

**UNIVERSITÀ DEGLI STUDI DI PADOVA**

**Facoltà di Scienze MM.FF.NN.**

**Istituto di Geologia, Paleontologia e Geologia Applicata**

**TESI DI LAUREA**

**STUDIO GEOLOGICO E STRUTTURALE DEL  
LEMBO DEL M. MARY (SETTORE CENTRALE)**

**Relatore: Prof. G. V. DAL PIAZ**

**Correlatori: Dott. S. MARTIN**

**Dott. R. POLINO**

**Laureando: ZAGGIA LUCA**

**ANNO ACCADEMICO 1986 - 87**





**UNIVERSITÀ DEGLI STUDI DI PADOVA**

**Facoltà di Scienze MM.FF.NN.**

**Istituto di Geologia, Paleontologia e Geologia Applicata**

**TESI DI LAUREA**

**STUDIO GEOLOGICO E STRUTTURALE DEL  
LEMBO DEL M. MARY (SETTORE CENTRALE)**

**Relatore: Prof. G. V. DAL PIAZ**

**Correlatori: Dott. S. MARTIN**

**Dott. R. POLINO**

*W. B. el Piaz*

**Laureando: ZAGGIA LUCA**

**ANNO ACCADEMICO 1986 - 87**

UNIVERSITA' DEGLI STUDI  
DI PADOVA - FACOLTA' DI  
SCIENZE MM. FF. NN.

Istituto di Geologia, Paleontologia e Geologia  
Applicata

TESI DI LAUREA

STUDIO GEOLOGICO E STRUT-  
TURALE DEL LEMBO DEL  
M. MARY (SETTORE CEN-  
TRALE)

Relatore: prof. G.V. DAL PIAZ

Correlatori: dott. S. MARTIN

dott. R. POLINO

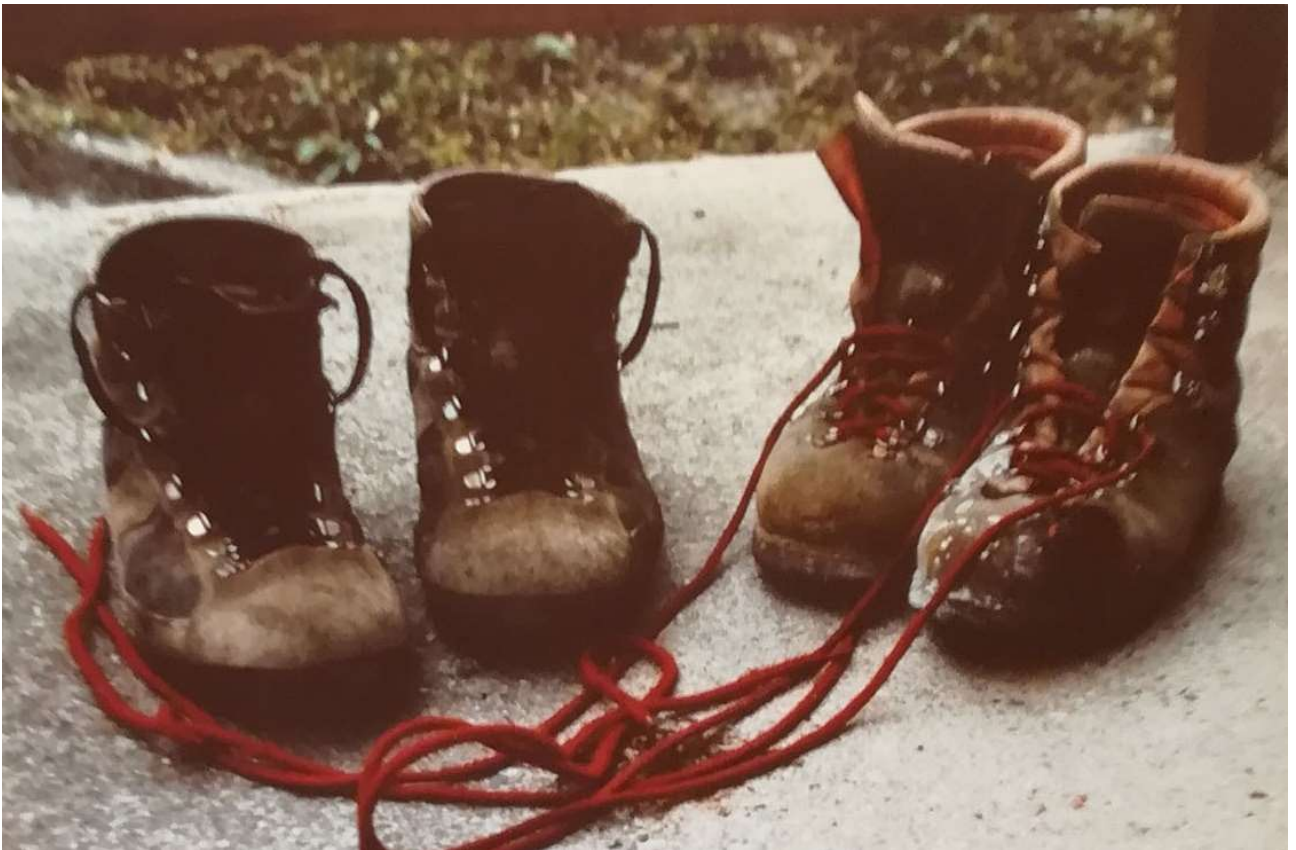
Laureando: ZAGGIA LUCA

PADOVA: 6 Luglio 1987

## INDICE

PREMESSA.....	6
INQUADRAMENTO GEOLOGICO .....	8
IL SISTEMA AUSTROALPINO DELLE ALPI OCCIDENTALI .....	8
LE SERIE DI COPERTURA .....	18
ASSETTO STRUTTURALE DEL SISTEMA AUSTROALPINO DELLE ALPI OCCIDENTALI.....	24
MODELLI EVOLUTIVI.....	31
IL RICOPRIMENTO DENT BLANCHE NELL'AREA RILEVATA.....	49
LA ZONA DI ROISAN NEI PRESSI DI CIMA BIANCA .....	55
LA ZONA DI ROISAN NEL TERRITORIO RILEVATO.....	64
IL LEMBO DEL MONT MARY (SETTORE CENTRALE) .....	75
L'UNITA' DI BASAMENTO SUPERIORE.....	75
LITOTIPI PRESERVATI A METAMORFISMO PREALPINO DI ALTO GRADO .....	75
(COMPLESSO KINZIGITICO AUCT.) .....	75
LITOTIPI A RETROCESSIONE ALPINA IN FACIES SCISTI VERDI .....	92
LE LITOLOGIE MILONITICHE.....	94
L'UNITA' DI BASAMENTO INFERIORE.....	101
IL COMPLESSO DEI PARASCISTI DI ALTO GRADO.....	101
LE ROCCE GRANITOIDI .....	103
QUADRO EVOLUTIVO .....	103
LA TETTONICA.....	104
I DEPOSITI QUATERNARI.....	109
STUDIO PETROGRAFICO DELLE PERIDOTITI DEL LEMBO.....	111
AUSTROALPINO DEL M.MARY .....	111
LA PERIDOTITE A SPINELLO DEL M. MARY .....	111
LA SEQUENZA INCASSANTE .....	111
LE PERIDOTITI NELLE COPERTURE DETRITICHE .....	112
CARATTERI PETROGRAFICI E MINERALOGICI .....	112
GEOTERMOMETRIA: OLIVINA-SPINELLO .....	117
CONCLUSIONI .....	118
RIASSUNTO E CONCLUSIONI.....	124
ELABORAZIONI TRIDIMENSIONALI AL CALCOLATORE.....	128
RIFERIMENTI BIBLIOGRAFICI.....	130





## PREMESSA

L'area interessata dal rilevamento comprende la porzione settentrionale del lembo Austroalpino del M. Mary. È stato studiato in particolare il suo settore centrale fra l'alta Comba Deche (ad Est) e la direttrice Nord-Sud passante per la Becca di Noail. Le aree adiacenti sono state studiate rispettivamente da B. CESARE dell'Università di Padova (settore W), e da R. Polino, M. CASTELLETTO, M. CANEPA dell'Università di Torino (settore E).

La complessità strutturale e le difficoltà logistiche dell'intera regione hanno richiesto, per la stesura del presente lavoro, due campagne estive che si sono svolte nelle estati 1985 e 1986.

Il rilevamento è stato portato a termine con la collaborazione del collega Bernardo Cesare con il quale ho condiviso fatiche e momenti di grande soddisfazione.

Di notevole aiuto si è rivelata la eccellente "Carta Topografica Regionale" della Valle D'Aosta in scala 1:10000. Tale strumento è stato molto utile soprattutto nella fase di cartografia dell'affiorante.

Non si può dire lo stesso della morfologia della regione che si presenta molto aspra, inoltre la zona è priva di valide sistemazioni logistiche alle quote più elevate. L'altitudine della zona in esame varia dagli 800 metri presso l'abitato di Roisan, ai 2900 ed oltre che si riscontrano lungo la cresta Tete d'Arpisson-Becca Conge.

Le condizioni generali di affioramento non sono delle migliori: i processi diafioritici di età alpina hanno portato ad una generale convergenza dei litotipi. Inoltre l'avanzato stato di alterazione ha reso il lavoro di cartografia assai difficile nonostante la relativamente alta percentuale di affiorante.

Concludo ringraziando la dottoressa Silvana Martin per aver pazientemente seguito e coordinato la fase tecnica e di elaborazione dei dati microchimici, il dottor Riccardo Polino nostra guida spirituale, i compagni di sventura Mauro (Custer) & Maurizio che hanno rilevato l'area ad Est della Comba Deche.

Infine un grazie di cuore a quanti ci hanno aiutato, in particolare all'Ing. Mario Fino e al Sig. Scagliarini, dell'Ente Nazionale per l'Energia Elettrica, per le facilitazioni e le attenzioni riservateci.



Parte Prima

## INQUADRAMENTO GEOLOGICO

### IL SISTEMA AUSTROALPINO DELLE ALPI OCCIDENTALI

Il Sistema Austroalpino delle Alpi Occidentali può essere definito, in accordo con MARTINOTTI & HUNZIKER (1984), come quella parte del margine continentale meridionale incorporato nel settore ad evoluzione tettonometamorfica alpina, che giace in contatto tettonico al di sopra della falda ofiolitica piemontese.

A causa della sua collocazione geografica, punto di incontro di almeno tre grandi scuole geologiche, e dell'importanza delle tematiche ad esso collegate, è stato nell'ultimo secolo uno dei principali centri di interesse per gli studiosi che si sono occupati della catena alpina.

La letteratura, quindi, abbonda di articoli riguardanti la posizione paleogeografica o l'evoluzione tettonometamorfica di questo sistema ed è difficile esporre un breve quadro delle attuali conoscenze senza trascurare il contributo di alcuni testi comunque importanti (una trattazione storica dell'argomento è presente nella tesi di Cesare Bernardo).

In base alle più recenti acquisizioni [COMPAGNONI et al., 1975, 1977; MARTINOTTI & HUNZIKER, 1984 (in stampa)], l'attuale configurazione del sistema Austroalpino delle Alpi Occidentali comprende fondamentalmente due gruppi: a) la Zona Sesia-Lanzo, b) il Sistema Dent Blanche.

#### a) La Zona Sesia-Lanzo

La Zona Sesia-Lanzo è disposta secondo una fascia allungata in direzione NE-SW ed è delimitata all'interno dalla linea del Canavese, che ne marca il contatto tettonico con le Alpi Meridionali; il suo margine esterno è il contatto di sovrascorrimento con la Falda Piemontese dei Calcesisti con pietre verdi (Zona del Piemonte).

Nei Fogli della Carta Geologica d'Italia in scala 1:100000 la Zona SL o Zona Piemontese è suddivisa in tre principali complessi litologici (fig. 1 e 2):

- 1) Complesso del Micascisti Eclogitici;
- 2) Complesso degli Gneiss Minuti;



### 3) Seconda Zona Diorito-Kinzigitica;

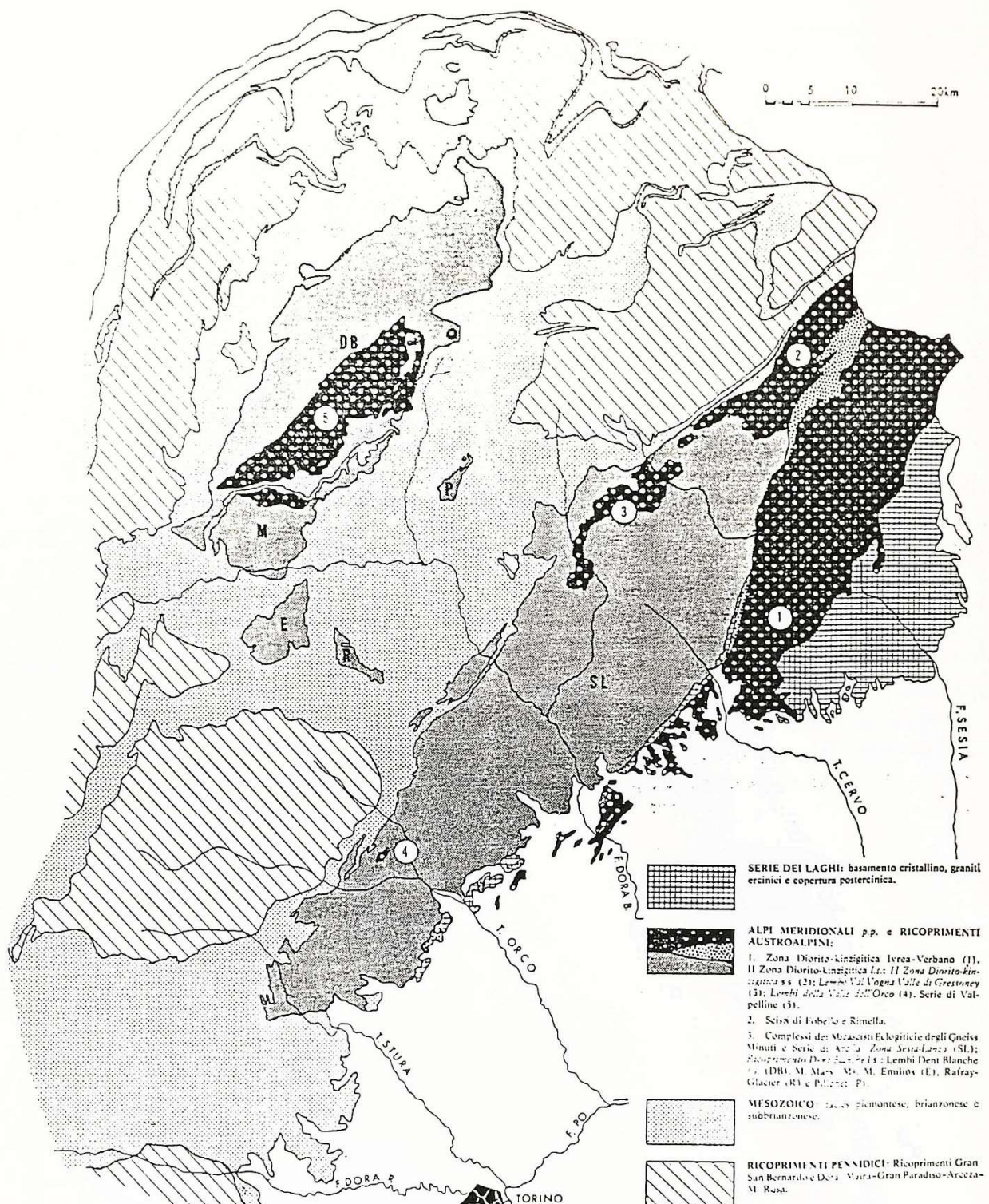


Fig. 1. Carta strutturale schematica delle Alpi Nordoccidentali (Carraro et al., 1970).

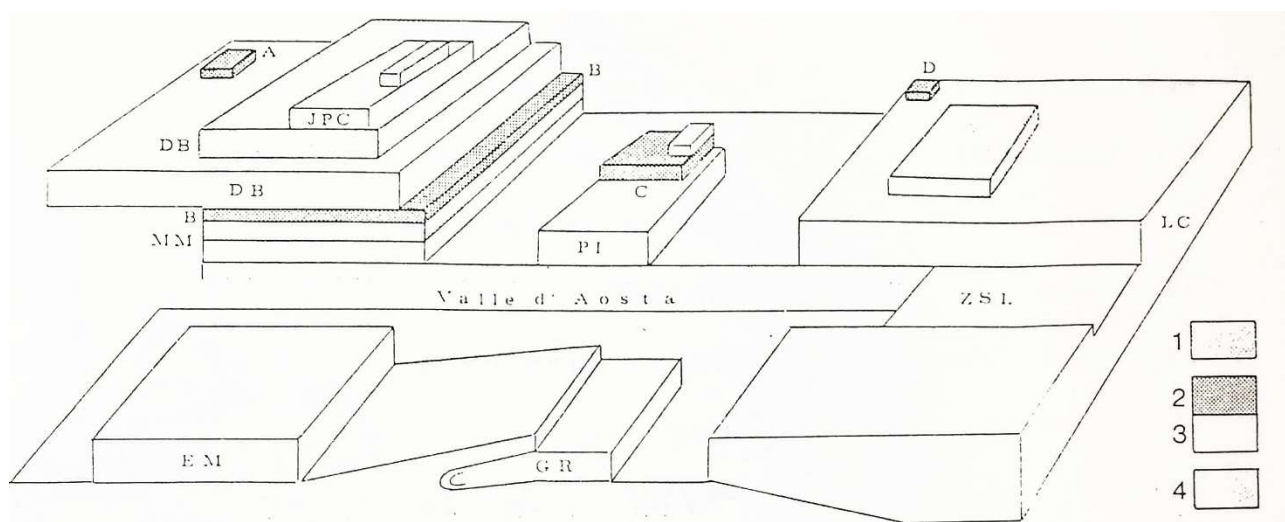


Fig.2a. Assetto strutturale schematizzato del Sistema Austroalpino. Gli effetti di tutte le fasi plicative sono stati sottratti, ad eccezione dell'involuppo tettonico tra il complesso dei calcescisti con pietre verdi ed il lembo del Glacier-Rafay. 1) Unità superiore del Sistema Austroalpino (serie di Valpelline e II Zona Diorito-Kinzigitica (cfr. fig.3); 2-3) unità inferiore del Sistema Austroalpino: copertura mesozoica più o meno scollata (2) del Mt. Dolin (A), zona di Roisan (B), complesso Grand Dent-Becca di Nana (C) e Corno Bianco settentrionale (D); cristallino pretriassico (3): Serie d'Arolla, complesso degli Gneiss Minuti-Gneiss Sesia, complesso dei Micascisti Eclogitici ed ulteriori lembi mesozoici, indistinti nel settore a sud della Valle d'Aosta; 4) Complesso Piemontese dei calcescisti con pietre verdi, indifferenziato. ZSL: zona Sesia-Lanzo; PI: lembo del Pillonet; GR: lembo del Glacier-Rafay; MM: lembo del M. Mary; EM: lembo del M. Emilius; DB: lembo della Dent Blanche s.s.; JPC: lembo Jumeaux-P. Cian, postulato nel modello di STUTZ e MASSON (1938); LC: linea del Canavese e limite interno del metamorfismo eoalpino di alta pressione e bassa temperatura nella zona Sesia-Lanzo.



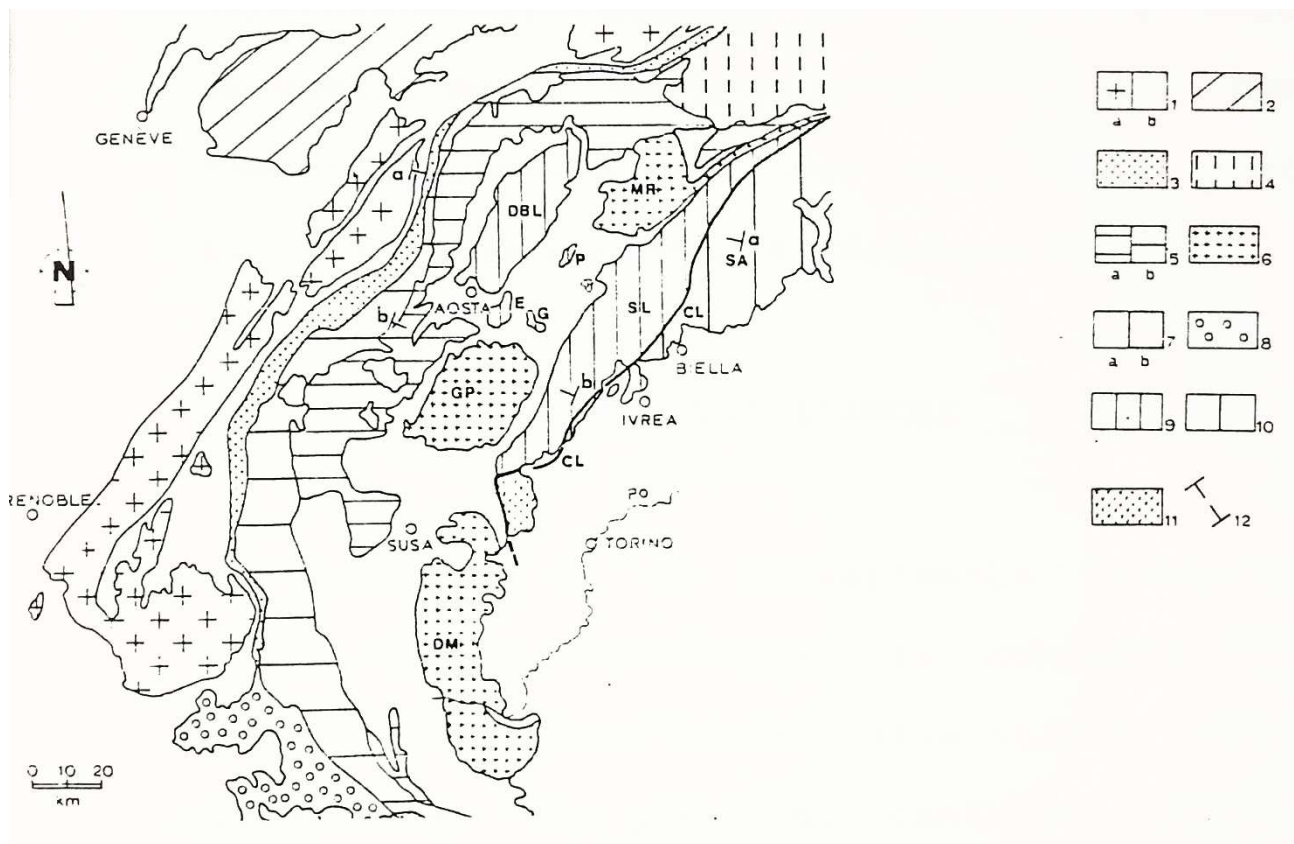


Fig.2b. Carta tettonica delle Alpi Occidentali. 1) Basamento Elvetico (a) e copertura (b). 2) Prealpi. 3) Zona Subbrianzonese. 4) Ricoprimenti pennidici Inferiori. 5) Ricoprimento del G. S. Bernardo e Zona Brianzonese a: basamento pre-Westfaliano e copertura interna; b: copertura tardo-Paleozoica (+ basamento in Liguria?). 6) Monte Rosa (MR)-Gran Paradiso (GP)-Dora Maira (DM): Ricoprimento V. 7) a: Zona Piemontese; b: sinclinale metaofiolitica di Antrona. 8) Flysch ad elmintoidi. 9) Unità Austroalpine SL: Zona Sesia-Lanzo; DBL: Klippen Dent Blanche-Mont Mary; P: Klippen del Pillonet; G: Klippen del Glacier-Rafray; M: Klippen del M. Emilius 10) Alpi Meridionali (Zona d'Ivrea, Zona Strona-Ceneri). 11) Ultramafiti di Lanzo. 12) Tracce dei profili di Fig. CL: Linea del Canavese.

La seconda Zona Diorito-Kinzigitica è stata successivamente interpretata come unità tettonica (Elemento Superiore), ed è separata dai primi due complessi da un orizzonte milonitico [CARRARO et al., 1970; DAL PIAZ et al., 1971]. Non è ancora ben definito invece il contatto fra i due complessi litologici dell'Elemento Inferiore. Secondo un'ipotesi degli anni '70 (COMPAGNONI et al., 1975, 1977), tale limite sarebbe graduale e legato alla sovraimpronta metamorfica lepontina (38 M.a.) in facies scisti verdi subita dalla porzione esterna della Zona SL. Secondo ricerche più recenti (ad es.: WILLIAMS & COMPAGNONI, 1983), una importante zona di shear separerebbe il complesso dei Micascisti Eclogitici da quello degli Gneiss Minuti. I due complessi costituirebbero allora due unità tettoniche ad evoluzione metamorfica differenziata.

#### b) Il Ricoprimento Dent-Blanche

Trattasi di un ricoprimento “composito” e costituito da vari Klippen in contatto tettonico con le sottostanti unità ofiolitiche della Zona Piemontese. Il piano di contatto presenta “una geometria complicata dalle fasi deformative posteriori alla messa in posto dei vari Klippen, e tale situazione rende difficili le correlazioni fra i vari corpi. Si può comunque tentare di fornire un quadro riassuntivo dell'intero sistema che, per semplicità, riportiamo in modo schematico nella fig. 3.

	Unità Inferiore			
	Micascisti Ecl.	Gneiss Min.	Parascisti alto gr.	Gabbri
Dent Blanche		*		*
Mont Mary	Gl	*	*	
Pillonet	Gl	*	*	*
M. Emilius	*		R	
Gl. Rafray	*	*	R	

Gl = Glaucofane; R = Relitti

	Unità Superiore	Coperture Mesozoiche
	Serie di Valpelline – II DK	Roisan – M. Dolin
Dent Blanche	*	*
Mont Mary	*	*
Pillonet	(*)	*
M. Emilius		
Gl. Rafray		

Fig. 3. Quadro sintetico dei complessi litologici e degli elementi tettonici all'interno del ricoprimento Dent Blanche I.s.



Sono compresi nel Sistema Dent Blanche altri lembi di minore estensione: Jumeaux-Punta Cian la cui posizione strutturale non è ben definita, Torre Ponton (NERVO & POLINO, 1977), Chatillon (DAL PIAZ & MARTIN, 1986), di Etirol-Levaz (SALIOZ et al., 1980; BALLEVRE et al., 1906) e Santanel (BATTISTON et al., 1987).

Come si può intuire dalle figure 1-3 e da quanto descritto sopra, l'intero sistema Austroalpino delle Alpi Occidentali è composto da due elementi tettonici sovrapposti, privi di coperture mesozoiche interposte, l'Elemento Superiore e quello Inferiore. L'Elemento Superiore pur non essendo presente ovunque, mostra una sostanziale uniformità litologica. L'elemento inferiore, invece è presente in GUIGNER i Klippen del Sistema Astroalpino, ma è più differenziato sia sotto l'aspetto litologico sia per le caratteristiche tettonico-metamorfiche interne.

In base a queste ultime considerazioni ritengo opportuno far seguire una trattazione unitaria dei caratteri litologici e metamorfici per ciascuno dei due elementi, fornendo al tempo stesso indicazioni sulla distribuzione e sulle peculiarità che questi ultimi mostrano nei vari frammenti del Sistema Austroalpino delle Alpi Occidentali.

1) L'ELEMENTO SUPERIORE (Serie di Valpelline, Seconda Zona Diorito-Kinzigitica). Affiora nella Zona Sesia-Lanzo in tre corpi distinti e nei Klippen della Dent Blanche s.s. e del Mont Mary. È composto dall'intima associazione di quattro litotipi fondamentali:

- a) Kinzigiti (paragneiss biotitico-granatifero-sillimanitici) con intercalazioni concordanti e discordanti di pegmatiti, apliti e leucograniti.
- b) Anfiboliti in lenti e livelli intercalati ai paragneiss.
- c) Marmi puri e a silicati con subordinati skarn e calcefiri.
- d) Rari corpi ultrabasici di limitata estensione con associazioni peridotitiche conservate o completamente alterate in serpentino o attinoto.

Il grado metamorfico dell'Elemento Superiore varia dalla facies anfibolitica alla facies granulitica. Il metamorfismo in facies anfibolitica sembra avere età ercinica (DAL PIAZ et al., 1972; HUNZIKER, 1974) come risulta dalle età radiometriche K/Ar e Rb/Sr delle miche (età di raffreddamento delle miche: 240-140 M.a., fig. 5). Le osservazioni petrografiche mostrano invece che l'episodio in facies

granulitica è più antico, verosimilmente del Paleozoico inferiore per confronto con la Zona Ivrea-Verbano (HUNZIKER & MARTINOTTI, 1984 in stampa). È importante sottolineare già qui che mentre nella Unità Superiore della Zona Sesia-Lanzo e della Dent Blanche s.s. i relitti in facies granulitica sono relativamente frequenti, essi sembrano mancare al Mont Mary.

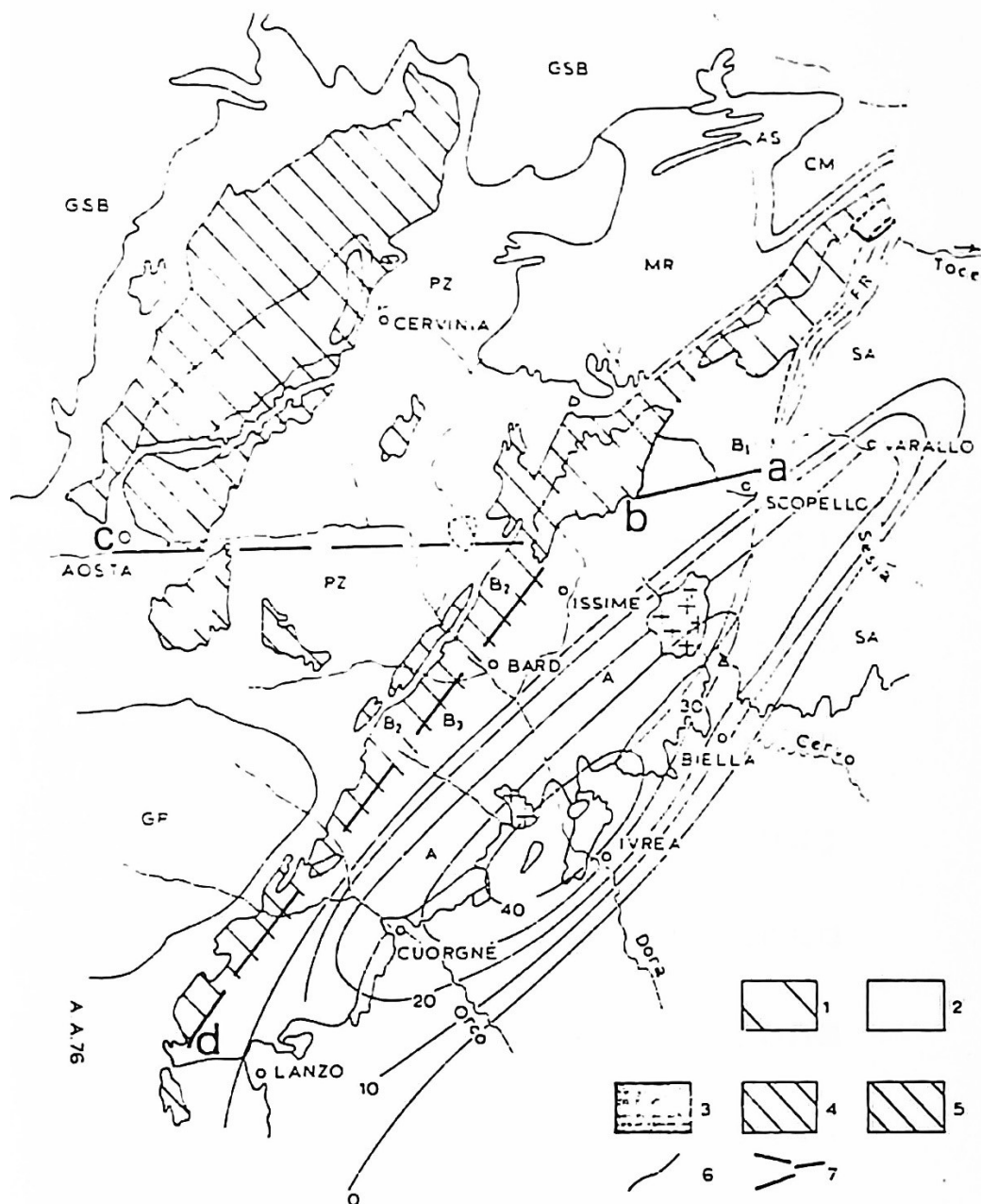


Fig. 4. Zoneografia del metamorfismo Alpino nella zona Sesia-Lanzo e nel Ricoprimento Dent Blanche. 1) Aree dell'elemento superiore con sovraimpronta Alpina su associazioni prealpine di alta temperatura. 2) Aree a metamorfismo eoalpino in facies eclogitica. 3) Aree con associazioni di facies scisti verdi di età Lepontina. 5) Aree con sovraimpronta Lepontina su paragenesi eoalpine. 6) Anomalia di Boguer positiva associata al Corpo di Ivrea, in mgal. 7) Isograde eoalpine.



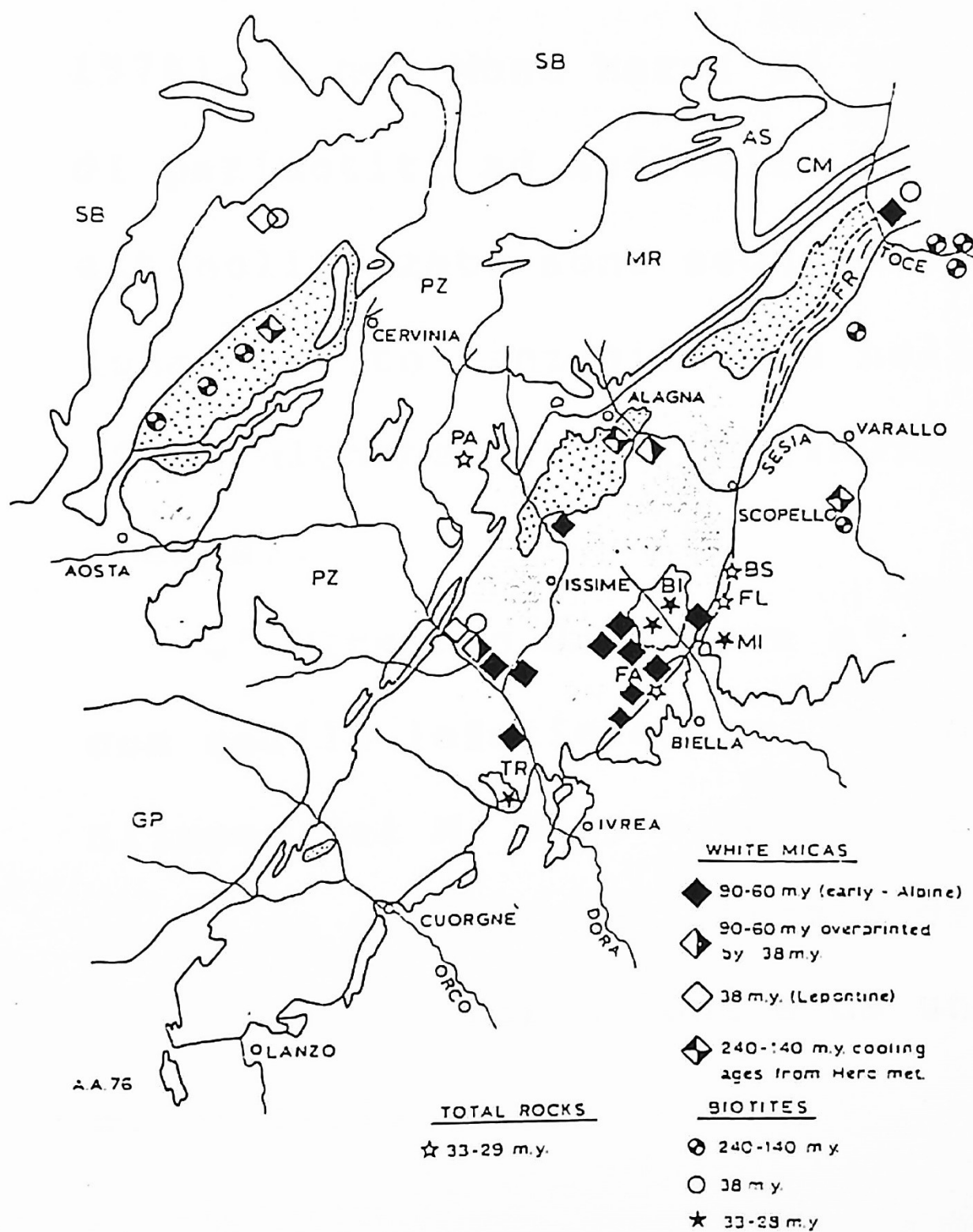


Fig. 5. Fig.5 Età radiometriche della zona Sesta-Lanzo e del Ricoprimento Dent Blanche. (HUNZIKER, 1974). MI = Apofisi di Miagliano; BI = Biella, TRS = Traversella (corpi intrusivi); FA = Trachandesiti di Favaro; FL = Trachandesiti di Falletti; BS = Trachandesiti di Bocchetto e Sassera; PA = Lamprofiri di Pallasina; Aree punteggiate: Il Zona Diorito - - Kinzigitica e Serie di Valpelline.

Sono riconosciute ovunque delle retrocessioni metamorfiche di età alpina. Esse presentano intensità variabile e sembrano colpire quei settori nei quali la deformazione e l'apporto di fluidi in età alpina sono stati cospicui. Questo accade ad esempio nel klippen del Mont Mary in gran parte della serie (DIEHL, MASSON & STUTZ, 1952; ELTER, 1960), e in prossimità del contatto strutturale con l'Elemento Inferiore nella Zona Sesia-Lanzo (CARRARO et al., 1970; DAL PIAZ et al., 1971).

I corpi ultrabasici con associazione peridotitica conservata affiorano in Valle Artogna (Seconda Zona Diorito-Kinzigitica: ARTINI & MELZI, 1900; DAL PIAZ et al., 1971; BECCALUVA et al., 1978), e nel Mont Mary: si tratta di harzburgiti e di peridotiti ad anfibolo. Corpi serpentizzati o attinolitizzati sono segnalati ancora nella Seconda Zona Diorito-Kinzigitica e nella serie Valpelline (Dent Blanche s.s.) (MARTINOTTI & HUNZIKER, 1984 in stampa).

L' Elemento Superiore è in contatto tettonico con quello inferiore sia nella Zona SL che nei klippen del M. Mary e della Dent Blanche ss. Il piano di contatto è marcato da una fascia di rocce ad intensa deformazione e da una serie di orizzonti milonitici.

CARRARO et al. (1970) hanno confrontato le litologie dell'Elemento Superiore con quelle della Zona Ivrea-Verbanese: la corrispondenza quasi perfetta fra le due serie (se si trascurano le rielaborazioni alpine), sembra indicare che L'Elemento Superiore costituisca un ricoprimento proveniente dalla Zona Ivrea-Verbanese: tale corrispondenza si ha anche nelle età radiometriche (fig. 5) della sua messa in posto sopra l'Elemento Inferiore (Ercinica o Alpina precoce?; CARRARO et al., 1970), resta tuttora un problema aperto, anche se come indicano OBERAEHNSLI & BUCKER (EUG meeting, 1987), sono state osservate associazioni di alta pressione nelle miloniti alla base dell'Elemento Superiore. Quest'ultimo potrebbe suggerire un'età eoalpina o alpina precoce, come postulato da DAL PIAZ et al., 1972.

## 2) L'ELEMENTO INFERIORE

È composto da diversi complessi (fig. 1): a) Micascisti Eclogitici; b) Gneiss Minuti/Serie di Arolla; c) parascisti di alto grado (relitti); d) metagabbri.

### a) Micascisti Eclogitici

Si tratta di un complesso di micascisti, marmi e metabasiti (eclogiti) con metamorfismo in facies prevalentemente eclogitica di età eoalpina (90-70 Ma, DAL PIAZ et al., 1972 e HUNZIKER, 1974;

130-60 Ma, DAL PIAZ et al., 1978, HUNZIKER & MARTINOTTI, 1984, secondo OBERHAENSLI et al. 1985).

Questo complesso è presente come abbiamo visto nel settore interno della zona Sesia-Lanzo, e ricorre inoltre nei klippen del M. Emilius, del Glacier-Rafray, del Santanel e di Chatillon. Locali testimonianze di paragenesi di alta pressione (glaucofane), di età dubbia sono segnalate al Pillonet (DAL PIAZ, 1976 e nel Mont Mary (vedi capitoli successivi), ma solo allo stato di relitti. Per una rassegna dettagliata di litologie, e paragenesi e riferimenti bibliografici di questo complesso si veda il lavoro di COMPAGNONI et al., 1975, 1977.

#### b) Gneiss Minuti

Il complesso degli Gneiss Minuti, definito dai rilevatori del servizio Geologico di Stato, è costituito da metagranitoidi con subordinati parascisti. Esso affiora nella Zona Sesia-Lanzo in tre settori a diverse caratteristiche metamorfiche: un primo settore Nordorientale con paragenesi eoalpine non eclogitiche (fig. 4 e 5); un settore esterno con paragenesi di età Lepontina (38 M.a.) in facies scisti verdi; infine un settore con relitti di alta pressione e bassa temperatura sovrainpressi da associazioni in facies scisti verdi (COMPAGNONI et al., 1975, 1977).

Nel ricoprimento Dent Blanche questo complesso litologico trova la sua corrispondenza nella Serie d'Arolla (ARGAND, cfr. la discussione nella tesi di B. Cesare), e come tale si ritrova nei klippen della Dent Blanche s.s., del M. Mary, Pillonet e Chatillon. Si può a questo proposito anticipare che nel Klippen del M. Mary i metagranitoidi sono del tutto subordinati ad una serie di parascisti analoga a quella descritta per il Pillonet da DAL PIAZ, (1976). Tali parascisti mostrano una predominante sovraimpronta metamorfica alpina in facies scisti verdi, ma conservano talora dei nuclei relitti con paragenesi di alto grado sicuramente prealpine.

