

#### IV - STRATIGRAFIA

Nella prima parte di questo capitolo sono descritti i litotipi delle unità tettoniche presenti nel foglio, di presunta origine-affinità adriatica (Austroalpino: Dent Blanche *s.l.*), oceanica (Zona piemontese: Combin, Zermatt-Saas) ed europea (Pennidico medio, Brianzonese: Gran San Bernardo), seguendo la successione delle falde da tetto a letto, come convenuto per la catena alpina, cioè dalle unità più antiche a quelle più recenti se riferite alla loro accrezione nel prisma austroalpino-pennidico e al propagarsi dell'onda orogenica dalle zone interne verso quelle esterne (fig. 60).

La seconda parte del capitolo è dedicata alla stratigrafia dei depositi quaternari continentali in facies detritica, alluvionale e glaciale e alla descrizione dei sintemi a cui sono attribuiti.

L'intero substrato roccioso del Foglio Monte Cervino è costituito da rocce metamorfiche appartenenti ad unità coinvolte solo nell'orogenesi alpina (unità monocicliche) o in molteplici eventi, alpini e più antichi (unità policicliche). Le prime sono rappresentate da varie unità ofiolitiche della Zona piemontese, da rocce eruttive e da successioni di copertura austroalpine e pennidiche di età post-varisica (permo-carbonifera e/o mesozoica). Mancano, nel foglio, tracce del magmatismo oligocenico, documentato da filoni postmetamorfici di andesiti e lamprofiri presenti nei vicini fogli Monte Rosa e Verres, fondamentale "*paletto*" per fissare il limite cronologico superiore per il metamorfismo collisionale e le deformazioni duttili associate. I filoni di granodioriti con tessitura porfirica concordanti con la scistosità principale segnalati da RODA & ZUCALI (2008, 2011) e attribuiti, senza documentazione, al magmatismo oligocenico sono riferibili con ogni probabilità al ciclo permiano.

I protoliti delle unità ofiolitiche piemontesi sono costituiti da peridotiti-serpentiniti di mantello, gabbridi di vario tipo, basalti tholeiitici e da sedimenti silicei, silicoclastici, carbonatici e terrigeni di età che si estende dal Giurassico medio-superiore, localmente ben datati (Lago di Cignana, Valtournenche: RUBATTO *et alii*, 1998), al Cretacico superiore (Vallese: MARTHALER, 1981, 1984, sulla base di microfossili oggetto di qualche critica, RAOULT, 1986). Si tenga presente che le quarziti e le successioni carbonatiche permo-mesozoiche inserite nella Zona del Combin costituiscono l'unità tettonica Pancherot-Cime Bianche, indipendenti dalle unità ofiolitiche della Zona piemontese a cui sino agli inizi degli anni '70 erano state associate come complesso preofiolitico di base, *pre-rift* e *sin-rift*.

I protoliti prealpini delle unità continentali austroalpine sono rappresentati da orto e paraderivati con impronta metamorfica in facies anfibolitica e

granulitica di età discussa, varisica (480-290 Ma; MATTE, 2001) o più antica, e da rocce plutoniche acide, intermedie e basiche di età permiana e con affinità seriale calc-alcalina. I protoliti delle unità pennidiche del Métailler e del Mont Fallère (falda del Mont Fort, Sistema medio-pennidico del Gran San Bernardo), esposte in alta Val di Bagnes, sono rappresentati da successioni arenitico-pelitiche con intercalazioni di rocce ignee basiche. L'età prevarisica (cambro-ordoviciana) delle manifestazioni magmatiche è suggerita dalle datazioni radiometriche eseguite in Vanoise, Valle d'Aosta e Vallese, esaminate nel capitolo precedente (GOUFFON, 1993; MALUSA *et alii*, 2005; SARTORI *et alii*, 2006; GAUTHIEZ *et alii*, 2011; POLINO *et alii*, 2012, in stampa), anche se perdurano le incertezze poste dal carattere apparentemente monociclico (polifasico alpino) di queste unità e, in ogni caso, dall'assenza di significativi relliti di alto grado analoghi a quelli varisici ben preservati nell'unità del Mont Mort (BURRI *et alii*, 1998; THÉLIN, 1992; GIORGIS *et alii*, 1999).

I costituenti litologici principali di ogni unità tettonica sono indicati come unità stratigrafiche con il rango di formazione e membro (per esigenze della banca dati), anche se ovviamente non lo sono dal punto di vista formale per mancanza dei previsti requisiti. Al loro interno sono rappresentate le varietà litologiche, distinte in base a significative peculiarità del protolite, del metamorfismo o della storia deformativa, ove presenti in corpi cartografabili alla scala del foglio. Il metamorfismo alpino ha carattere polifasico. L'evento relativamente più antico, caratterizzato da condizioni di HP generate da subduzione litosferica, ha prodotto in protoliti felsici e mafici associazioni mineralogiche contrastanti, tali da consentire l'individuazione di unità continentali ed oceaniche in facies eclogitica e non eclogitica (scisti blu); la distinzione è rafforzata dall'età del metamorfismo che è del Cretacico sup. nei lembi Austroalpini superiori e dell'Eocene inferiore-medio nei lembi Austroalpini inferiori e nelle associate unità ofiolitiche della Zona di Zermatt-Saas. Si noti che il metamorfismo di subduzione non è più limitato all'evento eoalpino (90-65 Ma), come indicavano le datazioni isotopiche disponibili sino alla metà degli anni '90, ma si estende ampiamente al Terziario, sino ad esaurirsi col cambiamento del regime termico legato alla collisione continentale e (probabilmente) al distacco dello "*slab*" litosferico: il risultato è un metamorfismo regionale di tipo Barroviano, con gradienti termici elevati, di età Eocene superiore-Oligocene inferiore (detto mesoalpino o lepontino, FREY *et alii*, 1974; HUNZIKER, 1974; HUNZIKER *et alii*, 1992) che ha prodotto in Valle d'Aosta una sovraimpronta metamorfica in facies scisti verdi la cui uniformità non giustifica ulteriori distinzioni cartografiche alla scala del foglio.

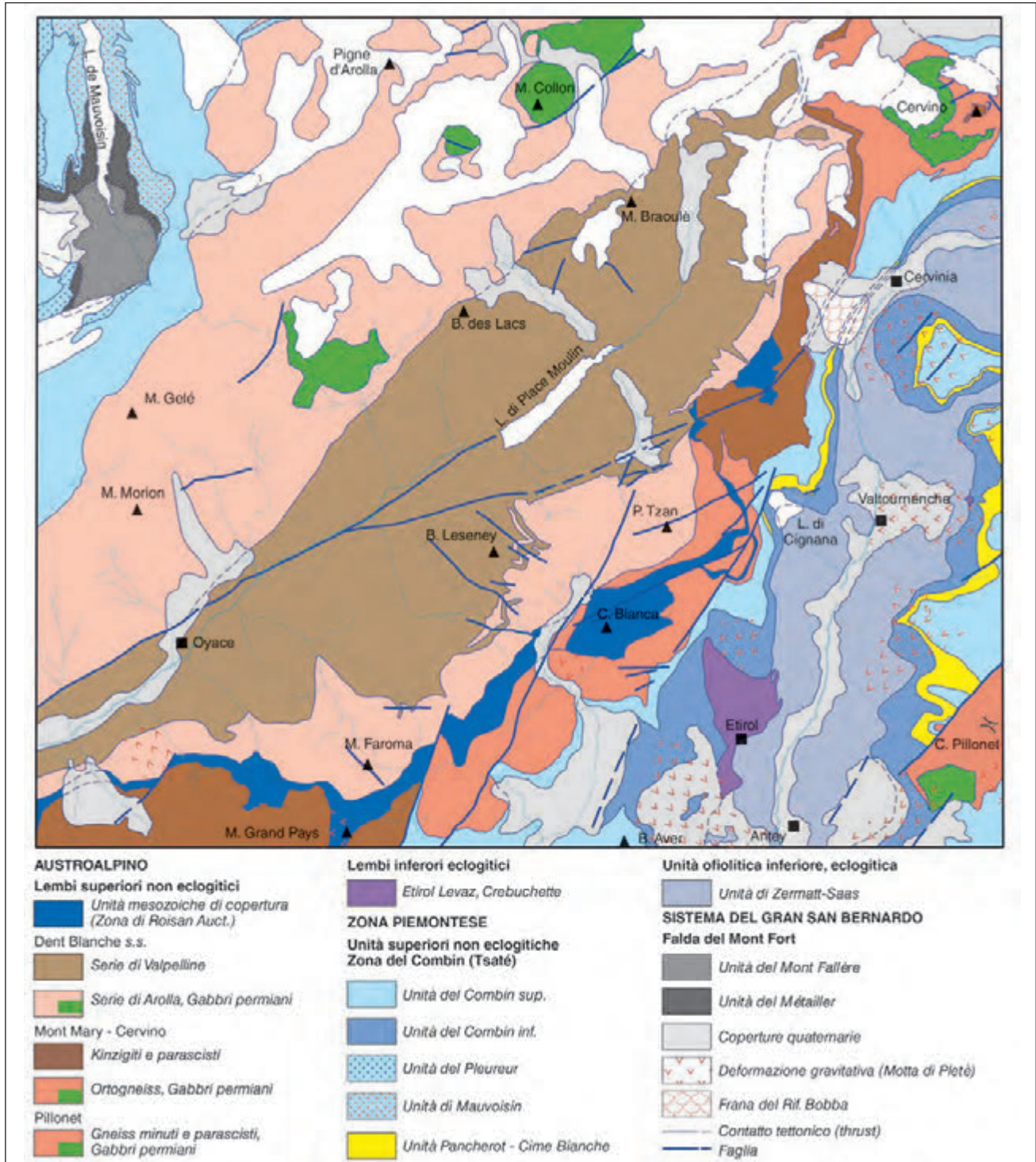


Fig. 60 - Schema tettonico alla scala 1:200.000 riprodotto a margine del foglio.  
- Tectonic sketch at 1:200,000 scale, from the map edge.

## 1. - AUSTROALPINO

È un sistema tettonico multifalda, rappresentato da vari lembi esterni (occidentali), superiori ed inferiori (“*upper and lower Austroalpine outliers*”, DAL PIAZ, 1999), raggruppati nella falda Dent Blanche *l.s.*, e dalla Zona Sesia-Lanzo in posizione interna

(orientale), non compresa nel foglio (figg. 36, 37). La falda Dent Blanche *l.s.* non è la grandiosa ultrapiiegia coricata concepita e disegnata con grande eleganza da ARGAND: pur essendo frequenti le pieghe isoclinali sincisiose, a piccola e media scala, si tratta di un un *thrust-and-fold belt* metamorfico, formato da un insieme di scaglie coerenti di crosta

continentale appilate con meccanismi di taglio duttile e di accrezione, situate a tetto (lambi superiori non eclogitici) della Zona piemontese e al suo interno (lambi inferiori eclogitici).

Gli elementi tettono-metamorfici superiori corrispondono ai lembi Dent Blanche *s.s.*, Mont Mary-Cervino e Pillonet, tutti presenti nel foglio (fig. 60). Essi sono costituiti da unità di basamento cristallino, monocicliche e policicliche, e da successioni mesozoiche di copertura, non ofiolitiche, preservate estesamente in territorio valdostano (Zona di Roisan *Auct.*) e localmente in Vallese, nel vallone di Zmutt e presso Arolla (Mont Dolin). Essi sono sovrascorsi sulle unità ofiolitiche della Zona del Combin, elemento superiore della Zona piemontese, con struttura interna composita (BALLÈVRE *et alii*, 1986; SALIOT *et alii*, 1980; SARTORI, 1987; BURRI *et alii*, 1998; DAL PIAZ, 1999; STECK *et alii*, 1999, 2001; BUCHER *et alii*, 2003, 2004). Gli elementi austroalpini inferiori sono rappresentati dal lembo eclogitico di Etyrol-Levaz (SALIOT *et alii*, 1980; KIENAST, 1983; BALLÈVRE *et alii*, 1986; DAL PIAZ *et alii*, 2001; BELTRANDO *et alii*, 2009b, 2010b) e da quelli similari affioranti a nord (tetto) (Chatillon, Grun, Vollon) e a sud (letto) della faglia Aosta-Ranzola nei Fogli Chatillon, Monte Rosa e Verres (Mt Emilius, Glacier-Rafray, Tour Ponton, Acque Rosse, Pontey, Santanel, Verres), tutti costituiti da unità monocicliche e policicliche di basamento cristallino, senza traccia di sicure successioni mesozoiche (fig. 52). Questi lembi eclogitici sono allocati lungo il contatto tettonico tra la Zona del Combin e la sottostante Zona di Zermatt-Saas o, in molti casi, all'interno di quest'ultima.

