps, Northern Italy). *Quad. Geod. Alp. Quat.* **4**, 134-135.

Turner, F. J. & Weiss, L. E. 1963. *Structural analysis of metamorphic tectonites*. MacGraw-Hill, New York.

Ullemeyer, K., Braun, G., Dahms, M., Kruhl, J. H., Olesen, N. O. & Siegesmund, S. 2000. Texture analysis of a muscovite-bearing quartzite; a comparison of some currently used techniques. In: *Textures and physical properties of rocks*. (edited by Leiss, B., Ullemeyer, K. & Weber, K.). Pergamon. Oxford, International. 2000.

Venturini, G. 1995. Geology, geochemistry and geochronology of the inner central Sesia Zone (Western Alps, Italy), Universite de Lausanne, Institut de Geologie et Paleontologie.

Venturini, G., Martinotti, G., Armando, G., Barbero, M. & Hunziker, J. C. 1994. The Central Sesia Lanzo Zone (western Italian Alps); new field observations and lithostratigraphic subdivisions. *Schweiz. Mineral. und Petrogr. Mitt.* **74**(1), 115-125.

Venturini, G., Martinotti, G. & Hunziker, J. C. 1991. The protoliths of the "Eclogitic Micaschists in the lower Aosta Valley (Sesia-Lanzo zone, Western Alps). *Memorie della Società Geoligica Italiana* **43**, 347-359.

Venzo, S., Crespi, R., Schiavinato, G. & Fagnani, G. 1971. Carta geologico-petrografica delle Alpi Insubriche Valtellinesi tra la Val Masino e la Val Malenco (Sondrio). *Mem. Soc. It. Sci. Nat. Milano* **19**.

Vernon, R. H. 1976. *Metamorphic processes*. Wiley, New York.

Vielzeuf, D. & Schmidt, M. W. 2001. Melting relations in hydrous systems revised: allpication to metapelites, metagreywackes and basalts. *Contribution to Mineralogy and Petrology* **141**, 251-267.

Vogler, S. & Voll, G. 1981. Deformation and metamorphism at the south-margin of the Alps, east of Bellinzona. *Geol. Rundsch.* **70**(3), 1232-1262.

Vuichard, J. P. 1986. Cinématique éo-alpine et alpine en zone Sesia-Lanzo (Alpes occidentales internes). *C.R.A.S. Paris* **II (303)**, 1333-1338.

Wenk, H. R. 1985. *Preferred orientation in deformed metals and rocks; an introduction to modern texture analysis*. Acad. Press, Orlando, FL, United States.

Wenk, H. R. 1998. Plasticity modeling in minerals and rocks. In: *Texture and Anisotropy: Preferred Orientations in Polycrystals and their Effect on Material Properties* (edited by Kocks, U. F., Tomé, C. N. & Wenk, H. R.). Cambridge University Press, 676.

Wenk, H. R., Cont, L., Lutterotti, L., Ratschbacher, L. & Richardson, J. 2001. Rietveld texture analysis of Dabie Shan eclogite from TOF neutron diffraction spectra. *Journal of Applied Crystallography* **34**, 442-453.

Wenk, H. R., Matthies, S., Donovan, J. & Chateigner, D. 1998. Beartex: a Windows-based program system for quantitative texture analysis. *Journal of Applied Crystallography* **31**, 262-269.

Wenk, H. R., Matthies, S., Hemley, R. J., Mao, H. K. & Shu, J. 2000. The plastic deformation of iron at pressures of the Earth'inner core. *Nature* **45**, 1044-1047.

Werling, E. 1992. Tonale-, Pejo- und Judicarien-Linie: Kinematic, Mikrostrukture und Metamorphose von Tektoniten aus räumlich interferierenden, aber verschiedenaltrigen Verwerfungszonen. Unpublished PhD thesis, ETH.

Williams, M. L. & Grambling, J. A. 1990. Manganese, ferric iron and the equilibrium between garnet and biotite. *American Mineralogist* **75**(7-8), 886-908.

Williams, P. F. 1985. Multiply deformed terrains - problems of correlation. *J. Struct. Geol.* **7**(3/4), 269-280.

Williams, P. F. & Compagnoni, R. 1983. Deformation and metamorphism in the Bard area of the Sesia-Lanzo zone, Western Alps, during subductionand uplift. *Journal of Metamamorphic Geology* **1**, 117-140.

Winkler, H. G. F. 1970. Abolition of metamorphic facies. *Fortrschr. Mineral.* **47**, 84-105.