L'importanza di tali parascisti, rilevati già da SANERO (1938), è stata sottolineata da ELTER (1960), mentre non è stata a nostro avviso ben evidenziata nel lavoro di DIEHL et al., (1952).

Questi parascisti rappresenterebbero il protolite originario entro il quale si sarebbero intrusi i granitoidi durante la fase finale del ciclo ercinico, un'idea già avanzata da numerosi autori per altri settori delle Alpi Occidentali.

#### c) Parascisti di alto grado

Nella letteratura disponibile sulla Serie di Arolla poca attenzione è stata dedicata a questi parascisti. In base a quanto detto sopra, si ritiene opportuno considerarli come un complesso litologico



autonomo dell'Elemento Inferiore, rocce incassanti dei protoliti granitici degli Gneiss Minuti/Serie di Arolla.

Nel lavoro di DAL PIAZ (1976), è ampiamente descritta la serie di parascisti dell'Elemento Inferiore al Pillionet. Segnalazioni di relitti di parascisti in facies anfibolitica-granulitica si hanno al M. Emilius, al Glacier-Rafray e al Santanel. Scaglie di tali parascisti sono segnalate anche in Dent Blanche s.s. (ARGAND, in DIEHL et al., 1952; ELTER, 1960).

#### d) I Gabbri

Vasti complessi gabbriici sono inseriti con contatto tettonico entro la Serie di Arolla al Cervino e al M. Collon (DAL PIAZ et al., 1977 e rif. bibl.), nel settore Nordorientale della Falda Dent Blanche s.s.

possibili protoliti gabbriici sono rappresentati nei corpi eclogitici di Corio e Monastero, nella Zona Sesia Lanzo. (BIANCHI et al., 1965). Corpi gabbriici in facies scisti verdi o milonitici sono infine segnalati nel klippen del Pillionet da DAL PIAZ, (1976), al M. Pinter (DAL PIAZ et al., 1971), internamente al complesso degli gneiss minuti della Zona Sesia-Lanzo. Le nostre indagini di terreno hanno messo in luce un affioramento di rocce gabbriiche molto deformate e a forte sovraimpronta alpina in facies scisti verdi, comprese in una scaglia di gneiss d'Arolla (verosimilmente Arolla Dent Blanche s.s.) pizzicata entro miloniti della Zona di Roisan.

## LE SERIE DI COPERTURA

La copertura mesozoica nel Sistema Austroalpino Occidentale è rappresentata nei noti lembi del M. Dolin e di Roisan riferiti tradizionalmente alla Serie d'Arolla e al Klippen del M. Dolin (ELTER, 1960 e rif. bibl.).

MARTINOTTI & HUNZIKER, (1984 in stampa), fanno notare come l'uso del termine sequenza di copertura sia poco appropriato. Sarebbe più prudente infatti parlare di "resti scollati di possibili sequenze di copertura dell'Elemento Inferiore". Le nostre osservazioni relative alla zona di Roisan (parte occidentale) sono in accordo con quest'ultima interpretazione.

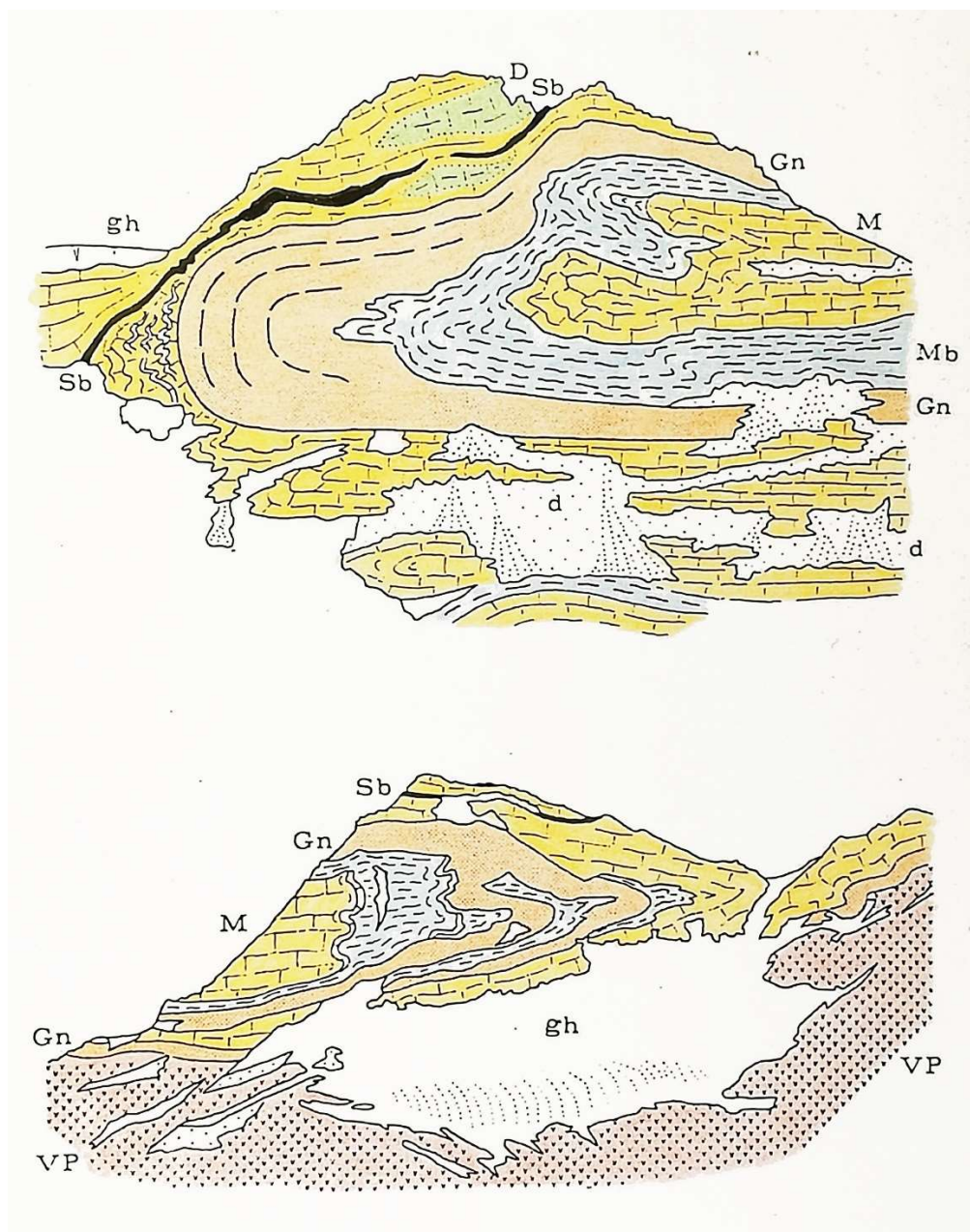


Fig. 6. Assetto litologico e strutturale dell'unità tettonica Mt. Blanc du Creton-bivacco Balestrieri sui versanti meridionale (sopra) e nordorientale (sotto) del Mt. Blanc du Creton (falda della Dent Blanche s.i., versante destro dell'alta Valtournanche). Gn: Gneiss della serie d'Arolla, minuti e microocchiadini. ad albite. albite a scacchiera, quarzo, fengite, epidoto  $\pm$  microclino  $\pm$  stipnomelano (cfr. DAL PIAZ e GOVI, 1968); M: marmi dolomitici, breccie e marmi scistosi a patina giallastra di probabile età triassica, con intercalazioni lenticolari di marmi dolomitici massicci (D) e con un sottile livello di scisti filladici a carbonato di colore plumbeo (Sb); Mb (tratteggio irregolare): fascia scistoso-carbonatica a patina bruna, composta da marmi grigi e bluastri con modeste quantità di quarzo granoblastico, mica bianca  $\pm$  albite, spesso con fitte pieghe plastiche, da marmi calcescistosi e calcemicascisti (Trias e/o Lias?); VP: paragneiss retrometamorfici della serie di Valpelline del lembo Dent Blanche s.s.; d: detrito di falda; gh: ghiacciaio. La complicazione della struttura, commentata nel testo, deriva soprattutto dal fatto che gli gneiss di Arolla sono compresi tra due sequenze di rocce carbonatiche le quali, seppure identiche in alcuni termini litologici, non mostrano una disposizione simmetrica, quale si richiederebbe nel caso di una anticlinale ripiegata. La fotografia dalla quale è tratto il disegno superiore è stampata in DAL PIAZ et al. (1975).



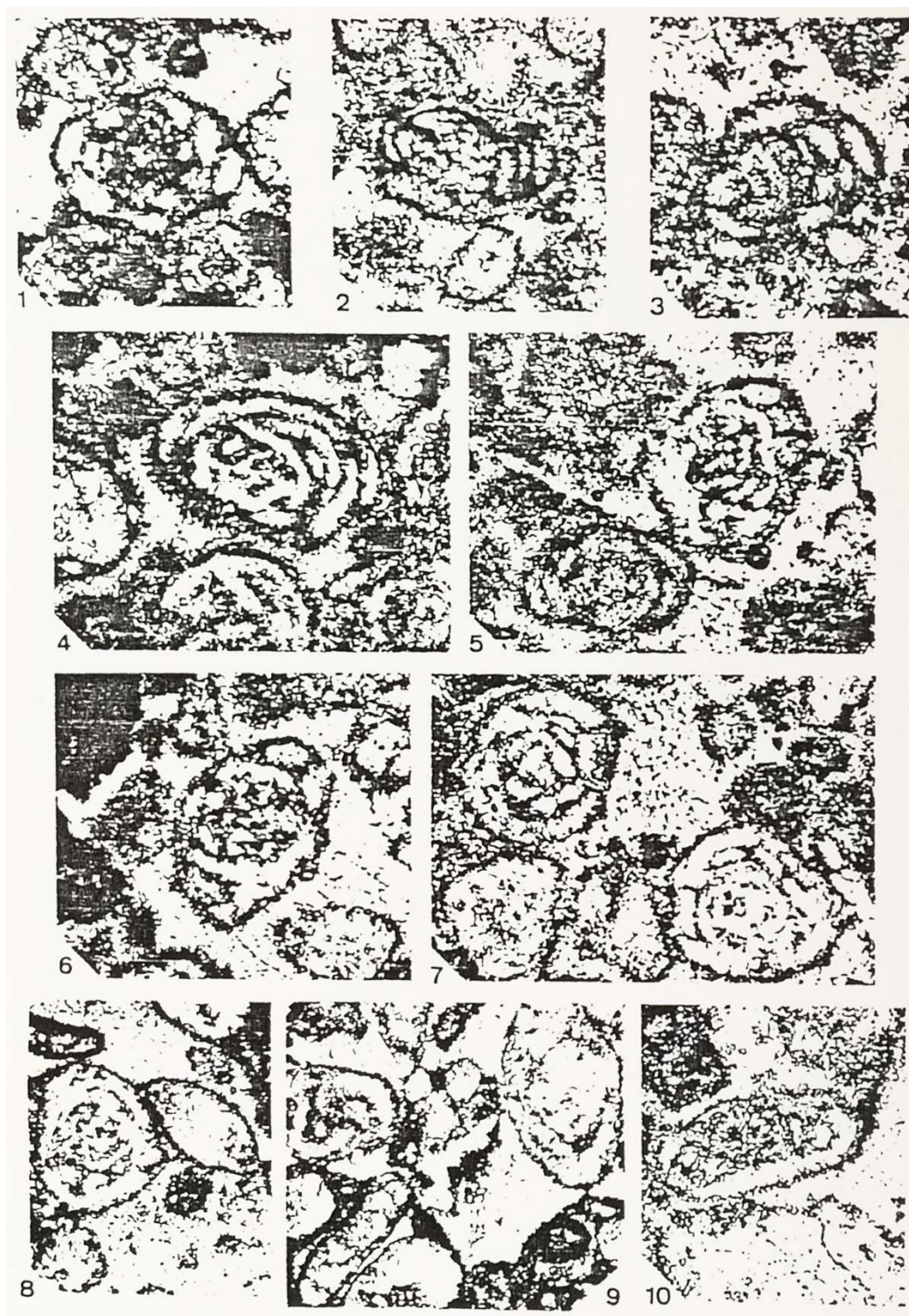


Fig. 7a. Associazioni di microfaune del Triassico superiore al M. Dolin, secondo WEIDMANN e ZANINETTI (1974).

Fig. 1-7 *Glomospirella friedli* (KRISTAN-TOLMANN).

Fig. 8-9 *Glomospirella friedli* (KRISTAN-TOLMANN) et *Involutina*?

Fig. 10 *Agathammina austroalpina* KRISTAN-TOLMANN e TOLMANN.





Fig. 7b. Panoramica del M. Dolin.





Fig. 7c. Le breccie Liassiche al M. Dolin.

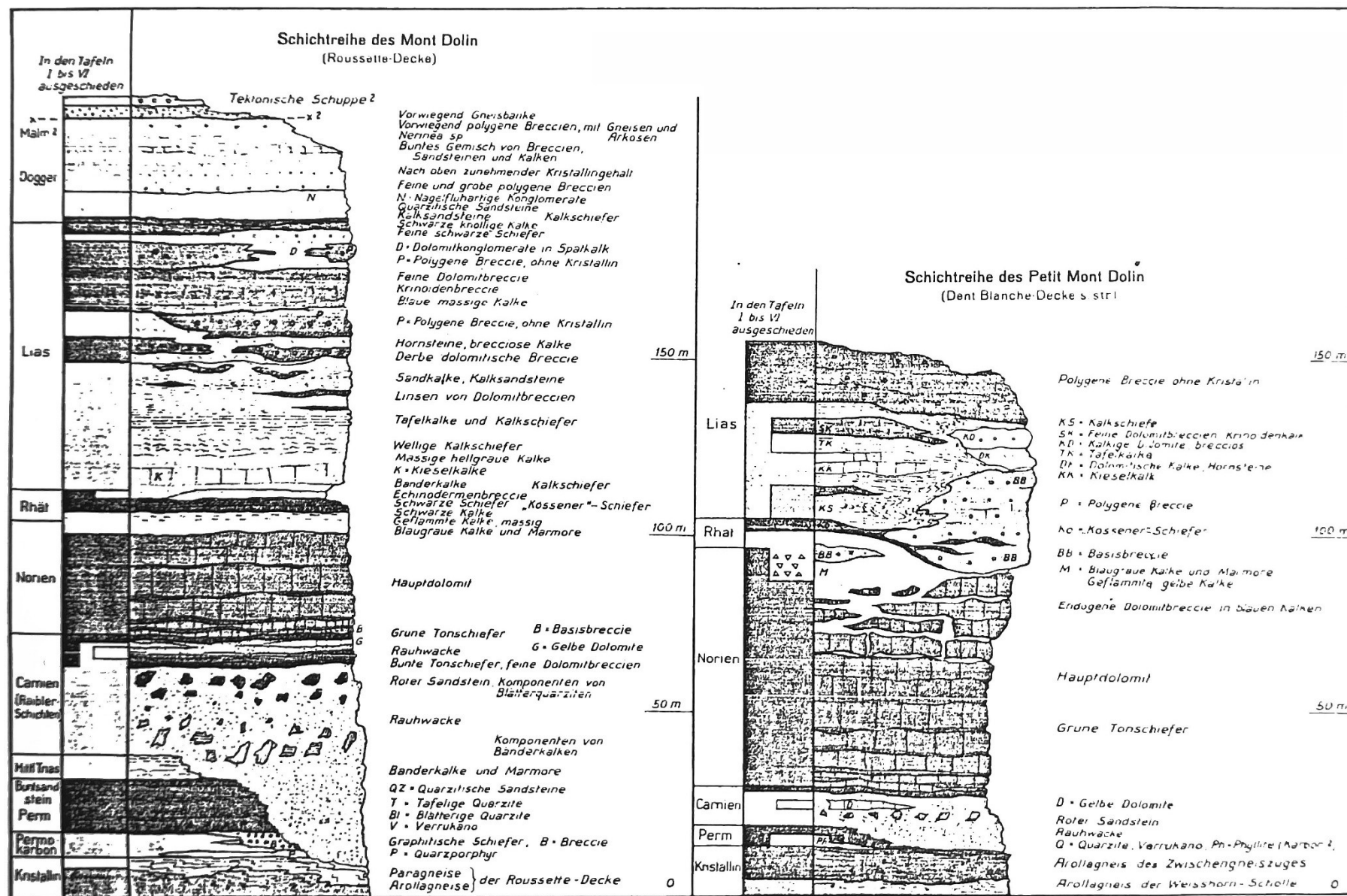


Fig. 8. La stratigrafia della serie di copertura mesozoica al M. Dolin e al Petit M. Dolin, Secondo TONI HAGEN, (1948).



Le sequenze mesozoiche affiorano nella Regione del M. Dolin, nel tratto di Roisan dalla Valle del Buthier fino alla zona del Punta Cian e del Lago di Cignana, ove delimitano il contatto fra la Dent Blanche s.s. e il Klippen del Mont Mary. Serie analoghe ricompaiono nel Klippen del Pillionet (DAL PIAZ, 1976), la cui copertura è quasi sicuramente da attribuire alla Zona di Roisan. Nello stesso lavoro sono descritti anche gli affioramenti marmi calcareo dolomitici di Mt. Blanc du Creton-Bivacco Balestrieri che si presentano involuppati tra la Serie di Valpelline della Falda Dent Blanche s.s. e gli Gneiss Minuti della Serie d'Arolla di probabile appartenenza al M. Mary, entro pieghe coricate (versante destro dell'alta Valtournanche, fig. 6).

La copertura mesozoica al M. Dolin sembra estendersi dal Permotrioassico al Lias. Il suo contatto con i sottostanti Gneiss d'Arolla è di natura tettonica. Sono compresi nella serie livelli a brecce riferibili al Lias che indicherebbero, secondo WEIDMANN & ZANINETTI (1974), una chiara analogia con gli eventi tettonosedimentari del Giurassico dell'Austroalpino Inferiore delle Alpi Centro Orientali (fig. 7).

Questo lavoro critica la stratigrafia di HAGEN (1948), in base alla quale nella serie mesozoica del Mont Dolin sarebbero compresi termini che arrivano al Dogger (fig. 8).

Alcune di queste brecce stratiformi sembrano contenere clasti di rocce cristalline simili agli Gneiss d'Arolla (MARTINOTTI & HUNZIKER, 1984 con rif. bibl).

L'intera serie di coperture mesozoiche, non solo al Mont Dolin, ma anche al Pillionet e nel Tratto di Roisan, mostra un panorama deformativo intenso con testimonianza di più fasi plicative e un metamorfismo in facies scisti verdi. Una descrizione più dettagliata della copertura mesozoica nel Tratto di Roisan sarà affrontata in un capitolo a parte.

## ASSETTO STRUTTURALE DEL SISTEMA AUSTROALPINO DELLE ALPI OCCIDENTALI

Prima di fornire una descrizione dei più recenti modelli evoluti per il Sistema Austroalpino delle Alpi Occidentali è necessario affrontare il problema del suo assetto strutturale.

In passato si riteneva che la Zona Sesia-Lanzo costituisse la radice di una grande piega coricata (al nucleo la Serie di Valpelline e verso l'esterno la Serie di Arolla e il Mesozoico degli "Schistes lustrés"), la cui fronte sarebbe stata la Falda Dent Blanche s.s. (ARGAND, 1906; 1908). Lo stile Pennidico di un simile ricoprimento è stato contestato dagli autori successivi in particolare da DIEHL, MASSON &

STUTZ (1952), che hanno posto le basi per le interpretazioni più moderne riconoscendo la tettonica di tipo "gleittbreitter" (a falde di scivolamento). In particolare sono stati riconosciuti i contatti di tipo tettonico alla base del Sistema e all'interno, lungo il limite fra Serie di Arolla e Serie di Valpelline. La natura di tali contatti è stata confermata negli anni '70 anche per la Zona Sesia-Lanzo.

L'intero Sistema Austroalpino delle Alpi Occidentali giace su di un substrato costituito da calcescisti ofiolitiferi, talora associati a sequenze pre-ofiolitiche (Zona Piemontese). Il contatto con tale serie è ovunque di natura tettonica ed è sottolineato da orizzonti blastomilonitici.

La serie dei Calcescisti con pietre verdi appartiene alla falda che va sotto il nome di Zona piemontese. Questa a sua volta sovrascorre alla crosta continentale Penninica, attribuita dalla maggior parte degli autori al margine continentale europeo (Brianzone e cristallino del M. Rosa, G. Paradiso, Dora Maira, Valais).

Almeno due unità fondamentali (o insiemi di unità) si individuano entro la Zona Piemontese, diverse per litologia, posizione paleogeografica, storia metamorfica ed evoluzione tettonica: 1) Zona del Combin, 2) Zona di Zermatt-Saas. Le caratteristiche ormai accertate per queste due unità si possono riassumere nel modo seguente:

#### 1) Zona del Combin

Si tratta di unità di natura, età e provenienza discusse. Sono costituite da prevalenti calcescisti e subordinate prasiniti in alternanza regolare, vi si associano possibili olistoliti o scaglie tettoniche di metabasalti, metagabbri, serpentiniti e coperture ad affinità oceanica. Nella Valle d'Aosta settentrionale e ed in Vallese, la Zona del Combin è caratterizzata da un metamorfismo in facies scisti verdi di età Lepontina (DESMON & DELLALOYE, 1976) con locali relitti di glaucofane di età incerta (Lepontino precoce (?); DAL PIAZ, 1976; BALDELLI et al., 1983).

Tra Zermatt, Cervinia e St. Jacques la Zona del Combin contiene, presso la sua base, una caratteristica sequenza pre-ofiolitica con quarziti Permo-Scitiche e rocce carbonatiche Triassico Liassiche.

#### 2) Zona di Zermatt-Saas

Si tratta di una o più unità di provenienza oceanica caratterizzata da metamorfismo in facies eclogitica di età eoalpina (DAL PIAZ, 1965; HUNZIKER, 1974),

La Zona Piemontese è il substrato tettonico delle unità di basamento Austroalpine, i klippen del M. Mary, della Dent Blanche s.s., del Pillonet e di Verres giacciono sull'Unità del Combin; quelli

dell'Emilius, Santanel, Glacier-Rafray e Chatillon sono sovrapposti invece unità oceaniche e con metamorfismo eclogitico, simili alla quella di Zermatt-Saas, ma in posizione strutturale non necessariamente equivalente (fig. 9 e 10).

La superficie inferiore del Sistema Austroalpino Occidentale è una struttura complessa, polifasica e tuttora di difficile interpretazione. Un punto aperto è rappresentato, come si è visto, dalla discontinuità metamorfica del substrato Piemontese e della Crosta Austroalpina. Le fasi tettoniche successive all'appilamento delle falde hanno complicato la geometria dei piani di scivolamento (ARGAND in CESARE, 1987; Gosso et al. 1979).

Alcune considerazioni sulla stratigrafia delle unità tettoniche sottostanti al Sistema Austroalpino Occidentale, ci consentono di individuare le condizioni limite necessarie per una definizione cronologica dei modelli evolutivi.

Uno studio condotto da MARTHALER (1984) tra la valle d'Anniviers e la Valle di Courmayeur a Nord di Zermatt (Svizzera), ha fissato una nuova stratigrafia per l'insieme delle falde del G. S. Bernardo e per la Zona del Combin. La falda della Dent Blanche in tale settore è sovrapposta alla Zona del Combin la quale a sua volta giace sopra la copertura Brianzonese della falda del G. S. Bernardo (fig. 11 e 12).

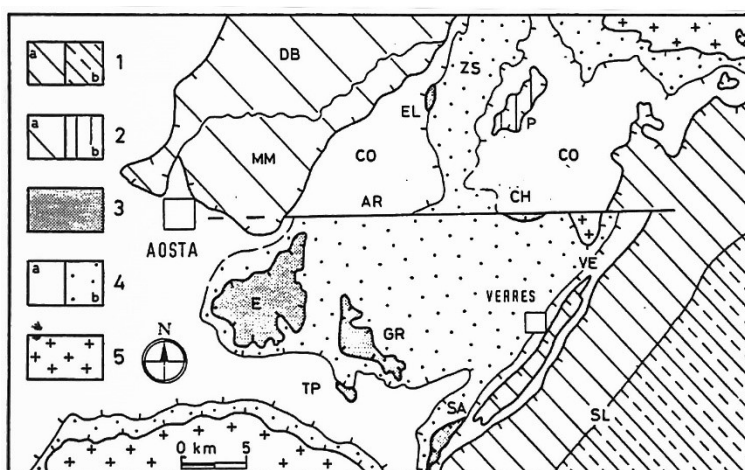


Fig. 9. Schema strutturale e metamorfico della media Valle d'Aosta (DAL P1AZ, 1976; NERVO & POLINO, 1977; GLOM, 1977; SALIOT et al., 1980; BALDELLI et al., 1985; BALLEVRE et al., 1986; BATTISTON et al. in stampa). AUSTROALPINO: 1) gneiss minuti albitici (a) e micascisti eclogitici (b) Sesia-Lanzo (SL); 2a) lembo in facies scisti verdi della Dent Blanche (DB), M. Mary (MM) e Verres (VE); 2b) lembo del Pilonet (P): scisti verdi a glaucofane; 3) lembi eclogitici più o meno preservati: M. Emilius (E), Glacier-Rafray (GR), T. Ponton (TP), Santanel (SA), Chatillon (CH), ed Etirol-Levaz (EL); ZONA PIEMONTESE: 4a) unità in facies scisti verdi, tipo Combin s.l. (CO); 4b) unità eclogitiche ad affinità oceanica, tipo Zermatt-Saas (ZS); UNITA' PENNIDICHE: 5) falde del Monte Rosa, Arcesa Brusson e Gran Paradiso. AR: faglia Aosta-Colle di Joux-Ranzola (Oligocene). Dettagli nel testo.



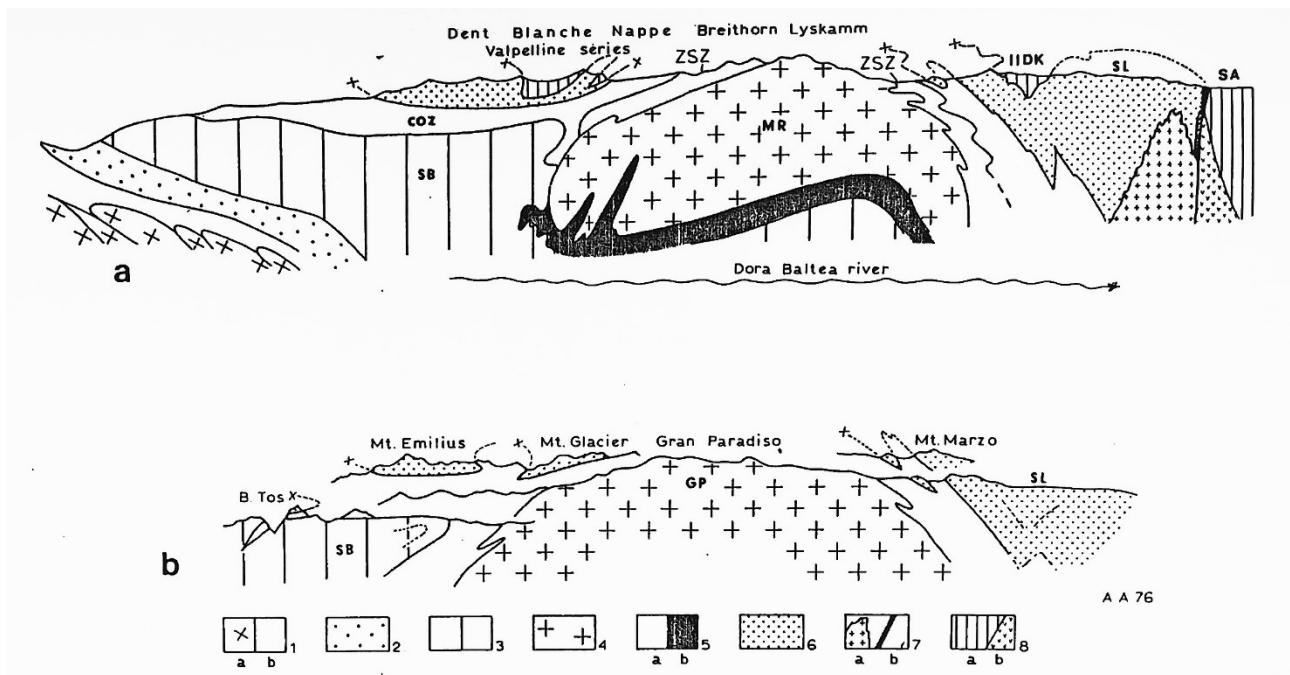


Fig. 10. Profili geologici attraverso le Alpi Nordoccidentali; per la localizzazione si veda la fig. 2b. 1) Basamento Elvetico (a) e copertura (b). 2) Zona Subbrianzone. 3) Ricoprimento del G. S. Bernardo e Zona Brianzone. 4) Monte Rosa (MR) - Gran Paradiso (GP): ricoprimento V. 5) Zona Piemontese (a), Sinclinale di Antrona (b). 6) Elemento Inferiore dell'Austroalpino (Zona Sesia-Lanzo (SL), Klippen del Monte Emilius (EM), Klippen del Glacier-Rafray, Serie di Arolla). 7) Magmatismo post-metamorfico a: corpo sienitico-monzonitico di Biella e Traversella; b: vulcaniti trachiandesitiche. 8a) Alpi meridionali (SA) ed Elemento Superiore del Sistema Austroalpino (11 Zona Diorito-Kinzigitica (11DK), Serie di Valpelline). 8b) Cunei tettonici di mantello superiore sottocontinentale.

Le unità litostratigrafiche presenti nella pila delle falde in questo settore del Vallese sono sintetizzate in fig. 13 (MARTHALER, 1984). Se ne ricavano i seguenti elementi cronostratigrafici:

la Zona del Barrhorn comprende termini che vanno dal Trias Superiore al Cretaceo Superiore e termina con limitate facies plumbee che presentano non poche analogie con il Flysch Nero Brianzone (ELLEMBERGER, 1958), e con un tipo di "Wildflysch", sequenze la cui età è compresa nell'intervallo Maastrichtiano-Eocene medio (fig. 14).

La Zona del Combin in questa regione è suddivisa in una Unità Superiore ed una Inferiore. Entrambe comprendono termini di tipo Flysch che arrivano al Cretaceo Superiore per la presenza di possibili

Globotruncane: la Serie Rousse dell'Unità Inferiore arriva al Senoniano inferiore, la Serie Grise dell'unità Superiore arriva tutt'al più al Cenomaniano-Turoniano (fig. 15, MARTHALER, 1984).

Questi Flysch sembrano allora essere tanto più antichi quanto più la loro posizione paleogeografica è interna; se questo è vero il sovrascorrimento delle falde in discussione sarebbe migrato nel tempo da Sud verso Nord coinvolgendo sequenze via via più esterne sulle quali si deposita un flysch che si fa a mano a mano più giovane (fig. 16). La Falda Dent Blanche e le unità ofiolitiche della Zona di Tracuit avrebbero sormontato la Serie Grise dopo o durante il Turoniano. La Serie Rousse sarebbe stata scavalcata dal complesso già impilato verso la fine del Cretaceo Superiore o durante il Senoniano inferiore. Lo scorrimento dell'insieme di falde della Zona del Combin+Dent Blanche sopra la copertura Brianzonese del Barrhorn, si sarebbe infine verificato durante l'Eocene. La mancanza di metamorfismo di alta pressione indica che l'intero fenomeno di sovrascorrimento si è svolto ad un livello strutturale relativamente superficiale.

L'accoppiamento di unità Austroalpine eclogitiche ad unità oceaniche parimenti eclogitiche è un processo che si sviluppa a livelli strutturali profondi e durante l'evento Eoalpino. (DAL PIAZ et al., 1972; HUNZIKER, 1974; COMPAGNONI et al., 1975, 1977; MARTINOTTI & HUNZIKER, 1984 in stampa).

L'intero quadro evolutivo del Sistema Austroalpino Occidentale rappresentato secondo lo schema che segue (DAL PIAZ et al., 1972; COMPAGNONI et al., 1975, 1977; GOSSO, 1977):

- a) Metamorfismo HP-LT e fase deformativa F1 (130-70 M.a.). Sovrapposizione dell'Unità Superiore: IIDK e VP, sull'Unità Inferiore? Thrusting e inizio di formazione dell'edificio a falde in profondità.
- b) Fase deformativa F2, inizio dell'esumazione delle unità di alta pressione ed evoluzione decompressionale,
- c) Formazione della catena Lepontina con Thrusting "superficiale" di unità Austroalpine ed oceaniche eoalpine di alta pressione sulle unità del margine passivo europeo (Prepiemontese-Brianzonese); evento metamorfico Lepontino.
- d ) Magmatismo calcalkalino e ultrapotassico oligocenico (30 Ma), con dicchi lamprofirici che tagliano il contatto Sesia-Lanzo/Zona del Combin.
- e) Fase deformativa F4 (sin o post-magmatica?) a lunghezza d'onda chilometrica e successive deformazioni fragili.

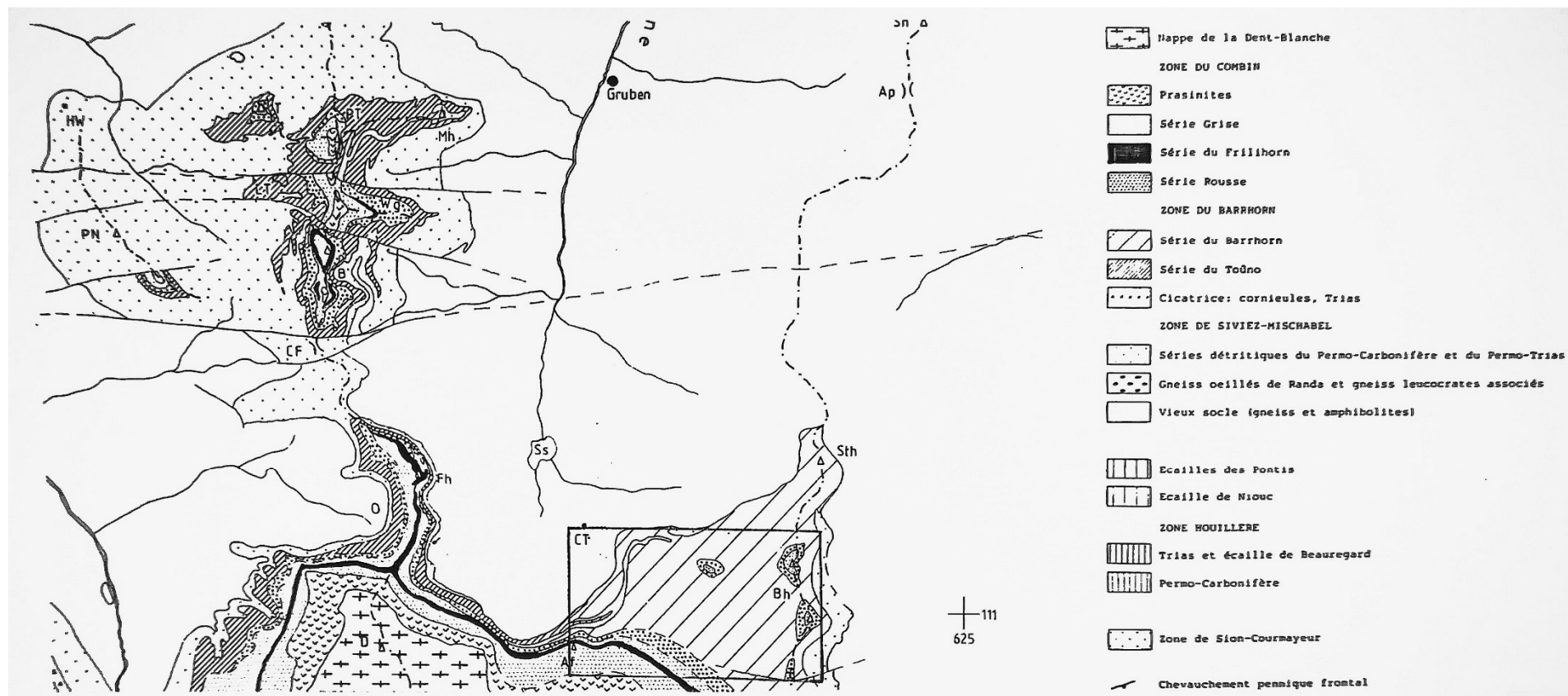


Fig. 11. Carta geologica del Sistema Austroalpino + Pennidico nel settore Svizzero investigato da MARTHALER (1984). Nel riquadro: l'area rappresentata nella fig. 12.

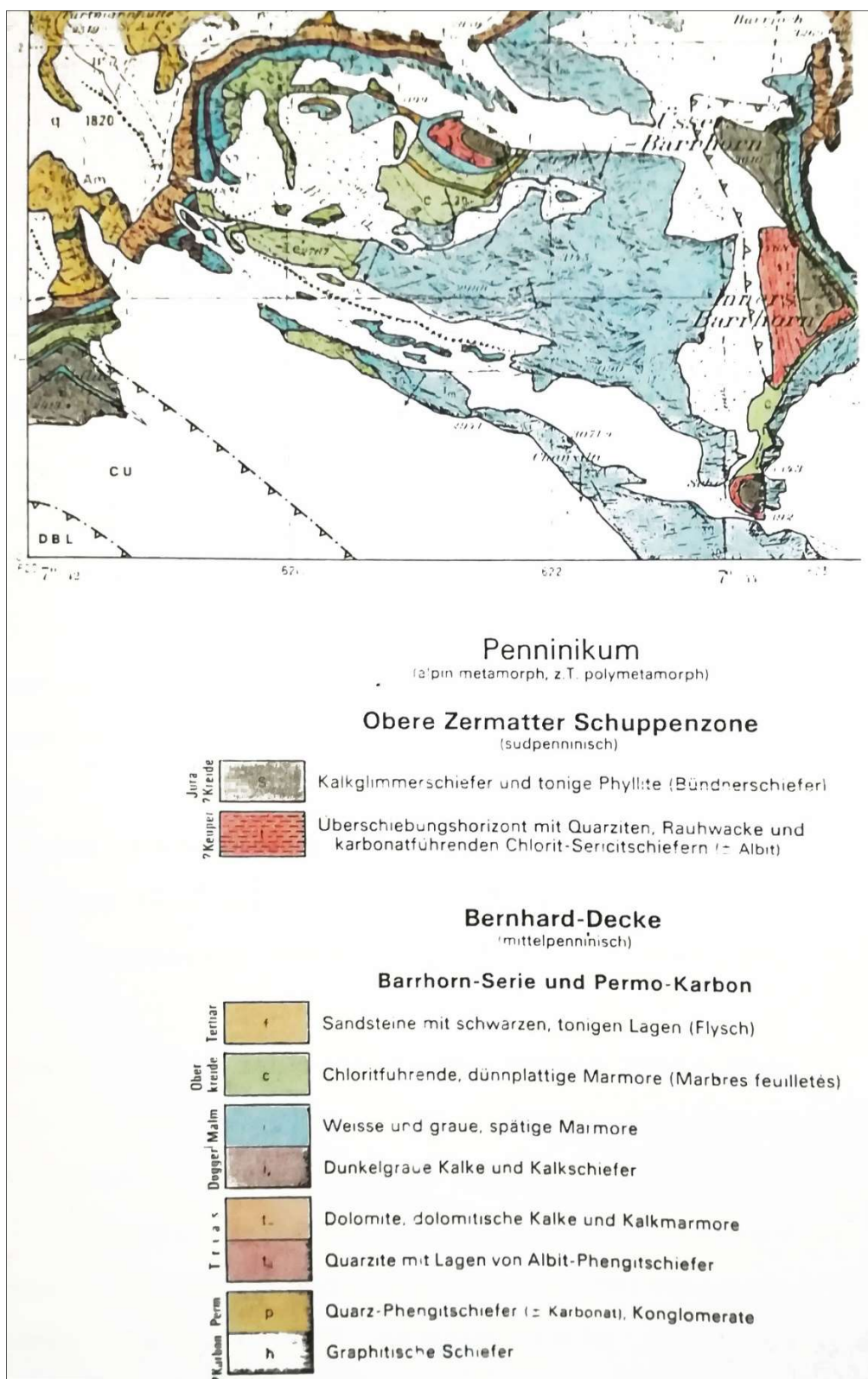


Fig. 12. (Con riferimento alla figura precedente). È possibile porre un limite cronologico alla messa in posto dell'insieme delle falde Dent Blanche + Zona del Combin sopra la falda del G. S. Bernardo grazie alla presenza di una facies (Scisti plumbei) situata alla sommità della serie di copertura del



Barrhorn che dovrebbe corrispondere secondo Ellemberger (1958), al Fliysch ridotto (Eoc. Inf.), di altri settori del brianzone (In: Bearth, 1978).

## MODELLI EVOLUTIVI

La subduzione del bacino Piemontese e di parte della crosta continentale associata ai suoi margini passivi e la collisione continentale sembrano essere al momento attuale gli unici meccanismi in grado di spiegare il metamorfismo di alta pressione e bassa temperatura, che si riscontra lungo questa fascia orogenetica, e l'appilamento di falde che porzioni di crosta anche molto profonde.

Un tentativo di applicare il modello della tettonica a placche per spiegare l'attuale situazione geologica della catena alpina è stato fatto da LAUBSCHER (1970, 1974) e da DAL PIAZ et al. (1972). Particolare attenzione è riservata da ERNST (1971), DAL PIAZ et al. (1972) e da COMPAGNONI et al. (1975, 1977), ai problemi del metamorfismo di alta pressione e alla ricostruzione paleogeografica e strutturale di questo settore della catena alpina (fig. 17 e 18).

L'idea che alla fase collisionale sia preceduto un episodio subduttivo sembra essere confermata dai dati geofisici che indicano l'esistenza di strutture interpretabili come le radici litosferiche della catena alpina (fig. 19, 20; PANZA & SHUADOLC, 1987 in stampa con rif. bibl.).