I caratteri e l'età del metamorfismo alpino (fig. 61) nei lembi esterni e nelle unità ofiolitiche associate consentono di individuare due principali coppie di falde continentali ed oceaniche, caratterizzate da un'impronta metamorfica contrastante e diacrona, indicativa di traiettorie cinematiche indipendenti sino al loro accoppiamento finale, avvenuto a livelli crostali relativamente superficiali, in ambiente metamorfico della facies scisti verdi (SALIOT *et alii*, 1980; BALLÈVRE *et alii*, 1986; BALLÈVRE & MERLE, 1993; DAL PIAZ, 1999; DAL PIAZ *et alii*, 2001, 2003, 2010; BELTRANDO *et alii*, 2010b). La coppia superiore, formata dai lembi austroalpini Dent Blanche *s.s.*, Mont Mary-Cervino, Pillonet e dalla Zona del Combin, non ha subito il metamorfismo in facies eclogitica e di UHP che contraddistingue la coppia sottostante, rappresentata dai lembi austroalpini inferiori e dalla Zona Zermatt-Saas. La prima coppia, non eclogitica, è caratterizzata da una discontinua impronta tettono-metamorfica in facies scisti verdi e da limitati relitti di anfiboli sodici coesistenti con miche chiare che, nel lembo del Pillonet, hanno fornito età iso-

topiche del Cretacico superiore (CORTIANA *et alii*, 1998), simili a quelle del classico complesso dei micascisti eclogitici nella Zona Sesia-Lanzo (VENTURINI, 1985; GEBAUER, 1999; BELTRANDO *et alii*, 2010a-b). L'impronta eclogitica che distingue le unità continentali ed oceaniche della seconda coppia è invece molto più giovane, riferibile all'Eocene inferiore-medio (DAL PIAZ, 1999; DAL PIAZ *et alii*, 2001; BELTRANDO *et alii*, 2009b, 2010b). Vi è quindi un divario di almeno 25 Ma tra l'inizio dei due eventi metamorfici.

La ricostruzione paleostrutturale del Sistema austroalpino delle Alpi nord-occidentali è un problema complesso, a lungo dibattuto e di fatto ancora aperto. Per affinità litologica dei protoliti e in assenza di sicura crosta oceanica mesozoica nella Zona del Canavese (FERRANDO *et alii*, 2004) riteniamo preferibile riferire i lembi superiori della falda Dent Blanche *s.l.*, non eclogitici, e la Zona Sesia-Lanzo all'originario margine continentale passivo adriatico (africano *s.l.*) o ad alloctoni estensionali da esso derivati durante il *rifting* mesozoico, dispersi nel settore esterno (Zermatt-Saas) dell'oceano ligure-piemontese e con caratteri di transizione oceano-continente (DAL PIAZ, 1999; DAL PIAZ *et alii*, 2001; BELTRANDO *et alii*, 2009a-b, 2010b; BERNOULLI & JENKYNS, 2009a-b).

#### 1.1. - LEMBI AUSTRALPINI SUPERIORI-NON ECOLOGITICI: DENT BLANCHE *S.S.*, MONT MARY-CERVINO, PILLONET

Il lembo Dent Blanche *s.s.* occupa una posizione sommitale nella falda Dent Blanche *l.s.* e, più in generale, nel prisma collisionale austroalpino-penninico (figg. 37, 52, 60, 61). È suddiviso in due principali unità tettono-metamorfiche in evidente contatto milonitico (STUTZ & MASSON, 1938; DIEHL *et alii*, 1952; DAL PIAZ, 1992, 1999; PENNACCHIONI & GUERMANI, 1993; MANZOTTI, 2011). Dal punto di vista litologico esse corrispondono alla Serie di Valpelline (nucleo) e alla Serie di Arolla (periferia) della piega-falda di ARGAND (1908, 1909, 1934): questi termini possono essere mantenuti con esclusivo significato litostratigrafico ed usando quello di unità (tettono-metamorfica) di Valpelline e di Arolla per indicarne il ruolo geostrutturale. Seguono, al di sotto, le successioni carbonatiche mesozoiche della Zona di Roisan, disperse all'interno di una potente zona di taglio duttile, e poi il lembo Mont Mary-Cervino, formato anch'esso da due principali unità tettono-metamorfiche.

L'unità di basamento superiore (Valpelline) è un complesso di paragneiss a biotite-granato-sillimanite (kinzigiti *Auct.*) e migmatiti, con intercalazioni di marmi e rocce basiche, caratterizzato da impronta metamorfica prealpina di alto grado perfettamente

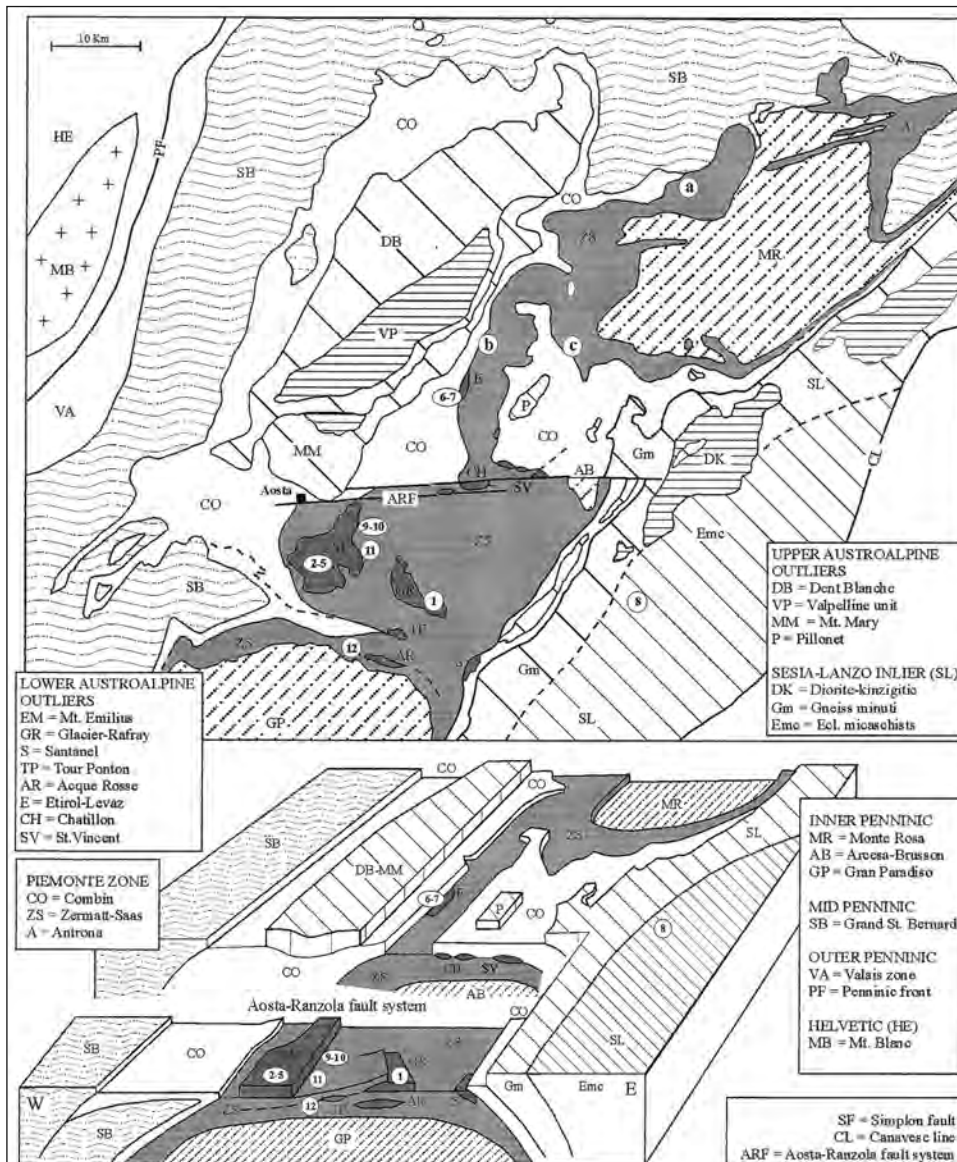


Fig. 61 - Carta tettonica e stereogramma del prisma austroalpino-penninico con età del metamorfismo alpino di HP. Dattazioni Rb-Sr della mica bianca (DAL PIAZ *et alii*, 2001): Gacier-Rafraay: 1)  $45 \pm 0.4$  Ma, Mt Emilius, Lussert: 2)  $40 \pm 0.5$  Ma, 3)  $49 \pm 0.5$ , Ma 4)  $48 \pm 0.5$  Ma, 5)  $42 \pm 0.4$  Ma; Etirol-Levaz: 6)  $45 \pm 0.7$  Ma, 7)  $47 \pm 0.9$  Ma; Sesia-Lanzo, Marine: 8)  $71 \pm 0.8$  Ma; Zermatt-Saas, Servette, Praborna, Ourtier: 9)  $45 \pm 2.8$  Ma, 10)  $45 \pm 0.5$  Ma, 11)  $42 \pm 0.5$  Ma, 12)  $42 \pm 0.4$  Ma. Altre datazioni: a) Pfulve, Zermatt, Sm-Nd:  $50 \pm 18$  Ma (BOWTELL *et alii*, 1994); b) Cignana, U-Pb:  $44.1 \pm 0.7$  Ma (RUBATTO *et alii*, 1998); Sm-Nd:  $40.6 \pm 2.6$  Ma (AMATO *et alii*, 1999); c) Courtod, Ayas, Rb-Sr: 46 Ma (MAYER *et alii*, 1999). Etirol-Levaz, U-Pb:  $47.5 \pm 1.0$  Ma (BELTRANDO *et alii*, 2010b).

- Tectonic map and block diagram of the Austroalpine-Penninic wedge with isotope ages of Alpine HP metamorphism. Rb-Sr dating of white micas: (DAL PIAZ *et alii*, 2001): Glacier-Rafraay: 1)  $45 \pm 0.4$  Ma, Mt Emilius, Lussert: 2)  $40 \pm 0.5$  Ma, 3)  $49 \pm 0.5$ , Ma 4)  $48 \pm 0.5$  Ma, 5)  $42 \pm 0.4$  Ma; Etirol-Levaz: 6)  $45 \pm 0.7$  Ma, 7)  $47 \pm 0.9$  Ma; Sesia-Lanzo, Marine: 8)  $71 \pm 0.8$  Ma; Zermatt-Saas, Servette, Praborna, Ourtier: 9)  $45 \pm 2.8$  Ma, 10)  $45 \pm 0.5$  Ma, 11)  $42 \pm 0.5$  Ma, 12)  $42 \pm 0.4$  Ma. Further ages: a) Pfulve, Zermatt, Sm-Nd:  $50 \pm 18$  Ma (BOWTELL *et alii*, 1994); b) Cignana, U-Pb:  $44.1 \pm 0.7$  Ma (RUBATTO *et alii*, 1998); Sm-Nd:  $40.6 \pm 2.6$  Ma (AMATO *et alii*, 1999); c) Courtod, Ayas, Rb-Sr: 46 Ma (MAYER *et alii*, 1999). Etirol-Levaz, U-Pb:  $47.5 \pm 1.0$  Ma (BELTRANDO *et alii*, 2010b).