L'applicazione del modello della tettonica a placche all'evoluzione della catena alpina ha consentito di affrontare in una nuova luce il problema della pertinenza paleogeografica dei vari corpi (ELTER, 1960). In particolare il Sistema Dent Blanche + Sesia-Lanzo, in virtù della sua posizione rispetto alle serie oceaniche della Zona Piemontese, è stato attribuito al paleomargine continentale africano ed è quindi riconosciuto come Austroalpino (CARRARO et al. 1970).

Mentre sembra ormai affermato il modello della subduzione per spiegare il metamorfismo di alta pressione, restano ancora in discussione: il meccanismo della subduzione di unità continentali, l'età della collisione continentale, e la riesumazione delle rocce in facies eclogitica. Infatti queste devono essere portate in un intervallo di tempo relativamente breve a livelli strutturali superficiali in maniera da evitare una riequilibrio delle paragenesi eclogitiche. A questo proposito RUBIE (1984) elabora due modelli per ciascuno dei quali calcola delle traiettorie P-T-t. Il primo modello (fig. 21) si rifà a ERNST (1971) nel richiedere l'intervento di risalita isostatica e dell'erosione per spiegare

l'esumazione delle rocce in facies eclogitica. Il secondo modello (fig. 22) invece considera il fenomeno dell'underplating e ne fa il principale fenomeno responsabile della risalita di tali rocce.

PLATT (1986), elabora un modello teorico nel quale paragona l'evoluzione della catena alpina a quella di un cuneo di accrescimento. La forma di questo cuneo, come risulta dai suoi calcoli, rimane stabile nel tempo: l'aggiunta di materiale alla sua fronte provocherebbe un raccorciamento (compressione) in modo da ristabilire la forma di equilibrio del cuneo. Allo stesso modo l'aggiunta di materiale crostale per underplating alla base del cuneo, provocherebbe l'innescò di una fase distensiva nelle parti interne del cuneo capace di spiegare la risalita da un livello profondo delle rocce in facies eclogitica. Anche delle semplici variazioni nella velocità di subduzione potrebbero portare a stati distensivi o compressivi.

Il modello di PLATT (1986), è molto suggestivo in quanto l'evoluzione della fase distensiva porterebbe ad un "rimiscolamento" delle isoterme dell'evento di alta pressione arrivando alla sovrapposizione di falde fra le quali esistono brusche variazioni nel metamorfismo che si presenterebbe allora assai discontinuo. Questo è uno dei principali ostacoli che si frappongono ad ogni serio tentativo di ricostruzione palinspastica della catena alpina.

Il panorama evolutivo proposto da PLATT (1986), è schematizzato nella fig. 23. Questa ricostruzione a nostro avviso non spiega la posizione dell'Unità Zermatt-Saas, la quale nell'ultimo riquadro passa al di sotto dell'Unità del Combin, mentre nei riquadri precedenti occupa una posizione strutturale superiore.

Il modello di PLATT consente comunque di aggirare gli ostacoli rappresentati dalla complessa disposizione attuale dei corpi senza necessariamente moltiplicare il numero delle unità tettoniche come in BALLEVRE et al., (1986) (fig. 24).

La possibilità, prevista da PLATT, che l'evoluzione della catena alpina possa essere stata molto più complessa di quanto ci si aspetti esaminando i modelli attualmente disponibili indica che, per giungere ad una ricostruzione seria degli eventi, è necessaria una indagine di terreno più approfondita condotta con metodologie moderne. Per molti settori del Sistema Austroalpino Occidentale la base cartografica risale ancora ai primi anni del nostro secolo, è chiaro allora che la gran parte del lavoro di raccolta di dati resta da svolgere e non è da escludere che nuove sorprese aspettino gli studiosi che vedono nel terreno il sito ideale per fare della geologia.

UNITES TECTONQUES		UNITES LITHOSTRATIGRAPHIQUES de la région étudiée
W : Bagnes, Nendaz, Hérens	E : Anniviers, Tourtemagne, Zermatt	
<i>Nappe de la Dent-Blanche</i>	<i>Nappe de la Dent-Blanche</i>	
Zone des Aiguilles Rouges	Zone de Tracuit	
Zone du Combin	Zone du Combin supérieure	Prasinites (Unité 3) Série Grise Série du Frilhorn
	Zone du Combin inférieure	Série Rousse Série d'Evolène (cicatrice) } (Unité 2)
<i>Zone du Métailler</i>	Zone du Barrhorn	Série du Toûno (Unité 1)
<i>Cicatrice (cornieules, Trias)</i>		
<i>Zone de Siviez-Mischabel</i>	<i>Zone de Siviez-Mischabel</i>	<i>Séries volcano-détritiques</i>
		<i>Vieux socle</i>
<i>Trias</i>	<i>Ecailles des Pontis</i>	
	<i>Ecaille de Niouc</i>	
	<i>Ecaille de Beauregard</i>	
<i>Zone Houillère</i>	<i>Zone Houillère (Stalden inférieure)</i>	
Zone de Sion-Courmayeur	Zone de Sion-Courmayeur	

Fig. 13. Tavola delle unità tettoniche entro il pennidico del Vallese centrale. In carattere italiano: unità di zoccolo. In lettere normali: unità di copertura. Entro Parentesi: unità descritte in MARTHALER (1981).

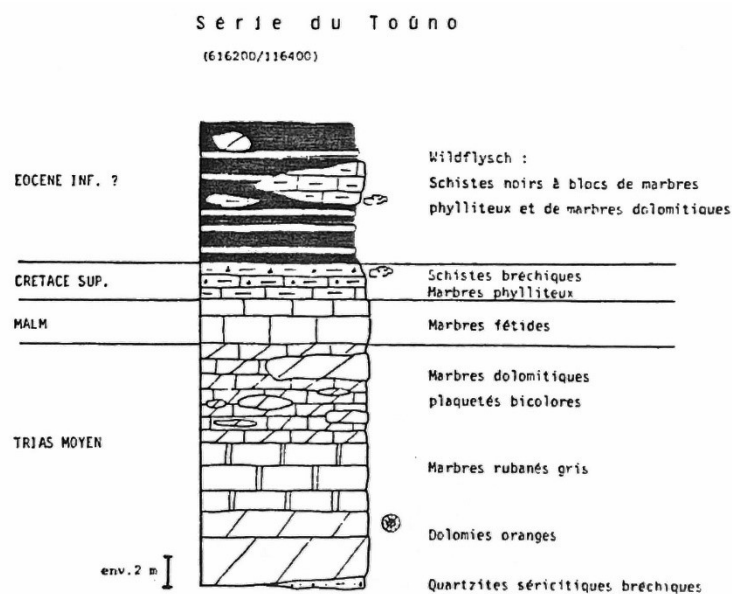


Fig. 14. Colonna stratigrafica della serie di Touno (Barrhorn).

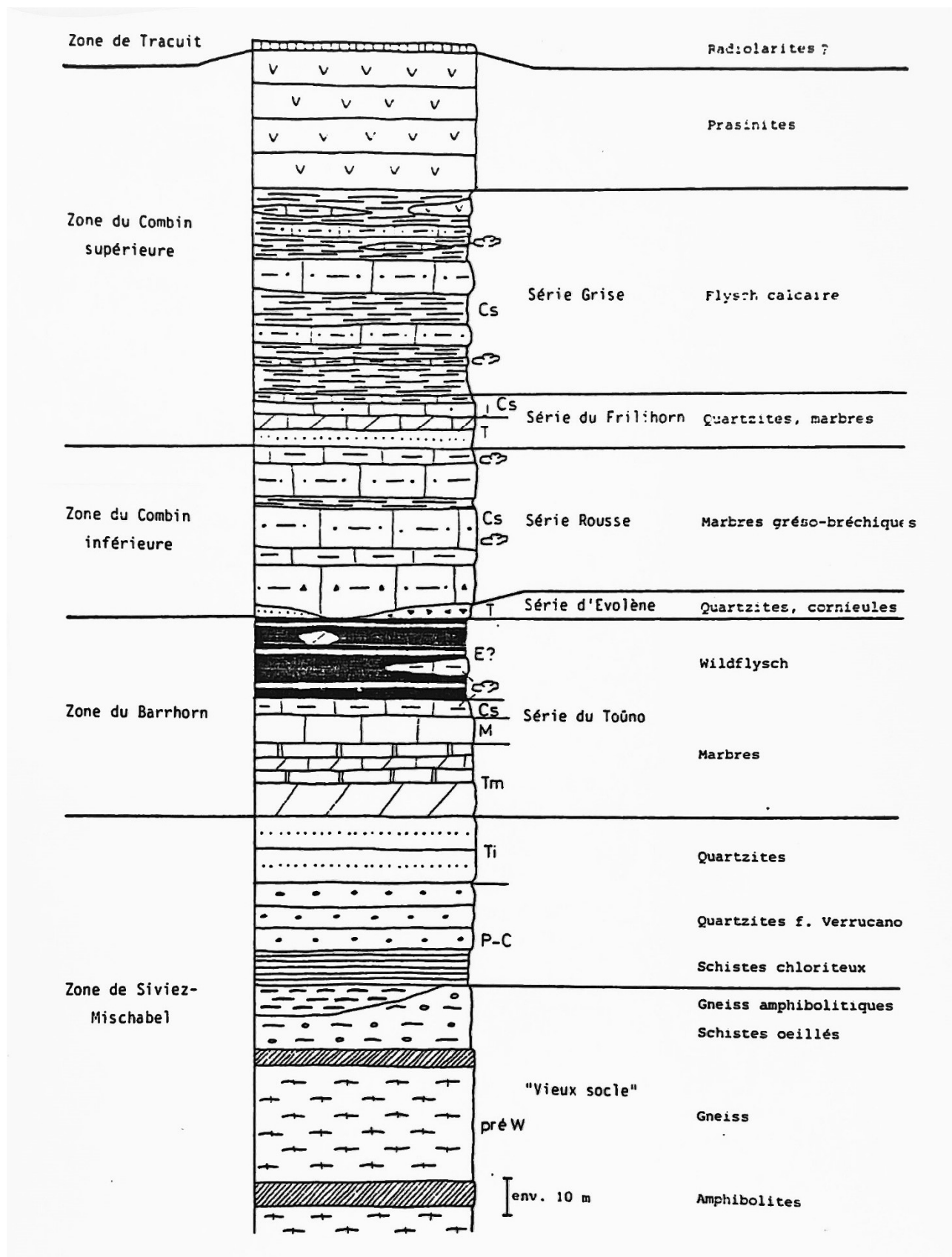


Fig. 15a. Colonna stratigrafica delle unità Pennidiche affioranti nella Valle d'Annivers e nella valle di Tourtemagne. Pre-W: pre-Westfaliano. P-C: Permo-Carbonifero. T: Trias inferiore. Tm: Trias medio. J: Giurassico. M: Malm. Cs: Cretaceo superiore. E: Eocene.



Fig. 15b. Panoramica del Bishorn (Ricoprimento della Dent Blanche s.s., in alto al centro). Sotto al ghiacciaio i calcescisti della Zona del Combin, in basso: il Brianzone della Zona del Barrhorn.



Fig. 15c. Panoramica del Barrhorn con il Trias in primo piano.





Fig. 15d. Zona del Barrhorn: il contatto Malm (colore chiaro, in basso) – Cretaceo (colore più scuro in alto).



Fig. 15e. Il flysch nero (Eocene?; in basso) al di sopra del cretaceo (Serie di Touno).

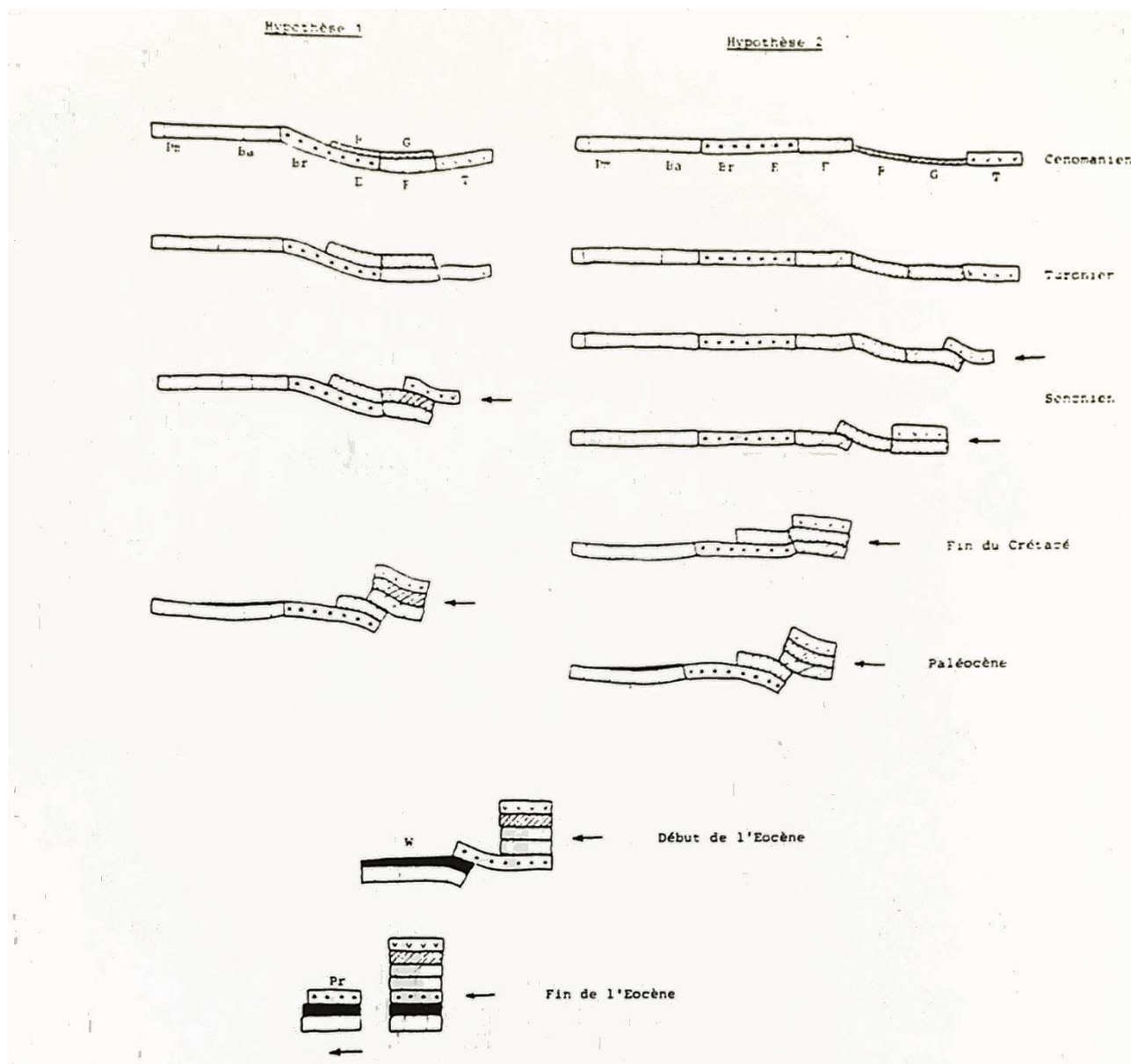


Fig. 16. Due ipotesi molto semplificate del meccanismo di messa in posto delle future unità pennidiche. Pm: faldale Prealpi mediane. Ba: Zona del Barrhorn. Br: Faldale della Breche. E: Serie d'Evolene (Zona del Combin Inferiore). R: Serie Rousse (flysch della Zona del Combin Inferiore). F: Serie di Frilhorn (Zona del Combin Superiore). G: Serie Grise (flysch della Zona del Combin Superiore), T: Zona di Tracuit. W: Wildflysch della Zona del Barrhorn et Sopraprealpi Mediane. Pr: Parte mediana delle Prealpi.



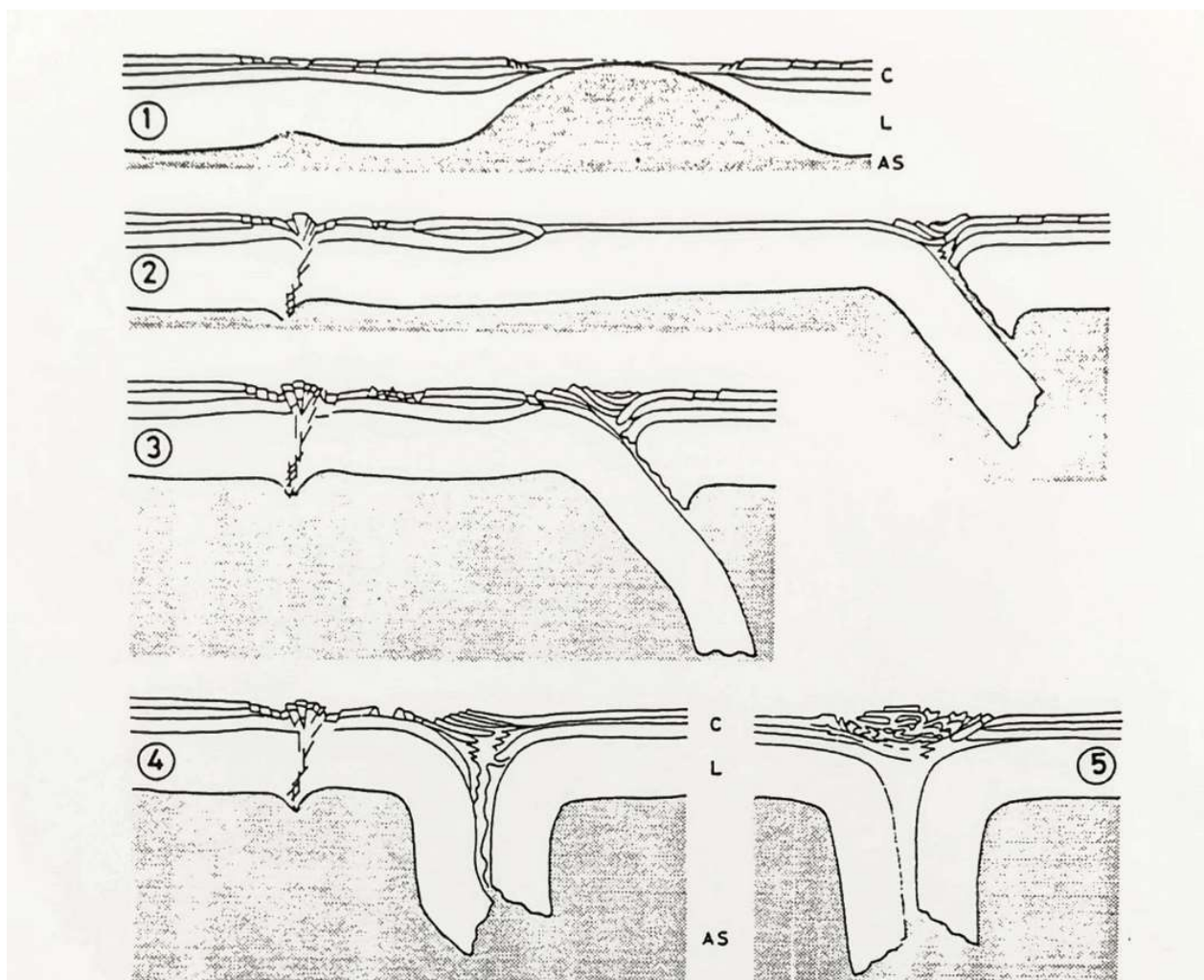


Fig. 17. Sezioni palinspastiche della catena alpina (LAUBSCHER, 1974): 1: Giurese medio; 2: Cretaceo superiore; 3: Eocene inferiore; 5: Pliocene; C: crosta; L: mantello litosferico; AS: astenosfera.



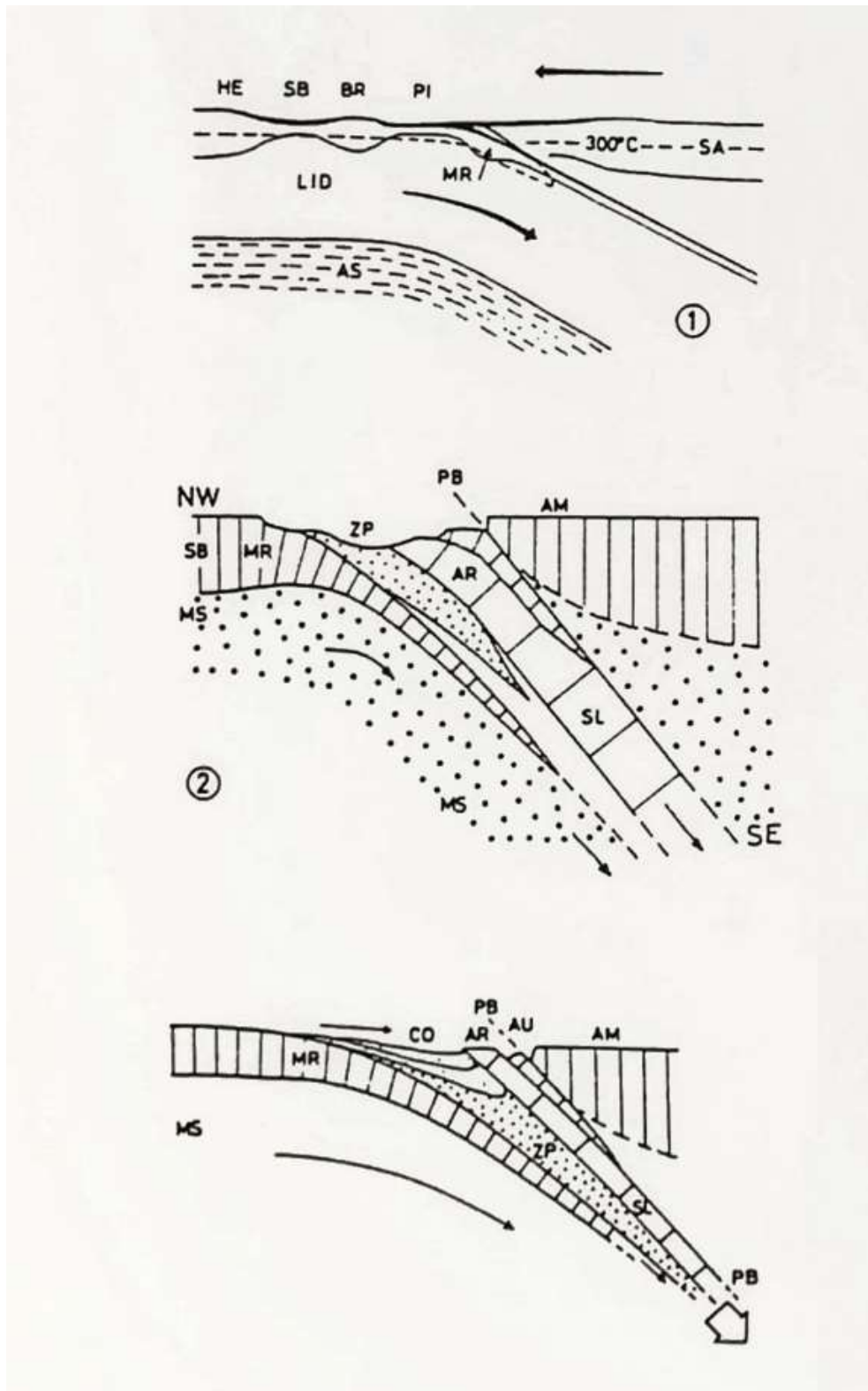


Fig. 18. Modelli di subduzione proposti per le Alpi occidentali: (1) ERNST (1971): HE = Elvetico; SB = Subbrianzonese; PI = Piemontese; MR = Monte Rosa; SA = Austroalpino e Alpi meridionali; LID = mantello litosferico; AS = astenosfera. (2) DAL PIAZ et al. (1972): SB = San Bernardo (Brianzonese); MR = Monte Rosa; ZP = unità oceaniche piemontesi; CO = unità marginali piemontesi (Combin); AR = Arolla, e SL (Sesia-Lanzo eclogitica); unità Austroalpine: AU = elemento Austroalpino superiore; AM = Alpi meridionali; PB = Piano di Benioff; MS = Mantello superiore.

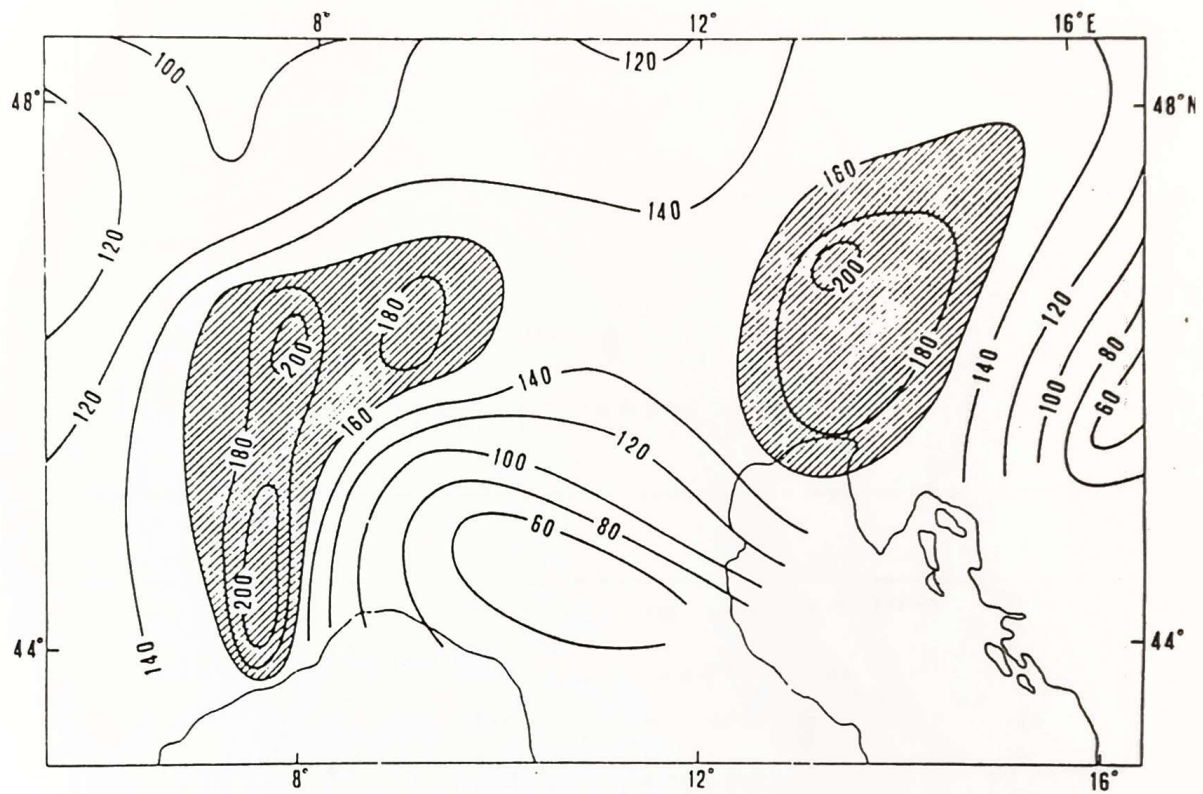


Fig. 19. Radici litosferiche (aree tratteggiate), come risulta dalla tomografia sismica fatta sulle onde Primae (da: BARUSKA et al., 1985). Le linee continue indicano lo spessore litosferico in km.

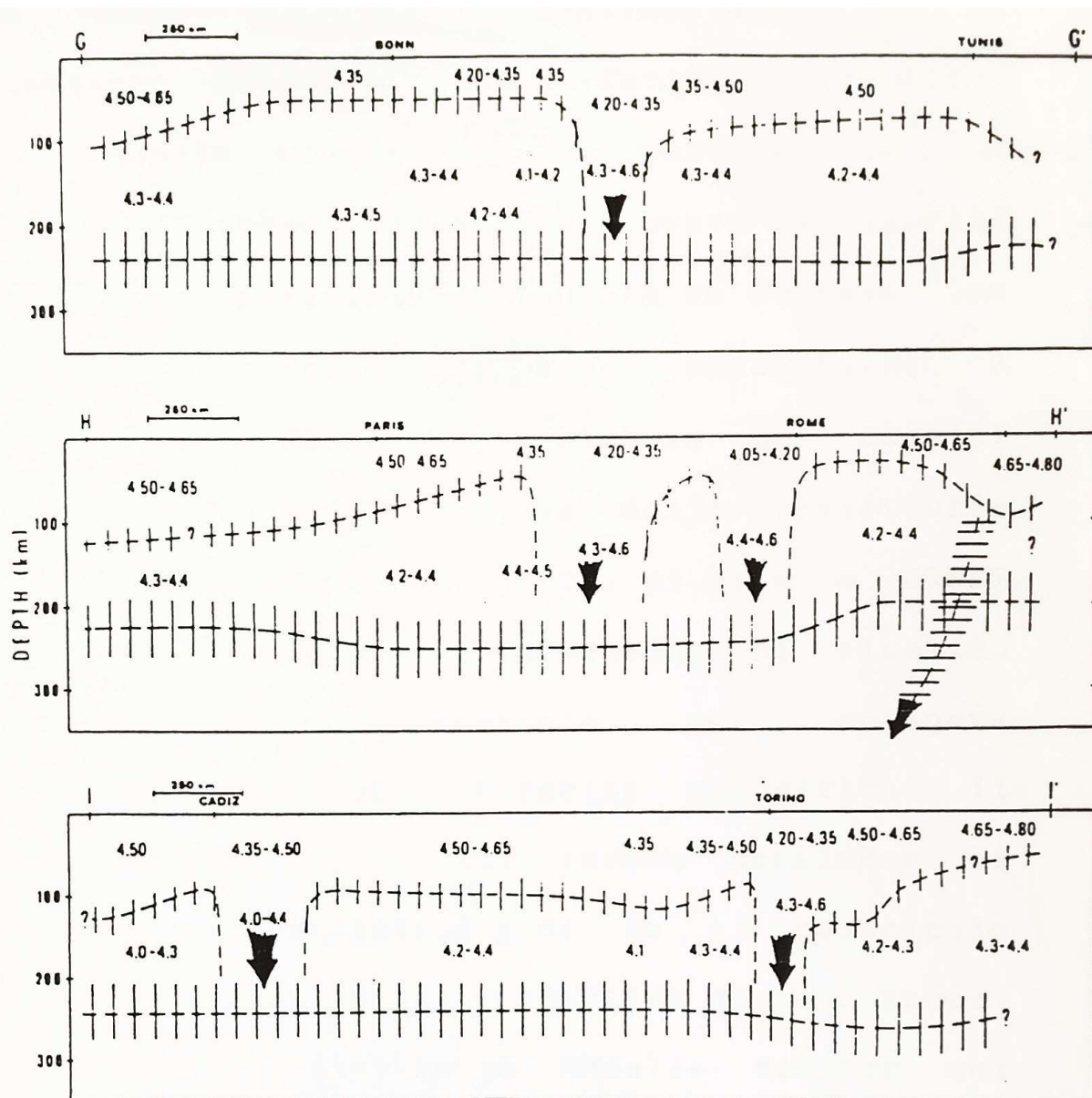


Fig. 20. Sezioni attraverso il sistema litosfera-astenosfera lungo tre profili (per la direzione dei profili vedi SHUADOLC & PANZA, 1987, in stampa). I tratti verticali indicano l'incertezza nella determinazione dei limiti litosfera-astenosfera e astenosfera superiore-inferiore. Le frecce indicano le radici litosferiche e (in relazione al tratteggio verticale) la presenza di punti focali dei terremoti nel Mar Tirreno. I numeri indicano le velocità delle onde sismiche di taglio che si possono ottenere nelle aree corrispondenti.

# 

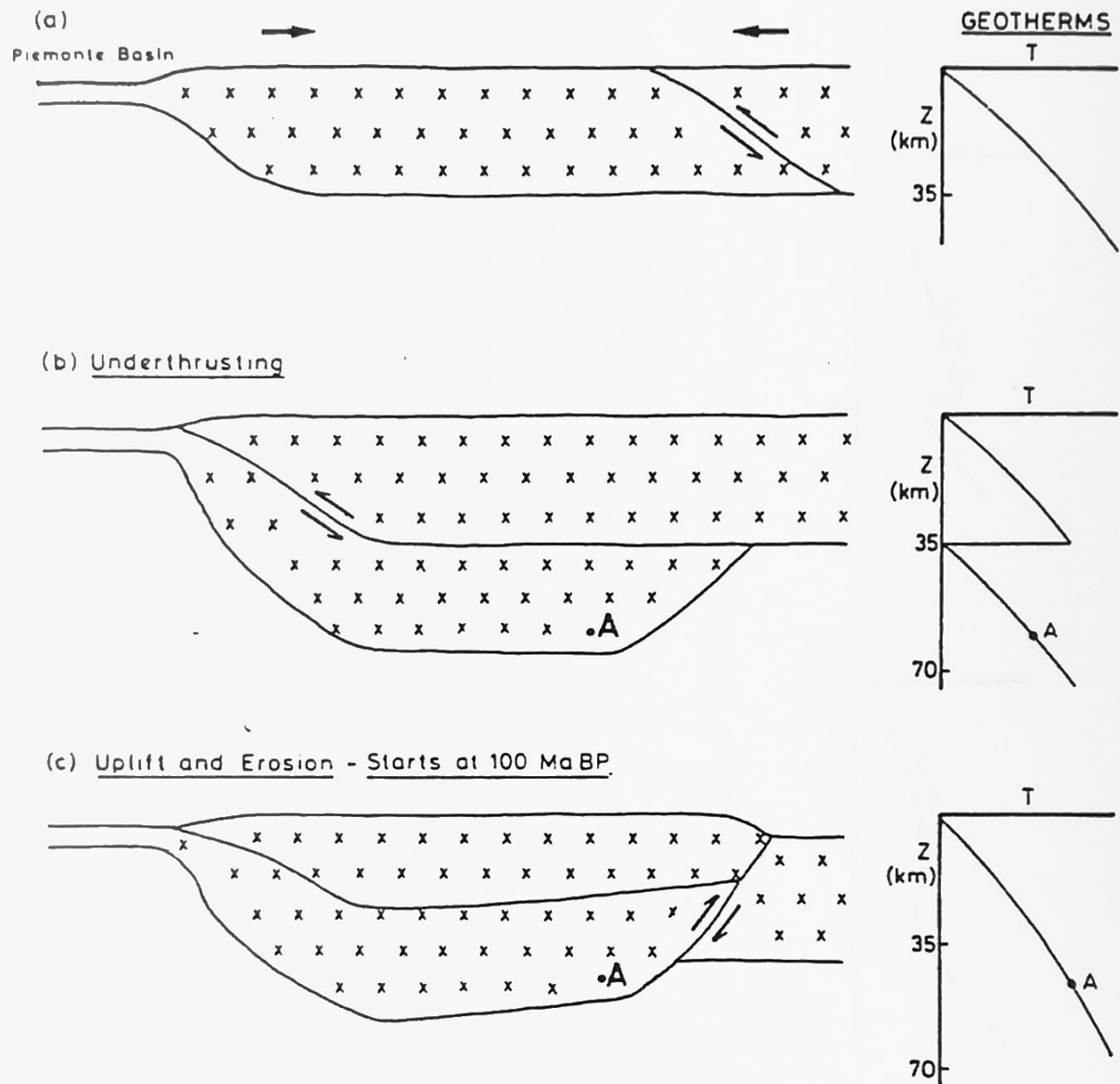


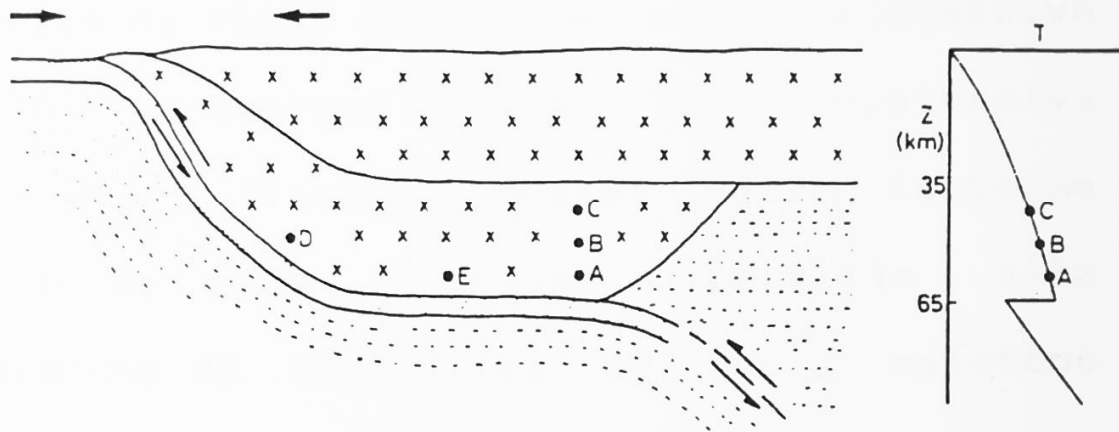
Fig. 21. Il modello dell'underthrusting nel quale il campione A è situato inizialmente ad una profondità di 60 km. L'evoluzione di una geoterma in una sezione contenente A è mostrata schematicamente nei diagrammi (Z = Profondità, T = Temperatura).



# 

120 - 100 Ma BP Underthrusting (see fig 4)

(a) 100 Ma BP Start of Subduction



(b) Subduction, Underplating, Uplift and Erosion

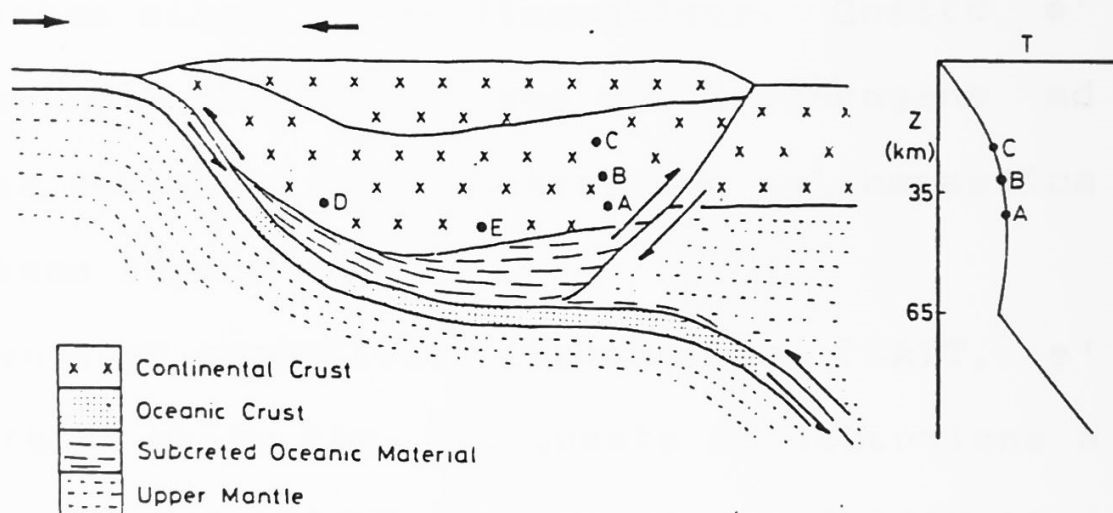


Fig. 22. Modello dell'underthrusting+subduzione. Un evento di underthrusting simile a quello di figura 19, è seguito da subduzione di litosfera oceanica - del bacino Piemontese 100, Ma. B.P. (a). La geoterma risultante assume un andamento a dente' di sega. (b) La subduzione continua per un periodo durante il quale il sollevamento della crosta continentale inspessita è accomodato dall'erosione e dall'underplating (subcretion) di materiale oceanico freddo. Sono raffigurate delle geoterme lungo le sezioni contenenti il campione A. Sono anche raffigurati due campioni B e C. Stadi tardivi dell'evoluzione tettonica che coinvolgono processi di collisione continentale con la messa in posto delle falde di basamento Pennidiche al di sotto del materiale oceanico incorporato nella pila di falde in risalita non sono qui raffigurati.

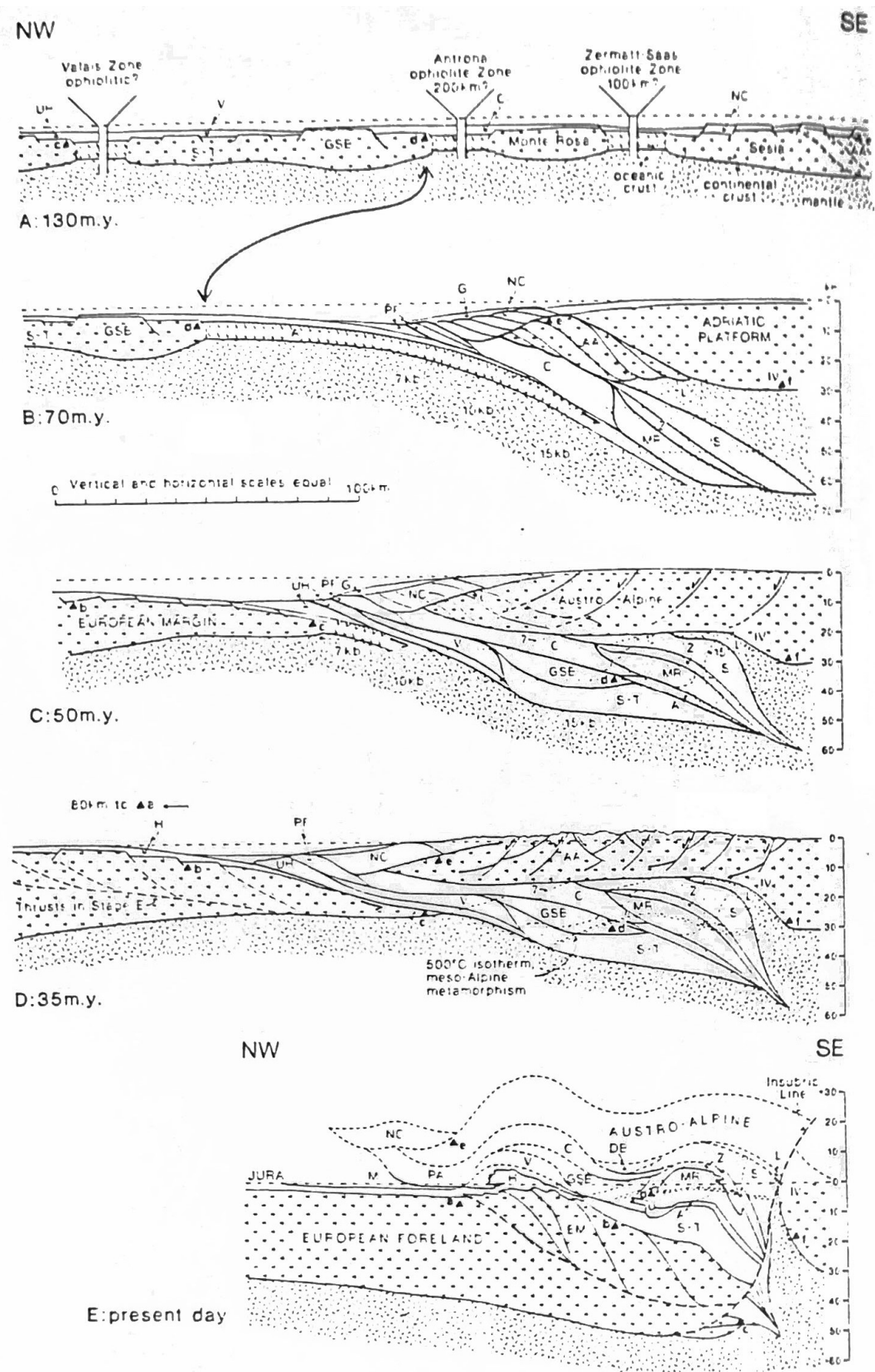


Fig. 23. (segue)

Fig. 23 (continua). Evoluzione tettonica delle Alpi Centrali secondo PLATT (1984). Il profilo (E) relativo alla configurazione attuale è orientato approssimativamente NW-SE. I triangoli contrassegnati da lettere rappresentano dei punti materiali che possono essere seguiti durante l'evoluzione della deformazione. A. Cretaceo medio, modificato da TRUMPY (1980). Sono stati omessi per esigenza di spazio almeno 300-400 km di crosta oceanica dai tre bacini. B. Cretaceo superiore. Subduzione e raccorciamento lungo il margine meridionale sono accompagnati da metamorfismo HP-LT nelle scaglie incorporate per underplating alla base del cuneo. C. Eocene inferiore. Una limitata risalita isostatica delle scaglie di crosta oceanica attraverso il mantello circostante, insieme ad una estensione e diminuzione di spessore del cuneo in risposta all'underplating, conducono alla risalita delle rocce con metamorfismo di alta pressione. L'estensione si realizza attraverso faglie listriche dirette a livelli superficiali e attraverso un flusso duttile in profondità. Si noti lo spiazzamento delle isograde lungo i contatti riattivati fra le falde. D. Oligocene inferiore. Ulteriore estensione e assottigliamento del cuneo orogenico è causata da un continuo underplating e da una diminuzione della velocità di subduzione. La riequilibrio termica causa il metamorfismo Lepontino, con temperature superiori a 500° C, il quale si sovrappone alle paragenesi di alta pressione obliterandole. E. Situazione attuale, MUELLER et al. (1980), TRUMPY (1980), MILNES (1978) e MILNES et al. (1980). Sottscorrimento del margine continentale Europeo che partecipa alla subduzione, retroscorrimenti nella Zona Pennidica, sollevamenti lungo la linea Insubrica ed erosione determinano la situazione attuale. Le falde Austroalpine, le Alpi Calcaree Settentrionali e il Massiccio di Lanzo sono proiettati da considerevole distanza e possono non avere la posizione e le geometrie mostrate nei loro siti. Le strutture di basamento del margine Europeo sono schematiche; il raccorciamento del basamento è di circa 70 Km, quello delle coperture elvetiche è di 120 km. L'intero orogeno ha subito un raccorciamento che lo ha portato da 800-900 km di ampiezza a 150 km. A = ofioliti di Antrona, AA = Basamento Austroalpino, C = calcescisti della Zona del Combin, DB = Ricoprimento Dent Blanche, EM = massicci cristallini esterni, G = livelli di Gosau, GSB = complesso di falde del G. S. Bernardo, H = falde di copertura Elvetiche, IV = Zona d'Ivrea, L = massiccio di Lanzo e peridotiti associate, M = Molassa, MR = falda del Monte Rosa, NC = Alpi Calcaree Settentrionali, PA = falde Prealpine, PF = flysch Pennidico, S = Zona Sesia, ST = complesso gneissico del Sempione-Ticino, UG = flysch e coperture Ultraelvetiche, Z = calcescisti ed ofioliti della Zona di Zermatt-Saas, V = calcescisti Vallesani.

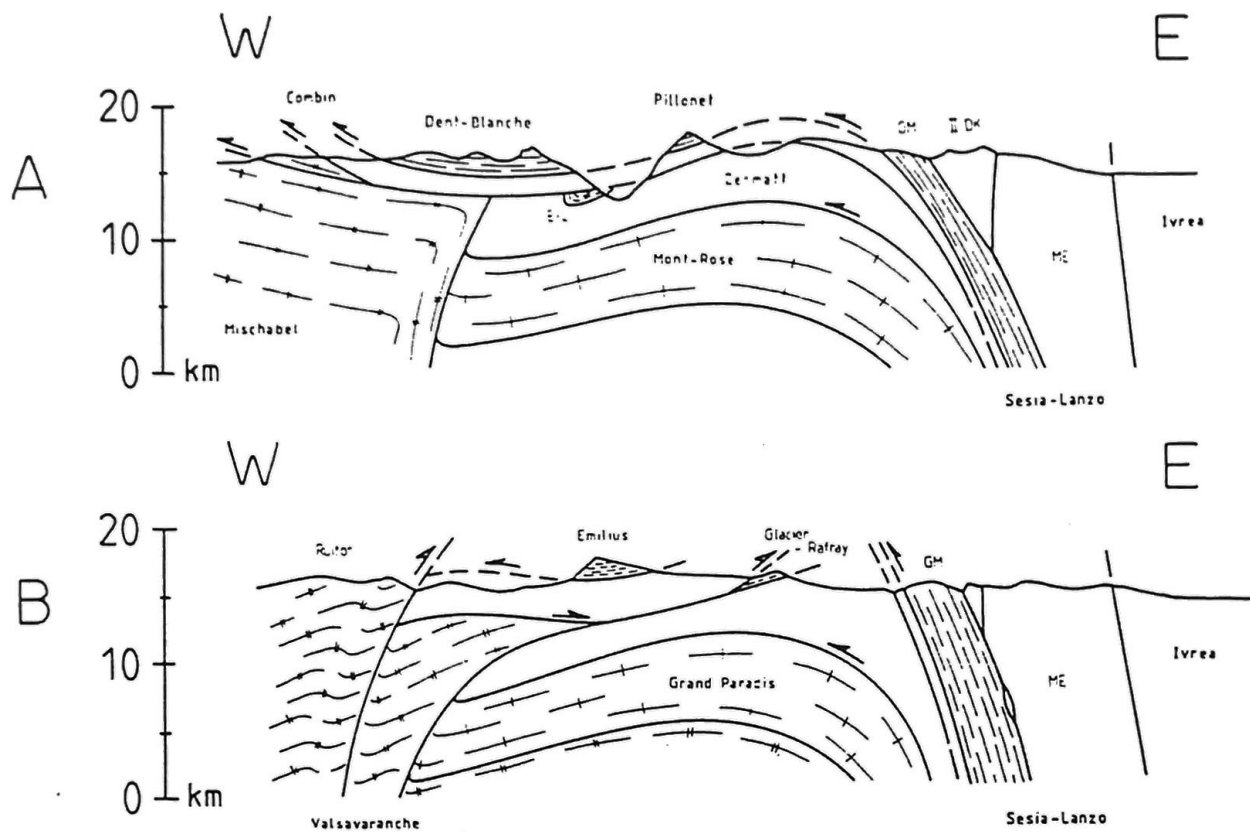


Fig. 24. Profili interpretativi delle zone interne delle Alpi Nordoccidentali. (Secondo BALLEVRE et al., 1986). A: al Nord della Val d'Aosta; B: a Sud della val d'Aosta. EL: Etirol-Levaz; Zona Sesia-Lanzo (GM: gneiss minuti, II D-K: Seconda Zona Diorito-Kinzigitica, ME: Micascisti Eclogitici. Come si può vedere tale modello ignora l'esistenza di una tettonica duttile nei ricoprimenti Pennidici, inoltre divide il Sistema Austroalpino Occidentale in una unità strutturale inferiore composta dai lembi dell'Emilius e del Glacier-Rafay e di Etirol-Levaz, ed un'unità strutturale superiore composta dai lembi Dent Blanche, M. Mary (che non compare nel profilo), e Pillonet.



Parte Seconda

## IL RICOPRIMENTO DENT BLANCHE NELL'AREA RILEVATA

Il ricoprimento Dent Blanche nella bassa Valpelline comprende due unità tettoniche principali riconosciute per la prima volta come tali da DIEHL et al. (1952). La prima, l'Unità Superiore (Serie di Valpelline, ARGAND, 1916; DIEHL et al., 1952), è composta fondamentalmente da un complesso polimetamorfico di parascisti, marmi e metabasiti in facies anfibolitica con relitti granulitici, di età Ercinica e/o Caledoniana. L'Unità Inferiore (Serie di Arolla, ARGAND, 1916; DIEHL et al., 1952), distinta sulla carta con un colore rosa salmone è invece costituita da un complesso di ortoderivati: metagranitoidi, gneiss microcchiadini e gneiss minuti. I litotipi dell'Unità Inferiore mostrano unicamente il metamorfismo di età Alpina in facies scisti verdi.

Una descrizione dettagliata delle litologie e delle paragenesi delle due unità si trova in DIEHL et al. (1952); NICOT (1977); MAZUREK (1986); CESARE (1987).

Nell'area rilevata fra la testata della Comba Deche la Comba di Verdignolaz, affiora unicamente l'Unità Inferiore. Il litotipo più frequente è un ortogneiss laminato, microcchiadino. Raramente esso presenta un banding, da centmetrico a decimetrico che ripete l'alternanza di una facies chiara leucocratica con una facies grigioverdastra ricca in fillosilicato (clorite, fengite) ed epidoto. L'associazione mineralogica fondamentale è data da: albite, quarzo, mica bianca (fengite), epidoto, clorite,  $\pm$  stilpnomelano,  $\pm$  attinoto (gneiss minuti),  $\pm$  albite a scacchiera (gneiss occhiadini). Non si osservano in questa porzione dell'Unità Inferiore relitti di microstrutture magmatiche, né

tantomeno relitti del protolite granitico-granodioritico indeformati alla scala mesoscopica come accade in altri settori del Ricoprimento Dent Blanche s.s.

L'intenso stato di deformazione registrato dai litotipi è imputabile probabilmente alla vicinanza del contatto tettonico con la sottostante Zona di Roisan. In prossimità di questo la foliazione diviene gradualmente più pervasiva finché non si incontra una fascia di spessore variabile, ma che comunque non supera i 10-15 metri, di miloniti ad aspetto filladico (filloniti) di colore plumbeo, talora anche crenulate. Grazie alla continuità laterale e all'evidenza di questo orizzonte milonitico è stato relativamente semplice cartografare il limite fra la Zona di Roisan e il Ricoprimento Dent Blanche ss. Tale limite è stato posto in corrispondenza della parte sommitale di questo orizzonte milonitico che cade quindi all'interno della Zona di Roisan; le ragioni di questa scelta saranno esposte in seguito. Scaglie di ortogneiss minuti milonitici attribuibili all'Unità Inferiore del Ricoprimento Dent Blanche s.s. si trovano anche in prossimità della base della Zona di Roisan e sono state erroneamente classificate come ofioliti prasinitiche nella carta di DIEHL et al. (1952). Le figg. 25 e 26, la foto n. 1 e i profili 1 e 2 illustrano la situazione in prossimità del Colle di St. Barthelemy.

Nella zona studiata il Ricoprimento Dent Blanche s.s. alla scala megascopica assume la struttura di una sinforme debolmente asimmetrica con al nucleo l'Unità Superiore e con il fianco NW molto inclinato, a tratti subverticale. Il fianco SE presenta una inclinazione minore e, allontanandosi dall'asse della struttura tende all'orizzontalità in modo da disporsi al di sopra della Zona di Roisan e del klippen del M. Mary con una debole immersione a N-NW.

Spostandosi in direzione Ovest, verso la Comba di Verdignolaz, ci si avvicina alla zona assiale della sinforme di falde, qui la giacitura del contatto di base del Ricoprimento Dent Blanche s.s. si fa più inclinata e la foliazione del complesso dei metagranitoidi dell'Unità Inferiore e della Zona di Roisan si tuffa, con una serie di ripiegamenti secondari (a piccola scala), verso il nucleo della struttura principale che coincide con l'asse vallivo della Valpelline (foto n. 2, fig. 27, e profili 2 e 3). Questa disposizione del contatto strutturale inferiore prosegue con una forte inclinazione nell'area rilevata da CESARE fino alla zona dell'Alpe Rond ove esso si rovescia a Sud immergendo al di sotto della Zona di Roisan e quindi anche al di sotto del klippen del M. Mary (profili 8 e 10). L'idea più verosimile è che lo stesso piano assiale della sinforme di falde si comporti in modo analogo descrivendo una torsione a Sud (ELTER, 1960).

In CESARE (1987) è riportata una descrizione più dettagliata della struttura e delle litologie del Ricoprimento Dent Blanche in quest'area.



Foto n. 1. Visione panoramica degli affioramenti alla testata della Comba Deche presso l'alpe Valchourda e il Colle di St. Barthelemy. In secondo piano il M. Faroma (dx) e Pointe de Verdonaz (sx). La foto è commentata nelle fig. 25 e 26.



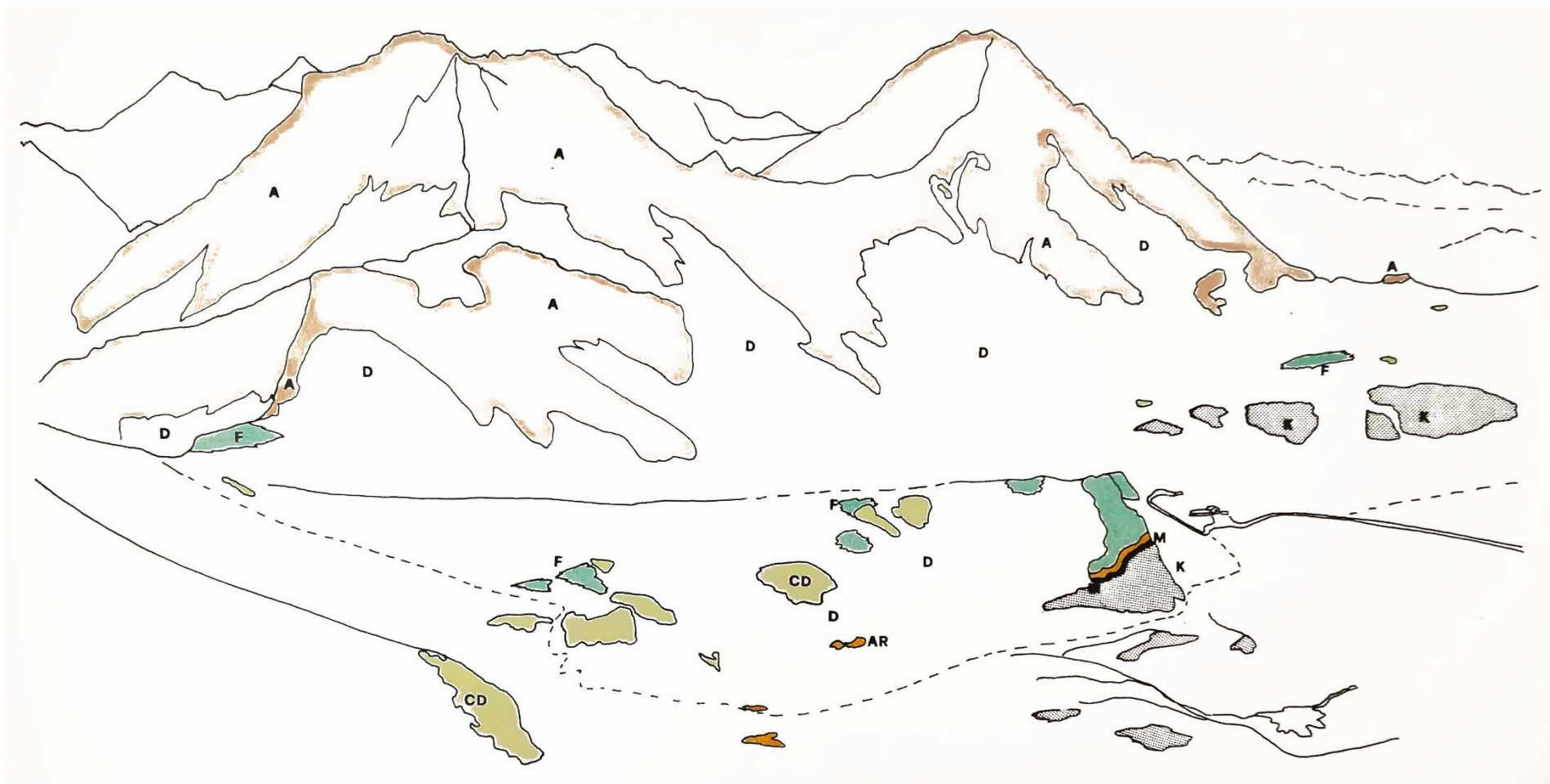


Fig. 25. Schema degli affioramenti alla testata della Comba Deche presso l'Alpe Valchourda e il e il Colle di St. Barthelemy (Vedi foto n. 1). Sono ben visibili i rapporti tettonici fra l'Unità Inferiore del Ricoprimento Dent Blanche, che è qui rappresentata da ortogneiss (A) e la Zona di Roisan nella quale si hanno: grossi boudins calcareo-dolomitici (CD), una scaglia basale di ortogneiss attribuibili all'Unità Inferiore del Ricoprimento Dent Blanche s.s. (AR), il tutto immerso entro una serie di miloniti. Nella parte sommitale della Zona di Roisan si ha un litotipo milonitico di colore plumbeo ad aspetto filladico (F), questo delimita il contatto con il Ricoprimento DBL s.s. Una fascia di miloniti compatte (M) separa la parte basale della Zona di Roisan dall'Unità di Basamento Superiore del klippen del N. Mary costituita da kinzigiti ed anfiboliti (K). (D): detrito.

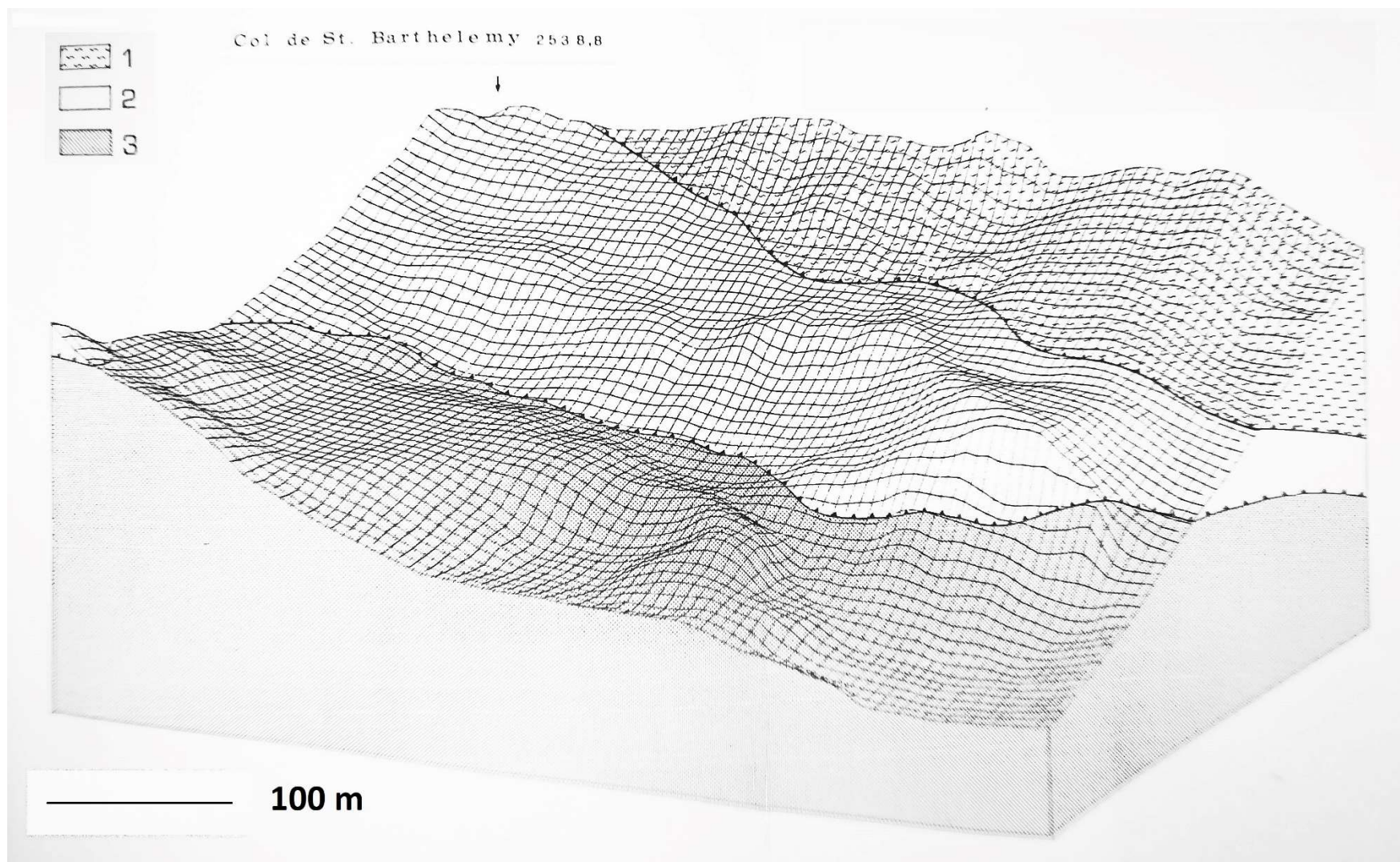


Fig. 26. Schema tettonico tridimensionale dell'area raffigurata nella foto n. 1. (1): Unità Inferiore del Ricoprimento Dent Blanche s.s., ortogneiss laminati e microchiadini; (2): Zona di Roisan, miloniti e resti della copertura mesozoica scollata; (3): Unità di Basamento Superiore del Klippen del M. Mary, kinzigiti e anfiboliti.





Foto n. 2. Visione panoramica degli affioramenti tra la Comba Verdonaz (al centro) e il vallone del torrente Arpeyssaou (estremità sinistra). In primo piano sulla sinistra l'Alpe Liere, sullo sfondo la Valpelline.



Fig. 27. Schema degli affioramenti tra la Comba Verdonaz (al centro) e il vallone del torrente Arpeyssaou (estremità sinistra). Ricoprimento Dent Blanche s.s.: (A) Unità Inferiore, ortogneiss (Gneiss d'Arolla). Zona di Roisan: (CD) resti della copertura mesozoica, marmi calcareo-dolomitici; (AR) scaglia basale di ortogneiss milonitici (Arolla DBL?); (F) miloniti plumbee ad aspetto filladico. Klippen del M. Mary, Unità di Basamento Superiore: (k) kinzigiti e anfiboliti. (D) detrito. Per l'interpretazione dei corpi si vedano le figg. 25 e 26.

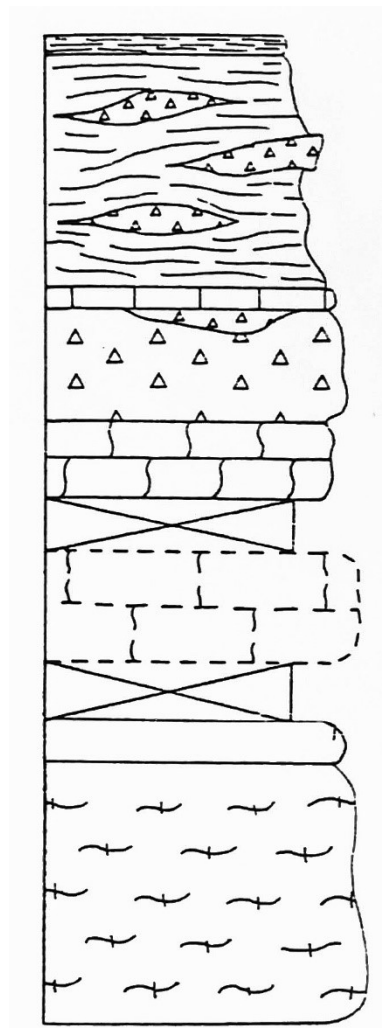
## LA ZONA DI ROISAN NEI PRESSI DI CIMA BIANCA

Nel settore occidentale del Sistema M. Mary-Dent Blanche la Zona di Roisan assume i caratteri di un grosso orizzonte di shear che coinvolge non solo le serie di Copertura, ma anche cospicue porzioni delle unità tettoniche di basamento ad essa adiacenti. È quindi assai difficile tentare una descrizione dettagliata e completa dei corpi fornendo al tempo stesso indicazioni oggettive sulla stratigrafia originaria di questo insieme roccioso. Abbiamo ritenuto quindi opportuno far precedere alla descrizione della Zona di Roisan nel territorio rilevato una breve panoramica dei caratteri geologici che essa mostra nei pressi di Cima Bianca, settore nel quale questa presenta il maggiore sviluppo verticale e una deformazione meno pervasiva che permettono di ricostruire, sia pure in modo incompleto, l'assetto stratigrafico precinemato.

La serie stratigrafica proposta da R. POLINO (1986. inedito) è mostrata nella fig. 28. Come si può vedere essa comprende un substrato cristallino costituito da ortogneiss simili a quelli dell'Elemento Inferiore del Ricoprimento Dent Blanche con limitati parascisti. A questo fa seguito, verso l'alto, un livello a quarziti (Foto n. 3 e 4) le quali sembrano essere in contatto diretto con il basamento, poiché le deformazioni di questo seguono le stesse geometrie del termine sedimentario che vi sta direttamente al di sopra. L'esistenza del livello dolomitico riferito qui al Trias medio (a tratteggio in fig. 28) è dedotta in base alla presenza di clasti della stessa litologia entro le brecce (probabilmente Liassiche) indicate con il numero 5 nella fig. 28. Purtroppo non sono osservabili sul terreno i rapporti stratigrafici fra questa litologia e gli altri termini della serie. Si ha poi una facies dolomitica stratificata di aspetto simile a quello delle dolomie noriche di sequenze analoghe; a questa si sovrappongono i corpi di brecce a clasti dolomitici (Foto n. 5) ai quali si intercalano nella parte sommitale livelli a maggior componente fillitica che verosimilmente rappresentano del materiale cristallino "ricostituito" (Foto n. 5). Al di sopra di queste brecce si possono collocare dei marmi chiari con venature di colore da rosa al verdastro attribuibili al Malm per confronto con altre serie di significato analogo (Foto n. 6). Si ha infine una serie di "calcescisti" più o meno ricchi in componente carbonatica (Analoghi ai Calcschists Planctoniques del Brianzone); questi contengono lenti e livelli di materiale cristallino ricostituito (Foto n. 7 e 8). Al top di questi calcescisti di età probabilmente cretacea è presente una facies plumbea molto foliata di dubbia interpretazione (Flyschr Paleogenico?) la quale completerebbe la sequenza della Zona di Roisan della Cima Bianca.



Uno studio strutturale dettagliato di questa regione sarebbe auspicabile ai fini di una corretta interpretazione geologica della Zona di Roisan. Si presentano infatti numerose difficoltà nel ricollegare le geometrie osservate, dovute al sovrapporsi di più fasi deformative (Foto n. 9 e 10). Il particolare assetto strutturale sembra spiegare anche la notevole potenza che l'intera serie di copertura mostra in questo settore dove non sono da escludere delle ripetizioni dovute a pieghe isoclinali molto serrate che sono peraltro visibili alla scala macroscopica e mesoscopica.



8) Cretaceo superiore?

7) Cretaceo Superiore?

6) Malm?

5) Lias?

4) Trias superiore, Norico?

3) Trias medio?

2)

1)

Fig. 28. Ricostruzione della serie stratigrafica della Zona di Roisan nel tratto di Cima Bianca. (1) Ortogneiss (Serie di Arolla)  $\pm$  parascisti. (2) Quarziti, (3) Dolomie. (4) Dolomie stratificate, (5) Breccie a clasti quarzitici e/o dolomitici con corpi a maggior percentuale di materiale fillitico (a). (6) Marmi chiari venati. (7) Calcescisti più o meno ricchi in materiale fillitico con lenti e livelli a materiale cristallino ricostituito. (8) Filladi nerastre (miloniti). I riferimenti cronostatigrafici sono stabiliti in analogia con altre serie di significato analogo datate paleontologicamente, e che comunque mostrano sequenze litostratigrafiche comparabili. I riferimenti numerici sono gli stessi riportati nelle foto 3-9. (R. POLINO 1976, inedito).



Foto n. 3. Zona di Roisan (nei pressi di Cima Bianca): quarziti (1, fig. 28), queste sono in contatto diretto con il basamento costituito da ortogneiss (Seie d'Arolla) e subordinati parascisti più o meno milonitizzati.



Foto n. 4. Particolare della foto n. 3





Foto n. 5. Zona di Roisan (nei pressi di Cima Bianca): nella parte bassa della foto brecce dolomitiche (5, Fig. 28), a contatto con queste si hanno corpi più ricchi in materiale fillitico (cristallino ricostituito? Parte alta della foto; 5a, fig. 28).





Foto n. 6. Zona di Roisan (nei pressi di Cima Bianca): Marmi chiari venati (6, Fig. 28).



Foto n. 7. Zona di Roisan (nei pressi di Cima Bianca): calcescisti (7, Fig.28), attribuibili per confronto con le serie Brianzonesi al Cretaceo superiore, Bellissime strutture di interferenza si osservano sul terreno alla scala dell'affioramento e del campione a mano. Queste sono dovute al sovrapporsi di più fasi deformative (probabilmente tre), che complicano notevolmente non solo la comprensione delle strutture, ma anche le ricostruzioni stratigrafiche.



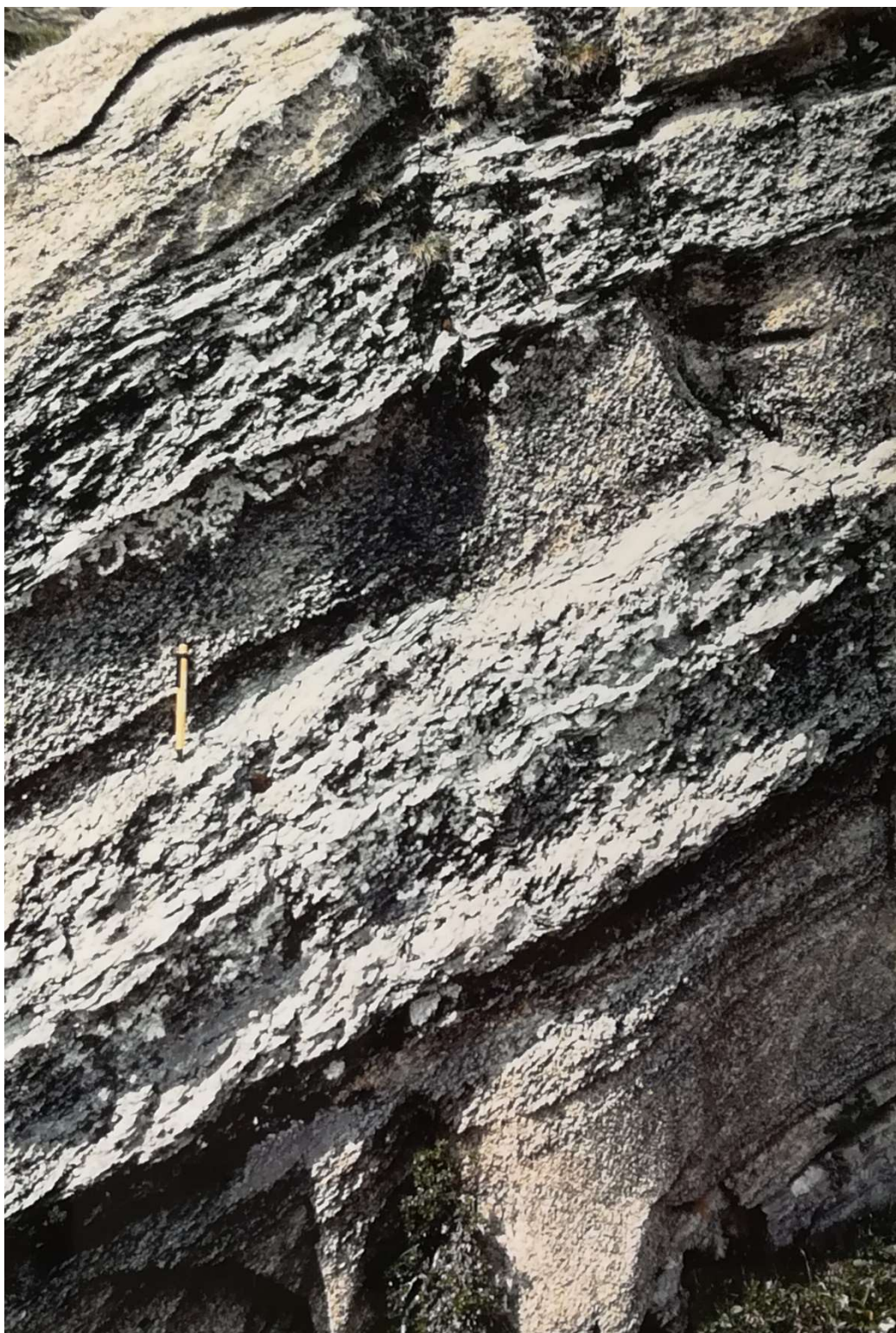


Foto n. 8. Zona di Roisan (nei pressi di Cima Bianca): livelli di materiale cristallino ricostituito entro i calcescisti del Cretaceo superiore (7, fig. 28).





Foto n. 9. Probabile piega isoclinale macroscopica, i livelli chiari corrispondono a brecce dolomitiche, quelli scuri rappresentano porzioni del basamento cristallino, l'eventuale zona di cerniera è stata smantellata dai processi erosivi.



Foto n. 10. Pieghe isoclinali decametriche entro serie dolomitiche.

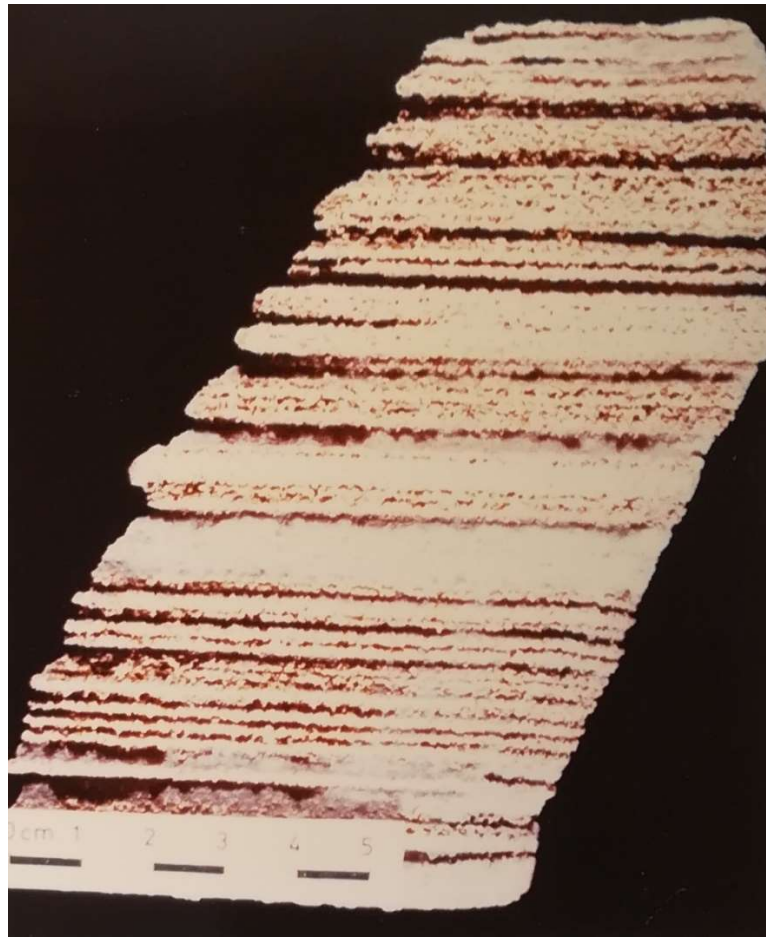


Foto n. 11.

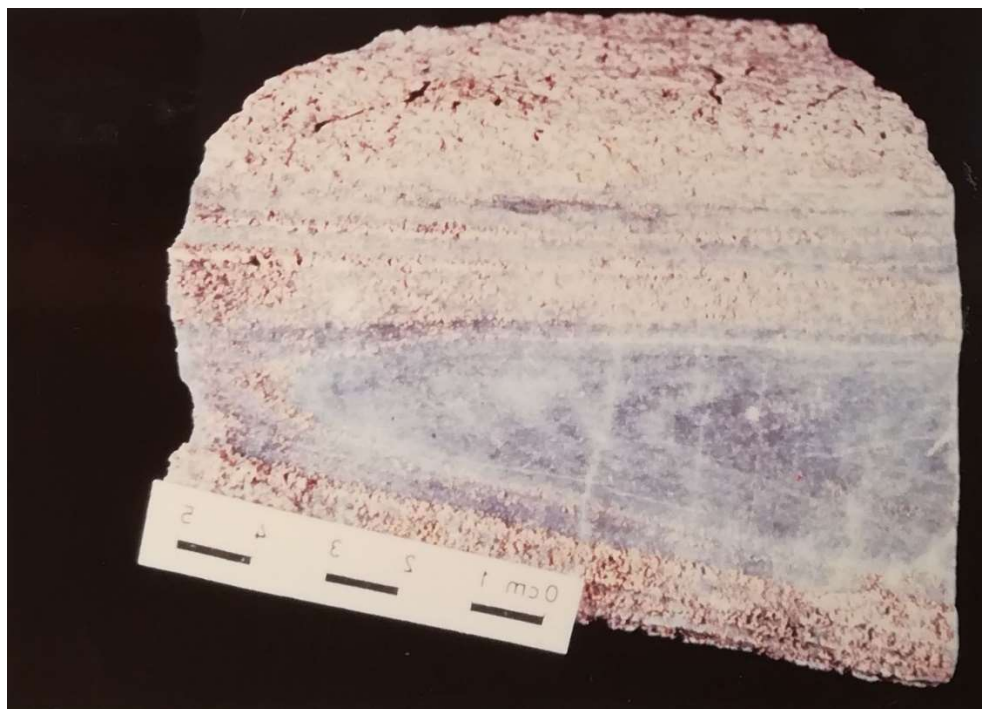


Foto n. 12.





Foto n. 12 – 14. I calcescisti (Cretaceo? Campioni provenienti dalla zona della Cima Bianca). Questo litotipo registra almeno due fasi deformative le quali si sarebbero sviluppate alla scala mesoscopica con pieghe isoclinali molto serrate tali da mascherare ogni testimonianza delle deformazioni precedenti. In alcuni casi però (foto n. 13 e 14), questo permette di riconoscere l'esistenza di un quadro deformativo polifasico grazie alla presenza di singolari strutture d'interferenza dovute alla sovrapposizione di più fasi.



## LA ZONA DI ROISAN NEL TERRITORIO RILEVATO

Le possibilità di osservazione nel tratto compreso fra la testata della Comba Deche e la Comba di Verdignolaz sono alquanto sfavorevoli per la presenza di estese coperture detritiche e per l'elevata deformazione della Zona di Roisan che assume qui i caratteri di un importante orizzonte di shear. MASSON (1938) e poi DIEHL et al. (1952) avevano già rilevato le condizioni di intensa cataclasi che spesso presentano le sue litologie, e inoltre segnalavano la presenza di scaglie o lenti di miloniti cristalline non sempre distinguibili dalle formazioni mesozoiche. Indicavano infine la presenza di dolomie, marmi dolomitici, carnioli e calcescisti. Per quanto riguarda questi ultimi, essi vi riferivano anche il litotipo prevalente in questo settore della Zona di Roisan e cioè uno scisto a clorite, albite ed epidoto di aspetto simile a quello di una fillade. Le rocce grigio-verdastre attribuite da MASSON (1938) a ofioliti mesozoiche di tipo prasinitico hanno rivelato, dopo un'attenta indagine, una natura milonitica e notevoli somiglianze con gli ortogneiss dell'Elemento Inferiore del Ricoprimento Dent Blanche, ipotesi già suggerita da ELTER (1960). In effetti laddove queste litologie hanno subito processi di milonisi, presentano notevoli analogie macroscopiche con delle prasiniti; bisogna però rimarcare che nei settori ove la rielaborazione operata dai processi deformativi è meno intensa esse mostrano in modo chiaro la loro appartenenza a quel tipo di gneiss a bande tanto frequenti fra i metagranitoidi della serie d'Arolla.

I litotipi osservati nel settore studiato si possono essenzialmente ricondurre a tre categorie: 1) i resti delle coperture mesozoiche, 2) miloniti, 3) Ortoderivati. Quest'ultima categoria comprende per lo più le rocce metagranitoidi associate come scaglie di basamento alla base della serie di miloniti. Inoltre comprende dei metagabbri pretriassici in facies scisti verdi simili a quelli del M. Pinter (Sesia-Lanzo; DAL PIAZ et al., 1971) e le miloniti ad aspetto prasinitico che si rinvenivano intimamente associati a queste.