Table 1 Rb-Sr data on HP phengitic micas

Sample	Location	Rock type	Analyzed	Rb (ppm)	Sr ppm	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} \pm 2\sigma$	Age $\pm 2\sigma$ (Ma)
<b>Lower Austroalpine outliers</b>								
<b>Glacier-Rafraay</b>								
1	Eyele GR140	Gf-Eclogite	WR Ph	16.8 253	307 20.1	0.158 36.426	0.70867 $\pm$ 2 0.73181 $\pm$ 7	45 $\pm$ 0.4
<b>Mt. Emilius</b>								
2	Lussert EM405	Eclogite	WR Ph	9 205	657 63.1	0.039 9.399	0.70968 $\pm$ 3 0.71502 $\pm$ 3	40 $\pm$ 0.5
3	Lussert CPG4	HP-Gneiss	WR Ph	78 320	210 29.4	1.076 31.537	0.71221 $\pm$ 5 0.73323 $\pm$ 6	49 $\pm$ 0.5
4	Lussert D115B	HP-Gneiss	WR Ph	49.4 410	229 38.2	0.62 31.11	0.71134 $\pm$ 1 0.73203 $\pm$ 3	48 $\pm$ 0.5
5	Lussert D115 C	HP-Gneiss	WR Ph	60.9 466	247 33.4	0.71 40.41	0.71089 $\pm$ 2 0.73457 $\pm$ 1	42 $\pm$ 0.4
<b>Etirol-Levaz</b>								
6	Etirol DBL2335	HP-Gneiss	WR Ph	87 320	247 141	1.019 6.579	0.70993 $\pm$ 3 0.71345 $\pm$ 3	45 $\pm$ 0.7
7	Etirol DBL2336	HP-Gneiss	WR Ph	85 315	296 176	0.831 5.172	0.71111 $\pm$ 1 0.71403 $\pm$ 2	47 $\pm$ 0.9
<b>Sesia-Lanzo inlier</b>								
8	Marine MRO3498	HP-Marble	WR Ph	22 343	3,013 102	0.021 9.758	0.70843 $\pm$ 2 0.71825 $\pm$ 5	71 $\pm$ 0.8
<b>Ophiolitic Zermatt-Saas nappe</b>								
9	Servette OF226	Ph-Quartzite	WR Ph	87.2 390	37.4 44.4	6.737 25.44	0.71424 $\pm$ 2 0.72628 $\pm$ 7	45 $\pm$ 2.8
10	Servette OF227	Mn-Quartzite	WR Ph	36.2 216	95.4 59.7	1.096 19.21	0.71268 $\pm$ 1 0.72414 $\pm$ 2	45 $\pm$ 0.5
11	Praborna OF222	Ph-Py Qtz	WR Ph	127 401	55.4 16.3	6.05 71.14	0.71290 $\pm$ 2 0.75193 $\pm$ 4	42 $\pm$ 0.5
12	Urtier OF229	Eclogitic Gabbro	WR Ph	54.6 282	73 23.1	2.16 35.35	0.70719 $\pm$ 2 0.72677 $\pm$ 2	42 $\pm$ 0.4

preservata o con retrocessione alpina da incipiente a pervasiva, non in grado tuttavia di obliterare il *fabric* prealpino se non in alcuni canali milonitici. L'unità kinzigitica è presente nel lembo Dent Blanche *s.s.* e nel sottostante lembo Mont Mary-Cervino (figg. 16, 17, 47, 60), non nel lembo del Pillonet, privo dell'unità superiore (DAL PIAZ, 1976).

La perfetta corrispondenza litologica e metamorfica tra la Serie di Valpelline e la 2<sup>a</sup> Zona diorito-kinzigitica, unità sommitale della Zona Sesia-Lanzo, è stata documentata da NOVARESE (1929, 1931) e confermata da vari autori (DAL PIAZ *et alii*, 1971, 1972; BORIANI *et alii*, 1976; COMPAGNONI *et alii*, 1977a). I loro protoliti sono analoghi al complesso kinzigitico della Zona Ivrea-Verbanò che costituisce l'originaria crosta continentale inferiore delle Alpi Meridionali (NOVARESE, 1929, 1931; CARRARO *et alii*, 1970). Ricordiamo infine che litotipi analoghi a quelli del complesso kinzigitico sono possibili candidati anche per i protoliti dei parascisti eclogici nella Zona Sesia-Lanzo e nei lembi Austroalpini inferiori (BORIANI *et alii*, 1976; COMPAGNONI *et alii*, 1977a-b; LARDEAUX & SPALLA, 1991; DAL PIAZ, 1993; BELTRANDO *et alii*, 2010a).

L'unità inferiore è costituita da un gruppo di metagranitoidi massicci, ortogneiss scistosi e tipi milonitici ad affinità calc-alcalina (Serie di Arolla *Auct.*) e da grandi corpi di metagabbri, tutti derivati da protoliti di età permiana (DAL PIAZ *et alii*, 1977; BUSSY *et alii*, 1998; MONJOIE *et alii*, 2001, 2007; BALETTI *et alii*, 2012). Nei "low-strain domains" del Monte Morion-Crête Sèche (fig. 43), sul versante destro della Valpelline, è conservato uno dei rari contatti primari, anche se in parte ripreso dall'orogenesi alpina, dei granitoidi della Serie di Arolla intrusi in un complesso di paragneiss e migmatiti con intercalazioni di anfiboliti e gneiss anfibolici (GUERMANI, 1992; PENNACCHIONI & GUERMANI, 1993; BURRI *et alii*, 1998; MENEGON *et alii*, 2008; RODA & ZUCALI, 2008). Seguendo la ricostruzione di STUTZ & MASSON (1938), che noi accettiamo, l'unità di Arolla si estende con continuità dalla Valle d'Aosta al settore svizzero, passando sotto la struttura sinformale ad alto-medio angolo della Valpelline (fig. 60). In alternativa, come ricordato nel capitolo precedente, HAGEN (1948) e STAUB (1957) avevano negato l'esistenza di tale sinforme e proposto la suddivisione della Serie di Arolla in tre zolle tettoniche indipendenti.

Le due unità tettono-metamorfiche del lembo Dent Blanche *s.s.* si ripetono, nello stesso ordine, al di sotto del suo margine interno (sud-orientale): esse costituiscono il lembo del Cervino, prosecuzione laterale verso nord-est del lembo del Mont Mary ed esteso dall'alta comba di Cignana all'intera piramide del Cervino (fig. 60). ARGAND aveva attribuito tale raddoppio ad una piega megascopica con geometria a Z (guardando verso NE) e cer-

niera nell'impervia parete nord della Dent d'Hérens (fig. 23A), riferendolo quindi alla falda Dent Blanche *s.s.* (discussione in ELTER, 1960), mentre i nostri rilievi portano a preferire la presenza di un grande *duplex* per taglio duttile, già indicato nello schema tettonico a margine del Foglio Matterhorn dell'Atlante Geologico Svizzero alla scala 1:25.000 (BUCHER *et alii*, 2003, 2004). In questo modo si sostiene l'esistenza, nell'ambito dei lembi non eclogitici superiori, di un elemento tettonico basale (Mont Mary-Cervino), di grandi dimensioni, eterogeneo dal punto di vista litologico e strutturalmente composito, esteso lungo tutto il margine interno del lembo Dent Blanche *s.s.*, mentre perde la sua importanza il lembo sommitale Jumeax-Punta Cian (ELTER, 1960), ricordato nell'inquadramento geologico.

L'unità kinzigitica ricompare, con tipologie identiche a quelle della Serie di Valpelline, nel lembo del Mont Mary (fig. 44), di cui costituisce l'elemento tettonico superiore (DIEHL *et alii*, 1952; ELTER, 1960) o intermedio (nel caso si consideri la Zona di Roisan come sua unità superiore, CANEPA *et alii*, 1990); ad oriente esso è delimitato dalle faglie transtensive sinistre del sistema di Trois Villes, dirette tra NE e NNE (BISTACCHI *et alii*, 2001; DAL PIAZ *et alii*, 2010). L'unità kinzigitica riaffiora una quindicina di km a nord-est, nell'alta comba di Cignana (M. Rouge, fig. 48), e di qui si estende con continuità lungo la parte inferiore della grande bastionata delle Petites e Grandes Murailles, sino alla cresta orientale della Dent d'Hérens, dove finisce "in aria" per riapparire alla Testa del Cervino (figg. 47, 63; DAL PIAZ, 1992, 1996b; BUCHER *et alii*, 2003, 2004). L'unità è sovrascorsa, con contatto milonitico, su un elemento inferiore costituito, come nella Dent Blanche *s.s.*, da prevalenti gneiss della Serie di Arolla, dalla gigantesca lente di metagabbri del Cervino, da scarsi parascisti ad impronta alpina e dalle loro abbondanti miloniti (fig. 16). L'elemento inferiore è potente circa 1300 m nella piramide del Cervino, ma verso sud-ovest si riduce rapidamente di spessore sino a formare, oltre il ghiacciaio di M. Tabel, una lunga e sottile coda, già perfettamente indicata nella carta di ARGAND (1908): in parte coperta dal grande "Sackung" delle Petites Murailles, essa si estende sino alla base della parete est del M. Rouge, ove si chiude definitivamente (figg. 54A, 60). Si noti che tra questo punto e la Finestra di Cignana l'unità kinzigitica diventa l'elemento tettonico basale del lembo, in diretto contatto con le sequenze di calcescisti e pietre verdi della Zona del Combin. Nella comba di Cignana essa è sostituita lateralmente e a tetto dagli ortotipi polideformati della Serie di Arolla, caratterizzati da ripetute ed estese intercalazioni di rocce mesozoiche della Zona di Roisan *Auct.* (Becca di Salè-Saleron,

Cima Bianca, Col Salvè, Grand Pays; DAL PIAZ, 1992; SCHIAVO, 1992; MONOPOLI, 1993; CIARAPICA *et alii*, 2010; MANZOTTI, 2011; MANZOTTI *et alii*, 2012). In questa zona, i rapporti geometrici tra le due unità (parascisti e ortogneiss) del lembo del Cervino sono complicati da mutue alternanze per pieghe isoclinali, con e senza radice, e da taglio duttile.

Passando al Mont Mary, va ricordato che il suo elemento tettonico inferiore, esposto estesamente nel Foglio Chatillon, è assai diverso dalla Serie di Arolla del Cervino e della Dent Blanche *s.s.*, essendo formato in prevalenza da un complesso polimetamorfico in facies anfibolitica prealpina (CANEPÀ *et alii*, 1990; DAL PIAZ, 1993; PENNACCHIONI & CESARE, 1997; DAL PIAZ *et alii*, 2010). Si deve quindi distinguere, anche in chiave litologica, l'unità basale del Cervino (prevalente tipo Arolla) da quella del Mont Mary *s.s.*, settori che appaiono comunque separati dalle faglie del sistema di Trois Villes (figg. 52, 60). L'elemento inferiore ricompare nel *klippe* del Pillonet, costituito da gneiss tipo Arolla, occhiadini e minuti, metagabbri anfibolici (M. Tantanè), parascisti polimetamorfici con intercalazioni di marmi antichi e rocce basiche, e da successioni mesozoiche di dolomie, marmi, calcescisti e loro derivati milonitici (DAL PIAZ & SACCHI, 1969; DAL PIAZ, 1976).

Il limite tra i lembi strutturalmente composti della Dent Blanche *s.s.* e del Mont Mary-Cervino non è netto, ma corrisponde ad una zona chilometrica di taglio duttile e mescolanza tettonica, costituita da volumi relativamente poco deformati, avvolti da miloniti alpine di basamento (ortoderivati e minori parascisti) e da discontinue successioni mesozoiche, non ofiolitiche, riferibili alla Zona di Roisan *s.s.* e alla sua estensione nord-orientale (ELTER, 1960; DAL PIAZ, 1976; CANEPÀ *et alii*, 1990; BUCHER *et alii*, 2003; MANZOTTI, 2011). Negli schemi tettonici a margine (figg. 52, 60) il limite è stato posto in corrispondenza dell'orizzonte milonitico più elevato contenente scaglie e lenti di metasedimenti della Zona di Roisan, anche di piccole dimensioni, seguendo il modello interpretativo del Foglio Matterhorn (BUCHER *et alii*, 2003).

Il lembo del Pillonet affiora lungo la cresta spartiacque tra Marmore ed Evançon (fig. 62A), allo stesso livello strutturale del lembo Mont Mary-Cervino, ma in posizione più interna (fig. 52). Dal punto di vista geometrico è correlabile con le scaglie di gneiss minuti presenti sotto la fronte della Zona Sesia-Lanzo, sul fianco sinistro della Valle d'Ayas, tra la Testa Grigia, la Valle di Mascognaz e la faglia Aosta-Ranzola nei Fogli Monte Rosa e Verres (CORTIANA *et alii*, 1998; DE GIUSTI *et alii*, 2004). Dal punto di vista litologico la corrispondenza è solo parziale poichè queste scaglie sono costituite da prevalenti gneiss granitoidi, occhiadini, minuti o milonitici, da locali parascisti ad im-



Fig. 62 - (A) Panorama del lembo del Pillonet dal M. Zerbion, versante di Ayas. (B) Panorama dal Corno Vitello della Testa Grigia (prasiniti e calcescisti del Combin) e del versante meridionale del M. Pinter, costituito da parascisti policiclici a dominante impronta alpina, a patina bruno-scura, dal cuneo di metagabbri in facies scisti verdi e milonitici di colore biancastro, da sottostanti gneiss minuti albitici ed infine dal complesso piemontese di calcescisti con pietre verdi della Testa Grigia. Sullo sfondo il Massiccio del Monte Rosa.

- (A) Panorama of Pillonet klippe from Mt Zerbion, Ayas side. (B) Panorama from Corno Vitello of Testa Grigia (Combin prasinites and calcscists) and of the southern wall of Mt Pinter, consisting of dark brown polycyclic parascists with dominant Alpine overprint, the whitish greenschist-facies metagabbro and related mylonites, the underlying fine-grained albitic schists and the Piemonte calcscist-greenstone complex of Testa Grigia. On background the Monte Rosa massif.

pronta alpina (M. Pinter, fig. 62B) e da metagabbri anfibolici di probabile età permiana (per confronto) e relative miloniti (P. Straling, M. Pinter, lago Litteran), mentre non sembra esservi traccia delle successioni mesozoiche diffuse nel tratto nord-orientale del lembo del Pillonet (GOSSO *et alii*, 1979; DAL PIAZ, 1992; CORTIANA *et alii*, 1998; REDDY *et alii*, 1999, 2003).