### 1) I resti delle coperture.

I tipi che più comunemente si osservano sul terreno sono dolomie, brecce dolomitiche, dolomie cariate (prodotto di dissoluzione delle brecce?), marmi e calcescisti. Gli affioramenti di queste litologie sono comunque isolati, disposti in modo casuale e discontinuo e ciò a causa della posizione

strutturale che essi occupano. Infatti questi sembrano costituire dei boudins di dimensioni variabili dal metro alle decine di metri, immersi in una matrice milonitico-fillonitica di minore competenza tettonica (Foto n. 15).



Foto n. 15. Grossi. blocchi carbonatici costituiti da brecce dolomitiche (Boudins tettonici?) immersi in una matrice milonitica di colore grigiastro la quale sviluppa una morfologia prativa che consente di riconoscerne la presenza malgrado la discontinuità degli affioramenti.

Le dolomie ed i marmi sono stati distinti in carta con un colore giallo, i calcescisti invece (Foto n. 16) sono stati messi in evidenza con un colore verde chiaro. Tutte le litologie a cui si è fatto cenno qui sopra individuano un'associazione che si può sicuramente riferire alla serie della Cima Bianca; quello che cambia in questo settore è il contesto tettonico entro il quale esse si trovano e l'estrema disarticolazione della sequenza.

Le dolomie al microscopio hanno spesso l'aspetto di brecce a clasti micritici costituiti essenzialmente da carbonati a grana microcristallina (campioni M 166-168, provenienti dal circo a SE del Colle di st. Barthelemy). La matrice esterna è ancora composta da cristalli di carbonato che hanno però dimensioni maggiori; questi ultimi si associano a quarzo e a minerali opachi ad abito aciculare nella sezione M 166. Nella sezione M 167 è visibile unicamente la frazione microcristallina a carbonati; le dimensioni dei granuli sono al limite delle possibilità di risoluzione. Il campione presenta inoltre delle lenticelle centimetriche a quarzo ed albite accompagnati da calcite in cristalli di dimensioni

apprezzabili. Una sia pur debole foliazione è sottolineata dalla disposizione orientata dei cristalli di carbonato submicroscopici e delle lenticelle a quarzo e feldspato. In fratture ad andamento normale alla foliazione cristallizza del materiale carbonatico. Della matrice ricristallizzata si ha un bell'esempio nel campione M168, classificabile come un marmo impuro nel quale la frazione silicatica arriva all'incirca al 30%. Quest'ultima è essenzialmente costituita da quarzo, feldspato e mica bianca in blasti di piccole dimensioni. Alla mica si associano talora delle granulazioni minute di colore scuro (a nicol paralleli) e di difficile interpretazione (epidoto o minerali opachi).



Foto n. 16. I calcescisti di età probabilmente cretacea. Si tratta di un affioramento situato nei pressi del Colle di St. Barthelemy, uno dei pochi presenti nell'area studiata. È visibile un livello decimetrico discontinuo di calcescisti immerso in una fascia di miloniti ad aspetto filladico.

La maggior quantità di fillosilicato presente nei calcescisti definisce una netta scistosità (campione M 170). I cristalli di carbonato possono arrivare a dimensioni apprezzabili (mm) e sono maggiormente allungati nella direzione della scistosità. Il quarzo presenta anch'esso degli individui allungati e deformati (estinzione ondulata), ma la gran parte di esso è ricristallizzata in una matrice



fine che occupa gli spazi compresi fra i granuli di altre specie. Anche qui delle fini granulazioni ad aspetto terroso si associano ai livelli ricchi in fillosilicato; minerali opachi sono disseminati in modo omogeneo nella sezione.

In questi termini sedimentari non sono state rinvenute tracce di fossili.

## 2) Le miloniti

Sono il litotipo di gran lunga prevalente nel territorio studiato, e sono state distinte sulla carta con un colore verde brillante. Esse costituiscono la matrice fillonitica che ospita in qualità di frammenti di origine tettonica quei resti della copertura mesozoica descritti poco sopra (Foto n. 15 e 16). È molto spesso difficile stabilire sul terreno quale fosse il protolite che ha sviluppato queste miloniti. Si passa infatti da tipi fillonitici di colore grigio plumbeo a tipi filladici di colore verdastro. Localmente si rinvenivano delle rocce simili a cloritoscisti ad epidoto e titanite che si potrebbero ricondurre a delle originarie rocce basiche.

Fra le miloniti plumbee alcuni tipi sembrano derivare da parascisti (sezione M 176) poiché l'esame microscopico mostra una grande quantità di mica bianca associata a clorite e a granuli submicroscopici di epidoto o minerali opachi: il tutto costituisce verosimilmente il prodotto di trasformazione della biotite originaria. Questi minerali si dispongono in livelli ripresi da pieghe milonitiche le quali involuppano clasti e livelli nastriformi ricchi in quarzo ed albite. Il quarzo è ovviamente deformato e mostra i vari stadi della ricristallizzazione a partire dalla formazione di subgranuli che si impostano soprattutto in quegli individui ove la maggior deformazione è sottolineata da una estinzione fortemente ondulata. Quali accessori in queste rocce si osservano piccoli granuli di epidoto e minerali opachi.

Fra le miloniti plumbee fanno eccezione quelle alla sommità della Zona di Roisan in prossimità del contatto tettonico con il ricoprimento Dent Blanche (campione M 81; Foto n. 17). È difficile anche in questo caso stabilire se esse si sviluppino a spese di ortoderivati appartenenti alla Serie d'Arolla oppure da termini appartenenti in origine alla copertura mesozoica. Al microscopio queste mostrano la seguente composizione: livelli a sericite e clorite nei quali si rinviene una granulazione scura di difficile determinazione ai quali si alternano livelli a quarzo + albite a grana minuta. Queste

miloniti sono ripiegate; nella sezione M 81 si osservano delle caratteristiche pieghe centimetriche a chevron le quali sviluppano entro i livelli a fillosilicato e in prossimità delle cerniere un crenulation cleavage che si fa più rado in direzione dei fianchi delle pieghe.



Foto n. 17. Panorama del Colle di St. Barthelemy verso P.te de Verdonaz il colle si imposta sulla fascia di miloniti filladiche di colore grigio plumbeo descritte nel testo, la base della dorsale rocciosa in secondo piano è costituita da gneiss occhiadini della Serie d'Arolla dell'Elemento Inferiore del Ricoprimento Dent Blanche s.s. Questi immergono con una debole inclinazione verso P.te de Verdonaz (40/20-30).

Nella gran parte dei casi è comunque difficile risalire al protolite; molti campioni ad esempio, riconducibili a degli gneiss minuti (M 169, M 77, M64), mostrano però una grande variabilità nelle strutture e nelle proporzioni reciproche dei principali costituenti. L'associazione prevalente è: quarzo, albite, mica bianca, clorite, epidoto  $\pm$  stilpnomelano; questa associazione mineralogica corrisponde bene a quella degli gneiss minuti in senso stretto, ma la tessitura di queste rocce è decisamente milonitica e ne giustifica l'inserimento in questa categoria.

Infine è il caso di citare quelle miloniti che macroscopicamente somigliano a dei cloritoscisti e a delle prasiniti. Vale la pena di ribadire che questa somiglianza non implica alcun legame genetico con questi tipi. Si tratta di un singolare caso di convergenza di caratteri macroscopici dovuto ai processi di milonisi e di ricristallizzazione che avrebbero agito su di un protolite di tipo gabbrico e/o dioritico o tutt'al più anfibolitico del basamento cristallino. Ne sono un esempio i campioni M 177-179 e M 173, dei quali il più deformato è senz'altro il campione M 178. Al microscopio esso presenta tutti i caratteri di un'ultramylonite afanitica con livelli nerastri di difficile risoluzione costituiti per lo più da epidoto, clorite, e da subordinati microclasti di quarzo ed albite.

Questi livelli nerastri sono a loro volta troncati e nelle fratture, sembra ricristallizzare dell'anfibolo incolore, talora dell'epidoto. Il campione M 177 è senz'altro il meno deformato fra quelli citati: esso al microscopio mostra ancora tracce dell'assetto originario che doveva essere quello di un'anfibolite o di un microgabbro, la tessitura attuale è però largamente cataclastica. Si osservano clasti di anfibolo con le estremità arrotondate che testimoniano una rotazione meccanica dei minerali. Si ritrovano inoltre nella massa di fondo quali prodotti di trasformazione dell'anfibolo la clorite e l'epidoto, quest'ultimo talora in blasti di dimensioni cospicue. Gli altri campioni (M 173, M 179) costituiscono dei termini di transizione fra i due tipi estremi già descritti; ci basta semplicemente sottolineare l'abbondanza della titanite nel campione M 173 (la titanite è spesso frequente nelle anfiboliti di entrambi gli elementi del klippen del M. Mary), e la maggior ricchezza in epidoto che contraddistingue il campione M 179.

È il caso di ricordare come alla base del pacchetto di miloniti della Zona di Roisan si rinvenga con una certa continuità un livello milonitico particolare che raramente supera lo spessore del metro. Esso è caratterizzato da una roccia molto scura e compatta con frequenti bande chiare da centimetriche a millimetriche costituite da una natrice finissima di quarzo e feldspato. È difficile invece risalire alla mineralogia dei livelli più scuri trattandosi di una ultramylonite. Questo litotipo presenta un maggiore sviluppo nel settore descritto da CESARE (1987) il quale ne dà un'ampia descrizione dei caratteri petrografici.



### 3) Gli ortoderivati

Gli affioramenti più estesi di rocce ortoderivate sono localizzati lungo la cresta che collega il Colle di St. Barthelemy con la Becca Conge e lungo la spalla rocciosa che si diparte da questa in direzione E-SE. Affioramenti più discontinui si ritrovano alla base della Zona di Roisan in tutta l'area rilevata. La loro posizione non è facile a definirsi: verosimilmente si tratta di scaglie tettoniche inserite presso la base del pacchetto di miloniti, ma non è da escludere l'ipotesi che gli ortoderivati fossero in contatto stratigrafico con le coperture mesozoiche, come accade alla Cima Bianca, e che l'attuale configurazione sia unicamente dovuta ai processi deformativi da essi subiti. Quelle porzioni di basamento cristallino che si sono potute riconoscere come ortogneiss granitici e gneiss minuti anche sul terreno sono state distinte sulla carta geologica con un colore rosa salmone, lo stesso usato per le analoghe litologie dell'Elemento Inferiore della Dent Blanche s.s. Tale scelta è giustificata dalla notevole corrispondenza dei caratteri petrografici esistente fra questi corpi e l'insieme degli ortoderivati della Serie d'Arolla. Si tratta quindi di una scelta a carattere interpretativo, ma che consente una più immediata comprensione della situazione strutturale.

Possiamo individuare quattro tipi fondamentali all'interno di questo gruppo di rocce: ortogneiss, gneiss minuti e gneiss a bande con alternanza di facies chiare leucocratiche e facies grigio-verdastre ad aspetto talora prasinitico; metagabbri in facies scisti verdi, questi ultimi segnati con colore arancio nella carta.

Sul terreno (Foto n. 18 e 19) gli ortogneiss si presentano come delle rocce chiare a quarzo e feldspato con una scistosità piana definita da livelli a fillosilicato di colore verdolino (fengite). Laddove quest'ultimo è relativamente abbondante, le rocce assumono una colorazione verde più intensa. Al microscopio esse mostrano (campioni 171, 175, 180), una struttura cristalloblastica con una tipica associazione in facies scisti verdi con quarzo, albite (porfiroblasti geminati e albite a scacchiera), mica bianca (fengite), epidoto (clinozoisite) talora con nucleo allanitico (M 180), clorite  $\pm$  stilpnomelano (M175)  $\pm$  calcite. In qualità di minerali accessori si osservano apatite e minerali opachi. La tessitura è varia, in genere scistosa quando la percentuale di fillosilicato si fa relativamente abbondante. Si hanno quasi sempre alternanze di livelli millimetrici chiari a quarzo e feldspato e livelli a prevalente mica chiara ai quali si associano spesso la clorite e l'epidoto.

Nei livelli leucocratici cristallizza con una certa abbondanza lo stilpnomelano che, nella sezione M 175 è un minerale fondamentale presente in quantità del 30 % circa.



Foto n. 18-19. Ortogneiss e gneiss a bande ripiegati lungo la cresta che si diparte in direzione E-SE dalla dorsale rocciosa che collega il Colle di St. Barthelemy con Becca Conge. In prossimità di questi affioramenti si rinvencono i metagabbri descritti nel testo.

Un discorso a parte merita il feldspato (albite) spesso in bei porfiroblasti che esibiscono una caratteristica geminazione albite (M 171) e che includono a volte microliti fengitici; talora ha i caratteri dell'albite a scacchiera e cresce sul vecchio K-feldspato (microclino) sino a sostituirlo completamente. L'epidoto sviluppa quasi sempre blasti di piccole dimensioni, ed è abbondante solo nel campione M 180 ove mostra fenoblasti di dimensioni cospicue con nucleo allanitico. La clorite è un minerale fondamentale nel campione M 180 e, unitamente all'epidoto, costituisce la coppia dominante; quarzo e feldspato sono qui delle fasi subordinate, pur rimanendo nell'ambito dei costituenti fondamentali. Questi fatti ci lasciano supporre che il protolite magmatico fosse rappresentato da una facies piuttosto basica di tipo quarzo-dioritico. La presenza della calcite potrebbe essere secondaria e prodotta da uno scambio di fluidi con l'insieme delle coperture soggette agli stessi processi tettono-metamorfici.

Gli gneiss minuti (82, 174, 550) hanno una associazione mineralogica praticamente simile a quella già descritta per gli ortogneiss. Le principali differenze con questi ultimi, elencate in modo schematico, sono: essi presentano innanzitutto una grana più minuta; mancano di chiari relitti magmatici (albite a scacchiera su K-feldspato, allanite), e solo di rado sviluppano porfiroblasti di albite. Sul terreno questi possono presentarsi come degli gneiss a bande le cui facies più scure, nei settori a maggior deformazione, assumono l'aspetto macroscopico di prasiniti (M 47).

Entro gli ortogneiss granitici e minuti della Zona di Roisan sono compresi anche dei metagabbri, che affiorano in una piccola massa allungata per circa cento metri lungo la cresta che scende in direzione SE da Becca Conge, a quota 2820-2840.

Queste rocce sono intercalate, con passaggi laterali di tipo sfumato per trasposizione e ricristallizzazione, ad ortogneiss laminati tipo Arolla e non appartengono alle sequenze ofiolitiche. L'aspetto macroscopico va da tipici metagabbri debolmente foliati e a grana media fino a flasergabbri ed a varietà minute.

Il minerale femico dominante è un anfibolo verde, cui si associano relitti di inosilicato (orneblenda bruna e pirosseno?), preservati al di sotto della sovraimpronta tettonico-metamorfica alpina. Lo studio microscopico di alcuni campioni (M40-M46) conferma il carattere metamorfico (associazioni in facies scisti verdi) di queste rocce.

I minerali fondamentali osservati sono: orneblenda verde, albite, epidoto (clinozoisite)  $\pm$  clorite,  $\pm$  anfibolo incolore,  $\pm$  orneblenda  $\pm$  quarzo. L'orneblenda verde costituisce il principale minerale femico. Ha abito idioblastico e dimensioni anche centimetriche (M40, M45, Foto n. 20).





Foto n. 20 Foto d'insieme della sezione M 45 di un metagabbro (7,2%, nicol X).

Essa sostituisce il precedente anfibolo bruno di cui si notano locali relitti (M45, M40), ed a sua volta mostra parziali trasformazioni in anfibolo incolore e/o in clorite. Queste trasformazioni sono solitamente localizzate ai contorni del minerale, ma talvolta sono spinte anche fino alla sostituzione completa. È questo il caso della sezione M45 nella quale, dalla generazione di anfibolo incolore a grana grossolana, enucleano piccoli anfiboli incolori di seconda generazione, orientati casualmente in tutte le direzioni.

Nel campione M40 sono osservabili dei siti prismatici tozzi costituiti da anfibolo verde pigmentato da fini dispersioni di titanite disposta lungo i piani di sfaldatura, i quali lasciano presupporre la presenza di una precedente fase pirossenica.

I rapporti di crescita dei diversi minerali fanno così supporre una serie di trasformazioni metamorfiche di questo tipo:

→ *Clorite*

*Clinopirosseno (magmatico) → Orneblenda bruna → Orneblenda verde*

→ *Attinoto* → *Clorite*

Il plagioclasio calcico originario, di cui spesso è presente il sito, è sostituito completamente da aggregati granoblastici di albite ed epidoto.

Si tratta della tipica reazione di saussuritizzazione che, in queste rocce, è seguita da una generale ricristallizzazione, con sviluppo dell'epidoto in aggregati policristallini fino a monocristalli di dimensioni considerevoli, che occupano, assieme all'albite pecilitica, l'intero sito del vecchio Plagioclasio (M44).

In altri Campioni albite ed epidoto sono accompagnati da abbondante sericite, circostanza che, assieme alla presenza di quarzo, indica composizioni relativamente meno calciche dell'originario Plagioclasio, e protoliti di tipo intermedio (Qz-dioriti?) (M 41).

Assieme ai metagabbri grossolani compaiono facies più scistose (M43) a grana minuta, con forte isoorientazione dell'anfibolo e con zone di shear millimetrico localizzate nei livelli a sericite, epidoto ed aggregati a nastro di quarzo ricristallizzato.

Grana ancor più fine ed aspetto blasto-cataclastico mostrano le sezioni M46 e M42. La prima corrisponde ad un microgabbro ad anfibolo verde, zonato, caratterizzato da bordi di anfibolo violetto pallido, possibile glaucofane. La seconda è una prasinite nella quale è ben evidente un layering metamorfico con bande leucocratiche a quarzo-albite-epidoto con clorite e sericite alternate a letti prevalentemente cloritici.

Tra i minerali accessori di questi metagabbri si riconoscono: spinello opaco con corona di titanite (M40), apatite sempre abbondante, carbonato ed epidoto allanitico, importante quest'ultimo per il possibile significato genetico, in quanto comune nelle rocce di origine magmatica (M 43, M 46).

## IL LEMBO DEL MONT MARY (SETTORE CENTRALE)

### L'UNITA' DI BASAMENTO SUPERIORE

Come si è accennato nella parte introduttiva, il lembo del M. Mary è costituito da due elementi tettonici sovrapposti (Elemento Inferiore ed Elemento Superiore) che si possono distinguere mediante criteri litostratigrafici, metamorfici e tettonici. Questa suddivisione, introdotta da DIEHL et al. (1952), è stata riconosciuta anche da ELTER (1960) e sembra essere una suddivisione valida ancora oggi. Il nostro studio conferma infatti l'esistenza di un importante complesso di miloniti che separa un insieme di parascisti di alto grado con subordinate rocce granitoidi a forte sovraimpronta metamorfica alpina da un sovrastante complesso kinzigitico di alto grado con associazioni polifasiche prealpine ben conservate e locali trasformazioni alpine che però non nascondono l'originaria natura di queste rocce. I due elementi si caratterizzano anche per una diversa costituzione litologica: l'Elemento Superiore è costituito da kinzigiti, marmi, anfiboliti, e limitati corpi peridotitici; l'Elemento Inferiore invece presenta un complesso colore rosso cupo.

Nella descrizione di queste litologie faremo riferimento sostanzialmente a quelle facies più preservate a prevalente metamorfismo prealpino; daremo in seguito dei cenni sulle caratteristiche Petrografiche dei litotipi più retrocessi e milonitici.

### LITOTIPI PRESERVATI A METAMORFISMO PREALPINO DI ALTO GRADO (COMPLESSO KINZIGITICO AUCT.)

Il complesso kinzigitico dell'Elemento Superiore del M. Mary è costituito in definitiva da una associazione di paragneiss in facies anfibolitica (e relitti granulitici) con rocce pegmatitiche, marmi rocce a silicati di calcio, metabasiti (anfiboliti) e corpi peridotitici.

#### I) I PARAGNEISS KINZIGITICI

Si tratta di rocce massicce dal caratteristico colore rosso-bruno e con patine superficiali rossastre, talora scistose, in relazione alla quantità di biotite e sillimanite presenti, che sul terreno mostrano una forte variabilità dei caratteri macroscopici imputabile probabilmente a differenze nella



composizione chimica originaria dei sedimenti dai quali queste si sono originate. I minerali che si possono riconoscere macroscopicamente sono: quarzo, feldspati, biotite granato e talora sillimanite. Fra questi fa spicco il granato, sia per il suo colore rosso scuro, sia perché si sviluppa in porfiroblasti che possono raggiungere il diametro di alcuni centimetri fino a sfiorare il decimetro. Al microscopio le kinzigiti fresche rivelano una associazione in facies anfibolitica con: quarzo, plagioclasio, biotite, granato, K-feldspato, sillimanite. Mica bianca (sericite), clorite, albite, ed epidoto sono i più comuni prodotti della diaforesi alpina presenti in piccole quantità anche in buona parte delle facies meglio preservate. La campionatura disponibile non ha messo in luce la presenza di cordierite, segnalata da DIEHL et al. (1952), ma ha rivelato la presenza di caratteristici covoni di Fe-cloritoide probabilmente alpino (1, si veda il capitolo sulla microchimica), entro un tipo kinzigitico presumibilmente riequilibrato, questi minerali di retrocessione saranno descritti più ampiamente in seguito. In qualità di minerali accessori possiamo ricordare lo zircone, spesso incluso nella biotite, l'apatite, la titanite e i minerali opachi. L'estrema variabilità dei litotipi, già sottolineata da DIEHL et al. (1952), e osservata sia durante la fase di rilevamento sia durante lo studio microscopico dei campioni è dovuta alle variazioni nelle proporzioni reciproche dei costituenti fondamentali, del resto sempre rappresentati. Si passa perciò, come tipi estremi, da varietà leucocratiche ricche in quarzo, feldspato e sillimanite (PL (2606, a facies nelle quali biotite e granato divengono la coppia dominante (campioni M 6, 7, 20, 24, 25, 39, 140). È stata campionata anche una varietà composta unicamente da biotite e plagioclasio nelle quantità rispettive dell'80% e del 20%.

La struttura di queste rocce è, sia pure in modo debole, quasi sempre a tendenza milonitica, per la presenza alla scala della sezione sottile di livelli di shear da millimetrici a centimetrici entro un litotipo meno deformato (M 7, Foto n. 21). Le rare varietà indeformate (M 24, 39, 146, 147) presentano in genere struttura etero-porfiroblastica con grossi individui di granato, talora peccitici laddove quest'ultimo include altre fasi che possono essere rappresentate da quarzo, biotite e sillimanite. La scistosità in questi tipi è solitamente poco accentuata e ciò in relazione alla disposizione casuale dei minerali anisotropi (biotite e sillimanite). I grossi individui di quarzo di alta temperatura sono solitamente stirati e deformati in modo da dare origine a degli individui nastriformi ad estinzione fortemente ondulata (M 25, 147, 332); in altri casi appaiono ricristallizzati solo al contorno dei granuli ((M 6, 39, 140, 160), o totalmente dando origine a minuti aggregati policristallini (M 7, 20). Il plagioclasio è raramente preservato; molto spesso esso presenta una spiccata trasformazione saussuritica che lascia appena intravedere i resti di una vecchia geminazione albite polisintetica e che riduce il minerale ad un aggregato da torbidiccio a

pseudoopaco. Data l'elevata percentuale saussurritica pensiamo si possa trattare di un termine calcico, perlomeno andesinico. Nei pochi casi in cui si sono osservati dei porfiroblasti preservati, segno ottico e valore statistico dell'angolo di estinzione dei geminati indicano una composizione andesitico-labradoritica. La biotite presenta dimensioni variabili, ha sempre un bel colore rossastro e pleocroismo intenso, include frequentemente zirconi che le conferiscono i tipici aloni pleocroici; non sono rari gli individui ripiegati o kinkati. Il granato come anticipato arriva a dimensioni macroscopiche e spesso è pecilitico. Ha abito variabile da euedrale a scheletrico (Foto n. 22). Le inclusioni più frequenti sono di biotite, quarzo e sillimanite. Il K-feldspato (microclino) forma degli xenoblasti di dimensioni cospicue (M 496) riconoscibili a Nicol paralleli per la presenza di alterazioni brunicce ad aspetto terroso e a volte per la presenza della caratteristica geminazione tartan (M 24, 147); esso è talora pertitico (M 232). La sillimanite è sempre abbondante in idioblasti di dimensioni considerevoli e/o in prodotti fibrolitici concentrati in livelli di spessore millimetrico sempre associati ai letti di biotite. Talora si osserva la coesistenza di fibrolite a contatto a cristalli euedrali di sillimanite troncati (M 7) il che potrebbe indicare una ricristallizzazione dinamica di questa fase (Foto n. 23).

Trasformazioni più o meno spinte in sericite si osservano sia al contorno dei porfiroblasti, sia nei letti a fibrolite.

Frequenti sono le intercalazioni pegmatitiche sia discordanti che concordanti; spesso si osservano filoni decimetrici che dapprima sono concordanti poi passano a discordanti in modo abbastanza repentino.

La mobilizzazione pegmatitica è un fenomeno decisamente importante nella serie kinzigitica del M. Mary, ripetendo il quadro già noto per l'Elemento Superiore del Ricoprimento Dent Blanche s.s. e per la Seconda Zona Diorito-Kinzigitica. In qualche caso si osservano invece (Foto n. 24) dei tipi litologici ad aspetto migmatitico.

Fenomeni di anatessi potrebbero quindi essere responsabili dello sviluppo di sacche e bande pegmatitiche concordanti e dei mobilizzati filoniani così diffusi nelle rocce dell'Elemento Superiore.

Al microscopio le rocce pegmatitiche (M 28, 141, 153, 188, 331, 333) mostrano grossi cristalli di quarzo sovente deformati con un inizio di ricristallizzazione ai contorni dei granuli.



Foto n. 21. Livello di Shear centimetrico entro una kinzigit a struttura debolmente milonitica (Campione M 7, 9.30X, Nicol X).



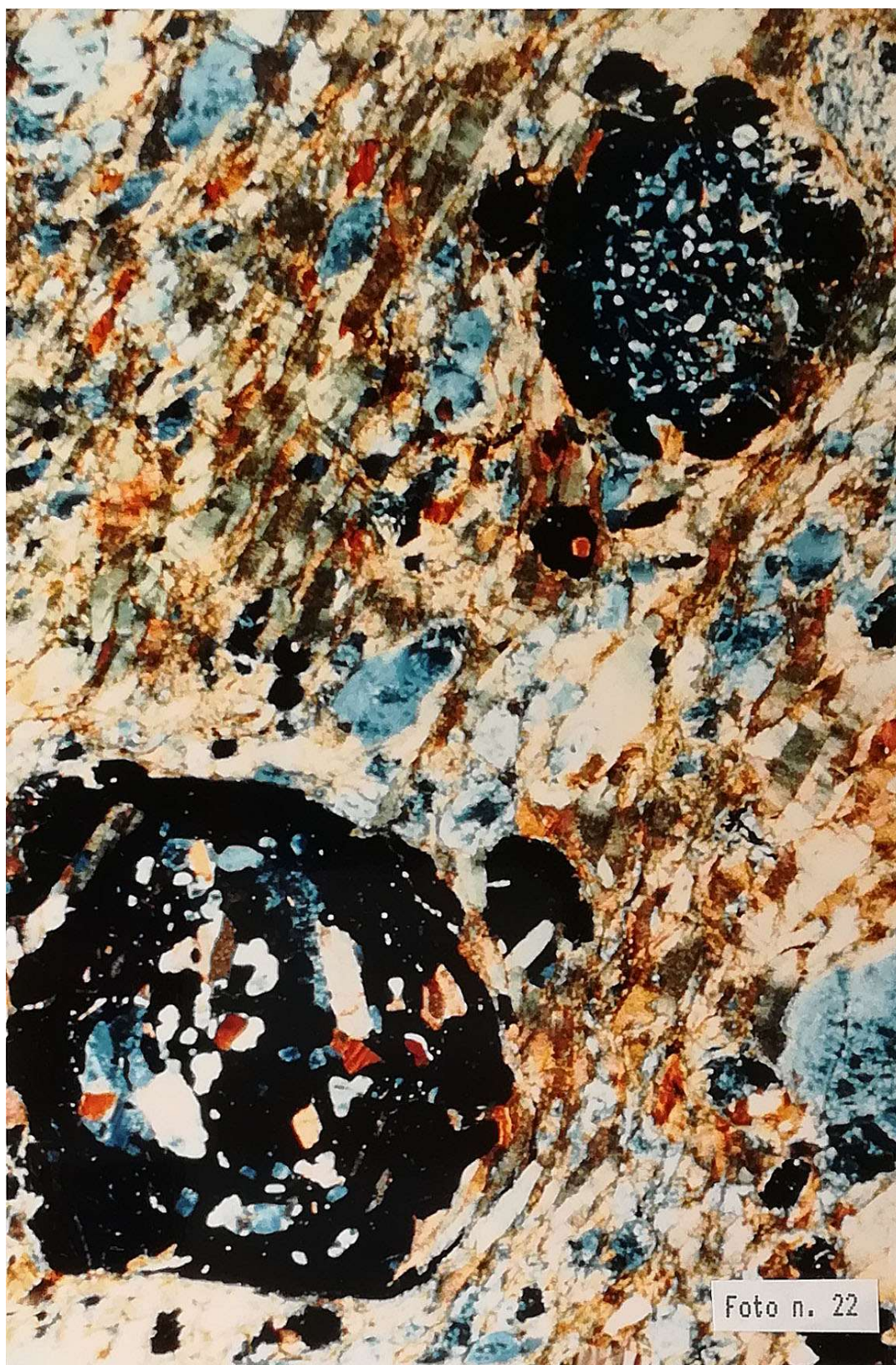


Foto n. 22. Granato pecilitico entro una kinzigite indeformata (Campione M 24, 9.30X Nicol X).



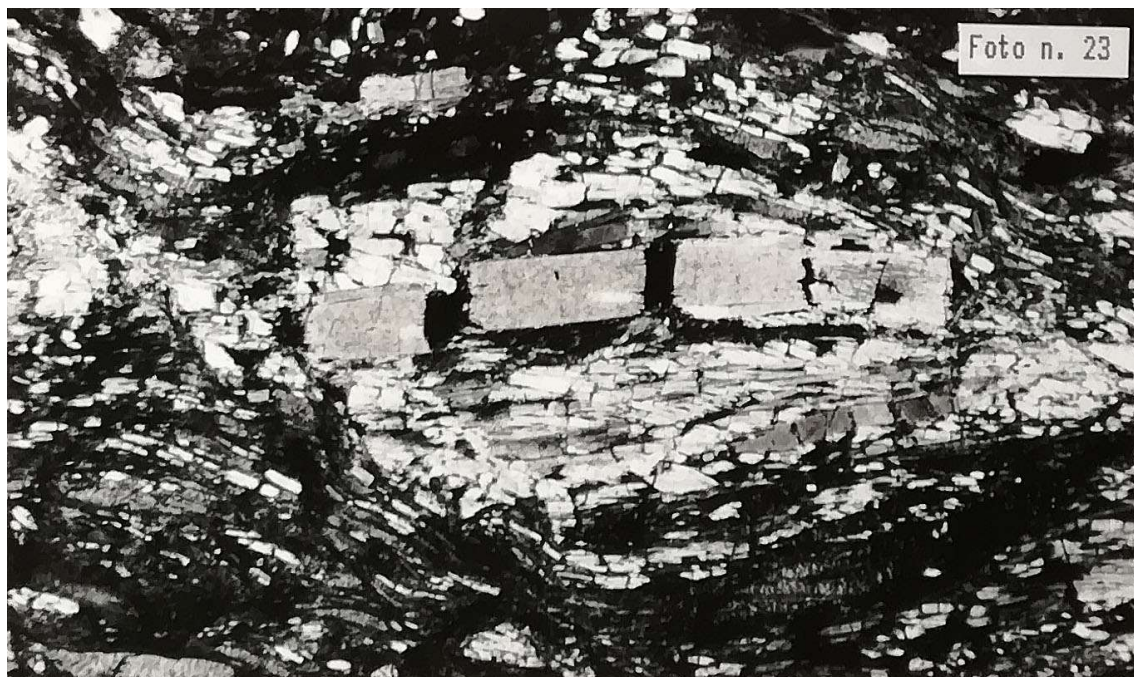


Foto n. 23. Grosso blasto di sillimanite troncato con riempimento fibrolitico delle fratture. Una ricristallizzazione dinamica sembra essere intervenuta anche all'esterno del granulo ove si ritrovano individui di piccole dimensioni entro un aggregato fibrolitico (Campione M 7, 50X, Nicol X).



Foto n. 24. Affioramenti di rocce a tendenza migmatitica presso il circo NE di Tete d'Arpisson. Si notano i livelli leucocratici che sembrano fluire isolando porzioni restitiche ad aspetto anfibolitico.

Il plagioclasio è molto spesso saussurritico, mentre il K-feldspato mostra soltanto una debole caolinizzazione. Sono presenti molto spesso dei livelli fibrolitici (M 141, 188), a volte già trasformati in sericite (M 153), e come unico minerale femico, scarsa biotite che talvolta presenta un inizio di trasformazione in clorite.

Raramente si sono osservati dei cristalli di granato (M 188) e, come accessori, dei minerali opachi (M 28).

## 2) I MARMI E LE ROCCE A SILICATI DI CALCIO

Data l'intensa deformazione subita dall'intero lembo del M. Mary, i livelli di marmi pretriassici assumono molto spesso la funzione di orizzonti di scollamento nei quali la milonizzazione della roccia originaria porta alla formazione di un litotipo nerastro, a patine violacee, contenente noduli di silicati e frammenti rotondeggianti (metrico- -centimetrici) delle rocce cristalline con le quali questi si trovavano a contatto. È possibile quindi ritrovare all'interno di questi marmi inclusi anfibolitici, kinzigitici e di rocce a silicati di calcio (M 116, Foto n. 25, 26). Le caratteristiche microscopiche di questi marmi milonitici saranno trattate in seguito.

Nei rari casi in cui i marmi sono stati risparmiati dai processi deformativi più spinti e dalle successive ricristallizzazioni, essi mostrano all'esame macroscopico una struttura saccaroide e un colore grigio scuro. Molto meno frequenti sono i tipi di colore bianco entro i quali fanno a volte spicco dei bei cristalli di pirite di dimensioni solitamente inferiori al millimetro (M 144).

Al microscopio i marmi risultano composti per la gran parte da carbonato in aggregati poligonali a mosaico nei quali le interfacce fra i granuli formano angoli regolari di circa 120 gradi (M 498). Come fasi subordinate si nota la costante presenza di clinopirosseno, plagioclasio albitico con frequenti inclusioni sericitiche, mica bianca, quarzo, anfibolo (M 494) e clorite. Il clinopirosseno, solitamente è scheletrico, raggiunge dimensioni ragguardevoli nella sezione M 494. In alcune sezioni (M 494) si osservano plaghe saussurritiche dalle quali ricristallizzano albite, epidoto e calcite a partire probabilmente da un plagioclasio calcico. In un campione (M 469) si osserva la singolare trasformazione del plagioclasio descritta in CESARE (1987): clasti rotondeggianti di albite a scacchiera sono circondati da una corona di un fillosilicato ad alta birifrangenza (fillosilicato) il quale sviluppa verso l'interno del plagioclasio stesso degli aggregati fibro-raggiati. In qualità di minerali accessori troviamo in genere titanite, apatite e minerali opachi.





Foto 25-26. Blocchi di marmi milonitici (Detrito del circo a NE di Tete d'Arpisson). La dissoluzione della frazione carbonatica mette in risalto sulle superfici esposte i frammenti arrotondati di rocce a silicati di calcio (foto sopra, in alto a sinistra) e di rocce anfibolitiche e kinzigitiche (foto sotto).



Nelle rocce a silicati di calcio, classificabili come calcsilicat-fels (Foto n. 27 e 28), si riconoscono in modo chiaro sul terreno i grossi cristalli di granato rossastro dal caratteristico abito rotondeggiante, e di clinopirosseno verde bottiglia. Al microscopio l'associazione mineralogica si arricchisce notevolmente: si possono infatti osservare, oltre a questi due componenti sempre fondamentali, epidoto (clinoziosite e zoisite), calcite e clorite in plaghe ed interstizi fra gli altri granuli e, quali minerali accessori, apatite e titanite, quest'ultima in idioblasti talora molto sviluppati. Il granato ha sempre dimensioni macroscopiche e si presenta in individui col caratteristico abito rotondeggiante; talora invece mostra individui scheletrici che inglobano i granuli degli altri costituenti. Il clinopirosseno nella sezione M 8 tende a formare degli aggregati policristallini nei quali le interfacce fra i granuli sviluppano caratteristici giunti tripli a 120 gradi (Foto n. 29). L'epidoto (clinoziosite) è sempre presente in blasti di dimensioni varie; le sezioni M 116 ed M 468 contengono, oltre ad epidoto pistacchico, un termine zoisitico in vistosi granoblasti rotondeggianti che si associano spesso al granato, sono inclusi in esso in concrescimenti più o meno regolari o lo avvolgono con corone esterne.



Foto 27. Frammenti di skarn e silicati (calcsilicat-fels) inglobati entro i marmi milonitici.



Foto 27. Particolare di Foto 27, sono ben visibili il granato (rossastro) e il clinopirosseno (verde bottiglia).

### 3) LE ANFIBOLITI

Se consideriamo le abbondanze reciproche fra i paragneiss kinzigitici e le anfiboliti all'interno dell'Elemento Superiore, possiamo vedere come queste non siano affatto subordinate ai primi. Sul terreno le masse anfibolitiche, sempre concordanti, si distinguono come delle rocce massicce di colore grigio. Raramente esse presentano una patina bruna di alterazione superficiale. Frequenti sono anche delle patine biancastre sulla superficie esposta all'erosione.

L'esame macroscopico di queste rocce rivela nettamente la mineralogia essenziale: si possono distinguere, anche nei tipi a grana più fine, grazie al contrasto cromatico, i cristalli di anfibolo, di plagioclasio e di biotite nei pochi casi in cui questa sia presente in quantità discrete.

È il caso di ricordare come il carattere "para" di queste rocce, sostenuto da DIEHL et al. (1952) sulla base di argomenti di carattere geologico, sia da ricondurre a concezioni del passato la cui validità (vedi Zona Ivrea-Verbanò) è stata messa in discussione da studi eseguiti in epoche più recenti. Le

rocce anfibolitiche dell'Elemento Superiore corrispondono piuttosto a delle magmatiti basiche (sills o colate), per le quali i rapporti di concordanza 'con la serie sedimentaria sarebbero primari.

Al microscopio le litologie fresche mostrano la seguente associazione: orneblenda bruna spesso zonata con bordi di colore verde-bruno o verde (in alcune sezioni si ha solo orneblenda verde: M 151, 499), plagioclasio calcico sempre saussurritico, biotite,  $\pm$  granato,  $\pm$  clinopirosseno (granuliti basiche?),  $\pm$  epidoto,  $\pm$  clorite (tipi leggermente retrocessi),  $\pm$  quarzo (varietà leucocratiche). Come minerali accessori abbiamo, sovente in grossi cristalli e in quantità notevole, degli idioblasti di titanite e di apatite, quest'ultima inclusa frequentemente entro l'anfibolo.

L'orneblenda è nella gran parte dei campioni esaminati un'orneblenda bruna o verde-bruna. Talora è geminata e in alcune sezioni (M 15, 33, 35, 152, 154, 156) presenta zonature che solitamente individuano un nucleo bruno o verde-bruno e una periferia esterna verde. Anfibolo verde è presente in pochi dei campioni disponibili.

Il plagioclasio è sempre saussurritico ed in origine doveva trattarsi di un termine calcico; allo stato attuale non sono possibili determinazioni data la mancanza di individui freschi. Spesso dalla massa saussurritica sembrano ricristallizzare epidoto e/o sericite, talora accompagnati da un plagioclasio albitico di neoformazione.

La biotite presente con una certa frequenza conferisce alla roccia una debole scistosità; essa comunque non raggiunge mai l'abbondanza del 5%.

Granato e clinopirosseno mostrano chiaramente il carattere di fasi relitte di un'associazione granulitica sovrainpressa da quella, più recente, in facies anfibolitica. Sono da ricordare a questo proposito le sezioni M 32, M 499, M 500, M 539.

Il quarzo, relativamente abbondante nella sezione M 411 (tipo leucocratico), è frequente in queste rocce e spesso mostra grossi individui di 'alla temperatura" deformati e molto spesso ricristallizzati in aggregati granoblastici microcristallini.

La struttura, comunemente cristalloblastica mostra a volte delle variazioni verso tipi granoblastici o nematoblastici in relazione alla disposizione e alle dimensioni reciproche dei singoli individui di anfibolo. Nelle varietà più ricche in quest'ultimo minerale (livelli a prevalente anfibolo entro il litotipo standard), il valore paragonabile dell'energia interfacciale sviluppata dai singoli granuli fa sì che questi dispongano li loro contorni formando giunti tripli regolari ad angoli di 120 gradi (Foto n. 30).



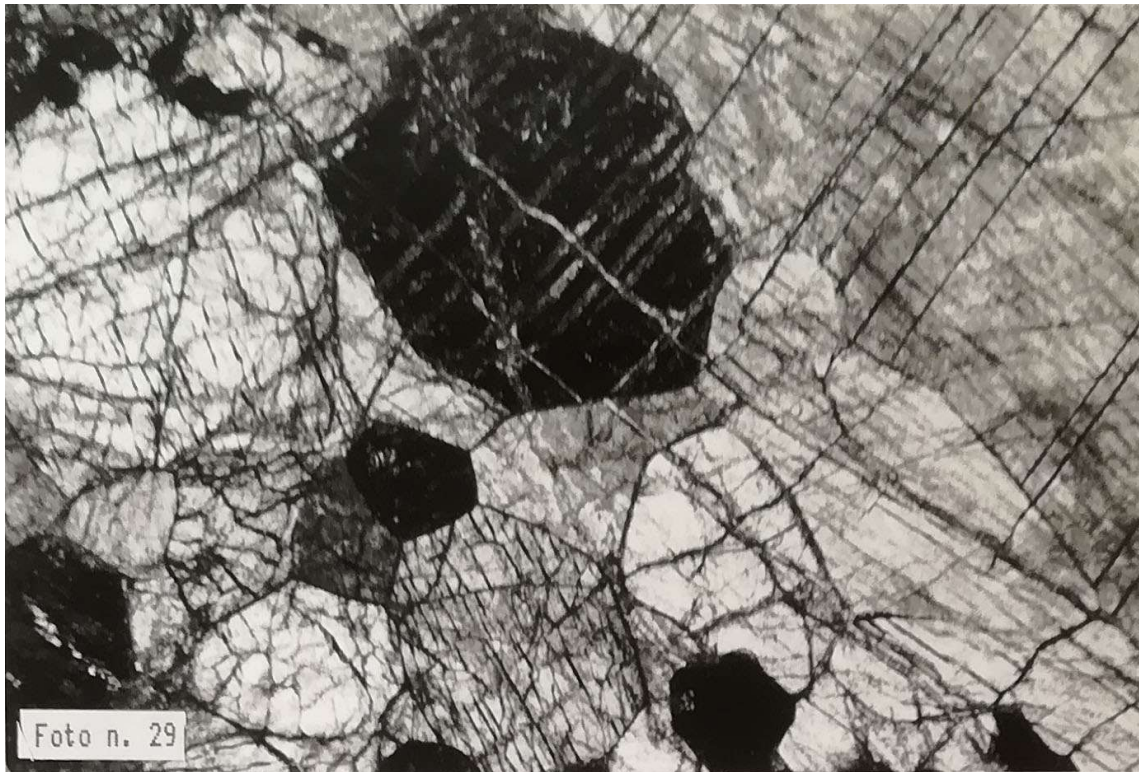


Foto 29. Giunti tripli ad angoli di  $120^\circ$  negli aggregati policristallini di clinopirosseno dei calcsilcatfels (Campione M 8, 38X, Nicol X).



Foto 30. Lo stesso in una anfibolite (Campione M 37, 38X Nicol X).

Queste rocce tendono a conservare i loro caratteri e le loro strutture anche nelle zone a più intensa deformazione. Anche sul terreno esse si distinguono per l'integrità dei loro caratteri macroscopici. Va ricordato comunque che anche in questo caso non mancano i litotipi milonitici; essi sono molto più scarsi e limitati alle fasce più prossime ai contatti con gli altri elementi strutturali.

#### 4) LE ROCCE PERIDOTITICHE

Il corpo peridotitico che affiora sul versante sud di P.te de Geneve ha dimensioni ridotte (5-6 m) e aspetto cataclastico data la sua ubicazione in prossimità dell'orizzonte di miloniti più vicino al contatto con l'elemento strutturale inferiore. La roccia macroscopicamente presenta una colorazione grigio-scura e mostra dei livelli di colore nero legati alla presenza di serpentino e minerali opachi. Macroscopicamente si possono distinguere solo i cristalli di olivina dal caratteristico colore verde e i cristalli di inosilicato.

Al microscopio (M 157) rivela la presenza della seguente associazione: olivina, ortopirosseno, spinello verde e orneblenda (Foto n. 31, 32). Lungo fratture legate alla cataclasi si possono localizzare serpentino e magnetite. Lo spinello è spesso circondato da corone di clorite. L'olivina corrisponde ad un termine crisolitico, si sviluppa in blasti di piccole dimensioni; l'ortopirosseno (enstatite) invece, forma porfiroblasti di dimensioni millimetriche. Lo spinello verde è presente sia nella matrice ad olivina sia come incluso nell'ortopirosseno. Pure l'orneblenda si sviluppa in blasti di dimensioni cospicue, ma rimane comunque una fase subordinata.

Altre rocce peridotitiche sono state rinvenute nel detrito del circo ad Ovest del Colle di Foillou e nel circo dell'Alpe di Verzignoletta (la loro ubicazione è indicata sulla carta geologica con dei triangoli rossi). Queste (M 2 e M 3) sono rocce ormai quasi completamente riequilibrate nelle quali si ritrovano come fasi relitte ortopirosseno e rara olivina circondati da una matrice serpentinoso alla quale si associano talco e magnetite (Foto n. 33-35).

Un blocco di anfibolite a spinello è stato rinvenuto sulla destra idrografica del Vallone di Arpisson, in prossimità dell'Alpe Les Planes. La roccia è costituita da prevalente talco pseudomorfo su probabile ortopirosseno (Foto n. 36), spinello verde e opaco e orneblenda in due generazioni. Lo spinello è circondato da una doppia corona di clorite e minerali di alterazione rossastri (questi ultimi situati nella parte più interna) (Foto n. 37). Solo quando è incluso nell'orneblenda esso si mostra indenne da alterazioni. Dal punto di vista tessiturale l'anfibolo, come anticipato sopra è presente con due generazioni: si hanno porfiroclasti di orneblenda e di un anfibolo prismatico di colore verde



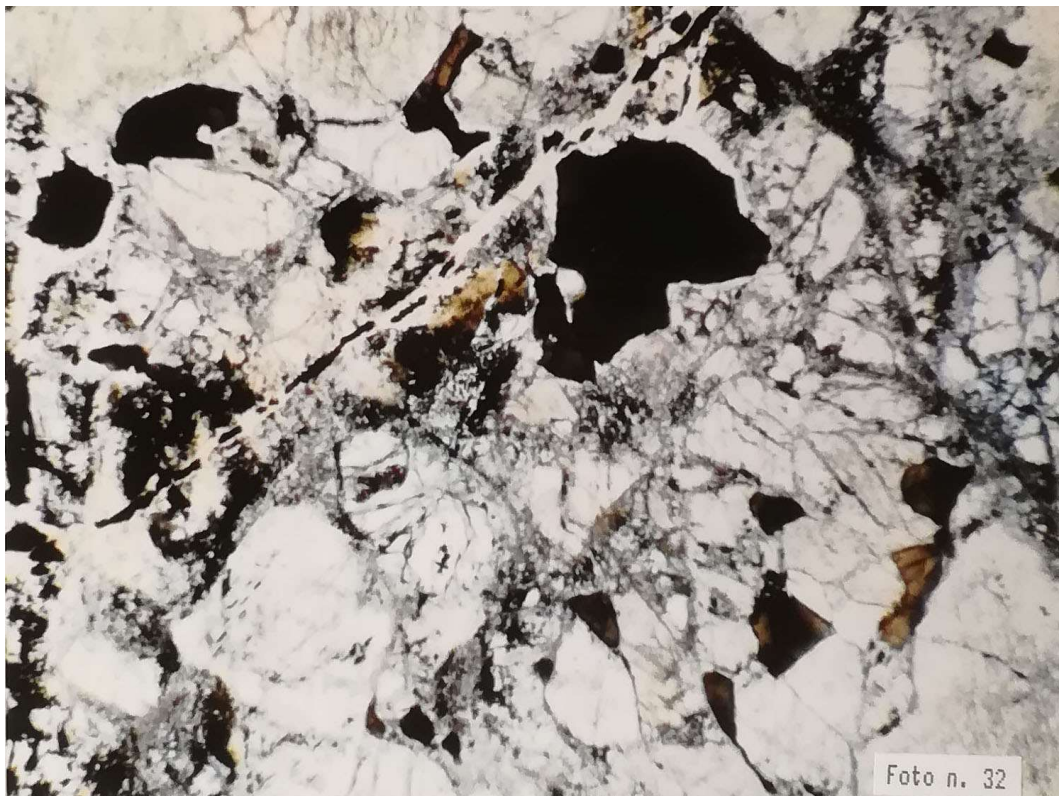
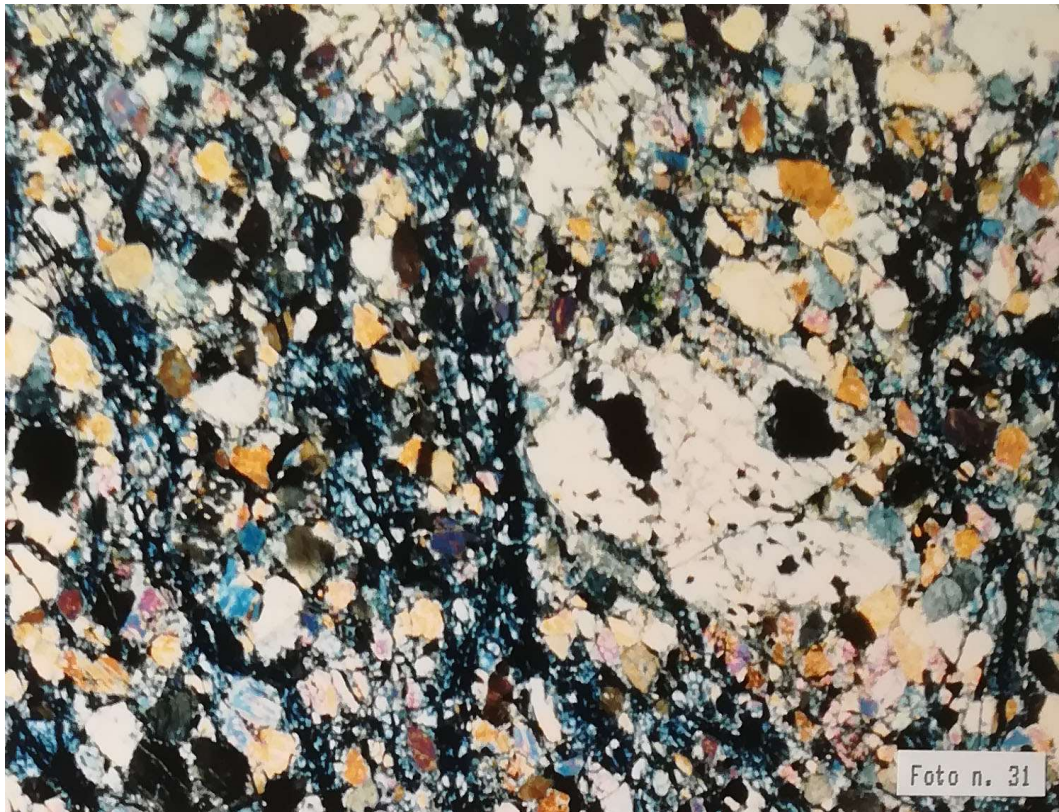


Foto 31-32. Foto 31: foto d'insieme del campione M 157 è visibile la struttura cataclastica della roccia, Si individuano inoltre alcuni livelli di shear (in direzione diagonale) entro i quali l'olivina si trasforma in serpentino. È ben visibile al centro un porfiroclasto di ortopirosseno. (7.2X, Nicol X). Foto 32: particolare dello stesso campione, il minerale verde scuro è lo spinello il minerale verde chiaro è olivina, essa ai bordi mostra la trasformazione in spinello + magnetite. Il secondo granulo da sinistra (in alto) è un anfibolo (50X, Nicol //).



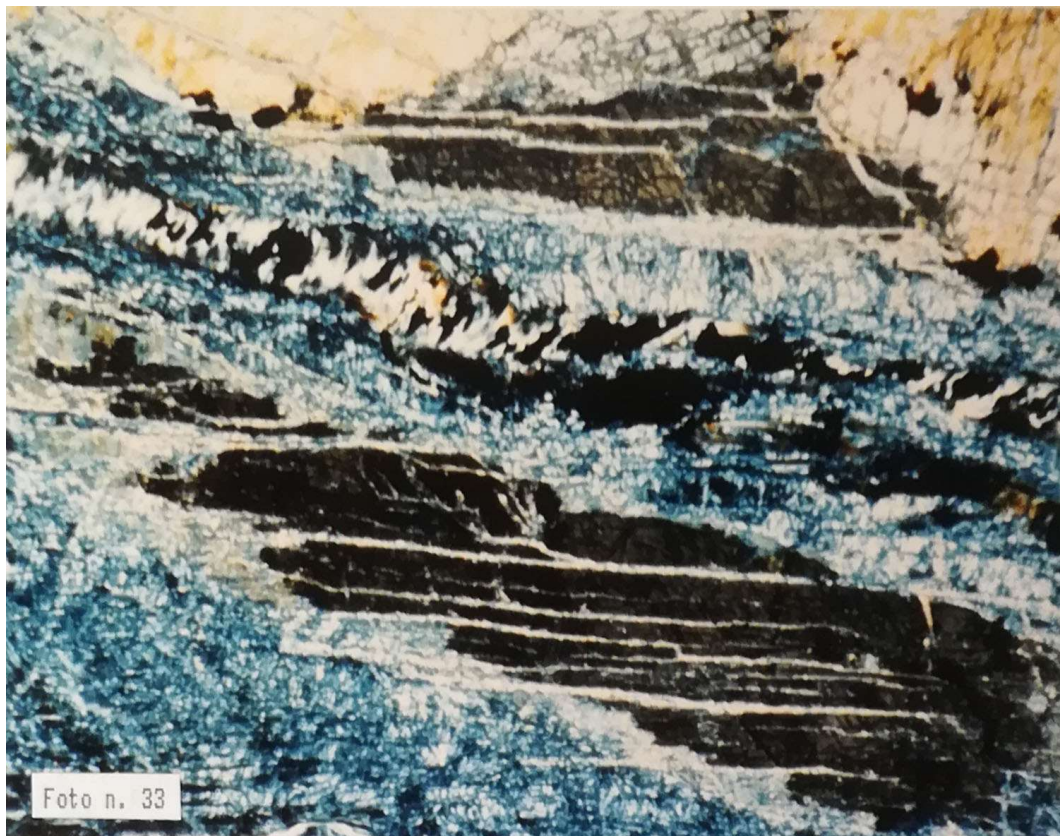


Foto 33-34. Le foto mostrano la trasformazione dell'ortopirosseno della peridotite M 2. Il minerale sviluppa una banda di serpentino al centro della quale si localizzano cristalli di magnetite. Foto 36: 31X, Nicol X; Foto 37: lo stesso a Nicol //.



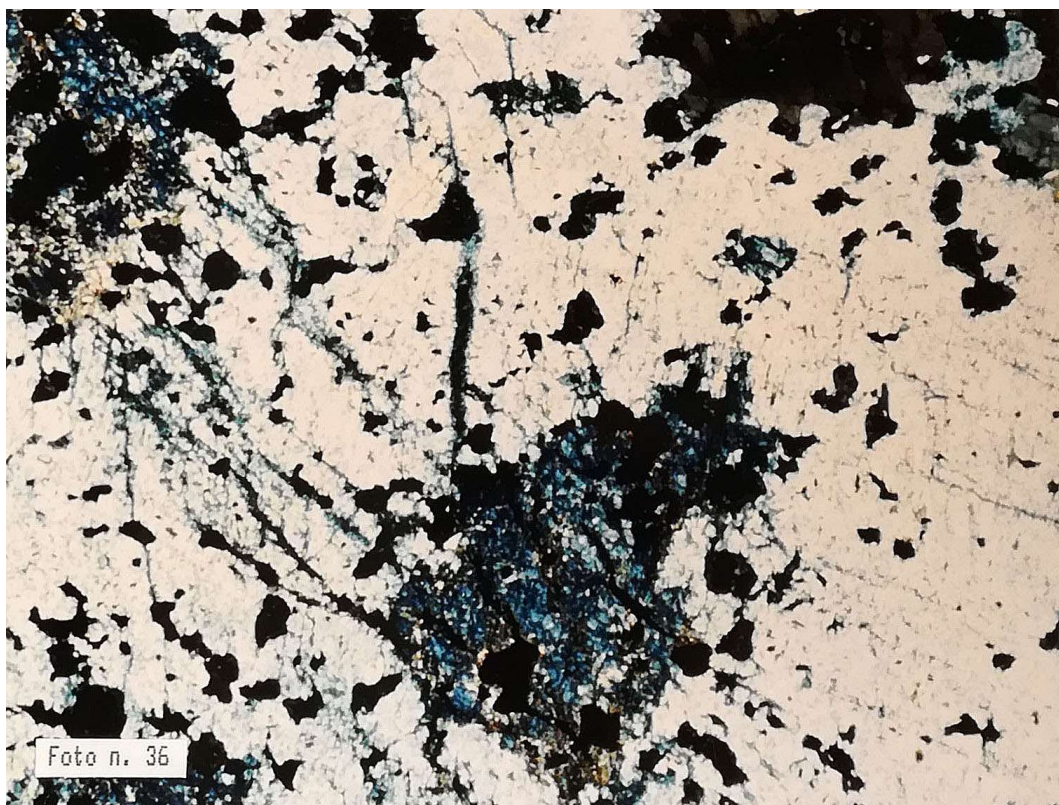
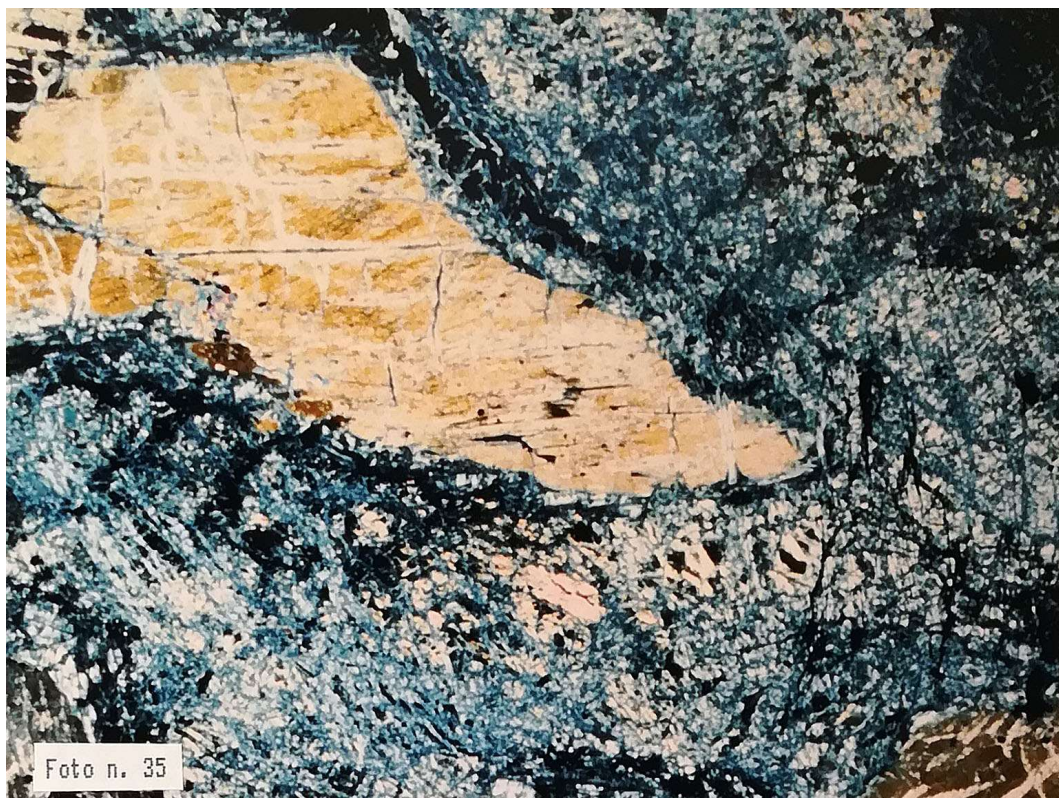


Foto 35-36. Campione M 3: al centro (in basso), relitti di olivina entro una matrice cataclastica a serpentino e magnetite, Il grosso individuo di colore giallo è un ortopirosseno, anch'esso sviluppa una corona di serpentino circondata da una corona più' esterna di magnetite (31X, Nicol X). Campione N 99: probabili relitti di ortopirosseno (parti scure) entro una matrice a prevalente talco. (12X, Nicol X).



pallido cristallizzato a spese dell'orneblenda. Localmente l'anfibolo metamorfico fluisce lungo letti milonitici conferendo una tessitura foliata alla roccia.

Il fabric metamorfico, la tipica associazione in facies delle peridotiti a spinello, e la collocazione dell'unico affioramento ritrovato in posto ci fanno pensare che queste peridotiti costituiscano scaglie tettoniche di porzioni del mantello superiore trascinate fino alla posizione attuale dagli episodi di thrusting ai quali è stata sottoposta la crosta continentale profonda (rappresentata dall'Elemento Superiore) in età alpina. Questo ritrovamento viene a confermare il quadro stabilito nella Zona Ivrea-Verbano, nella Seconda Zona Diorito-Kinzigitica (BECCALUVA et al., 1978), e nell'Elemento Superiore del Ricoprimento Dent Blanche ss. (Serie di Valpelline, NICOT, 1977).



Foto n. 37. Spinello con corona di minerali di alterazione rossastri. A Nicol X è possibile vedere una corona più esterna di clorite (50X, Nicol //).



## LITOTIPI A RETROCESSIONE ALPINA IN FACIES SCISTI VERDI

La riequilibrio in facies scisti verdi delle paragenesi prealpine è un fenomeno che interessa in modo discontinuo l'intero Elemento Superiore del lembo del M. Mary. Le trasformazioni più intense si localizzano in prossimità dei contatti strutturali con l'Elemento inferiore e con la Zona di Roisan. È ovvio che sia la deformazione, la quale notoriamente predispone la roccia alla ricristallizzazione abbassando l'energia di attivazione delle trasformazioni retrometamorfiche (VERNON, 1976), sia l'apporto di fluidi, provenienti in particolare dagli orizzonti milonitici specie al contatto con la Zona di Roisan, hanno avuto la loro importanza nel determinare la retrocessione dei litotipi di alto grado. È noto infatti come la maggior parte delle trasformazioni retrometamorfiche preveda la disponibilità di fluidi al fine di accelerare i processi cinetici che governano queste reazioni.

Le litologie retrocesse tendono a perdere la gran parte delle loro peculiarità macroscopiche rendendo più difficile la distinzione con le rocce dell'Elemento Inferiore. Le kinzigiti assumono l'aspetto di micascisti a patine rugginose nei quali difficilmente si possono riconoscere i relitti della mineralogia originaria. Si osservano nei casi più fortunati degli aggregati cloritici di forma rotondeggiante che ricordano l'abito del granato. Qualora la clorite si sviluppi dalla biotite, facies in cui quest'ultima era abbondante assumono una colorazione grigio-verdastra simile a quella dei litotipi della Serie d'Arolla. Va comunque sottolineato il fatto che questi sono gli stadi evolutivi estremi corrispondenti ad una diaforesi molto spinta e che si trovano tutti i termini di transizione fra questi e il tipo kinzigitico preservato.

L'esame microscopico consente di stabilire un quadro più dettagliato delle trasformazioni che coinvolgono la compagine cristallina. In modo molto schematico riportiamo di seguito le principali trasformazioni ricordando che, procedendo da sinistra verso destra, si fa più intensa la neoblastesi alpina:

Plagioclasio → Saussurite → Epidoto + Albite + Sericite

Granato → Clorite ± Sericite

Biotite → Clorite + Rutilo sagenitico ± Epidoto ± Titanite (Foto n. 38).

Sillimanite → (Fibrolite) → Sericite

K-Feldspato → Mica bianca?

Quarzo 1 (fabric di AT) → Quarzo 2 (alpino)



Foto 38. È visibile al centro la trasformazione della biotite in una kinzigite parzialmente retrocessa, il minerale originario è sostituito da una pseudomorfosi di clorite e rutilo sagenitico (Campione M 602, 40X, Nicol //).

Le trasformazioni del granato si svolgono a partire dalle fratture, procedono quindi fino alla completa riequilibrio del minerale in un aggregato cloritico nel quale, dell'individuo precedente, si osservano solamente l'abito e alcuni frammenti relitti. In alcuni casi (M 11) è stata notata la presenza di una particolare trasformazione della biotite. Nei suoi porfiroblasti sembra svilupparsi, oltre alla clorite, dell'anfibolo di facies scisti verdi (attinoto) in piccoli idioblasti. Entro l'anfibolo verde contenuto in un particolare tipo kizigitico (21) si è notata la presenza di una plaga a calcite con minerali opachi allungati (deerite?) disposti secondo le direzioni cristallografiche dell'ospite.

Per quanto riguarda le anfiboliti possiamo dire che la retrocessione è visibile macroscopicamente solo nei casi in cui questa sia particolarmente avanzata. La roccia allora assume una colorazione verdastra provocata principalmente dallo sviluppo di attinoto, clorite ed epidoto. Quest'ultimo mostra cristalli di dimensioni macroscopiche solo ove la ricristallizzazione del plagioclasio calcico è completa. Elenchiamo anche qui in modo schematico le principali trasformazioni osservate al microscopio:

Orneblenda bruna → Orneblenda verde ± Attinoto e/o Clorite.

Plagioclasio calcico → Saussurite → Albite (neof.) + Epidoto + Sericite

Biotite → Clorite + Titanite + Epidoto

In alcuni casi (M 33) si è notata la trasformazione in attinoto ed epidoto dell'anfibolo originario, in altri l'anfibolo mostra il progressivo svolgersi della prima trasformazione indicata: nella sezione M 163 l'anfibolo reagisce soltanto alla periferia trasformandosi in attinoto e mantenendo una porzione nucleare zonata con la parte esterna verde-bruna e il centro di colore bruno.

Il quadro generale del metamorfismo che è stato possibile delineare per l'Elemento Superiore in base alle osservazioni microscopiche sulle associazioni di minerali è riportato in modo schematico nella fig. 29.

	MET. PREALPINO	MET. ALPINO (POLIFASICO)
K-feldspato	_____	
Plagioclasio	_____	
Albite		_____
Granato	_____	
Biotite	_____	
Sillimanite	_____	
Quarzo	_____	
Muscovite	_____	
Fengite (sericite)		_____
Epidoto		_____
Clorite		_____

Fig. 29. Quadro schematico del metamorfismo dell'Elemento Inferiore del lembo del M. Mary.

## LE LITOLOGIE MILONITICHE

Bisogna innanzitutto sottolineare che la presenza di questo tipo di rocce non è limitata al solo contatto con l'Elemento Inferiore o con la Zona di Roisan, ma che si trovano svariati orizzonti milonitici in posizioni strutturali anche molto distanziate dalle stesse zone di contatto. Lo stesso si verifica nell'Elemento Inferiore nel quale si rinviene almeno un livello milonitico continuo al di sotto



del piano di contatto con l'Elemento Superiore e svariati orizzonti di shear più discontinui nelle più disparate situazioni strutturali.

Queste osservazioni ci inducono a pensare che lo scorrimento del complesso kinzigitico al di sopra dell'Elemento Inferiore sia stato un fenomeno assai più complicato di quanto non si sia finora ritenuto.

L'ipotesi più verosimile è che un simile processo di sovrascorrimento isoli, all'interno di ciascuno dei corpi coinvolti, delle masse a comportamento rigido separate da livelli di shear intenso nei quali si raccoglierebbe la gran parte della deformazione. I litotipi che si sviluppano entro questi livelli si possono classificare come delle ultramiloniti in senso stretto, caratterizzate spesso da strutture di flusso che ricordano un comportamento di tipo viscoso (Foto n. 39).

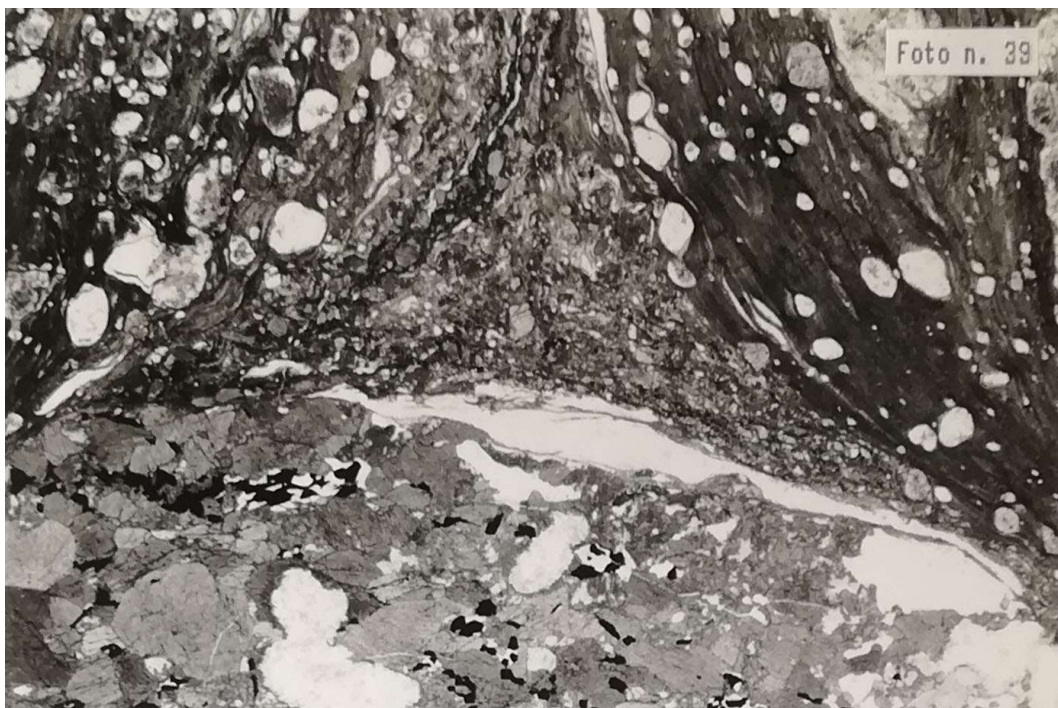


Foto 39. Clasto anfibolitico (in basso) in una milonite di kinzigite. La scistosità milonitica è anastomosata attorno ai porfiroclasti di feldspato e granato e, a scala maggiore, attorno al clasto di anfibolite.

Sul terreno si presenta il problema di riconoscere i vari tipi di miloniti per ciascuno dei quali non è sempre possibile risalire al protolite. In genere si tratta di miloniti da kinzigiti, da rocce anfibolitiche o da marmi. Le prime due sono state segnate sulla carta con un colore viola; per i marmi milonitici si è invece preferito mantenere il colore blu. È necessario poi distinguere i tipi che preservano le

associazioni prealpine da quelli (blastomiloniti) nei quali la retrocessione alpina è stata più intensa. Nella descrizione delle litologie tratteremo separatamente queste due categorie.

#### 1) MILONITI CON ASSOCIAZIONI PREALPINE CONSERVATE.

Le miloniti da kinzigiti sono molto diffuse e si distinguono dalle altre rocce per il caratteristico colore scuro, da nerastro a violaceo, e per la presenza di porfiroclasti di sillimanite e di plagioclasio o K-feldspato; il quarzo forma sempre delle lenti allungate e ripiegate con le strutture tipiche delle rocce milonitiche, e si presenta sempre in aggregati microcristallini. La massa di fondo di colore scuro sembra essere costituita da cristalli submicroscopici ed isoorientati di biotite: essa è molto spesso pleocroica e mostra lo stesso pleocroismo dei cristalli di biotite integri (Foto n. 40-46).

Talora in queste rocce si osserva la ricristallizzazione dinamica di sillimanite e di K-feldspato (il quarzo è sempre ricristallizzato). Questo processo potrebbe essere avvenuto a temperature inferiori a quelle comunemente previste per la genesi metamorfica di questi minerali e quindi potrebbe ancora inserirsi nel contesto alpino: non si esclude infatti che la presenza di fluidi possa aver agito in modo da abbassare le temperature di ricristallizzazione delle singole fasi (LARDEAUX, 1987 inedito).

Le miloniti di rocce anfibolitiche sono meno facili da riconoscere all'esame macroscopico, anche se a volte può aiutare il colore molto scuro della roccia, criterio tuttavia non sempre valido. In genere mancano dei porfiroclasti che consentano un riconoscimento macroscopico del protolite.

Al microscopio si può vedere come in queste rocce la milonisi interessi principalmente la porzione saussuritica la quale sembra fluire con una certa facilità, mentre minerali più competenti quali l'anfibolo e la titanite, si comportano come dei porfiroclasti. Si riconoscono tutti i tipi intermedi fra una struttura cataclastica e una vera e propria struttura milonitica: nella prima si nota solo un arrotondamento dei clasti di anfibolo che rimangono però in stretto contatto; nel tipo estremo si osserva invece una massa scura composta essenzialmente da clorite e saussurite nella quale raramente si distinguono dei cristalli di titanite (campioni M 352, 353).

Dell'aspetto macroscopico dei marmi milonitici si è già parlato in precedenza, ci basti aggiungere che all'esame microscopico anche questi rivelano la presenza di una massa di fondo bruna della quale non è possibile distinguere le fasi componenti, mentre è molto facile la distinzione dei clasti delle rocce cristalline che vi sono inglobati (campioni M 38, 183, 106, 254, 259, 469).



Foto 40. Pieghe milonitiche entro una milonite da kinzigitite. Queste si svilupperebbero durante il processo di deformazione continua che produce la milonite stessa in seguito alla presenza di eterogeneità quali ad esempio una matrice fine e dei porfiroclasti relitti. (BERTHE' & CHUERME, 1980; Campione M 503, 7.2X, Nicol //).

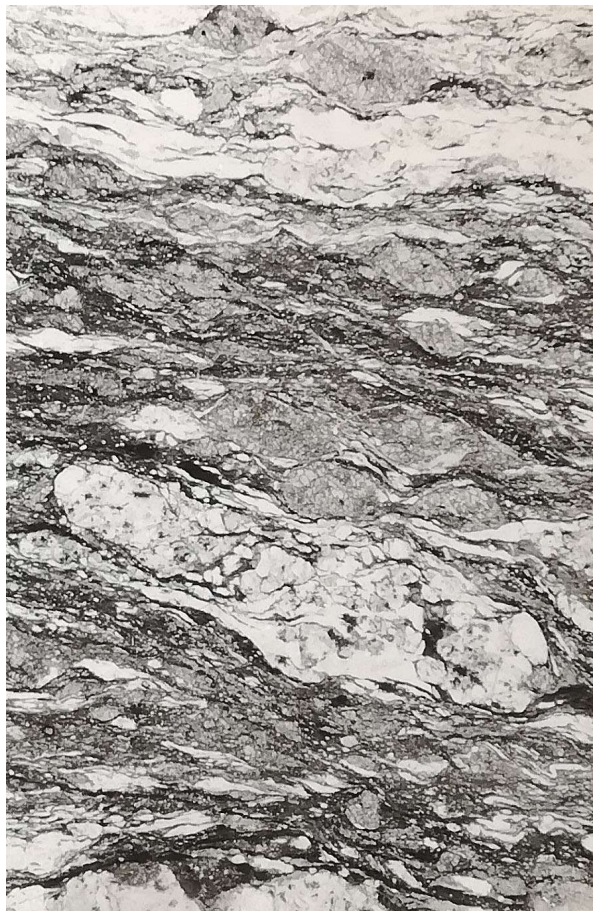


Foto 41. Deformation partitioning con suddivisione in domini di shortening (granato, feldspato, sillimanite), e domini di simple shear (biotite, fibrolite). La mineralogia kinzigitica, come si può osservare, è ben conservata (Campione M 485, 7.2X, Nicol //).



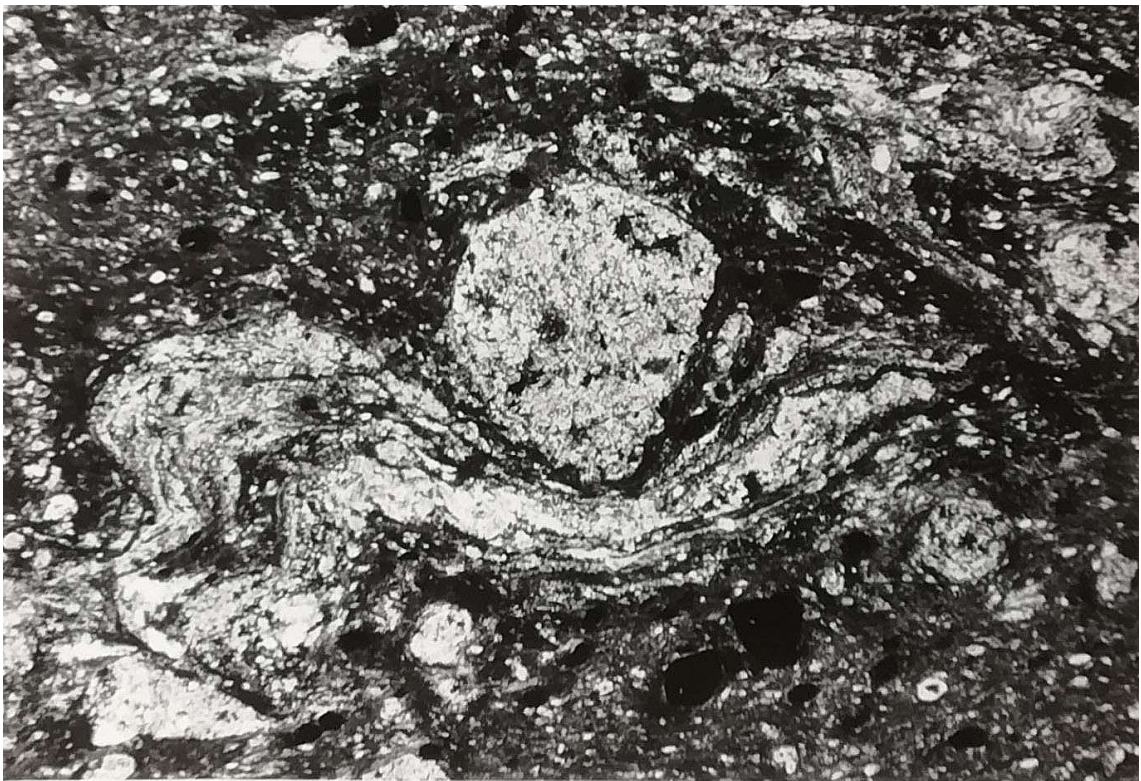


Foto 42-43. Particolare della foto n. 40. Sopra: a Nicol //. Sotto: a Nicol X. (Campione M 503, 30X).





Foto 44. Pieghe milonitiche (vedi foto 40, 42, 43). La paragenesi relitta è rappresentata da porfiroclasti relitti di granato, sillimanite, feldspato (Campione M 235, 17X, Nicol //).



Foto 45. Foto d'insieme del campione di milonite M 407 (7,2X, Nicol X).

## 2) BLASTOMILONITI RETROCESSE

Sì rinvencono con maggiore frequenza presso il contatto con la Zona di Roisan (questa situazione induce a pensare che buona parte delle paramiloniti che si rinvencono entro la Zona di Roisan in prossimità della sua base rappresentino delle scaglie di basamento provenienti dall'Elemento Superiore del M. Mary. La mineralogia di queste rocce è tale da renderle simili a delle filladi (gli scisti epimetemorfici della cartografia di DIEHL et al., 1952). In realtà l'analisi microscopica rivela, e spesso in modo chiaro, l'esistenza di strutture milonitiche: talora si osservano addirittura delle fasi (granati ovoidali da poco a totalmente cloritizzati) le quali rappresenterebbero i relitti dei porfiroclasti originari. L'associazione neoblastica che si può riconoscere è in facies scisti verdi con quarzo, albite, clorite, epidoto. Le abbondanze reciproche di queste fasi sono diverse a seconda del tipo di roccia dal quale si sono sviluppate. Clorite ed epidoto sono prevalenti nelle facies che derivano da protoliti anfibolitici. La roccia ha solitamente una grana finissima e una tessitura scistosa; la struttura può essere anche porfiroblastica qualora l'epidoto sviluppi cristalli di dimensioni millimetriche.



## L'UNITA' DI BASAMENTO INFERIORE

Nei capitoli precedenti si è fatto più volte cenno all'insieme di litologie che compongono l'Elemento Inferiore; abbiamo avuto anche l'opportunità di dare dei cenni sulla sua posizione tettonica e sui caratteri metamorfici che esso presenta. Tutti questi argomenti saranno riesaminati in maniera sintetica in questo capitolo, ricordando comunque che una descrizione più dettagliata è riportata in CESARE (1987).

Già ELTER (1960), riconosceva nell'Elemento Inferiore del lembo Austroalpino del M. Mary l'importanza di un complesso polimetamorfico di parascisti del quale non forniva però alcuna notizia relativa alla distribuzione e alle abbondanze in rapporto alle rocce granitoidi della Serie d'Arolla. Ricordiamo infatti che DIEHL et al. (1952), segnalavano come prevalente un tipo di ortogneiss granitico-granodioritico del tutto simile a quelli descritti per la Serie di Arolla del Ricoprimento Dent Blanche s.s., mentre indicavano l'esistenza di limitati parascisti riferibili con certezza a zolle del tetto originario del granito di Arolla.

Il nostro studio di terreno ha rivelato la notevole estensione della serie di parascisti di alto grado più o meno retrocessi la quale comprende anche delle masse anfibolitiche, peraltro segnalate da DIEHL et al., (1952), ed ha inoltre consentito di stabilire in modo dettagliato la distribuzione e i caratteri litologici e metamorfici dell'intero complesso e i suoi rapporti con gli ortogneiss granitici (Serie d'Arolla auct.). A proposito di questi ultimi vale la pena di sottolineare che la loro diffusione è paragonabile o subordinata a quella dei parascisti e che il contatto primario legato all'intrusione è stato mascherato dai processi traspositivi di età alpina.

## IL COMPLESSO DEI PARASCISTI DI ALTO GRADO

Sul terreno i parascisti meglio preservati hanno i caratteri di micascisti a due miche nei quali raramente si osserva del granato di dimensioni macroscopiche; nelle facies retrocesse, le più frequenti, si osserva spesso una colorazione verdastra dovuta alla presenza di attinoto e/o clorite in quantità abbondante a sostituire la biotite originaria. Al microscopio si osserva che queste rocce sono in realtà dei paragneiss più o meno retrocessi con relitti di alto grado: granato, biotite, muscovite, rara sillimanite molto spesso trasformata e ancor più rara andalusite (campione M 343).

Vi si sovrappone una associazione in facies scisti verdi alpina a quarzo II, albite, clorite, epidoto, fengite,  $\pm$  stilpnomelano,  $\pm$  attinoto e raro glaucofane (dettagli in CESARE, 1987).

Sono note delle facies "leucocratiche" nelle quali i costituenti fondamentali sono quarzo e feldspato con una subordinata quantità di biotite (i micrograniti ad abbondante quarzo degli autori svizzeri).