I lembi austroalpini superiori della falda Dent Blanche *s.l.* hanno una impronta metamorfica alpina in facies scisti verdi di età eocenica, con scarsi relitti di anfiboli sodici, clinopirosseni della serie egrina-augite e miche bianche ad elevato contenuto in Si, segnalati nei lembi del Pillonet (DAL PIAZ & SACCHI, 1969; DAL PIAZ, 1976; DAL PIAZ & MARTIN, 1988a; CORTIANA *et alii*, 1998) e della Dent Blanche *s.s.* (AYRTON *et alii*, 1982; SCHIAVO,

1992; PENNACCHIONI & GUERMANI, 1993; HÖPFER, 1997; BALETTI, 2003; MALASPINA *et alii*, 2011; BALETTI *et alii*, 2012). La scistosità regionale alpina è una foliazione di seconda fase ( $S_2$ ) in facies scisti verdi, ben documentabile negli affioramenti di ortogneiss minuti e microocchiadini derivati da protoliti permiani, ove talora è ben riconoscibile una  $S_1$  con pervasiva crenulazione (e.g., PENNACCHIONI & GUERMANI, 1993; MENEGON *et alii*, 2008; RODA & ZUCALI, 2008).

#### 1.1.1. - *Unità mesozoiche di copertura e rocce associate*

Successioni mesozoiche in prevalenza carbonatiche, attribuite da alcuni autori alla copertura mesozoica del lembo del Mont Mary (DIEHL *et alii*, 1938, 1952; STUTZ & MASSON, 1938; ELTER, 1960; CANEPA *et alii*, 1990), ma di fatto scollate, trasposte e variamente disperse nella zona di taglio duttile tra i lembi Dent Blanche *s.s.* e Mont Mary (Zona di Roisan *s.s.* *Auct.*), nella sua estensione nord-orientale (Cima Bianca, Mt Blanc du Creton, Cervino) e nel lembo del Pillonet (DAL PIAZ, 1976, 1992; SCHIAVO, 1992; MONOPOLI, 1993; BUCHER *et alii*, 2003, 2004; DE GIUSTI *et alii*, 2004; MANZOTTI, 2011; MANZOTTI *et alii*, 2012). Per indicarle nel loro insieme, riteniamo opportuno mantenere il termine Zona di Roisan, utile per sottolineare la loro indipendenza dalla Zona piemontese. L'unità è frazionata in un insieme di corpi, potenti ma discontinui, e di lenti minori che vanno da Roisan (paese a nord di Aosta) al Mt Blanc du Creton, passando per il Col de l'Arpeyssau, Col de St Barthélemy, Col Léché-Grand Pays, Col de Chaléby-Col Salvé, Cima Bianca-Lago Cian, Col de Saleron-Becca di Salè. Gli affioramenti più estesi sono quelli tra il lago Cian e la Cima Bianca, ma le successioni stratigrafiche relativamente meglio conservate sono quelle presso Tsa de Chavalary (Cuney) e della comba del Saleron. Gli unici fossili, rappresentati da foraminiferi e da alghe dasicladali, sono stati rinvenuti negli affioramenti collassati del M. Grand Pays (vetta e versante orientale; CIARAPICA *et alii*, 2010; figg. 45, 46). A nord-est del Mt Blanc du Creton l'unità mesozoica è documentata da piccole e isolate scaglie di dolomie, marmi e/o calcescisti inserite nel basamento cristallino della P. Gastaldi (Cors), presso il Bivacco Balestrieri (GOSSO e MARTINOTTI in DAL PIAZ, 1976), al Cervino (cresta dell'Hörnli) e nel fianco sinistro del Vallone di Zmutt (BUCHER *et alii*, 2003, 2004). Analoghe successioni mesozoiche ricompaiono infine, più estesamente, nel lembo interno del Pillonet, indicate col nome di complesso Grand Dent-Becca di Nana e riferite al sistema tettonico austroalpino (DAL PIAZ, 1976). Ricoprono, con contatti tettonici, sia gli gneiss minuti albitici alla base del Grand Dent, sia i parascisti polimeta-

morfici della Becca di Nana e, a loro volta, sono ricoperti da un piccolo *duplex* di gneiss granitici occhiadini, minuti e milonitici che formano il *Klippe* sommitale della Becca di Nana (DAL PIAZ, 1976), ignorato da VOGLER (1984).

L'unità è caratterizzata dalla presenza di dolomie massicce e stratificate, marmi puri e impuri, breccie sedimentarie, filladi, calcescisti ed estese fasce e scaglie di miloniti grigie, verdi o nere derivate in prevalenza da gneiss della Serie di Arolla, con scarsi parascisti e limitate miloniti quarzitiche di dubbia interpretazione. Altri dubbi riguardano l'età di alcuni sottili letti e lenti di marmi impuri a patina giallastra intercalati negli ortogneiss e nei micascisti del Pillonet e nella zona di taglio duttile tra i lembi Dent Blanche *s.s.* e Mont Mary-Cervino. Questi marmi possono appartenere sia alle successioni mesozoiche della Zona di Roisan sia ai marmi del basamento cristallino e la loro interpretazione è sovente difficile trattandosi di litotipi molto simili, specie nelle zone con forte deformazione alpina. Una sicura distinzione dei marmi antichi è possibile solo su base microscopica, in presenza di relitti di un metamorfismo prealpino in facies anfibolitica (diopside  $\pm$  granato), rinvenuti localmente al Pillonet (DAL PIAZ, 1976) e, recentemente, nella dorsale tra il lago di Cignana e la Becca di Salè (MANZOTTI, 2011; MANZOTTI *et alii*, 2012), associati nel secondo caso alle quarziti mineralizzate descritte da BALLÈVRE & KIENAST (1987).

La Zona di Roisan si distingue dal lembo del Mont Dolin (ARBENZ, 1930; WEIDMANN & ZANINETTI, 1974; AYRTON *et alii*, 1982; BURRI *et alii*, 1998) principalmente per la presenza tra le successioni mesozoiche dei marmi a liste di quarzo e per l'assenza dei grandi corpi di breccie sedimentarie poligeniche. Dalle unità di scollamento di origine continentale inserite nella Zona del Combin (Pancherot-Cime Bianche e Frilhorn) si distingue soprattutto per l'assenza delle quarziti lastroidi, dei rari metaconglomerati e degli scisti quarzoso-albitici di probabile età eotriassica-permiana per confronto con le successioni silicoclastiche del dominio Brianzone. Le rare quarziti bianche presenti alla base delle sequenze carbonatiche della Cima Bianca e del M. Orion, di età ignota (Triassico inf.?) sono varietà massicce, ben diverse da quelle lastroidi sopra ricordate; per le modeste dimensioni degli affioramenti non sono state distinte in carta, ma inserite nella formazione carbonatica triassica.

I presunti conglomerati metamorfici con abbondanti clasti di feldspato potassico descritti e cartografati da HÖPFER (1997) in varie località della Zona di Roisan e attribuiti alla sua parte basale non corrispondono alle successioni silicoclastiche permo-eotriassiche del Verrucano alpino, ma sono miloniti e cataclasiti di graniti porfirici e gneiss occhiadini della Serie di Arolla.

Le successioni mesozoiche non ofiolitiche della Zona di Roisan fanno parte della zona di taglio polifasica che caratterizza il contatto tra i lembi Dent Blanche *s.s.* e Mont Mary-Cervino, assieme ad estesi affioramenti di gneiss minuti e miloniti descritti, per evitare ulteriori codici, nell'ambito della Serie d'Arolla. Diversa posizione hanno i già citati affioramenti del Bivacco Balestrieri e della cresta dell'Hörnli, situati rispettivamente entro l'unità kinzigitica del lembo del Cervino e poco sotto il limite di questa con l'unità di Arolla (figg. 47, 63A).

La Zona di Roisan e le miloniti associate sono caratterizzate da una impronta tettono-metamorfica alpina, in genere molto pervasiva, con associazioni mineralogiche in facies scisti verdi. Relitti di cros-

site, Mg-riebeckite e winchite sono presenti nelle quarziti mineralizzate a nord-ovest del lago di Cignana (BALLÈVRE & KIENAST, 1987; MANZOTTI, 2011; MANZOTTI *et alii*, 2012) e nei litotipi della Serie di Arolla, assieme a pirosseni egirini, in Val-tournenche (DAL PIAZ, 1976; GUERMANI, 1992; HÖPFER, 1997; SCHIAVO, 1998) e in Vallese (Mont Dolin), nel contiguo Foglio svizzero Chanrion (AYRTON *et alii*, 1982; BURRI *et alii*, 1998). I rapporti tra i vari litotipi raggruppati nelle caselle della legenda con rango di formazione sono in genere di natura tettonica, spesso perfettamente risanati dal metamorfismo regionale: in questi casi il "bedding" litologico è concordante con la scistosità regionale  $S_2$ .



A

Fig. 63 - Il complesso kinzigitico bruno in contatto milonitico con la sottostante Serie di Arolla: Cervino, parete est (A); contatto milonitico tra la Serie di Arolla ed il sottostante gabbro del Cervino, parete ovest e Testa del Leone (B).

- The brown kinzigitic complex and its mylonitic contact with the underlying Arolla Series: eastern face of the Matterhorn (A); the mylonitic shear zone between the Arolla Series and the underlying Matterhorn gabbro, western face and Lyon Head (B).



B



### Calcescisti e marmi (RKJ)

L'unità comprende calcescisti, marmi con liste di quarzo e marmi la-stroidi assemblati in carta per le ridotte dimensioni.

**Calcescisti** - Calcescisti e marmi impuri a patina giallastra con livelli filladici di colore plumbeo, simili ai calcescisti e ai tipi filladico-terrigeni della Zona del Combin, da cui si distinguono essenzialmente per l'assenza di ofioliti. Nella zona Erbion-Lago Cian e in alcune altre località del foglio i metasedimenti contengono intercalazioni stratoidi o lenticolari di rocce verdastre che all'esame macroscopico possono essere prese per prasiniti (DIEHL *et alii*, 1952): si tratta invece di miloniti derivate da rocce eruttive basiche o intermedie della Serie di Arolla. I calcescisti sono costituiti da carbonati, miche chiare, quarzo  $\pm$  clorite ed epidoti, in percentuali variabili da luogo a luogo. Sono associati a livelli filladici, quarzoso-micaceo-cloritici, e si presentano spesso con una patina di alterazione superficiale di colore rugginoso. Alcuni tipi litologici sono decisamente carbonatici, altri in prevalenza terrigeni (fig. 64A-B). Questi carbonati hanno spesso aspetto torbido, derivano da sedimenti calcarei, marnosi e argillosi, con percentuali variabili di granuli detritici (principalmente quarzo) e sono riferibili a un ambiente bacinale caratterizzato da apporti variabili di sedimenti terrigeni (argille e arenarie). Clasti feldspatici, se presenti in origine, sono stati alterati e distrutti. I calcescisti rappresentano il passaggio da una situazione preorogena (marmi impuri e calcescisti carbonatici) a condizioni sinorogeniche (calcescisti terrigeni) e possono essere riferiti ad un intervallo di tempo dal Giurassico medio al Cretacico inferiore o superiore *p.p.*; il limite cronologico è posto dall'età del metamorfismo in facies scisti blu del lembo del Pillonet, a cui la successione è associabile (74-75 Ma, CORTIANA *et alii*, 1998).

**Marmi con liste di quarzo** - Sono costituiti da sottili e irregolari alternanze di marmi e quarziti e sono sovente associati ai marmi lastroidi con passaggi apparentemente stratigrafici (fig. 65A). I livelli quarziticci hanno spessore in genere da qualche millimetro a un centimetro, sono in netto rilievo rispetto ai letti di marmo e mostrano una patina superficiale rugginosa (figg. 65B-C). Sono costituiti da granuli di quarzo, generalmente submillimetrici, flottanti in matrice carbonatica, o da vere quarziti prive di carbonato (fig. 65D), del tutto diverse dai *chert* metamorfici a Fe-Mn descritti in seguito. I marmi con liste di quarzo sono potenti pochi metri e sono comunemente deformati da sistemi di pieghe mesoscopiche messe in evidenza dal "banding" litologico. Affiorano lungo la strada per Tsa de Chavalary, sulla vetta di Cima Bianca e nel tratto sommitale della successione carbonatica esposta nella comba del Saleron. La presenza di granuli di



Fig. 64 - Calcescisti. (A) Calcescisti a letto di dolomie stratificate, presso Tsa de Chavalary. (B) Alternanze di calcescisti carbonatici e di calcescisti terrigeni, Comba di Chavacour.