Il campione M 343 di un micascisto a clorite e granato, proveniente dalla zona circostante la Croce di Fana, contiene alcuni relitti centimetrici di andalusite quasi completamente ritrasformata in sericite. Su questi sono state fatte delle analisi alla microsonda che hanno confermato l'appartenenza al gruppo degli allumosilicati. Il diffrattogramma delle polveri eseguito sugli stessi minerali, mostra in modo abbastanza chiaro i caratteristici picchi dell'andalusite.

Entro la serie dei parascisti di alto grado dell'Elemento Inferiore si trovano rari affioramenti di marmi di dubbia collocazione tettonica affioranti principalmente nell'area descritta da CESARE, (1987).

Si trovano anche delle masse anfibolitiche che nel settore centrale del lembo del Mont Mary, hanno estensione limitata, ma che nella porzione occidentale formano dei corpi di notevole estensione. Le anfiboliti mostrano caratteri macroscopici del tutto simili a quelli delle anfiboliti dell'Elemento Superiore. Le principali differenze si possono stabilire all'esame microscopico: la blastesi alpina è infatti molto più intensa, con completa trasformazione della biotite in clorite e del vecchio plagioclasio in albite più cristalli di epidoto di dimensioni anche millimetriche. L'anfibolo relitto è un'orneblenda verde-bruna che mostra limitate trasformazioni alla periferia.

Quali minerali accessori si rinvennero: apatite, titanite e minerali opachi; la titanite si trova spesso associata a clorite, circostanza che fa pensare che anche in queste rocce si sia verificata la trasformazione:



La struttura di queste rocce è variabile, in genere omeoblastica; la tessitura può essere scistosa, ma non mancano i tipi massicci.

A prescindere dalla storia metamorfica alpina del complesso dei parascisti di alto grado dell'Elemento Inferiore bisogna riconoscere che questo mostra non poche analogie con il complesso kinzigitico dell'Elemento Superiore, anche se esistono differenze significative nella costituzione litologica che vale la pena di elencare in modo schematico: a) innanzitutto l'associazione di parascisti e anfiboliti non è così intima come per l'elemento Superiore; b) inoltre, le rocce anfibolitiche sono più limitate come estensione; c) mancano quasi del tutto i marmi e, d) non si è trovata traccia di

corpi peridotitici. A livello microscopico le principali differenze presentate dai parascisti dell'Elemento Inferiore sono: granato quasi sempre di dimensioni microscopiche o assente, relitti di sillimanite (solo fibrolite) molto rari, raro K-feldspato, porfiroblasti millimetrici di mica bianca e relitti di andalusite.

## LE ROCCE GRANITOIDI

Sono rocce del tutto simili a quelle descritte per l'Elemento Inferiore del Ricoprimento Dent Blanche analogia che si estende non solo alle caratteristiche macroscopiche, ma anche all'associazione mineralogica microscopica. Va sottolineato che nel lembo del M. Mary prevalgono gli ortogneiss a bande e gli gneiss minuti; meno frequenti sono invece gli gneiss microcchiadini.

Nell'area studiata da CESARE (1987) si rinvencono limitati affioramenti di rocce granitiche indeformate con cristalli centimetrici di k-feldspato (microclino) e strutture magmatiche preservate. Nel settore centrale del M. Mary gli affioramenti di ortogneiss sono limitati: si rinvencono in prossimità della base affiorante sulle pendici meridionali della dorsale M. Mary-P.te de Geneve e sulla dorsale della Croce di Fana in prossimità di Col Cornet. Non è il caso di esporre un quadro delle caratteristiche microscopiche di queste rocce data la perfetta corrispondenza di questi tipi con quelli descritti da Cesare per l'Elemento Inferiore del settore occidentale del Lembo del M. Mary e del Ricoprimento della Dent Blanche s.s.

## QUADRO EVOLUTIVO

Per quanto riguarda il panorama evolutivo dell'Elemento Inferiore può essere valida a nostro avviso la seguente schematizzazione: 1) metamorfismo prealpino e pregranitico di alto grado (granato, biotite, andalusite e sillimanite) che coinvolge una sequenza di peliti e rocce basiche (parascisti e metabasiti); 2) magmatismo granitico tardoercinico (messa in posto delle rocce granitiche).



## LA TETTONICA

Per quanto riguarda l'assetto tettonico della zona studiata, molte indicazioni sono già state anticipate nei capitoli precedenti. Si ricorda che, allo scopo di semplificare la lettura della carta geologica, i dati strutturali sono stati inseriti in una carta apposita con la topografia semplificata nella quale si è riportato anche un quadro interpretativo dell'andamento dei limiti fra le unità Inferiore e Superiore stabilito sulla base dei dati di terreno e perfezionato mediante uno studio petrografico della campionatura disponibile. Non è stata fatta una classificazione degli assi di piega e delle scistosità a causa delle difficoltà di ricostruzione legate al sovrapporsi di almeno due fasi di età alpina su di un panorama deformativo prealpino sicuramente polifasico.

Nei pochi affioramenti ove è stato possibile eseguire una ricostruzione geometrica degli eventi alla scala mesoscopica, assi di piega e scistosità di fasi diverse sono stati differenziati sulla carta mediante l'uso di appropriate simbologie. Sul terreno si osservano in genere due scistosità delle quali una è sicuramente post-milonitica e taglia il contatto fra le unità tettoniche del M. Mary e la zona di Roisan. È possibile infatti vedere la scistosità milonitica ripiegata da una fase successiva. Affioramenti significativi da questo punto di vista sono localizzati nel settore occidentale descritto da CESARE (1987). In prossimità del contatto fra l'Elemento Superiore e l'Elemento Inferiore la scistosità principale segue l'andamento dei contatti; è possibile allora che tale scistosità corrisponda a quella milonitica o ad una precedente. In pochi casi è stato possibile ricollegare la struttura alla mesoscala con i dati microscopici (Foto n. 46): il quadro microscopico conferma i risultati delle osservazioni di terreno esposti qui sopra.

I profili geologici visualizzano l'andamento generale delle strutture alla grande scala ricostruite mediante la proiezione della scistosità principale e della giacitura degli orizzonti di sovrascorrimento e dei livelli milonitici che vi si associano. A proposito di questi abbiamo già fatto notare la presenza di un complesso plurimo di piani di taglio posti a quote diverse e che si alternano a masse meno deformate o interessate al più da fenomeni di clastesi. Essi interessano le zone prossime al contatto fra i due elementi tettonici per uno spessore di almeno 500 m. Questa configurazione è ben evidente nei profili 1-6 nei quali è visibile l'insieme dei due elementi tettonici e della porzione di base del Ricoprimento Dent Blanche s.s. È possibile inoltre osservare come spostandosi a settentrione la giacitura del piano di contatto immerga progressivamente a N-NW con un'inclinazione che aumenta a mano a mano che ci si avvicina alla zona assiale della sinforme di falde della Valpelline.



Foto n. 46. Blastomilonite ripiegata da una fase chiaramente post-milonitica. (Campione M18, 12X Nicol //).

Un comportamento analogo è assunto anche dall'Elemento Inferiore del Ricoprimento Dent Blanche s.s. e dalla Zona di Roisan; va aggiunto infine che l'insieme di falde si immerge verso l'asse della Valpelline determinando tutta una serie di ripiegamenti secondari alla scala ettometrica (asse E-NE suborizzontale) e che sottolineano la configurazione a gradoni visibile nei profili 2 e 3.

Per quanto riguarda la geometria del piano di contatto fra i due elementi tettonici del M. Mary, è necessario sottolineare che essa non è così semplice: è nota infatti l'esistenza di ripiegamenti secondari serrati alla scala mesoscopica, e di ondulazioni (vedi sopra) alla scala macroscopica. Queste ultime sono ben visibili nella carta strutturale in prossimità della Tete d'Arpisson (fig. 30). Qui la geometria descritta dal piano di sovrascorrimento dell'Elemento Superiore individua delle ondulazioni a scala ettometrica con asse immergente ad E-NE di una decina o di una ventina di gradi, comportamento seguito anche dalla scistosità principale registrata in questo settore. Lo stereogramma tridimensionale di fig. 31 illustra la situazione strutturale descritta in queste ultime righe per la zona della Tete d'Arpisson e riporta la posizione dei principali orizzonti milonitici osservati e l'ubicazione dei campioni più significativi dal punto di vista strutturale dei quali sono state studiate le sezioni sottili.

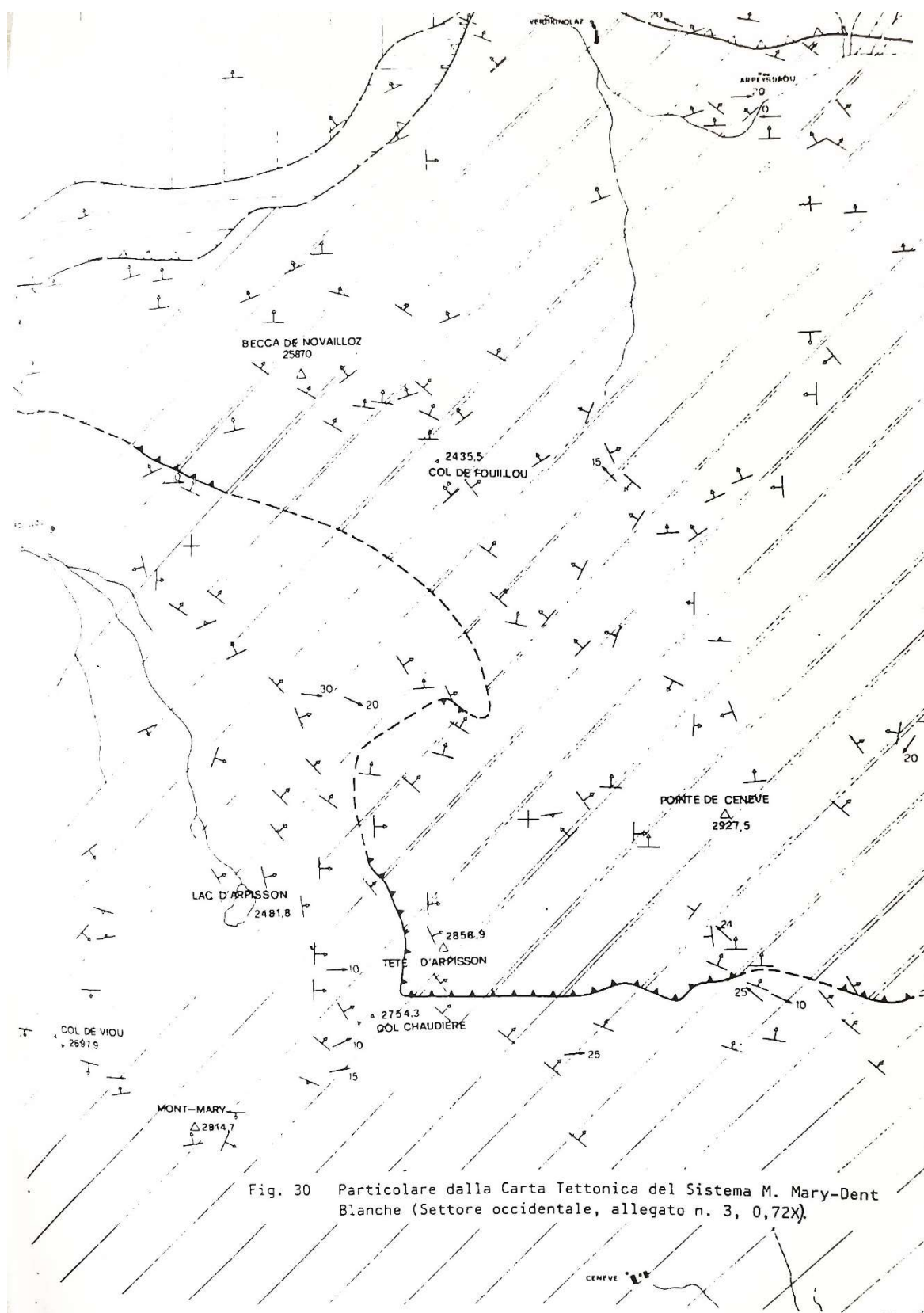


Fig. 30 Particolare dalla Carta Tettonica del Sistema M. Mary-Dent Blanche (Settore occidentale, allegato n. 3, 0,72X).

Fig.30. Particolare della Carta Tettonica del Sistema M. Mary-Dent Blanche (Settore occidentale, allegato n. 3, 0,72X).



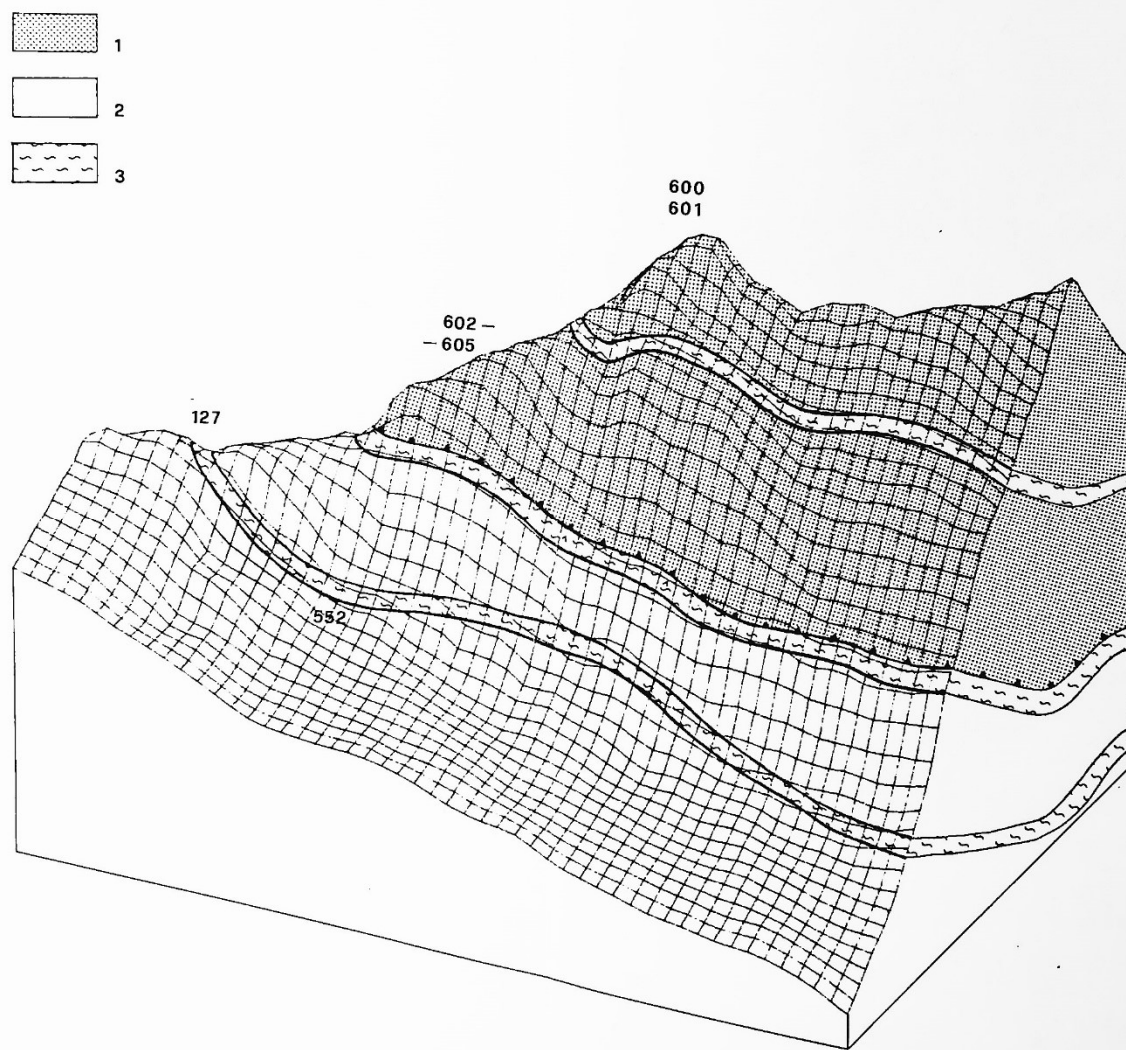


Figura 31. Schema tettonico tridimensionale del contatto fra Elemento Superiore (1) ed Elemento Inferiore (2), in prossimità di Tete d'Arpisson. (3) Orizzonti milonitici. I numeri si riferiscono all'ubicazione dei campioni di interesse strutturale.

Infine è il caso di considerare la struttura profonda del lembo di ricoprimento del M. Mary. Esso, da quanto è noto, giace in contatto tettonico con una serie di calcescisti con ofioliti appartenente alla Zona del Combin, contatto che non affiora solo nella zona meridionale ed orientale studiate da CANEPA & CASTELLETTO (1987, inedito). Nel settore interessato dai nostri studi la superficie strutturale inferiore del lembo di ricoprimento non è esposta. È possibile comunque osservare nella porzione occidentale verso la valle del Buthier una retroflessione a sud della Zona di Roisan (che nel settore orientale immerge a Nord) e del complesso di rocce del Mont Mary, comportamento che sarebbe seguito anche dall'Elemento inferiore e probabilmente anche dallo stesso piano assiale

della sinforme di falde del Ricoprimento. Dent Blanche. Il modo in cui questa struttura si raccordi alla superficie strutturale inferiore del lembo di ricoprimento del M. Mary rimane tuttora sconosciuto; la estesa copertura morenica alla destra della Valle del Buthier nei pressi di Variney impedisce di osservarne la continuazione in direzione ovest. È auspicabile un rilevamento dettagliato delle aree meridionali accompagnato da uno studio strutturale di dettaglio indirizzati alla soluzione di questo problema.

## I DEPOSITI QUATERNARI

Data la complessità dei problemi geologici che si sono dovuti affrontare, non è stato possibile svolgere uno studio dettagliato delle coperture quaternarie.

Va sottolineato innanzitutto che nella zona studiata prevalgono le coperture detritiche recenti le quali si sovrappongono agli altri tipi di depositi formando una pellicola anche molto sottile, ma sufficiente ad impedire la cartografia di dettaglio di questi ultimi. Localmente questa copertura è tale da consentire il riconoscimento delle forme dovute ad altri tipi di processi. È questo il caso del versante meridionale del massiccio del M. Mary che nella sua parte alta mostra dei pianori che in origine potevano essere legati a processi di esarazione glaciale e sede di depositi morenici, ma che attualmente sono ricoperti da una coltre di detrito di falda, parzialmente inerbito, che mantiene una discreta potenza e impedisce di osservare tracce sicure dell'esistenza di questi.

Sulla carta geologica sono stati distinti: depositi alluvionali (colore azzurro tenue) e conoidi (in blu); depositi morenici (colore verde), talora ripresi dai fenomeni erosivi, con le caratteristiche piramidi di terra, localizzate per lo più nell'area studiata da CESARE (1987); accumuli di frana (triangoli rossi su sfondo bianco) e rock glaciers. Per quanto riguarda le frane di crollo, ne sono state segnalate in alcuni casi le nicchie di distacco e le fratture perimetrali. È stata riportata inoltre la traccia dei principali orli di terrazzo che si impostano talora su vecchie alluvioni o alla fronte di conoidi alluvionali (Lavod), talora sui depositi morenici ai fianchi della valle del Buthier. Con un colore di fondo (giallo brillante) è stato distinto infine il detrito di falda e di versante, all'interno del quale si sono indicati con la caratteristica simbologia i con di detrito.



Parte Terza

## STUDIO PETROGRAFICO DELLE PERIDOTITI DEL LEMBO

### AUSTROALPINO DEL M. MARY

In precedenza ARGAND (1934) e NICOT (1977) e BECCALUVA et al. (1978) avevano segnalato la presenza di peridotiti tettonitiche nell'Unità Superiore del ricoprimento della Dent Blanche (serie Valpelline auct.) e nella Zona Sesia Lanzo.

A Sud-est della Linea del Canavese, entro il basamento Sudalpino della Zona Ivrea-Verbanese, altre lherzoliti a spinello sono note, in successione da SW verso NE: Baldissero, Balmuccia e Finero.

Le lherzoliti a spinello descritte da POGNANTE et al. (1985) nel massiccio di Lanzo e da SANDRONE e COMPAGNONI (1986) a Balangero appartengono invece ad unità ofiolitiche piemontesi.

### LA PERIDOTITE A SPINELLO DEL M. MARY

Il corpo peridotitico affiora poco sopra q. 2610, alla base del canalone ad W di P.te de Geneve\* (tav. "Monte Faroma"; F.28 "Aosta"), entro l'Unità® Superiore ("Serie di Valpelline" auct.). Esso presenta dimensioni ridotte (6-7m) e aspetto cataclastico, quest'ultimo da imputare alla vicinanza con un importante orizzonte di rocce milonitiche situato in prossimità del contatto tettonico con l'Unità Inferiore.

### LA SEQUENZA INCASSANTE

La sequenza incassante è costituita da un insieme di gneiss kinzigitici e anfiboliti in intima associazione, con marmi milonitici situati a livelli strutturali superiori.

A contatto con l'Unità Inferiore le rocce del complesso kinzigitico sono interessate per circa un centinaio di metri da intensi fenomeni diafioritici che vanno via via attenuandosi verso l'alto. Alla base (q. 2470) affiorano anfiboliti e gneiss kingizitici retrocessi nei quali si osservano le seguenti trasformazioni: cloritizzazione del granato, clorite  $\pm$  titanite  $\pm$  epidoto da biotite, sericite da sillimanite, caolino da feldspato potassico, prodotti saussuritici dal plagioclasio calcico, anfibolo verde e successivamente clorite da orneblenda bruna.

Verso l'alto (q. 2600) i litotipi sono meglio preservati e mostrano associazioni di facies anfibolitica integre.

L'intera successione è interessata da fenomeni di cataclasi, si osservano inoltre almeno due orizzonti milonitici a partire dalla base dell'Unità Superiore fino a una quota prossima all'affioramento della peridotite.

#### LE PERIDOTITI NELLE COPERTURE DETRITICHE

Altre rocce peridotitiche sono state rinvenute nel detrito della Comba Verzignoletta, a q. 2300, sulla conoide della Pointe de Geneve". La roccia (M 2) ha struttura porfiroclastica ed è costituita da olivina e ortopirosseno in parte serpentinizzati.

Peridotiti analoghe alla precedente, ma molto retrocesse, sono state rinvenute nell'atrio del circo di Foillou (M 3), a q. 2400, a NE della Pointe de Geneve. Nella matrice, costituita da serpentino e talco in quantità subordinata, si osservano ancora relitti di ortopirosseno e olivina.

Altri campioni di peridotite a spinello molto retrocessi sono stati raccolti infine sulla destra idrografica della Comba di Arpisson, a E della località Les Planes (M 99). In questo caso la roccia è costituita prevalentemente da talco (pseudomorfo su probabile ortopirosseno), spinello verde, magnetite, anfibolo e flogopite.

#### CARATTERI PETROGRAFICI E MINERALOGICI

Al microscopio la peridotite M157 mostra struttura tettonica da porfiroclastica a decisamente cataclastica. È costituita da olivina (30%), ortopirosseno (15%), orneblenda (25%) e subordinato spinello (15%).

La roccia non è molto retrocessa, lungo le fratture olivina e ortopirosseno danno luogo alla formazione di serpentino e magnetite.

L'olivina ha composizione uniforme (FO 84-85; Fig.32 ; Tabella 1 ).

L'ortopirosseno è presente sotto forma di porfiroclasti anche multimillimetrici, fortemente deformati (estinzioni ondulate) che possono includere granuli di olivina e di spinello verde, L'ortopirosseno è una bronzite ricca in Mg (Fig. 32) ed è caratterizzato da bassi contenuti in  $Al_2O_3$



(da 2.13% a 2.94% in peso), basso contenuto in  $\text{Cr}_2\text{O}_3$ , tenore di CaO variabile da 0.21 a 2.57 % (porfiroclasto) e trascurabili tenori di  $\text{TiO}_2$  e NaO (Tabella 2). Il rapporto  $\text{Mg}/\text{Mg}+\text{Fe}_{\text{tot}}$  (pari a 0.84-0.85) equivale a quello ottenuto per le Olivine.

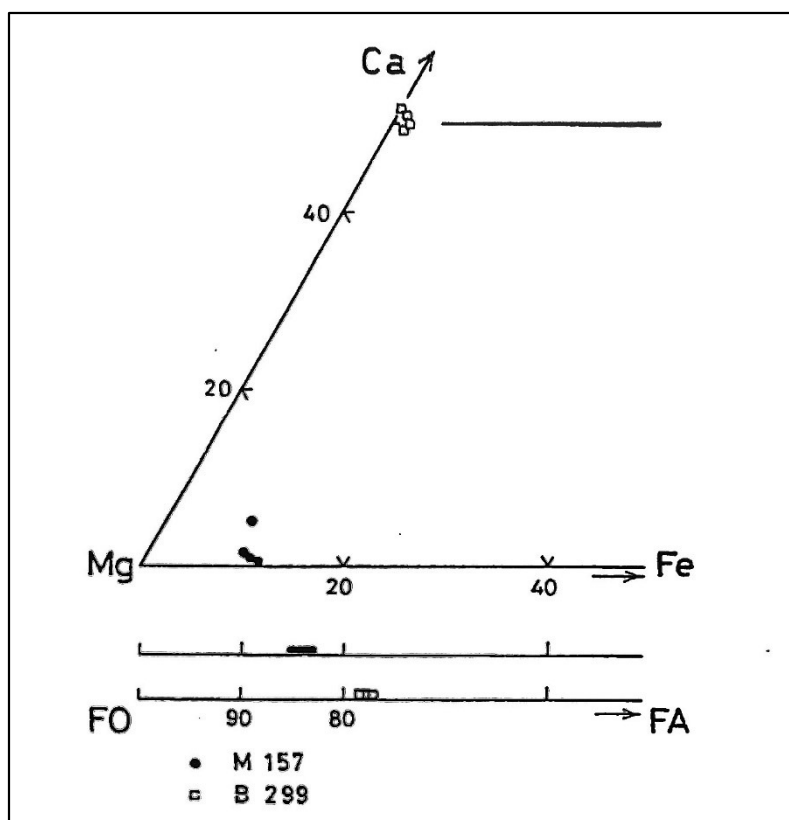


Fig. 32. Composizione dell'ortopirosseno e dell'olivina nella peridotite a spinello del M. Mary (M 57); composizione del clinopirosseno e dell'olivina nella peridotite (01-opx-cpx-spinello verde-anfibolo) ponte di Bagnera (riva destra del Torrente Buthier, Dent Blanche s.s., B 299) descritta da NICOT (1977).

Lo spinello verde è diffuso sia nella matrice che incluso nell'ortopirosseno. È fortemente alluminifero ( $\text{Al}_2\text{O}_3$  da 57.96 a 59.50 % in peso in M 157;  $\text{Al}_2\text{O}_3 > 60\%$  in M 99), e poco cromifero (da 4.29 a 5.11 % in M 157, da 4.35 a 5.92 % in M 99; Tabella 4). Si tratta di una soluzione solida con composizione  $(\text{Mg},\text{Fe})(\text{Al},\text{Cr})_2\text{O}_4$  caratterizzata da  $\text{Fe}^{3+}/(\text{Al}+\text{Cr}+\text{Fe}^{3+}) < 0.05$  (da 0.04 a 0.05) e da  $\text{Cr}/\text{Al}+\text{Cr}+\text{Fe}^{3+} < 0.07$  (da 0.03 a 0.06).

Quando è incluso nell'ortopirosseno lo spinello non è alterato; nella matrice è invece spesso circondato da un bordo di clorite. Nel campione M157, poco alterato, la clorite del bordo è molto ricca in Mg (Tabella 3) e contiene poco Fe, mentre nella peridotite retrocessa M99 la clorite è decisamente più ferriera (Tabella 5 ).

Tabella 1. Composizione dell'olivina nella peridotite M157						
	5	8	10	11	12	13
SiO2	39.18	39.05	39.22	39.03	39.10	39.21
Al2O3	0.02	-	-	-	-	-
FeO	14.99	14.26	14.73	14.94	15.15	15.18
MnO	0.25	0.27	0.27	0.28	0.31	0.28
MgO	45.54	46.39	45.77	45.79	45.42	45.27
CaO	0.01	0.02	0.01	-	-	0.02
Tot	99.99	99.99	100.00	100.04	99.98	99.96
Si	0.99	0.98	0.99	0.98	0.99	0.99
Al	0.00	-	-	-	-	-
Fe	0.32	0.30	0.31	0.32	0.32	0.32
Mn	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.06
Mg	1.71	1.74	1.71	1.71	1.71	1.70
Tot	3.01	3.02	3.01	3.02	3.02	3.10
Xmg	0.84	0.85	0.85	0.84	0.84	0.84
Xmg = Mg/(Fe+Mg)						
Fo	84.20	85.20	84.45	84.20	83.90	83.90
Fa	15.50	14.67	15.25	15.50	15.70	15.80
Tph	0.30	0.30	0.30	0.30	0.30	0.30
Formula strutturale calcolata su 4 ossigeni						
5: Granulo di olivina all'esterno di bordo serpentinitico;						
8: granulo entro fascia serpentinitica						

Tabella 2. Composizione dei pirosseni nella peridotite M157				
	opx			
	16	18	20	22
SiO2	54.70	53.76	54.18	54.49
TiO2	-	-	-	-
Al2O3	2.89	2.94	2.82	2.13
Cr2O3	0.06	0.08	0.08	0.08
FeO	9.81	10.55	10.14	10.19
MnO	0.39	0.35	0.30	0.31
MgO	31.25	31.93	32.19	32.57
CaO	2.57	0.38	0.29	0.21
Na2O	-	-	-	-
Tot	101.67	99.99	100.00	99.98
Si	1.886	1.880	1.891	1.905
Al IV	0.114	0.109	0.088	0.033
Al VI	0.003	0.001	0.007	-
Ti	-	-	-	-
Fe 3+	0.109	0.117	0.099	0.086
Fe2+	0.174	0.191	0.197	0.212
Mn	0.011	0.010	0.009	0.009
Mg	1.606	1.664	1.675	1.697
Ca	0.095	0.015	0.011	0.008
Na	-	-	-	-
Tot	4.000	4.000	4.000	4.000
XFe2+	0.10	0.10	0.11	0.11
XMg	0.90	0.90	0.89	88.50
XMg*	0.85	0.84	0.85	0.85
XMg*=Mg/(Mg+Fe2+tot)				
Wo	5.0	0.8	0.5	0.4
En	85.7	89.0	89.0	88.5
Fs	9.3	10.2	10.5	11.1
Formula strutturale calcolata su 6 ossigeni				
16: porfiroclasto di opx a contatto con ol 17				
18: porfiroclasto di opx a contatto con ol 17				
20: opx a contatto con serpentino 21				
22: opx che include spinello verde 23				

Tabella 3. Composizione della clorite e del serpentino nella peridotite M157

	CLORITE		SERPENTINO							
	78	8	4	6	14	15	17	21	24	26
SiO <sub>2</sub>	31.97	32.57	41.02	40.46	44.23	41.03	40.19	39.55	41.19	42.39
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	17.47	15.79	1.59	2.34	0.33	0.32	2.14	2.97	1.91	2.61
FeO	3.15	3.82	1.96	1.45	3.86	7.47	4.19	3.99	4.78	4.94
MnO	-	0.05	0.08	0.01	0.07	0.06	0.30	0.21	0.13	0.10
MgO	36.22	36.91	43.59	43.65	41.99	41.11	39.94	40.26	40.32	38.71
CaO	-	-	0.02	-	-	-	0.18	0.11	0.05	0.73
Tot	88.81	89.14	88.26	87.91	90.48	89.99	86.94	87.09	88.38	89.48
Si	5.911	6.027	1.895	1.872	1.999	1.912	1.906	1.871	1.922	1.951
Al	3.808	3.445	0.087	0.128	0.018	0.018	0.120	0.166	0.105	0.142
Fe	0.487	0.591	0.076	0.056	0.146	0.291	0.166	0.158	0.187	0.190
Mn	-	0.008	0.003	-	-	0.002	0.012	0.008	0.005	0.004
Mg	9.980	10.180	3.001	3.009	2.829	2.856	2.822	2.838	2.804	2.655
Ca	-	-	0.001	-	-	-	0.009	0.006	0.003	0.036
Tot	20.186	20.251	5.063	5.065	4.992	5.079	5.035	5.047	5.026	4.978

Formula strutturale della clorite calcolata su 28 ossigeni, formula del serpentino calcolata su 7 ossigeni

4: bordo interno a sito spinello

6: idem, ma include olivina 5/M157

14: bordo verde con minuti opachi, intorno a olivina 10-11-12-13

15: idem di 14

17: bordo intorno al fenoclasto

21: bordo intorno ad opx 20/M157

Tabella 4. Composizione dello spinello nella peridotite M157 e nella peridotite retrocessa M99

	M157			M99		
	1	3	23	17	28	33
SiO <sub>2</sub>	-	-	-	0.04	-	0.33
TiO <sub>2</sub>	-	-	-	-	-	0.10
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	57.95	59.50	57.96	63.91	61.09	0.06
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	5.11	5.07	4.29	4.35	5.92	0.11
FeO	19.38	18.25	19.54	14.58	18.11	94.63
MnO	0.24	0.20	0.22	0.08	0.20	0.02
MgO	16.86	17.64	16.93	17.01	14.67	0.08
Tot	99.54	100.66	98.94	99.97	99.99	95.33
Si	-	-	-	0.001	-	0.012
Ti	-	-	-	-	-	0.003
Al	1.799	1.816	1.806	1.933	1.892	0.003
Cr	0.106	0.104	0.089	0.088	0.123	0.003
Fe 3+	0.095	0.081	0.104	-	-	1.964
Fe2+	0.333	0.315	0.330	0.313	0.398	1.010
Mn	0.005	0.004	0.005	0.002	0.005	0.001
Mg	0.662	0.681	0.667	0.651	0.575	0.005
Tot	3.000	3.001	3.001	2.988	2.993	3.001
Xcr	0.037	0.052	0.044	2.988	2.992	2.998
Xmg	0.665	0.681	0.665	0.043	0.061	
XXFe3+	0.047	0.040	0.052	0.675	0.590	

$XMg^* = Mg / (Mg + Fe2 + tot)$

Formula strutturale calcolata su 4 ossigeni e normalizzata a 3 cationi

1: spinello verde circondato da bordo di alterazione opaco

3: opaco nero nel bordo serpentinoso intorno a spinello

23: spinello verde incluso in opx 22/M157

17: spinello verde

28: spinello verde circondato da clorite 27/M99

33: opaco nella matrice talcosa



Tabella 5. Composizione di clorite e flogopite nella peridotite retrocessa a relitti di orneblenda e spinello M99

	CLORITE				FLOGOPITE		TALCO-CLORITE
	19	24	27	32	30	31	22
SiO <sub>2</sub>	31.19	31.37	31.55	35.08	38.81	37.75	52.81
TiO <sub>2</sub>	0.04	2.37	0.10	0.08	1.49	1.78	0.06
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	17.62	13.57	12.36	14.14	18.85	18.79	7.35
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.12	0.39	0.37	0.07	0.26	0.27	0.09
FeO	10.32	14.19	14.07	8.90	4.78	4.58	6.36
MnO	0.15	0.30	0.21	-	0.05	0.09	0.13
MgO	30.90	26.88	28.75	30.14	23.29	23.24	29.67
CaO	0.02	0.32	0.02	0.03	-	-	-
Na <sub>2</sub> O	-	0.03	0.03	0.06	0.32	0.30	0.02
K <sub>2</sub> O	0.07	0.05	-	0.21	9.11	8.64	0.08
Tot	90.31	89.47	87.46	88.71	96.96	95.44	
Si	5.877	6.127	6.292	6.638	5.636	5.563	
Al IV	2.123	1.873	1.708	1.362	2.364	2.437	
Al VI	1.789	1.250	1.197	1.790	0.861	0.827	
Cr	0.018	0.060	0.058	0.010	0.030	0.031	
Ti	0.005	0.347	0.015	0.011	0.162	0.196	
Fe <sup>2+</sup>	1.627	2.319	2.346	1.409	0.580	0.563	
Mn	0.025	0.049	0.035	-	0.005	0.010	
Mg	8.677	7.826	8.547	8.502	5.043	5.106	
Ca	0.003	0.066	0.004	0.005	-	-	
Na	-	0.010	0.009	0.022	1.688	1.642	
K	0.016	0.011	-	0.050	1.688	1.624	
Tot	20.160	19.938	20.211	19.799	14.681	14.733	
X <sub>Fe</sub>	0.16	0.23	0.21	0.14	0.10	0.10	

Formula strutturale della flogopite calcolate su 22 ossigeni

19: bordo di clorite intorno a spinello 17

24: idem

27: clorite intorno a spinello 28

32: clorite che si sviluppa da flogopite 30

30: flogopite a contatto con anfibolo

31: flogopite che include spinello alterato

22: matrice a talco-clorite

La magnetite è presente come minerale secondario e in scarsa quantità lungo le fratture dell'ortopirosseno nella peridotite M 157, è più diffusa invece nella peridotite M 99, entro la matrice a talco-clorite (Tabella 4).

L'orneblenda si presenta in granuli subrotondeggianti isodiametrici ed ha composizione di Mg-orneblenda secondo la classificazione I.M.A. (LEAKE, 1978; Tabella 6; Fig. 33), con tenori molto bassi in  $\text{TiO}_2$  (0.06 a 0.12% in peso). Il rapporto  $\text{Mg}/(\text{Mg}+\text{Fe}_{\text{tot}})$  (pari a 0.87) è, anche se di poco, superiore a quello ottenuto per ortopirosseni e olivina. Il diverso valore di  $X_{\text{Mg}}$  e i rapporti tessiturali suggeriscono che la blastesi dell'orneblenda non sia coeva con quella di ortopirosseno e olivina.

Nel diagramma Si vs.  $(\text{Na}+\text{K})\text{A}$  (Fig.34 ), mutuato da ROBINSON et al.(1982) gli anfiboli della peridotite M 157 cadono nel campo degli anfiboli di rocce ultramafiche a  $\text{opx-ol-Al sp}\pm\text{Cl}$  e mostrano una tendenza verso un elevato contenuto del sito  $(\text{Na}+\text{K})\text{A}$ . Questa tendenza è stata osservata negli anfiboli di rocce ultramafiche di altre peridotiti "sub-continentali" (Ronda e Balmuccia), ricristallizzate in facies granulitica.

Gli anfiboli della peridotite M 99, molto retrocessa, hanno composizioni analoghe. In questa roccia si possono discriminare due tipi di anfibolo dal punto di vista tessiturale e composizionale: 1) porfiroclasti di orneblenda, spesso associati a spinello, caratterizzati da un più elevato contenuto in  $\text{TiO}_2$  (da 1.14 a 1.53 %); 2) anfiboli verde pallido con un minor contenuto in  $\text{TiO}_2$  (da 0.73 a 0.78 %), cristallizzati a spese dell'orneblenda che spesso fluiscono in letti che conferiscono una tessitura foliata alla roccia.

La composizione di questi anfiboli (Tabella 7) varia da Mg-orneblenda a orneblende tschermakitiche (secondo la classificazione I.M.A., LEAKE, 1978).

#### GEOTHERMOMETRIA: OLIVINA-SPINELLO

La coppia olivina-spinello è stata utilizzata per un calcolo approssimato della temperatura, supponendo entrambi i minerali soluzioni solide ideali, rispettivamente con composizioni:  $(\text{Mg,Fe})_2\text{SiO}_4$  e  $(\text{Mg,Fe}^{2+})(\text{Al,Cr,Fe}^{3+})_2$ .

Secondo FABRIES (in LAGACHE, 1984) la calibrazione più affidabile nell'intervallo di temperatura compreso tra 700 e 1200 °C per valori di  $(\text{Mg}/(\text{Mg}+\text{Fe}))_{\text{ol}} = 0.90 \pm 0.02$  e di  $(\text{Cr}/(\text{Al}+\text{Cr}+\text{Fe}^{3+}))_{\text{sp}} \leq 0.05$  è quella da lui proposta in FABRIES (1979):

$$T(^{\circ}\text{K}) = (4250 X_{\text{Cr}}^{\text{sp}} + 1343) (\text{LnKd} + 1.825 X_{\text{Cr}}^{\text{sp}} + 0.571)$$

Essa prevede la normalizzazione del coefficiente di ripartizione Kd sulla base di  $X = 0$ . L'applicazione di questa equazione a coppie della peridotite M 157 fornisce temperature dell'ordine di 800 °C.

La calibrazione di O'NEILL (1981), applicata alle medesime coppie fornisce T dell'ordine di 700 °C, quella di SACK (1982) per sistemi senza  $\text{TiO}_2$  di 900 °C mentre quella di ROEDER et al. (1979) di 950 °C.

La rappresentazione nel diagramma  $\text{LnKd}$  vs.  $(\text{Cr}/\text{Al} + \text{Cr} + \text{Fe}^{3+})$ , in cui la posizione delle isoplete 700 e 1200 è stata mutuata da EVANS & FROST (1975), indica temperature di 700 °C circa (fig. 35).

## CONCLUSIONI

I caratteri microchimici e i dati strutturali riguardanti la peridotite a spinello del M. Mary indicano che essa non ha subito una riequilibrio nel campo delle lherzoliti a plagioclasio; come questa anche le harzburgiti di Artogna (BECCALUVA et al. 1978), mostrano unicamente la riequilibrio in facies granulitico-anfibolitica.

Per associazioni analoghe (opx-ol-sp) nelle peridotiti di Balmuccia (Sudalpino, Zona Ivrea-Verbano) SHERVAIS (1979) aveva ricavato temperature di cristallizzazione dell'ordine di 1200 °C per pressioni comprese tra 12 e 20 Kbar. SHERVAIS aveva inoltre riscontrato temperature dell'ordine di 850-950 °C su coppie opx-cpx, indicanti probabilmente la riequilibrio della peridotite durante la messa in posto entro la crosta continentale profonda. Egli infatti otteneva lo stesso range di temperature per il complesso di parascisti e rocce basiche incassanti.

Le temperature ottenute per le coppie olivina-spinello del M. Mary sono dell'ordine di 800 °C e potrebbero anche in questo caso rappresentare le temperature di riequilibrio metamorfica avvenuta al contatto con la crosta continentale profonda. Inoltre anche l'insieme di parascisti e anfiboliti incassanti registra temperature dello stesso ordine di grandezza (800-900 °C per le rocce basiche e 800-600 °C per i parascisti). Quindi la peridotite del M. Mary avrebbe stazionato per un intervallo di tempo sufficientemente lungo nelle condizioni di temperatura e pressione tipiche della facies granulitico-anfibolitica; questo fatto suggerisce l'ipotesi che la peridotite sia stata messa in



Tabella 6. Composizione degli anfiboli nella peridotite M157			
	19	27	28
SiO2	46.75	47.34	47.01
TiO2	0.06	0.12	0.09
Al2O3	11.02	10.88	11.27
Cr2O3	0.23	0.27	0.22
FeO	5.45	5.28	5.31
MnO	0.16	0.10	0.11
MgO	19.17	19.70	19.44
CaO	12.68	13.22	13.20
Na2O	1.31	1.37	1.47
K2O	0.25	0.25	0.22
Tot	97.45	98.26	98.12
Si	6.573	6.566	6.532
Al IV	1.427	1.434	1.470
Al VI	0.400	0.345	0.378
Ti	0.006	0.013	0.009
Fe3+	0.623	0.613	0.617
Fe2+	0.018	-	-
Mn	0.019	0.012	0.013
Mg	4.017	4.072	4.026
Ca	1.910	1.965	1.965
Na	0.006	-	-
Na	0.351	0.368	0.396
K	0.045	0.044	0.039
Tot	15.395	15.432	15.445
XMg	1.0	1.0	1.0
XMg*	0.86	0.87	0.87
XMg*=Mg/(Mg+Fe2+tot)			
19, 27, 28: Mg-orneblenda (LEAKE, 1978)			

Tabella 7. Composizione dell'anfibolo nella peridotite M99 dell'Unità Superiore del M. Mary						
	sito 1		sito 2a			sito 2b
	20	21	23	25	26	29
SiO2	46.90	48.31	45.84	46.91	45.32	49.03
TiO2	1.30	0.73	1.44	1.14	1.53	0.78
Al2O3	11.87	11.04	12.82	10.84	12.84	9.63
FeO	4.48	4.64	4.54	5.70	4.63	4.09
MnO	0.08	0.09	0.11	0.16	0.10	-
MgO	19.29	19.62	18.18	19.37	18.13	20.10
CaO	13.52	13.52	12.62	12.43	12.88	13.29
Na2O	1.16	1.17	1.14	1.13	1.30	1.28
K2O	0.42	0.40	0.41	0.31	0.52	0.26
Tot	99.02	99.52	97.10	97.99	97.25	98.46
Si	6.458	6.610	6.435	6.528	6.377	6.764
Al IV	1.542	1.390	1.565	1.472	1.623	1.236
Al VI	0.385	0.391	0.557	0.307	0.507	0.331
Ti	0.134	0.075	0.152	0.119	0.162	0.081
Fe3+	0.509	0.487	0.403	0.603	0.407	0.392
Fe2+	0.007	0.043	0.130	0.060	0.138	0.079
Mn	0.009	0.010	0.013	0.019	0.012	-
Mg	3.958	4.000	3.804	4.018	3.802	4.133
Ca	1.995	1.982	1.898	1.853	1.942	1.965
Na	0.002	0.009	0.042	0.019	0.031	0.019
Na	0.308	0.301	0.268	0.286	0.323	0.323
K	0.074	0.070	0.073	0.055	0.093	0.046
Tot	15.381	15.368	15.340	15.079	14.010	15.369
XMg	1.00	0.99	0.97	0.99	0.97	0.98
20-21: anf. entro massa di fondo costituita da talco (22/M99)						
23: anfibolo entro spinello						
25-26: porfiroclasti di anfibolo intorno a sito a spinello						
27: anfibolo verde						
Classificazione degli anfiboli secondo LEAKE:						
20: tschermakitic-horneblende			21: Mg-horneblende			
23: tschermakitic-horneblende			25 Mg-horneblende			
26: tschermakitic-horneblende			23: Mg-horneblende			

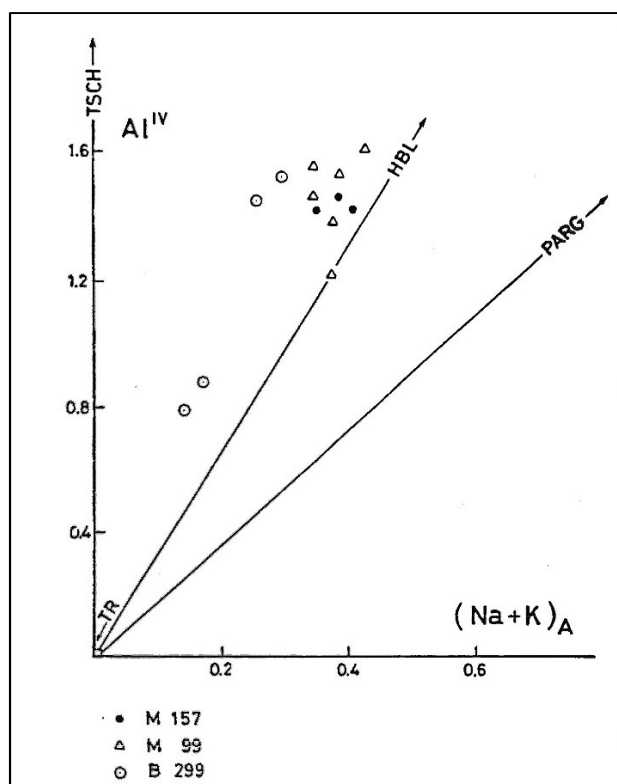


Fig. 33. Composizione degli anfiboli nelle peridotiti:

M157 – M. Mary;

M 99 – Dent Blanche s.s.;

B 299 – Dent Blanche s.s. (NICOT, 1977)

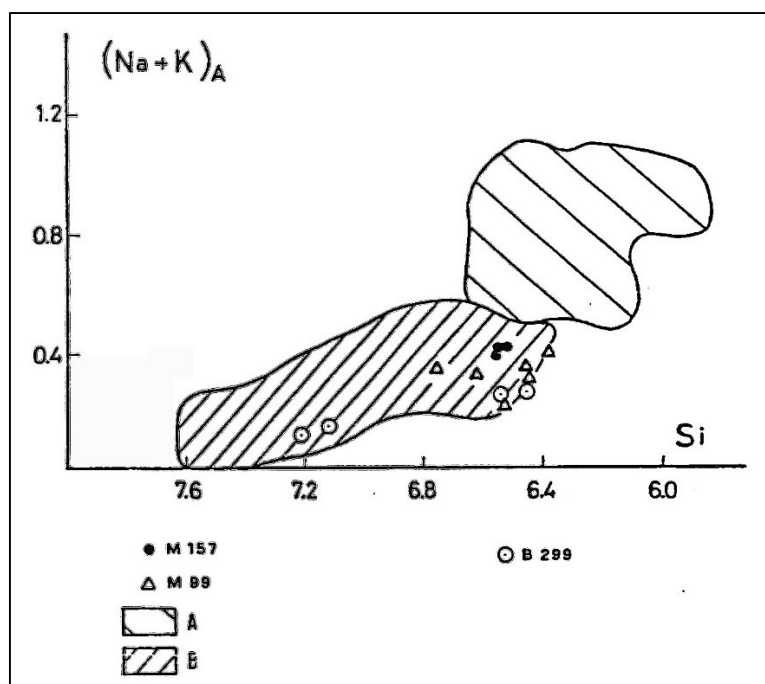


Fig. 34. Composizione degli anfiboli nelle peridotiti M 157, M 99 e B 299 (diagramma mutuato da ROBINSON et al., 1982). A: composizione degli anfiboli di rocce ultramafiche a opx-cpx-ol  $\pm$  Al-sp  $\pm$  py  $\pm$  plag; B: composizione degli anfiboli di rocce ultramafiche a opx-ol-Al-sp  $\pm$  chl.

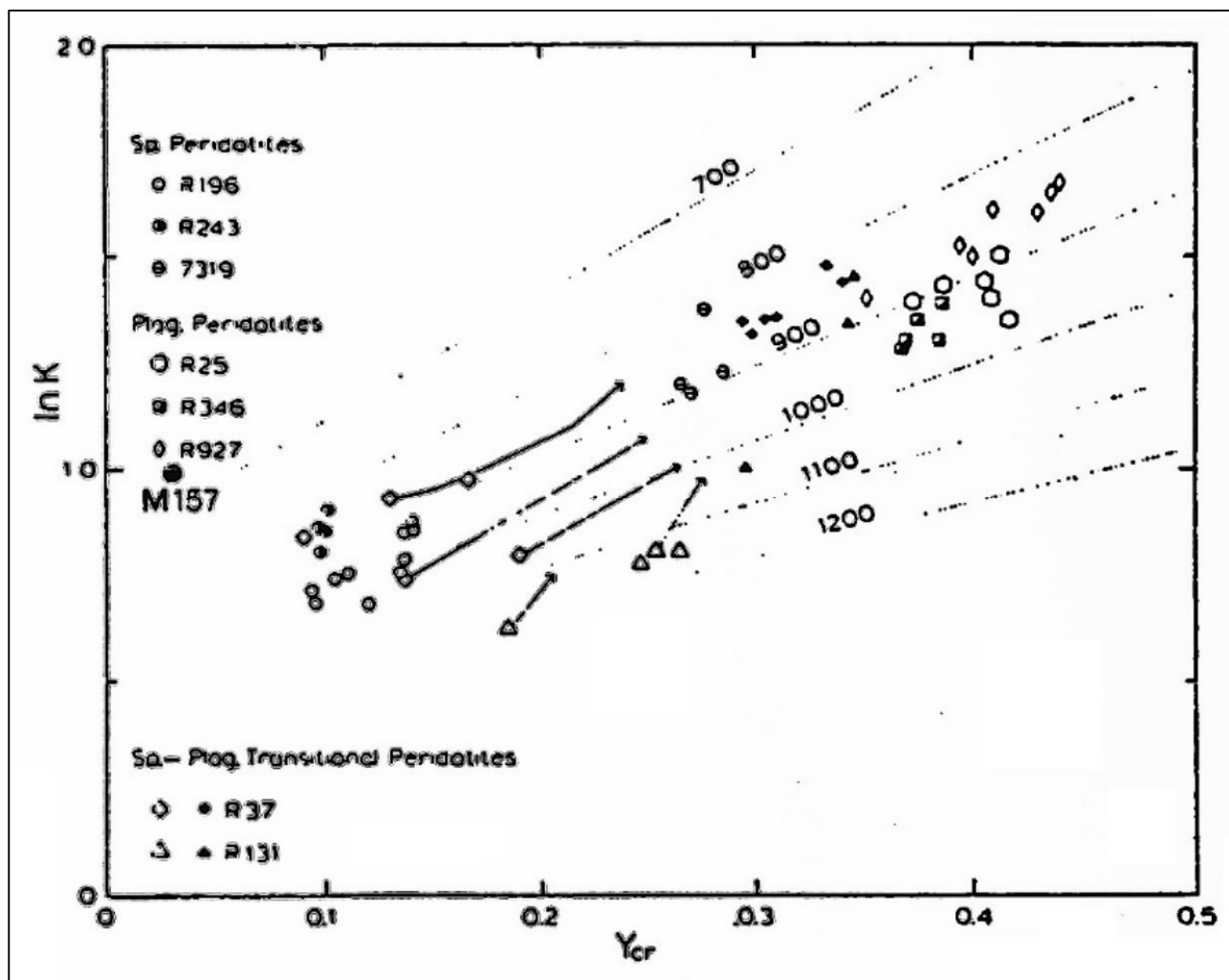


Fig.35. Diagramma del  $\ln K$  vs.  $Y_{Cr}$  per le coppie spinello-olivina di 4 peridotiti a granato (sopra) e da altre peridotiti (sotto).  $Y_{Cr} = Cr/(Al + Cr + Fe^{3+})$  rapporto atomico spinelli. La direzione della zonazione è indicata dalle frecce.

posto entro l'Elemento Superiore prima o durante la tettonica ercinica, e, unitamente alle rocce di questo sarebbe stata portata nella posizione attuale dal diastrofismo alpino.

Sarebbe da escludere infine l'ipotesi che questa peridotite appartenga ad un mantello sub-oceanico, infatti a differenza delle peridotiti di Lanzo (POGNANTE et al, 1985; POGNANTE et al., 1986), Balangero (SANDRONE e COMPAGNONI, 1986), essa è caratterizzata dalla presenza di uno spinello con tenori in Cr molto bassi, evidenza che suggerisce un carattere residuale meno accentuato (Fig.36). La sua messa in posto non sarebbe quindi legata agli eventi alpini anche se essa è collocata in prossimità di un orizzonte di shear sicuramente attivo durante la tettonica alpina, ma situato all'interno dell'elemento Superiore del lembo di ricoprimento del M. Mary.



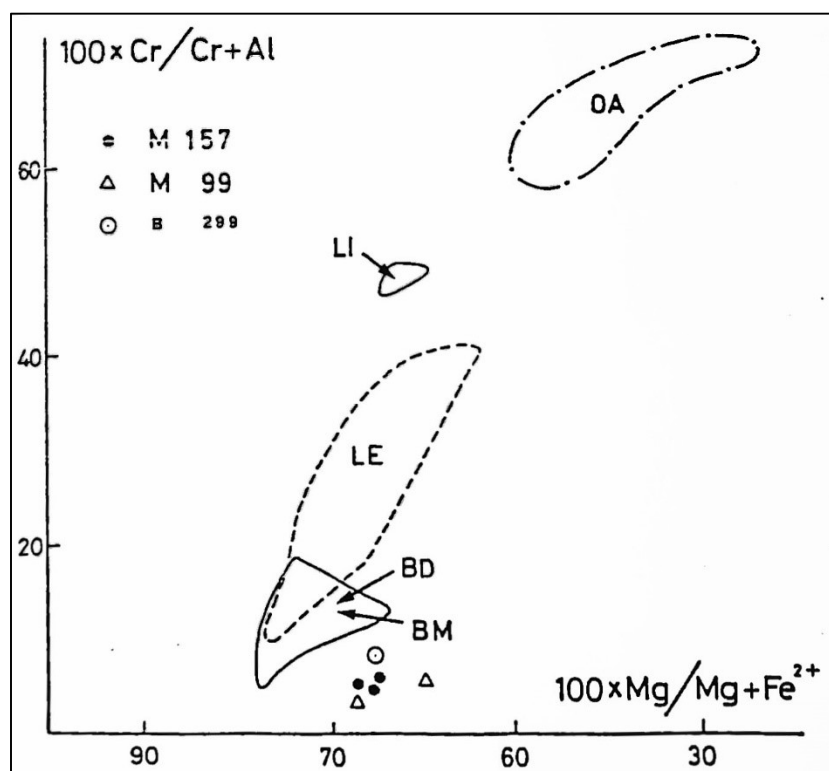


Fig.36. Composizione degli spinelli nelle peridotiti M 157, M 99 e B 299. OA: Campo degli spinelli da peridotiti oceaniche' (BONATTI et al. 1986); LI: Campo degli spinelli da peridotiti delle Liguridi Interne; LE: Campo degli spinelli da peridotiti delle Liguridi e di Lanzo; BD, BA: Campo degli spinelli delle peridotiti di Baldissero Balmuccia e dell'isola di Zabargad (M. Rosso). Figura mutuata da PICCARDO (1986).

Parte Quarta

## RIASSUNTO E CONCLUSIONI

Nell'ambito di un progetto di ricerca sul lembo di ricoprimento del M. Mary (Austroalpino, Alpi Occidentali), svolto in collaborazione con il Centro di Studi per l'Orogeno delle Alpi Occidentali (CNR, Torino), è stato eseguito un rilevamento ex novo alla scala 1:10.000 dell'intero lembo. In questo lavoro si fa riferimento in particolare al settore centrale compreso fra la Comba Deche e la direttrice Nord-Sud passante per la Becca di Noail.

Le ricerche hanno confermato molte delle osservazioni di DIEHL et al. (1952), in particolare l'esistenza di due unità tettoniche che sono state indicate come Unità di Basamento Superiore o Elemento Superiore, ed Unità di Basamento Inferiore o Elemento Inferiore. L'adozione di questa nuova terminologia si è resa necessaria alla luce degli elementi di novità introdotti dai nostri studi e descritti in modo esauriente nei capitoli precedenti.

Vale la pena di ricordare che l'Elemento Inferiore (Serie di Arolla auct.), che gli studiosi svizzeri ritenevano composto principalmente da ortogneiss e rocce granitoidi e quindi simile all'Elemento Inferiore del Ricoprimento Dent Blanche (la Serie di Arolla di ARGAND), si è dimostrato assai diverso almeno per quanto riguarda la sua costituzione litologica, Esso infatti è composto principalmente da un esteso complesso di parascisti con metamorfismo prealpino di alto grado e da rocce granitoidi, entrambi con una diffusa sovraimpronta tettonico-metamorfica alpina in facies scisti verdi a raro glaucofane, caratteri che permettono di confrontarlo piuttosto con il lembo di ricoprimento Austroalpino del Pillonet.

Il contatto fra i due elementi tettonici è stato studiato in modo approfondito. Per esso si conferma la natura milonitica anche se va sottolineato che non si tratta di un contatto netto, limitato ad una fascia di dimensioni metriche, ma di un limite tettonico sfumato che coinvolge una sequenza di almeno duecento metri di rocce molto deformate interessate da un complesso plurimo di orizzonti milonitici, quindi una zona di shear di notevole estensione.

Per quanto riguarda l'Elemento Superiore (Serie di Valpelline auct.) possiamo confermare lo stato di intensa deformazione delle litologie costituenti. Possiamo inoltre aggiungere alcune osservazioni alla luce di quanto risulta dalle analisi svolte sul terreno e dalle ricerche di laboratorio: 1) il carattere di orizzonti di scollamento assunto dai livelli di marmi antichi durante la tettonica alpina; 2) l'esistenza di svariati orizzonti milonitici all'interno del complesso kinzigitico, sicuramente attivi durante la tettonica alpina, ma per i quali non ci sentiamo di escludere del tutto una origine più



antica; 3) la presenza di una potente serie di blastomiloniti retrocesse al contatto con la Zona di Roisan (le rocce epimetamorfiche della cartografia di DIEHL et al., 1952); 4) la segnalazione di affioramenti di rocce peridotitiche (scaglie del mantello superiore?) per le quali è da escludere, sulla base dei dati disponibili, l'appartenenza a sequenze di natura oceanica; 5) la presenza di relitti di facies granulitica; 6) temperature massime di 800-900 gradi C, compatibili con un metamorfismo in facies granulitica, stimate sulla base della composizione delle fasi contenute nei paragneiss e nelle metabasiti.

Molti di questi elementi sembrano perfettamente consistenti con il quadro già stabilito per le altre porzioni di crosta continentale profonda esposte nelle Alpi Occidentali, dalla Zona Ivrea-Verbanese, alla Seconda Zona Diorito-Kinzigitica, e alla Serie di Valpelline del Ricoprimento Dent Blanche s.s.

Infine è il caso di prendere in esame l'insieme delle conoscenze acquisite per la Zona di Roisan al fine di elaborare un modello interpretativo che ne giustifichi natura e posizione. Nella porzione occidentale e centrale del M. Mary essa presenta i caratteri di una zona di shear di importanza regionale ed è costituita da sequenze sedimentarie mesozoiche e da un complesso di rocce cristalline che si rinvencono con una certa continuità lungo la sua base. Al di sotto di queste ultime è presente un complesso decametrico di miloniti che costituiscono la separazione dell'Unità di Roisan dall'Elemento Inferiore del M. Mary nel settore occidentale, dall'Elemento Superiore nel settore centrale e dai calcescisti della Zona del Combin nel settore orientale. I resti delle coperture mesozoiche della Zona di Roisan comprendono termini di età da permo-triassica a cretacea e forse paleogenica (Flysch nero alla Cima Bianca?). Questi resti della copertura mesozoica sono sparsi entro una matrice milonitica di composizione varia. Di natura milonitica è anche il contatto con l'Elemento Inferiore del Ricoprimento Dent Blanche.

Nel tentativo di spiegare la posizione della Zona di Roisan, sono discussi tre tipi di modelli (dettagli in Cesare 1987, vedi fig. 37):

1) Il primo proposto da Ballevre et al. (1986), prevede che la Zona di Roisan costituisca la copertura aderente della Serie d'Arolla del M. Mary. Esso però va scartato data la mancanza di resti di copertura all'interno del contatto milonitico tra Elemento Superiore ed Elemento Inferiore del M. Mary, una situazione che si ripete nella zona Sesia-Lanzo e nella Falda Dent Blanche s.s.

2) Nel secondo modello la Zona di Roisan costituirebbe la copertura di due diverse unità di basamento: rispettivamente A per il settore centro-occidentale e C per il settore orientale in Fig. 37. Queste due unità si sarebbero separate dal complesso kinzigitico B. Anche questa interpretazione è

da scartare in base al fatto che il complesso kinzigitico dell'Elemento Superiore non taglia la Zona di Roisan, chiudendo ad Ovest molto prima di quanto richiesto dal modello.

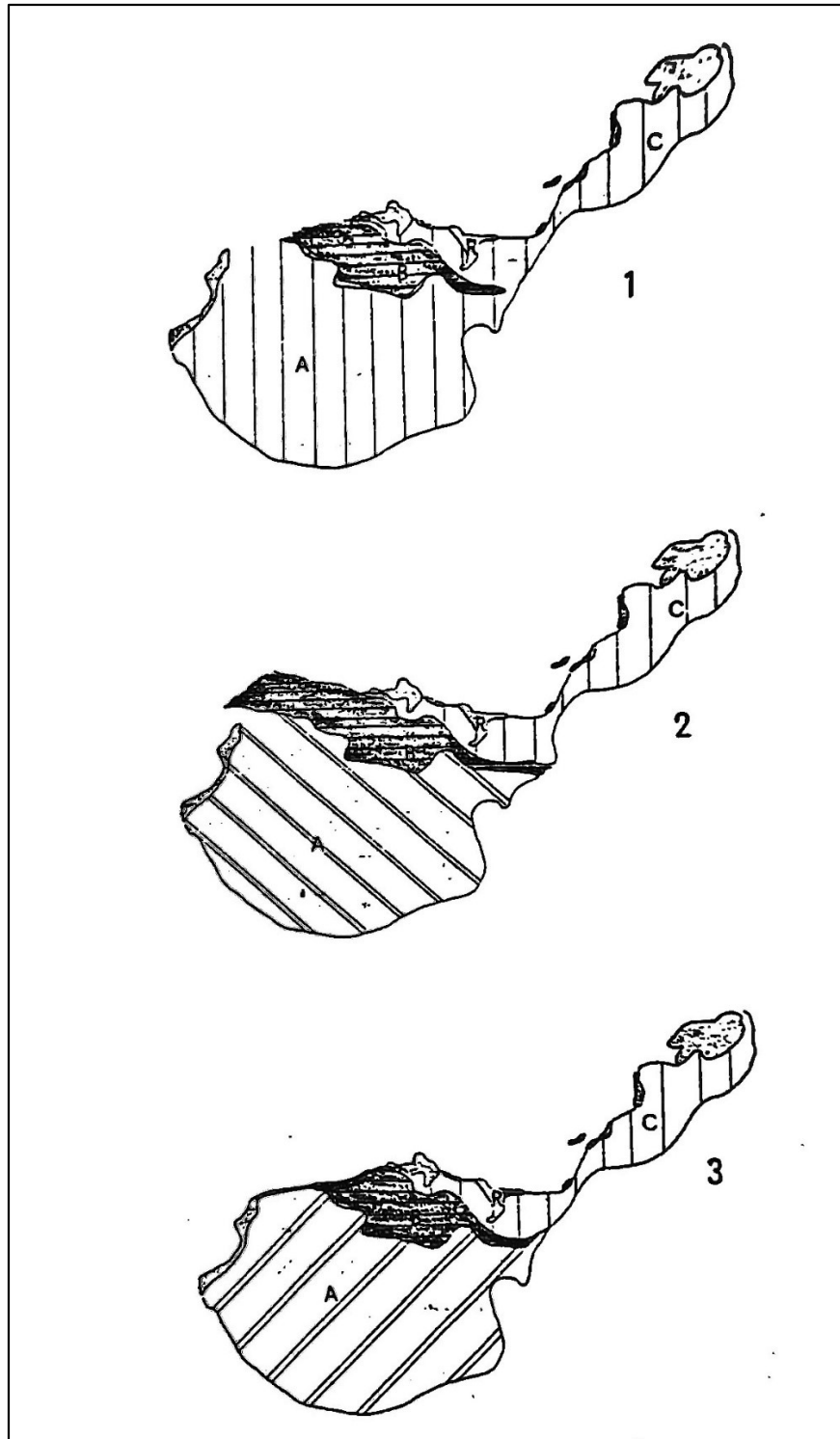


Fig. 37. Ipotesi sull'assetto tettonico del complesso M. Mary-Unità di Roisan, secondo POLINO, CESARE, ZAGGIA, 1987, inedito); vedi testo per le spiegazioni.

3) In base al terzo modello la Zona di Roisan è interpretata come unità tettonica a sé stante: l'Unità di Roisan. Essa comprenderebbe la sequenza di coperture mesozoiche, sicuramente scollate, e un basamento cristallino composto da ortogneiss granitico-granodioritici della Serie di Arolla. Il lembo del M. Mary resterebbe quindi costituito dalla coppia degli Elementi Superiore (B) e Inferiore (A), entrambi privi di copertura mesozoica aderente. Questa ipotesi, la più probabile, spiega in modo semplice i rapporti strutturali desunti dalle osservazioni di terreno ed elimina le difficoltà dovute alla sensibile differenza esistente fra il basamento cristallino dell'Unità di Roisan e quello dell'Elemento Inferiore del M. Mary.

Il problema della pertinenza della Zona di Roisan non è per ora risolvibile in maniera definitiva anche perché estese coperture quaternarie nascondono il settore più importante per la comprensione dei rapporti fra i vari elementi, cioè la terminazione orientale dell'Elemento Superiore del M. Mary. La comprensione della geometria di questa zona consentirebbe probabilmente una semplice soluzione del problema.

Un riassunto del panorama evolutivo alpino per il Lembo del M. Mary e l'Unità di Roisan è riportato in CESARE (1987).

## ELABORAZIONI TRIDIMENSIONALI AL CALCOLATORE

Il seguente paragrafo illustra brevemente gli esempi di elaborazione grafica al calcolatore, riportati nel testo allo scopo di visualizzare l'andamento delle unità tettoniche nei siti raffigurati.

Tali elaborazioni grafiche sono state eseguite presso il Centro di Calcolo dell'Università di Padova. Si è utilizzato a tale scopo il collegamento in batch con il personal computer Data General (Modello DG 20) dell'Istituto di Geologia. Tramite quest'ultimo è stato possibile inviare un set di dati rappresentanti la topografia che sono poi stati elaborati dal calcolatore centrale.

Il prodotto dell'elaborazione sono gli stereogrammi tridimensionali di pagina 58 e 144, sui quali, in seguito, abbiamo riportato in maniera schematica la situazione strutturale.

Il sistema utilizzato è depositato presso la CPU del calcolatore centrale dell'Università. Si tratta delle procedure G3GRID e G3D contenute nel programma SAS GRAPHICS del SAS INSTITUTE INC., CARY, N.C. 27511, U.S.A., il quale consente oltre a queste molte altre applicazioni grafiche di interesse scientifico.

La procedura G3GRID consente di costruire un reticolo a maglia regolare a partire da una base di dati presi secondo una disposizione anche casuale. Questa nel nostro caso corrisponde alle coordinate X, Y, Q di una serie di punti rappresentativi della superficie topografica, l'ultima delle quali potrebbe essere sostituita da un qualsiasi tipo di misura di interesse geologico (es.: la profondità di un particolare orizzonte a partire da misure ottenute in fori di sonda, la quota della falda rispetto al piano campagna, ecc.).

Il metodo di interpolazione fra i valori di input consiste in una prima suddivisione del piano in una serie di triangoli non sovrapposti utilizzando le posizioni dei punti introdotti. Questi vengono poi trattati applicando una serie polinomiale bivariata di quinto grado. I valori interpolati si ottengono dal calcolo della serie polinomiale in ciascun punto della griglia che cade entro il triangolo. I coefficienti di detta serie sono valutati utilizzando i valori della funzione ai vertici del triangolo e il valore stimato per le derivate prime e seconde della funzione ai vertici stessi.

Come si può facilmente intuire il metodo tratta la nostra superficie "reale" come una qualsiasi superficie matematica, ciò comporta indubbiamente tutta una serie di limiti alla precisione della rappresentazione. Risultati soddisfacenti si ottengono comunque all'aumentare del numero dei dati.



La procedura G3D a questo punto interviene in modo molto semplice, essa infatti si limita ad acquisire il reticolo prodotto dalla procedura G3GRID e a tracciare una rappresentazione tridimensionale della superficie utilizzando il metodo della rete distorta.

#### POSSIBILI SVILUPPI DEL SISTEMA

Il sistema di acquisizione dei dati attualmente è molto lento e laborioso esso può essere automatizzato completamente attraverso l'uso di un digitalizzatore che consentirebbe la lettura diretta dei dati su carta geologica o topografica, e la registrazione di questi su di un supporto magnetico per l'utilizzazione simultanea.

Com'è facilmente intuibile, questo sistema di rappresentazione dei dati geologici potrebbe diventare un valido ausilio nella trattazione di molti problemi data la difficoltà, che molto spesso si riscontra, di rappresentare su di un piano situazioni che gli eventi naturali hanno disposto in tre dimensioni.

## RIFERIMENTI BIBLIOGRAFICI

- ARGAND E., 1906. Sur la tectonique du Massif de la Dent Blanche. C. R. Acad. Sci. Paris, 142, 527-529.
- ARGAND E., 1908. Carte geologique du Massif de la Dent Blanche (moitié septentrionale), 1:50000. Mat. Carte Geol. Suisse, n.s, 23, carte speciale n. 52.
- ARGAND E., 1916. Sur l'arc des Alpes Occidentales. Eclogae geol. Helv., 14, 145-191.
- ARGAND E., 1934. La zone penninique. Guide Geolog. Suisse, 3: 149-189.
- ARTINI & MELZI, 1900. Ricerche petrografiche e geologiche sulla Valsesia. Mem. R. Ist. Lomb. Sc. Lett., 18, 219-390.
- BALDELLI C., DAL PIAZ G.V., POLINO R., 1983. Le quarziti a manganese e cromo di Varenche-St. Barthelemy, una sequenza di copertura oceanica della falda piemontese. Ofioliti, 8, 207-221.
- BALLEVRE M., KIENAST J.R. & VUICHARD J.P., 1986. La "Nappe de la Dent Blanche" (Alpes Occidentales): Deux unites austroalpines independantes. Eclogae geol. Helv., 79, 57-74.
- BATTISTON P., BENCIOLINI L., DAL PIAZ G.V., DE VECCHI G., MARCHI G., MARTIN S., POLINO R., TARTAROTTI P., 1987. Geologia di una traversa dal G. Paradiso alla Zona Sesia-Lanzo in alta Val Soana, Piemonte. Mem. Soc. Geol. It., vol. 29 (1984).
- BECCALUVA L., DAL PIAZ G.V., MACCIOTTA G. & ZEDA O., 1978. The Austroalpine harzburgite body of the Artogna valley (Italian Western Alps). Mem. Ist. Geol. Min. Univ. Padova, 33, 173-181.
- BIANCHI A., DAL PIAZ G.B., VITERBO C., 1965. Le masse di anfiboliti gabbriche a gastaldite di Corio e Monastero e di altre località della Zona Sesia-Lanzo (Alpi Occidentali). Mem. Acc. Sc. Torino, cl. sc. fis., ser. 4, 3, 1-36.
- CABY R., KIENAST J.R., SALIOT P., 1978. Structure, metamorphisme et modelle d'evolution tectonique des Alpes Occidentales. Rev. de Geog. Phis. et de Geol. Dynam., 20, 307-322.
- CARRARO F., DAL PIAZ G.V. & SACCHI R., 1970. Serie di Valpelline e Il Zona Diorito-Kinzigitica sono relitti di un ricoprimento proveniente dalla Zona Ivrea-Verbanò. Mem. Soc. Geol. It., 9, 197-224.
- CESARE B., 1987. Studio geologico e strutturale del Lembo del M. Mary (settore occidentale). Tesi di laurea (inedito), Università di Padova, Istituto di Geologia, Paleontologia e Geologia applicata.
- COMPAGNONI R., DAL PIAZ G.V., HUNZIKER J., GOSSO G., LOMBARDO B. & WILLIAMS P.F., 1975, 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.
- DAL PIAZ G.V., 1965. La formazione mesozoica dei calcescisti con pietre verdi fra la Valsesia e la Valtournanche ed i suoi rapporti strutturali con il ricoprimento Monte Rosa e con la Zona Sesia-Lanzo. Boll. Soc. Geol. It., 84, 67-104.
- DAL PIAZ G.V., GOSSO G. & MARTINOTTI G., 1971. La Il Zona Diorito-Kinzigitica tra la Valsesia e la Valle d'Ayas (Alpi Occidentali). Mem. Soc. Geol. It., 10, 257-276.
- DAL PIAZ G.V., HUNZIKER J.C. & MARTINOTTI G., 1972. La Zona Sesia-Lanzo e l'evoluzione tettonico-metamorfica delle Alpi Nordoccidentali interne. Mem. Soc. Geol. It., 11, 433-460.

- DAL PIAZ G.V., 1976. Il lembo di ricoprimento del Pillonet, falda della Dent Blanche nelle Alpi Occidentali. Mem. Ist. Geol. Min. Univ. Padova, vol. 31, 60 p. e carta geol. sc. 1:12500.
- DAL PIAZ G.V., DE VECCHI G., HUNZIKER J.C., 1977. The Austroalpine layered Gabbros of the Matterhorn and M. Collon-Dent de Bertol, S. M. P. M., 57, 59-88.
- DAL PIAZ G.V., HUNZIKER J.C., STERN W.B., 1978. The Sesia Lanzo Zone, a slice of subducted continental crust. Geol. Survey Open-File, Rep. 78-701, 83-86.
- DAL PIAZ G.V. & MARTIN S., Dati microchimici sul metamorfismo Alpino nei lembi Austroalpini del Pillonet e di Chatillon (Valle d'Aosta). Rend. Soc. Geol. It. 9, 15-16.
- DELLALOYE M., DESMONS J., 1976. K-Ar radiometric age determinations of white micas from the Piemonte Zone, French-Italian Alps. Contr. Miner. Petrol., 57, 297-303.
- DIEHL E.A., MASSON R. & STUTZ A.H., 1952. Contributi alla conoscenza del Ricoprimento Dent Blanche. Mem. Ist. Geol. Min. Univ. Padova, 17, 5-52,
- ELLEMBERGER F., 1958. Etude Geologique du Pays de Vanoise. Mem. Expl. Carte Geol. France, 1-561.
- ELTER G., 1960. La Zona Pennidica dell'alta e media Valle d'Aosta e le unità limitrofe. Mem. Ist. Geol. Min. Univ. Padova, 23, 113 p.
- ERNST W.G., 1971. Metamorphic zonation of presumably subducted lithospheric plates from Japan, California and Alps. Contrib. Miner. Petrol., 34, 43-59.
- EVANS B.W. & FROST B.R., 1975. Chrome-spinel in progressive metamorphism - a preliminary analysis. Geochim. Cosmochim. Act., 39, 959-972.
- FABRIES J., 1979. Spinel-olivine geothermometry in peridotites from ultramafic complexes. Contrib. Mineral. Petrol., 69, 329-336.
- GOSSO G., 1977. Metamorphic evolution and fold history in the eclogitic micascists of upper Gressoney valley (Sesia-Lanzo Zone, Western Alps). Rend. Soc. It. Min. Petr., 33, 389-407.
- GOSSO G., DAL PIAZ G.V., PIOVANO V., POLINO R., 1979. High pressure emplacement of early-alpine nappes, postnappe deformations and structural levels. Mem. Sc. Geol., 32, 15 p.
- HAGEN T., 1948. Geologie des. Mont Dolin und des Nordrandes der Dent Blanche-Deche zwischen Mont Blanc de Cheillon und Ferpecle (Wallis). Beitr. Geol. Karte Schweiz., N.F., 90, 64 p.
- HUNZIKER J.C., 1974. Rb-Sr and k-Ar age determinations and the Alpine tectonic history of the Western Alps. Mem. Ist. Geol. Min. Univ. Padova, 31, 55 p.
- LAGACHE M., 1984. Thermometrie et Barometrie geologiques. Soc. Fr. Miner. Cristall. ed., 1, 203-233.
- LAUBSCHER H.P., 1970. Bewegung und Warme in der alpinen Orogenese. Schweiz. Min. Petr. Mitt., 50, 503-534.
- LAUBSCHER H.P., 1974. Evoluzione e struttura delle Alpi. Le Scienze, 72, 264-275.
- LEAKE B.E., 1978. Nomenclature of amphiboles. Can. Min., 16, 501-520,
- MARTHALER M., 1984, Geologie des Unites penniniques entre la val d'Annivers et la val de Tourtemagne (Valais Suisse), Eclogae geol. Helv., 77, 395-448.
- MARTINOTTI G. & HUNZIKER J.C., 1984 (in stampa). Il Sistema Austroalpino nelle Alpi Occidentali. 72mo Congr. Soc. Geol. It. (Torino, 12-14 sett. 1984).

- MASSON R., 1938. Geologisch-Petrographische Untersuchungen im unteren Valpelline. Schweiz. Min. Petrol. Mitt., 18, 54-212.
- MAZUREK M., 1986. Structural evolution and metamorphism of the Dent Blanche nappe and Combin Zone West of Zermatt (Switzerland). *Eclogae geol. Helv.*, 79, 41-56.
- NERVO R. & POLINO R., 1977. Un lembo di cristallino Dent Blanche alla Torre Ponton (Valle d'Aosta). *Boll. Soc. Geol. It.*, 95, 647-657.
- NICOT E., 1977. Le roches meso- et catazonales de la Valpelline (nappe de la Dent-Blanche, Alpes Italiennes). These doctorat 3e cycle (Univ. Paris VI), inedit.
- OBERHAENSLI R., HUNZIKER J.C., MARTINOTTI G., STERN W.B., 1985. Mucronites: an example of Eo-alpine eclogitisation of Permian granitoids, Italy. *Chem. Geol.*, 50.
- OBERHAENSLI R. & BUCKER K., 1987. Tectonometamorphic evolution of the Dent Blanche nappe. IV EUG meeting, Strasbourg, April 1987; *Terra Cognita*, 7, 2-3.
- O'NEILL H.8.C., 1981. The transition between spinel lherzolite and garnet lherzolite, and its use as a geobarometer. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 77, 185-194.
- PLATT J.P., 1986. Dynamics of orogenic wedges and the uplift of high-pressure metamorphic rocks. *Geol. Soc. of America Bull.*, 97, 1037-1053.
- POGNANTE U., ROSLI U. & TOSCANI L., 1986. Petrology of ultramafic and mafic rocks from the Lanzo peridotite body (Western Alps). *Lithos*, 18, 201-214.
- POGNANTE U., PEROTTO A., SALINO C. & TOSCANI L., 1986. The ophiolitic peridotites of the Western Alps: record of the evolution of a small oceanic-type basin in the Mesozoic Tethys. *Tschermaks Min. Petr. Mitt.*, 35, 47-65.
- ROBINSON F., PEAR F.S., SCHUMACHER J.C., LAIRD J., KLEIN C., EVANS B.W. & DOOLAND B.L., 1982. Phase relations of metamorphic amphiboles: natural experimental occurrence and theory. v. 9B *Petrology und experimental phase relations*. D.R. Veblen & H. Ribbe editors. *Miner. Soc. of America*.
- ROEDER P., CAMPBELL I.H. & JAMIESON H.E., 1979. A re-evaluation of the olivine-spinel geothermometer. *Contrib. Miner. Petrol.*, 68, 325-334.
- RUBIE D.C., 1984. A thermal tectonic model for high-pressure metamorphism and deformation in the Sesia Zone. Western Alps. *J. of Geol.*, 92, 21-36.
- SACK R.O., 1986. Spinel as petrogenetic indicators: activity-composition relations at low pressures. *Contrib. Miner. Petrol.*, 79, 169-186.
- SALIOT P., DAL PIAZ G.V., FREY M. et al., 1980. Metamorphisme de haute pression dans les Alpes franco-italo-suissees. *Geol. Alpine*, 56, 203-235.
- SANDRONE R. & COMPAGNONI R., 1986. Relics of pargasite-bearing peridotite in the antigorite serpentinite of Balangero, near Lanzo (Western Alps). *Ofioliti*, 11 (1), 35-47.
- SANERO E., 1938. Sulla presenza della formazione Diorito-Kinzigitica del ricoprimento della Dent Blanche nei dintorni di Aosta. *Period. Mineral.*, 9, 35-54.
- SHERVAIS J.W., 1979. Thermal emplacement model for the Alpine lherzolite massif at Balmuccia, Italy. *Jour. Petrol.*, 20, 795-820.
- SHUADOLC P. & PANZA G., 1987 (in stampa). Physical properties of the Lithosphere-Asthenosphere system in Europe from geophysical data. *Convegno Litosfera Acc. Naz. Lincei*, 1977.



VERNON R.H., 1956. Metamorphic processes (Reactions and Microstructure Developments). George Allen & Unwin Ltd., London, 1976, 247 p.

WEIDMAN & ZANINETTI 1974. Quelques données Nouvelles sur la série du Mont Dolin. Description des Foraminifères triasiques. *Eclogae geol. Helv.*, 67, 597-603.

WILLIAMS P.F. & COMPAGNONI R., 1983. Deformation and metamorphism in the Bard area of the Sesia-Lanzo Zone, Western Alps, during subduction and uplift. *J. Metamorphic Geol.*, 1, 117-140.