- Calcescists. (A) Calcescists below bedded dolostones, near Tsa de Chavalary. (B) Alternances of carbonate and terrigenous calcescists, Combe Chavacour.

quarzo clastico richiede una alimentazione da una terra emersa soggetta a "weathering" maturo.

**Marmi lastroidi** - Marmi grigi, più raramente bianchi, a grana cristallina grossolana, privi di ogni traccia di stratificazione, ma sono generalmente fissili e divisibili in lastre lungo i piani di scistosità. Affiorano con spessori modesti nella zona di Chavalary (fig. 66A), formano la vetta di Cima Bianca (fig. 66B) e sono presenti con spessori relativamente maggiori nella Comba di Chavacour e in quella sotto il Colle Saleron (lato occidentale). La mancanza di elementi litologici legati ad una originaria stratificazione suggerisce che questi litotipi possano derivare da calcari massicci forse depositi in ambiente di piattaforma. Nei pressi di Tsa de Chavalary e nella comba del Saleron essi sono interposti tra le dolomie ed i marmi con liste quarzo.

Età dei protoliti, puramente speculativa:  
Giurassico-Cretacico inf. ?

### Marmi di Roisan (ROI)

La casella riunisce marmi dolomitici, dolomie cristalline grigio scure a grana fine, dolomie bian-

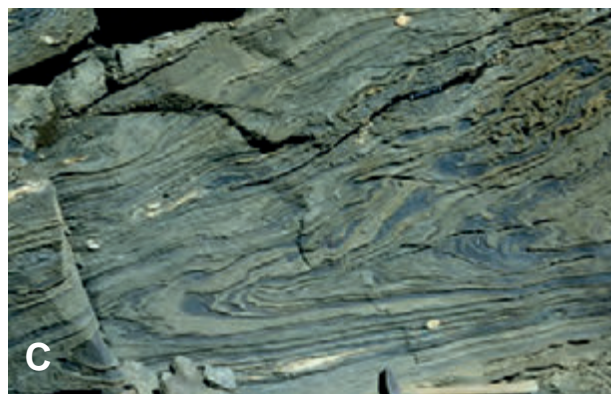
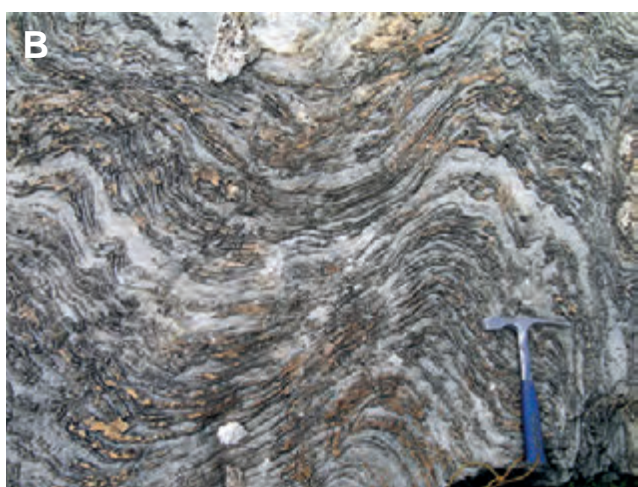


Fig. 65 - Marmi con liste di quarzo: (A) Comba del Saleron, (B) Tsa de Chavalary, (C) Château des Dames, parete sud. (D) Dettaglio dei sottili livelli quarziti e carbonatici, Cima Bianca.

- Marbles with quartz: (A) Combe of Saleron, (B) Tsa de Chavalary, (C) Château des Dames, southern wall. (D) Details of quartzitic and carbonate layers, Cima Bianca.

che più grossolane, sia in banconi che a stratificazione sottile, talora separati da sottili livelli quarzosi e più rari tipi filladici, locali corpi di breccie dolomitiche o calcareo-dolomitiche (dintorni del Bivacco Tzan; Mt Blanc du Creton) e scarse quarziti massicce, non rappresentabili alla scala del foglio.

Le dolomie ed i calcari dolomitici con ricristallizzazione metamorfica alpina sono i tipi litologici più diffusi e caratteristici della Zona di Roisan. L'analisi di dettaglio ha messo in evidenza notevoli variazioni da una località all'altra, non rappresentabili tuttavia per limiti di scala. La maggior parte degli affioramenti è formata da dolomie che non conservano buona memoria del loro ambiente deposizionale, tranne in rari casi. Affioramenti più significativi: M. Grand Pays (A), combe di Saleron e Chavalary (B) e nei pressi del lago Cian (C).

A) *Dolomie del M. Grand Pays* - Tra tutti i carbonati di Roisan, l'affioramento sulla vetta del M. Grand Pays è quello che meglio conserva i caratteri sedimentari originari: lamine crenulate di tipo stromatolitico, livelli massicci con alghe dasicladali, superfici di erosione accompagnate da breccie dolo-

mitiche (figg. 45B-C). Queste ultime sono da angolose a subarrotondate, presentano "sorting" molto basso e sono immerse in matrice a grana fine. Questi elementi permettono di riferire le dolomie del Grand Pays ad un ambiente di piattaforma carbonatica soggetta a temporanee fasi di erosione in seguito a tempeste o a piccole oscillazioni del livello marino. Facies analoghe sono note nei Grezzoni del Nucleo Metamorfico Apuano e nella Dolomia Principale delle Alpi Meridionali. Negli affioramenti del M. Grand Pays (vetta e versante orientale) sono stati rinvenuti foraminiferi bentonici e alghe dasicladali in discreto stato di conservazione (CIARAPICA *et alii*, 2010): tra le alghe sono presenti numerosi esemplari di *Griphoporella curvata*, tra i foraminiferi numerosi esemplari di *Aulotortus spp.*, *Gandinella spp.*, *Glomospirella spp.*, associazione che consente un preciso riferimento al Triassico superiore (fig. 46).

B) *Dolomie e marmi calcareo-dolomitici del Saleron e di Chavalary* - Gli affioramenti sulla destra idrografica della comba sotto il Col de Saleron (lato occidentale) e quelli presso l'alpeggio di Chavalary sono i più rappresentativi di questo tipo litologico che è diffuso



Fig. 66 - Marmi lastroidi grigi: (A) a tetto delle dolomie massicce, Tsa de Chavalary, (B) in vetta della Cima Bianca.  
- Grey tabular marbles: (A) over massive dolostone, Tsa de Chavalary, (B) Cima Bianca summit.

in tutta la Zona di Roisan. Si tratta di dolomie con regolare stratificazione (fig. 67A), caratterizzate da alternanze di strati massicci e di livelli laminati (fig. 67B). Presso l'alpeggio di Chavalary, non lontano dall'Oratorio di Cuney, queste alternanze sono costituite da banconi di dolomie bianche a grana cristallina più grossolana e da dolomie grigio-scure, a grana fine e fissili. I rapporti tra dolomie bianche e dolomie scure o nere, con passaggi laterali e con vene delle prime entro le seconde, suggeriscono che le dolomie scure rappresentino una prima generazione (dolomie singenetiche da dolomitizzazione precoce) e le dolomie bianche siano una seconda generazione da seppellimento più profondo. I tipi ritenuti "primari" non conservano alcun elemento che permetta di riferirle con sicurezza ad un ambiente di piattaforma carbonatica. Il fianco destro idrografico dell'alta comba ad ovest del Col Saleron mostra falesie di dolomie e calcari dolomitici, sia grigio-scuri che bianchi, ben stratificati. I livelli massicci sono separati da livelli con fantasmi di lamine o da sottili livelli micaceo-cloritici d'aspetto filladico. Anche in questo caso il riferimento ad un ambiente di piattaforma carbonatica potrebbe essere basato solo sull'aspetto massiccio dei banchi e sulla loro regolare successione che fa prevedere un processo sedimentario ritmicamente ripetuto, ma nessun elemento tessiturale o paleontologico è infatti conservato.

C) *Lago Cian* - Il fianco destro idrografico della comba di Chavacour, tra il lago Cian (Tsan) e q. 2550 m ca, presenta un particolare tipo di dolomie bianche che contengono locali livelli di breccie dolomitiche o calcareo-dolomitiche. Le dolomie sono regolarmente stratificate (fig. 67C), gli strati sono spessi in media 30-40 cm e sono separati da sottili livelli filladici o, più spesso, da liste di quarzite bianca (usualmente scura all'alterazione) (fig. 67D). Le breccie sono stratificate con ciottoli dolomitici tondeggianti in assetto sia granulo-sostenuto che matrice-sostenuto (fig. 68). La stratificazione regolare e relativamente sottile, la presenza di liste di quarzo, verosimilmente riferibili ad originari letti di selce, e quella di strati di orto e paraconglomerati dolomitici rimandano ad un ambiente bacinale di età ignota piuttosto che ad una piattaforma carbonatica.

I piccoli e rari affioramenti di quarziti bianche, in genere molto pure e prive di stratificazione, possono essere riferiti dubitativamente al Triassico inf., alla base delle successioni carbonatiche.

Età dei protoliti carbonatici: Triassico superiore.

#### *Filloniti e miloniti alpine (DBK)*

Filloniti grigio-plumbee e miloniti nerastre intimamente associate alle successioni mesozoiche del Gran Pays-Gran Verzignola, Cima Bianca, Châ-

teau des Dames e Becca di Nana. Derivano da metasedimenti terrigeni mesozoici e da litotipi del basamento cristallino pretriassico. Le filloniti sono distinguibili per la presenza di una frazione carbonatica, o di liste, noduli e clasti di marmi impuri. Le miloniti di basamento hanno una composizione mineralogica analoga a quella degli Gneiss di Arolla in facies milonitica, con quarzo, albite, miche, clorite, epidoto, anfiboli e stpnomelano in proporzioni variabili, legate alla natura del protolite, origine confermata dalla presenza di microclasti di microclino-albite a scacchiera e/o di minerali radioattivi. Le varietà verdognole ricche in anfiboli calcici, epidoto e albite, talora simili a prasiniti, possono indicare protoliti di tipo dioritico o gabbrico. I carbonati, spesso presenti nell'associazione mineralogica, sono almeno in parte riferibili all'attività dei fluidi durante la deformazione milonitica. Le miloniti contengono varietà di aspetto quarzítico, bianche o verdognole, relativamente frequenti nella zona del M. Rion (Cuney). La loro origine è incerta: possono derivare sia da rocce leucocratiche del basamento cristallino (prevalenti granitoidi) sia,

specie se frammiste a filloniti, da originarie successioni di quarzoareniti e argilliti mesozoiche. Non hanno comunque alcuna analogia con le quarziti lastroidi dell'unità Pancherot-Cime Bianche.



Fig. 67 - Dolomie stratificate. Tsa de Chavalary (Cuney): (A) alternanza di strati massicci e interstrati fissili; (B) dettaglio. Zona del lago Tzan-comba di Chava-cour: (C) dolomie con regolare e fitta stratificazione, (D) dolomie stratificate con intercalazioni di liste quarzítiche a patina bruno-ruggine.  
- Bedded dolostones. Tsa de Chavalary (Cuney): (A) alternance of massive beds and laminated levels; (B) detail. Tzan lake-Combe de Chava-cour area: (C) regularly bedded dolostone, (D) bedded dolostone with brown-rusty quartzitic interleaving.

Le miloniti brune e nerastre esposte nella parete sud del Château des Dames separano spettacolari pieghe isoclinali di Gneiss di Arolla e contengono *boudins* metrico-decamentrici di marmi dolomitici a patina giallastra (dettagli nel Capitolo VI).

#### *Marmi e quarziti mineralizzate di Cignana (MQC)*

Quarziti finemente zonate e mineralizzate a silicati e ossidi di Fe-Mn sono state scoperte da BALLÈVRE & KIENAST (1987) nel gradino roccioso tra il lago di Cignana (Tsignanaz) e il laghetto della Roisetta. Si tratta di piccoli affioramenti (unificati in carta) di quarziti varicolori associate a miloniti, marmi impuri e calcescisti non ofiolitici, esposti lungo il canalone situato al centro e alla sommità della potente bastionata di gneiss minuti e microocchiadini della Serie di Arolla che si erge sulla destra idrografica del lago di Cignana (estremità superiore) e culmina nella spalla glaciale alla base dello sperone settentrionale della Becca di Salè (DAL PIAZ, 1992). L'affioramento descritto in dettaglio da BALLÈVRE & KIENAST (1987) si trova nel tratto superiore del canalone, a 2590-2600 m di quota, ed è costituito da alcune sottili bancate di quarziti variegiate a grana finissima, molto tenaci e in rilievo, alternate a scisti verdognoli quarzoso-albitico-cloritici a carbonato, con spessore complessivo di circa un metro. La successione è situata a letto di una banda di marmi verdognoli impuri, con livelli ricchi in quarzo, albite ed epidoto, e al tetto di ortogneiss in facies minuta o milonitica. Il *bedding* litologico, la scistosità regionale ( $S_2$ ) e la foliazione milonitica marcano il piano assiale di pieghe isoclinali largamente trasposte e deformate da pieghe  $F_3$ . Le bancate quarzitiche sono costituite da alternanze millimetriche di livelli bianchi, rosa, rossastri, gialli, viola-bluastri o neri, alcuni di solo quarzo, altri di quarzo con abbondante granato, anfiboli blu, epidoto e/o ematite. Al microscopio si riconoscono livelli di pura quarzite alternati a livelli caratterizzati dalle associazioni di: i) quarzo-granato in cristalli euedrali submillimetrici, ii) quarzo-granato-anfibolo blu-ematite, iii) quarzo-granato-anfibolo blu-epidoto-ematite (BALLÈVRE & KIENAST, 1987). Il granato è una soluzione solida di almandino, spessartina (20-50 %) e grossularia (sino al 23-26% nelle varietà ricche in epidoto), almandino, andradite (1.7-5.5% in presenza di ematite) e piropo (sino al 7-8% nelle quarziti prive di fasi magnesiache). Gli anfiboli hanno pleocroismo molto intenso, dal rossiccio chiaro al viola e all'azzurro: tutti gli anfiboli analizzati sono di tipo sodico e sono privi di zonatura. Il carattere ossidato delle associazioni a quarzo-ematite (con  $TiO_2$  sino al 3%) suggerisce di utilizzare i valori massimi di  $Fe^{3+}$ , ottenendo crossiti ad elevato tenore in  $Fe^{3+}$  o magnesioriebeckiti (BALLÈVRE & KIENAST, 1987).

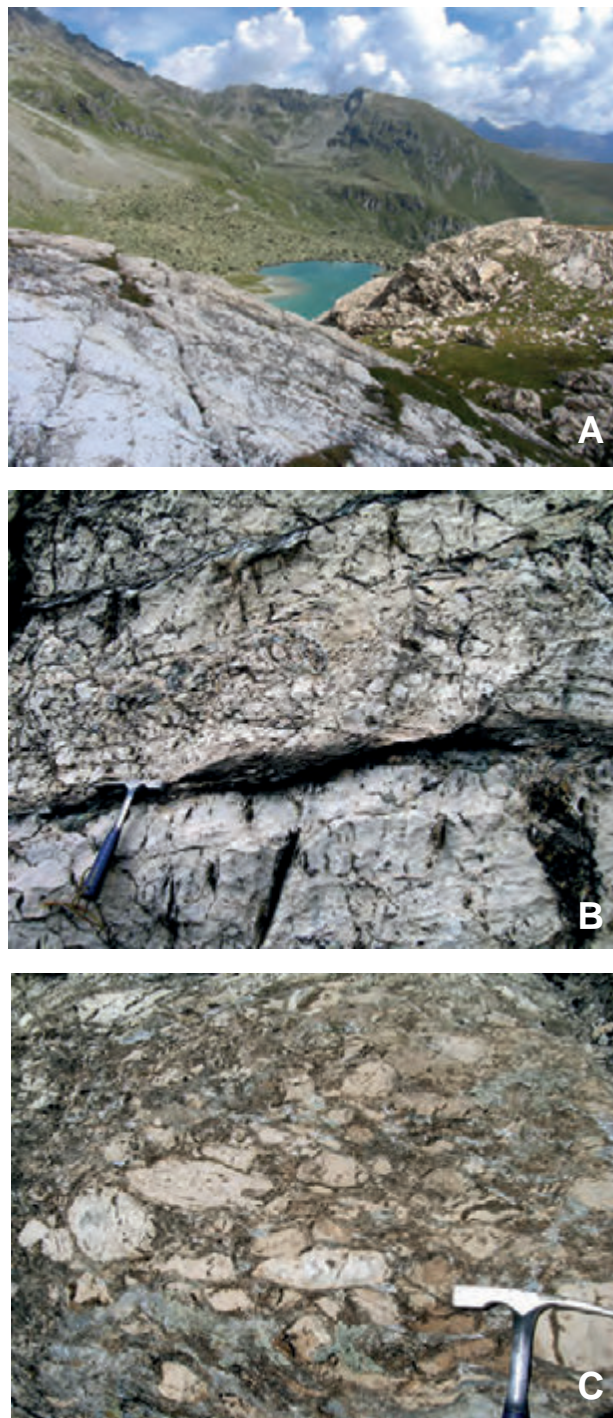


Fig. 68 - Zona del lago Tzan (A): breccie stratificate con frammenti dolomitici tondeggianti in assetto granulo-sostenuto (B) e matrice-sostenuto (C).  
- Tzan lake area (A): bedded breccia with roundish dolomitic fragments within grain-supported (B) and matrix-supported (C) setting.

Minerali da subordinati ad accessori: carbonati, clorite, allanite, apatite, titanite e stilpnomelano. Prodotti d'alterazione, in genere scarsi: clorite e fini aggregati di clorite e biotite olivastri che sostituiscono granato e anfiboli sodici.

Le quarziti sono associate a marmi impuri e/o a filloniti e miloniti nero-verdastre contenute a loro

volta nei consueti gneiss minuti della Serie di Arolla, deformati da due generazioni di pieghe isoclinali e da pieghe  $F_3$ . L'associazione mineralogica è sintomatica di un evento precoce di relativa alta pressione, in facies scisti verdi ad anfibolo sodico (BALLÈVRE *et alii*, 1986; BALLÈVRE & KIENAST, 1987), o scisti blu ad epidoto, analogo a quello diffuso nel basamento cristallino del Pillonet e datato al Cretacico superiore (CORTIANA *et alii*, 1998).

Le quarziti a Fe-Mn sono state riferite da BALLÈVRE & KIENAST (1987) a possibili radiolariti di età mesozoica della Zona di Roisan, copertura della Serie di Arolla. In tale prospettiva si trattava di una presenza anomala nelle successioni carbonatiche mesozoiche della Zona di Roisan, con eventuali analogie (stato di ossidazione a parte) verso le mineralizzazioni idrotermali di fondo oceanico della Zona del Combin e le quarziti a pirite-calcopirite, anfiboli sodici e stilpnomelano della piccola miniera di pirite cuprifera di Les Vorpilles (DAL PIAZ & OMENETTO, 1978), ipotesi ventilata in una prima versione parziale delle note sottoposta al SGd'I.

La situazione è cambiata radicalmente con i nuovi rilievi (MANZOTTI, 2011) e le analisi microchimiche e isotopiche (MANZOTTI *et alii*, 2012) su questo tratto della Zona di Roisan, di cui riassumiamo i principali risultati innovativi. Nei sottili livelli di marmi associati alle quarziti (metachert) intercalate negli ortoderivati della Serie di Arolla sono conservati relitti prealpini di diopside e granato ( $Alm_{45-36}Sps_{32-36}$ ), analoghi a quelli dei marmi antichi appartenenti al complesso dei parascisti pregranitici del Pillonet (DAL PIAZ, 1976). Le datazioni radiometriche di titanite (SHRIMP RG *ion microprobe*, Camberra), allanite e zircone (*laser ablation*, Berna) tratti dalle quarziti e dai marmi in discussione hanno fornito età permiane (294-263 Ma, con *cluster* a 276 Ma) e giurassiche (190-160 Ma) (MANZOTTI *et alii*, 2012): le prime, interpretate come età di un evento metamorfico in regime distensivo (ZUCALI *et alii*, 2011), sono analoghe all'età di cristallizzazione dei gabbri e dei granitoidi della Serie di Arolla, le seconde a quelle dei protoliti delle quarziti a Mn dell'unità ofiolitica di Zermatt-Saas presso la diga di Cignana (RUBATTO *et alii*, 1998).

La presenza di relitti di un metamorfismo prealpino in facies anfibolitica e le età isotopiche documentano l'età prepermiana dei protoliti di questi litotipi intercalati nell'unità monociclica di Arolla. Nel foglio i loro limitati affioramenti sono stati fortemente ingranditi e distinti con la sigla MQC. Potevano essere inseriti nel "Complesso polimetamorfico indifferenziato" (MMY) dei lembi del Cervino e del Pillonet, ma abbiamo preferito tenerli separati per i motivi seguenti: i) il complesso polimetamorfico conserva, al di sotto della forte sovraimpronta al-

pina, relitti di un metamorfismo regionale in facies anfibolitica di probabile età varisica (mica bianca di  $310 \pm 4$  Ma al Pillonet; CORTIANA *et alii*, 1998), comunque anteriore all'intrusione dei batoliti permiani di cui poteva eventualmente costituire parti del tetto: l'esistenza di un *fabric* pregranitico è documentato nei *roof pendants* del massiccio del M. Morion (DAL PIAZ, 1992; BUCHER *et alii*, 2003, 2004; RODA & ZUCALI, 2008), in analogia con i classici affioramenti del M. Mucrone (DAL PIAZ *et alii*, 1972; COMPAGNONI *et alii*, 1977); ii) nel complesso polimetamorfico del Pillonet non sono segnalate quarziti a Fe-Mn assieme ai marmi antichi a diopside  $\pm$  granato. Con questa soluzione abbiamo anche evitato di modificare l'impianto del foglio, già allestito quando le quarziti mineralizzate e i marmi associati erano ancora ritenuti di età mesozoica.

Età dei protoliti: Prepermiano

### 1.1.2. - Unità di basamento superiori

La Serie di Valpelline (complesso kinzigitico, *Auct.*) è presente con caratteristiche sostanzialmente identiche nel lembo Dent Blanche *s.s.* e in quello sottostante Mont Mary-Cervino (fig. 60), costituendo in entrambi i casi l'unità tettono-metamorfica superiore, ricca di migmatiti, ma priva di granitoidi intrusivi. L'unica variante di un certo rilievo è la presenza nel solo lembo Mont Mary *s.s.* di piccole scaglie di peridotiti di mantello a spinello-orneblenda, in parte serpentizzate (CESARE *et alii*, 1989; DAL PIAZ *et alii*, 2010), analoghe a quella della 2a Zona diorito-kinzigitica (DAL PIAZ *et alii*, 1971; BECCALUVA *et alii*, 1979). L'unità kinzigitica è definita nella cartografia geologica regionale con i nomi di *Valpelline Gesteine* (GERLACH, 1869), *Serie de Valpelline* o *Serie di Valpelline* (ARGAND, 1908, 1909a; DIEHL *et alii*, 1938, 1952; MASSON, 1938; ELTER, 1987; BURRI *et alii*, 1998; BUCHER *et alii*, 2003), *Rocce kinzigitiche* (*Carta geologica delle Alpi Occidentali*; FRANCHI *et alii*, 1908), *Serie dioritico-kinzigitica* (*Carta Geologica d'Italia, fogli Aosta e Monte Rosa*, 1912; rilievi di NOVARESE), *Complesso kinzigitico* nella Carta geotettonica della Valle d'Aosta (DE GIUSTI *et alii*, 2004; BONETTO *et alii*, 2010). Si tratta di estesi frammenti di antica crosta continentale profonda con metamorfismo in facies granulitica e anfibolitica di età prealpina (complesso kinzigitico). La Serie di Valpelline si distingue, a distanza, per il caratteristico colore rosso-ruggine dei parascisti, talora molto marcato ed evidente anche nel detrito di falda (fig. 40a), in contrasto con le tonalità grigio chiare o verdoline degli gneiss minuti dell'unità di Arolla. In certi casi il complesso kinzigitico è perfettamente preservato, in volumi di dimensioni variabili dalla mesoscala a quella megascopica, ma in genere mostra una certa retrocessione alpina in facies scisti

verdi, di tipo statico o che riattiva le anisotropie varisciche e/o quelle delle fasi permo-mesozoiche di estensione litosferica e *rifting* continentale. La sovraimpronta alpina diventa pervasiva e scistogena in fasce metrico-ettometriche situate all'interno dell'unità e lungo tutti i suoi contatti tettonici con le unità di basamento inferiori, marcati da filloniti e miloniti.

Non vi sono evidenze di rapporti intrusivi tra i granitoidi permiani della Serie di Arolla e le kinzigiti della Serie di Valpelline, certamente non di tipo transizionale come supposto da ARGAND (1908, 1909a), ma di natura tettonica, riferibili alle fasi di estensione litosferica continentale permo-mesozoica e all'orogenesi alpina (DAL PIAZ, 1993; DAL PIAZ & MARTIN, 1998; ZUCALI *et alii*, 2011; MANZOTTI *et alii*, 2012). In ogni caso, il magma parentale dei granitoidi permiani della Serie di Arolla non deriva dalla fusione parziale delle kinzigiti, ma ha origine mantellica, come il coevo batolite gabbrico.

Osservando la carta e le sezioni geologiche a margine, l'unità kinzigitica appartenente al lembo Dent Blanche *s.s.* affiora lungo l'intera Valpelline, da cui prende il nome, al nucleo della grande struttura sinformale più volte ricordata, che tende progressivamente a rovesciarsi procedendo verso la testata della valle, con vergenza antitetica rispetto a quella della falda (figg. 44, 60). Il fianco sinistro della valle è formato in gran prevalenza dall'unità kinzigitica, tranne nel tratto iniziale, tra la Comba di Vessonaz e quella di Arpisson, a sud del paese di Valpelline e nell'alta Comba di Livourneyaz-Massiccio di Tzan, dove affiorano gli Gneiss di Arolla delle unità sottostanti. La diga e il bacino d'invaso di Place Moulin, la Becca de Nona (2.898 m), il Mt Pisonet (3.208 m), la Becca de Leseney (3.504 m), la dorsale P. des Fontanelles (3.384 m) - Mt Dragon (3.353 m), la cima e il fianco occidentale del Château des Dames (3.488) e della P. Budden (3.630), la Tête de Valpelline (3.799) e numerose altre vette sopra i 3.000 m sono modellate nel complesso kinzigitico lungo il fianco sinistro della valle e alla sua testata: in questo settore l'unità pende a franappoggio verso il T. Buthier, più inclinata del versante, mentre il suo contatto basale ed interno con la sottostante unità di Arolla è situato in prevalenza lungo il versante di St Barthélemy della grande cresta spartiacque, con giaciture a reggipoggio a basso e medio angolo. Sul versante opposto (destro) della Valpelline, il contatto milonitico tra l'unità di Valpelline e quella di Arolla del lembo Dent Blanche *s.s.*, descritto in dettaglio da PENNACCHIONI & GUERMANI (1993), corre con andamento quasi rettilineo da Valpelline alla Comba della Sassa (figg. 7A, 60), con giacitura da subverticale a molto inclinata verso valle, per poi assumere pendenze opposte e progressi-

vamente più dolci tra il Mt Braoulè e la Tête de Valpelline, a causa del rovesciamento della struttura generale (figg. 69A-B, profilo A-A'). L'intera cresta spartiacque tra Valpelline, Conca di By e Vallese è modellata nei metagranitoidi dell'unità di Arolla, con varietà da massicce a milonitiche, in chiara evidenza morfologica. Nel tratto tra Valpelline e Oyace, la zona di *thrust* milonitico-filonitico tra le due subfalde (Valpelline e Arolla) del lembo Dent Blanche *s.s.* è intercettata e riattivata dalla faglia della Valpelline, estesa sul fondovalle sino a Place Moulin, con sviluppo di potenti cataclasi, per un tratto di circa 3.5 km (fig. 60, dettagli nel Capitolo VI).

Passando al sottostante lembo del Mont Mary *s.s.* (figg. 44, 52, 60), la sua unità kinzigitica (superiore) affiora al limite con il Foglio Chatillon e si estende nell'alta Comba di Arpisson, interposta tra la potente ed eterogenea unità inferiore (a letto),

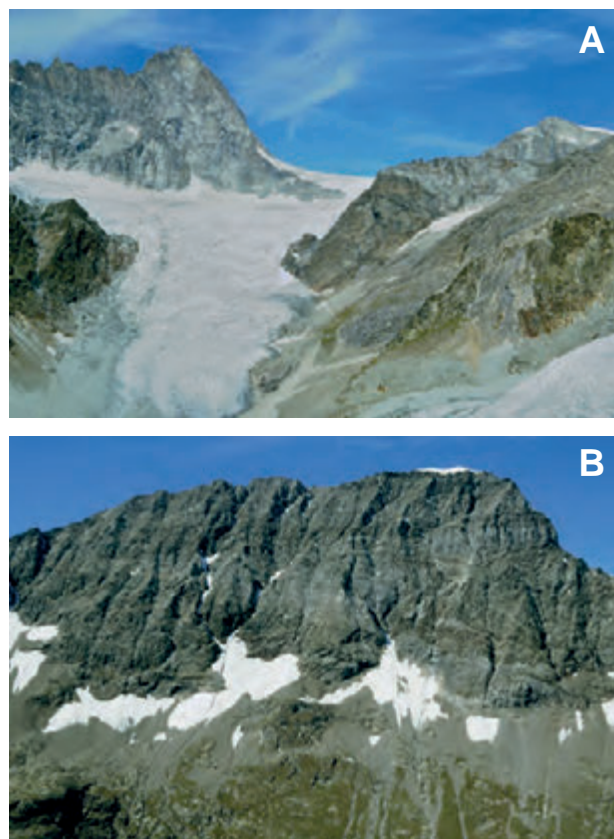


Fig. 69 - Lembo della Dent Blanche. (A) Contatto esterno tra l'unità di Valpelline (in primo piano) e l'unità di Arolla tra la testata della Valpelline e i Bouquetins; l'immagine è del 27 settembre 1988 e il ghiacciaio Tsa de Tsan è ritirato oltre il rifugio Aosta, visibile sulla destra. (B) Una potente intercalazione di marmi antichi nel complesso kinzigitico del M. Braoulè (3.538 m, parete est), sottolinea la presenza di due generazioni di pieghe megascopiche, rappresentate anche in carta.

- *Dent Blanche nappe.* (A) External contact between the Valpelline unit (close-up) and the Arolla unit from the Valpelline head to Bouquetins; dia taken on September 27, 1988, when the Tsa de Tsan glacier had already retired beyond the Aosta hut, visible on the right. (B) A thick interbedding of old marble within the Kinzigitic complex of Mt. Braoulè (3538 m, eastern face) outlines two generations of megascopic folds, also represented in the map.

in cui sono modellate la Becca di Vlou e il Mont Mary, e la Zona di Roisan (a tetto). L'unità kinzigitica ha uno spessore massimo di oltre 1 km (Comba Dèche), si assottiglia progressivamente verso la Comba Chaleby e, come ricordato, termina contro la Faglia di Trois Villes, per riapparire dalla comba di Cignana alle Murailles e nella Testa del Monte Cervino, dal caratteristico colore bruno (fig. 63), formata da paragneiss, migmatiti, marmi e rocce basiche, in genere molto deformate e retrocesse. Lungo la spalla del Pic Tyndall, al contatto con i sottostanti metagranitoidi scistoso-milonitici di Arolla, le kinzigiti sono trasformate in filloniti con lenticelle di marmi antichi in facies milonitica, contenenti caratteristici cristalli di epidoto e clinopiroseno perfettamente ovalizzati (DAL PIAZ, 1996b).

#### *Paragneiss di alto grado (MYS)*

La casella rappresenta il complesso kinzigitico indifferenziato, costituito da paragneiss a biotite-granato-sillimanite (kinzigiti *Auct.*), con molteplici intercalazioni di marmi cristallini e rocce basiche, ben preservati in domini con limitata e discontinua sovrainpronta alpina (MYSh), ma in genere con alterazioni mineralogiche di tipo statico (coronitico) più o meno sviluppate, o con rielaborazione tettono-metamorfica alpina in condizioni di relativa alta pressione e/o in facies scisti verdi, da tenue a pervasiva. Corrisponde alla Serie di Valpelline, segnalata da STUDER (1851-53), ripresa da ARGAND (1908, 1909a, 1911) come nucleo antico della piegafalda Dent Blanche ed infine trasformata da STUTZ & MASSON (1938) in zolla di scivolamento indipendente (*Gleitbrett*). I paragneiss a biotite-granato-sillimanite sono il litotipo prevalente di un complesso con metamorfismo catazonale attribuito dapprima all'intrusione di corpi basici (MASSON, 1938; STUTZ & MASSON, 1938; DIEHL *et alii*, 1952), poi ad un metamorfismo orogenico prealpino, verosimilmente varisco e con perturbazione termica permiana. La storia prealpina è caratterizzata dallo sviluppo di granuliti felsiche e mafiche, da associazioni in facies anfibolitica di HT in evoluzione verso pressione decrescente a temperatura circa costante, con sviluppo di cordierite e di diffuse migmatiti di anatessi (DIEHL *et alii*, 1952; KIENAST & NICOT, 1971; BORIANI *et alii*, 1976; NICOT, 1977; CESARE *et alii*, 1989; DAL PIAZ, 1993; GARDIEN, 1994; GARDIEN *et alii*, 1994; BURRI *et alii*, 1998; BUCHER *et alii*, 2004; MALASPINA *et alii*, 2011; MANZOTTI & ZUCALI, 2012). Non sono segnalati corpi intrusivi indipendenti dal ciclo anatettico.

I protoliti del complesso kinzigitico sono una successione di sedimenti pelitico-arenacei di età paleozoica antica, o antecedente, con calcari dolomitici e corpi probabilmente concordanti (sill) di gabbri e dioriti. Del tutto analogo è il complesso kinzigitico

con parziale sovrainpronta alpina della Zona Sesia-Lanzo (DAL PIAZ *et alii*, 1971; COMPAGNONI *et alii*, 1977a; BALLÈVRE *et alii*, 1986; STÜNITZ, 1989; BABIST *et alii*, 2006).

La Serie di Valpelline è presente nel lembo Dent Blanche s.s. e, in misura minore, nel lembo Mont Mary-Cervino, costituendo in entrambi i casi l'unità di basamento superiore, delimitata a letto e, nel secondo caso, anche a tetto da un marcato orizzonte milonitico, poi ripreso da deformazioni polifasiche duttili e fragili. L'unità è costituita da paragneiss a biotite-granato-sillimanite, locali granuliti felsiche, numerose intercalazioni di marmi antichi, puri e a silicati, gneiss anfibolici, anfiboliti e granuliti basiche, estese migmatiti di anatessi, con neosomi leucogranitico-pegmatitici in letti concordanti con la scistosità regionale, sacche e filoni discordanti, anche di notevoli dimensioni (MASSON, 1938; DIEHL *et alii*, 1952; KIENAST & NICOT, 1971; NICOT, 1977; CESARE *et alii*, 1989; DAL PIAZ, 1992; PENNACCHIONI & GUERMANI, 1993; GARDIEN, 1994; GARDIEN *et alii*, 1994; BURRI *et alii*, 1998; BUCHER *et alii*, 2003, 2004; MALASPINA *et alii*, 2011; MANZOTTI & ZUCALI, 2012). La grana è grossa, sovente molto vistosa, con granati euedrali che possono raggiungere i 10-15 cm di diametro (Lac Mort, DAL PIAZ, 2010), e frequente *banding* compositazionale per alternanza di letti biotitici a granato e porfiroblasti di sillimanite e di letti quarzoso-feldspatici. Il carattere polifasico prealpino è documentato nei paragneiss da relitti di cianite che precede lo sviluppo della sillimanite e delle migmatiti e da due generazioni di granato: la prima corrisponde al nucleo di cristalli centimetrici ricchi di inclusioni (cianite, quarzo, plagioclasio, feldspato, rutilo), la seconda al bordo privo di inclusi e a granati millimetrici allineati nella foliazione (GARDIEN, 1994; GARDIEN *et alii*, 1994). Componenti accessori comuni: monazite, rutilo, ilmenite, apatite, grafite. Ancora prealpina potrebbe essere una prima fase di retrocessione in facies scisti verdi.

All'orogenesi alpina sono attribuiti prodotti metamorfici in facies di relativa alta pressione, indicati da fini aggregati di cianite e cloritoide, e in facies scisti verdi. I porfiroblasti di sillimanite sono sostituiti da minuti aggregati policristallini di cianite (PENNACCHIONI & GUERMANI, 1993) o da miche bianche accompagnate da cianite e/o cloritoide (KIENAST & NICOT, 1971; SCHIAVO, 1992; BALETTI, 2003). Cloritoide è segnalato anche all'interno di plagioclasio calcico fortemente alterato nelle kinzigiti del Mont Mary (CANEPA *et alii*, 1990). Margarite con discreto contenuto in sodio, coesistente con fengite e cloritoide, è stata rinvenuta nelle microfratture alpine, generate per *microboudinage*, dei porfiroblasti di sillimanite nelle kinzigiti in parte



retrocesse dell'unità di Valpelline affioranti nel versante sinistro della Combe du Grand Chamin (campioni di GUERMANI, 1990; analisi di SCHIAVO, 1992). Il cloritoide è un termine ricco in Fe, povero in Mn e privo di Mg, del tutto diverso quindi dalle varietà alte in Mg presenti nelle associazioni eclogitiche felsiche e mafiche della Zona di Zermatt-Saas e del Monte Rosa. La margarite ha un discreto contenuto in sodio ( $\text{Na}_2\text{O}$ : 2.55-3.06 % in peso) e basso contenuto in potassio ( $\text{K}_2\text{O}$ : 0.12-0.20) e le miche bianche associate sono muscoviti con basso tenore in sodio ( $\text{Na}_2\text{O}$ : 0.04-0.49). Più comuni le trasformazioni in facies scisti verdi del complesso kinzigitico, da tenui a penetrative, con sviluppo di albite, epidoto, mica bianca, clorite, actinolite (DIEHL *et alii*, 1952; DE LEO *et alii*, 1987). Questi litotipi, talora perfettamente preservati alla scala megascopica, sono l'espressione di una crosta continentale profonda, ad affinità sudalpina, assottigliata durante il Permiano a tetto dei plutoni gabbrici ed esumata progressivamente durante il *rifting* continentale (LARDEAUX & SPALLA, 1991; DAL PIAZ, 1993; GARDIEN *et alii*, 1994).

#### *Anfiboliti e granuliti basiche (MYS<sub>c</sub>)*

Le unità kinzigitiche della falda Dent Blanche contengono numerose intercalazioni di metabasiti, anche di notevoli dimensioni. Esse sono state descritte ed interpretate come rocce di origine sedimentaria (paraanfiboliti) da DIEHL *et alii* (1952), ma derivano certamente da protoliti gabbrici con metamorfismo polifasico prealpino di alto grado e discontinua retrocessione alpina. Le principali metabasiti del lembo Dent Blanche *s.s.* affiorano sul fianco destro della Valpelline, dall'alto circo della Tsa, a sud delle cima omonima, ai dossi montonati di Bionaz, e nella gola di Betendaz incisa dal T. Buthier a monte di Oyace (DIEHL *et alii*, 1952; MALASPINA *et alii*, 2011). Si tratta di anfiboliti a plagioclasio-anfibolo calcico  $\pm$  granato, granuliti basiche a granato-pirososeno e loro prodotti di retrocessione alpina in facies scisti verdi. Affioramenti minori sono cartografati in alta Comba d'Oren, attorno al Lac Long (Pointe Gerlach), sopra i grandi corpi di marmi di Place Moulin, a Chez les Chenaux, a nord-est di Bionaz, nel versante franoso sopra Chalambé (Oyace). Sul fianco sinistro della valle, si nota innanzitutto il grande affioramento del Rocher Silvano (Tavoletta I.G.M. Prarayer), lambito dal Glacier des Grandes Murailles. Esso è formato da anfiboliti e gneiss anfibolici di derivazione gabbrica e dioritica, con impronta metamorfica e foliazione alpina, ricchi di bande e filoni di granitoidi ad inclusi enallogeni (scisti incassanti) e di pegmatiti a tormalina. Il complesso mostra più analogia con i metagabbri della Serie di Arolla che con le tipiche metabasiti di alto grado

della Serie di Valpelline in cui tuttavia è stato inserito per la posizione geometrica e l'associazione con le sequenze kinzigitiche. Intercalazioni minori di anfiboliti-granuliti basiche, ben preservate o con parziale retrocessione alpina, si trovano lungo l'itinerario per il Bivacco Tête des Roëses, nella valletta di Deré la Vieille, nella gola torrentizia a monte di Praz Raye, al M. Charvin (Tsarvin) e al Col de Chaz Sèche, a nord della P. de Vamea.

Nell'unità kinzigitica del sottostante lembo del Mont Mary sono stati distinti i corpi di anfiboliti dell'alta Comba Conge, a sud di Valchourda e ad ovest di Seyvaz, quelle della cresta est della Chateleysine e quelle dell'alta Comba de Verdignolaz e della dorsale a nord della Tête d'Arpisson, in continuazione degli affioramenti del Foglio Chatillon. Le anfiboliti sono costituite da orneblenda bruna, plagioclasio anortitico-bitownitico, biotite, titanite  $\pm$  granato, rari relitti di clinopirososeno e quarzo accessorio; vi si associano gneiss anfibolici finemente zonati, varietà a grana vistosa, con Mg-orneblenda, clinopirososeno, plagioclasio anortitico, raro quarzo, e granuliti basiche a orto e clinopirososeno, orneblenda, plagioclasio e granato, rinvenute in Comba Dèche (CANEPA *et alii*, 1990). La sovraimpronta metamorfica alpina, segnalata da un cambiamento di tinta verso tonalità verdastre, produce le seguenti trasformazioni principali, da incipienti a pervasive: i) il plagioclasio calcico è sostituito da feltri saussuriticci e, nelle varietà più evolute, da aggregati di epidoto  $\pm$  albite e sericite; ii) l'anfibolo bruno, più o meno decolorato, è sostituito da orneblenda verde e quindi da aggregati di actinolite e Fe-actinolite  $\pm$  clorite; iii) la biotite rossa da clorite  $\pm$  epidoto pistacitico.

#### *Marmi antichi (MYS<sub>d</sub>)*

Il complesso kinzigitico (Serie di Valpelline) dei lembi Dent Blanche *s.s.* e Mont Mary-Cervino contiene numerose intercalazioni di calcari cristallini e marmi dolomitici a patina giallastra, puri e con silicati di Ca-Mg. In carta sono stati rappresentati i corpi maggiori, di spessore da metrico a pluridecametrico ed estensione longitudinale anche superiore al chilometro. La loro presenza segnala l'andamento del *bedding* regionale prealpino, ne facilita la ricostruzione e mette in evidenza le deformazioni duttili prealpine e alpine (fig. 69B). Tra i principali affioramenti nel lembo Dent Blanche *s.s.* ricordiamo i due orizzonti esposti lungo il versante destro della Valpelline, il primo esteso da Chez les Chenaux (Bionaz) alla Becca de Chatelet e alla Becca de Lacs, il secondo dalla spalla destra della diga di Place Moulin a Plan Vaion, la Garda, Gran Vanna, per raggiungere il massiccio del Mont Brulè. In questa zona le intercalazioni di marmi diventano numerose e potenti, sia sul versante occi-

dentale, sia lungo la parete orientale, caratterizzata da grandi pieghe a vergenza meridionale, sottolineate dai marmi e da un rosario di bande relativamente più sottili, situate alla base della parete, dall'Alpe le Braoulè all'Alpe Tsa de Tsan e, oltre il ghiacciaio, tra il Rif. Aosta, il Col de la Division e il versante meridionale della Tête de Valpelline (DIEHL *et alii*, 1938, 1952; MASSON, 1938; DAL PIAZ, 1992; BURRI *et alii*, 1998; BUCHER *et alii*, 2003, 2004). Altre intercalazioni di marmi si osservano sul fianco sinistro della valle e della sinforme dell'unità kinzigitica, dalla Becca Morion e la Becca de Nona alla Becca de Culoz e alla Becca de Lese-ney, con bande più discontinue che sottolineano l'esistenza di un assetto strutturale complicato da pieghe meso-megascopiche prealpine. Degno di nota, infine, l'orizzonte con multiple e discontinue intercalazioni di marmi situato vicino al contatto tettonico interno tra l'unità di Valpelline e quella di Arolla, tra q. 3055 a nord del Colle di Vessonaz e il Colle des Montagnayes, e all'interno della sottile digitazione di kinzigiti retrocesse inserita entro gli ortoscisti della Serie di Arolla sulla parete sud-est della Becca des Arbères. Altri marmi in posizione strutturale analoga si osservano nella dorsale Pointes des Fontanelles-Dragon (I.G.M.: Fontanella-Dragone), caratterizzata da pieghe megascopiche con asimmetria a S guardando verso NE (fotografie in DAL PIAZ, 1992), e ancora più a nord, tra lo sperone occidentale della P. Budden e la zona del Bivacco della Tête des Roëses. I marmi puri sono di tipo saccaroide e si associano in genere a marmi a flogopite, con grana da vistosa a medio-fine e patina superficiale giallastra. Tra le varietà a silicati, sono frequenti i marmi a diopside e a diopside-plagioclasio calcico  $\pm$  mica bianca e scapolite. Vi si associano fels a epidoto  $\pm$  anfiboli, clinopirosseno, granato in letti sottili, piccoli boudins e noduli che appaiono spesso in rilievo rispetto ai più erodibili marmi incassanti.

Marmi cristallini analoghi, puri e a silicati (clinopirosseno, plagioclasio, granato, quarzo, tremolite, mica bianca, clorite, grafite), sono presenti anche nell'unità kinzigitica del sottostante lembo Mont Mary-Cervino, seppure in quantità e spessore minori, in genere molto tettonizzati (DIEHL *et alii*, 1938, 1952; CANEPA *et alii*, 1990). Si osservano sia nel lembo del Mont Mary *s.s.*, dal massiccio Chatèleysine-Becca Conge (in parte nel Foglio Chatillon) alla Becca di Novailloz, sia in quello del Cervino, lungo la cresta sud di q. 3918-3841 (via Albertini alla Dent d'Hérens), alla Testa del Cervino (DAL PIAZ, 1996b; BUCHER *et alii*, 2003, 2004).

Gli gneiss di Arolla in facies minuta e milonitica appartenenti al lembo del Cervino e affioranti nei ripiani glaciali alla base dello sperone settentrionale della Becca di Salè contengono, oltre a numerose

scaglie di rocce mesozoiche della Zona di Roisan, anche alcune lenticelle di marmi a diopside-granato e quarziti micacee riferite al basamento pretriassico (MANZOTTI, 2011; MANZOTTI *et alii*, 2012): questi marmi a silicati sono simili ai marmi antichi a epidoto e diopside  $\pm$  granato presenti nei micascisti polimetamorfici del lembo del Pillonet e al loro contatto con gli gneiss granitici occhadini, poco a nord del colle omonimo, sul versante di Ayas (DAL PIAZ, 1976). Marmi impuri di età incerta sono associati agli ortogneiss milonitici della Becca di Nana.

#### *Miloniti prealpine del Mont Mary (MYS<sub>e</sub>)*

Scoperte da PENNACCHIONI & CESARE (1997) entro l'unità superiore (complesso kinzigitico) del lembo Mont Mary, affiorano al margine settentrionale del Foglio Chatillon e, nel Foglio Monte Cervino, alla Chateleysine (parete sud e cresta ovest) e alla Tête d'Arpisson. Hanno spessore massimo di un paio di metri, colore nero brillante, grana finissima e sono molto tenaci. La loro età prealpina è documentata da associazioni sincinematiche in facies anfibolitica: esse sono costituite da quarzo, biotite, muscovite, plagioclasio, granato, sillimanite, ilmenite e grafite e la loro genesi è legata a reazioni di idratazione del tipo:  $Grt_1 + Kfs + H_2O = Bt_2 + Ilm_2 + Qtz + Ms \pm Sil$  (PENNACCHIONI & CESARE, 1997). La diminuzione della grana (circa tre ordini di grandezza) è accompagnata dalla ricristallizzazione in facies anfibolitica di tutti i componenti mineralogici, ad eccezione della sillimanite, e da significative variazioni della composizione di granato e biotite. Al microscopio la roccia mostra spettacolari porfiroclasti di granato, plagioclasio e sillimanite, ovalizzati dalla deformazione ed annegati in una matrice ultramilonitica ricca di biotite (PENNACCHIONI *et alii*, 2001). Stime petrologiche indicano che la deformazione milonitica è avvenuta alla temperatura di 510-580°C e ad una pressione minima di 0.25-0.45 GPa, quindi in un ambiente crostale relativamente superficiale (8-14 km). Queste condizioni sono vicine a quelle della transizione duttile-fragile, indicate anche dalla genesi di pseudotachiliti e dall'elevato stress differenziale desunto dalla *grain-size piezometry* del quarzo (PENNACCHIONI & CESARE, 1997; MENEGON *et alii*, 2008). Il comportamento fragile-duttile dei paragneiss milonitici a temperature relativamente alte e l'assenza di tessiture di *annealing* negli aggregati di quarzo segnalano carenza di acqua durante il processo milonitico, consumata dalla idratazione sincinematica espressa dalla reazione sopra indicata (PENNACCHIONI & CESARE, 1997). Mancano dati isotopici per definire l'età delle miloniti, ma per gli elementi disponibili si ritiene che esse risalgano al collasso dell'orogenesi varisica o, più probabilmente, alla fase permo-mesozoica di as-

sottigliamento crostale in ambiente termicamente perturbato. Analoghe miloniti prealpine sono presenti nel complesso kinzigitico del Foglio Monte Cervino, poco a nord del limite con il Foglio Châtillon, sia nell'alto circo tra la Tête d'Arpisson, sia nel massiccio della Tsat d'Etsena (Chateleysine). Altre bande milonitiche, non cartografate per limiti di scala, si possono osservare entro i paragneiss kinzigitici situati a letto dei gabbri milonitici della Becca d'Aveille, a sud-est del Grand Pays, sempre e solo nell'ambito dell'unità superiore del lembo Mont Mary.

#### *Paragneiss a biotite-granato-sillimanite (MYS<sub>H</sub>)*

Con questo codice sono rappresentati i paragneiss del complesso kinzigitico con associazione mineralogica e fabric prealpini preservati in modo ottimale, talora integralmente alla mesoscala (figg. 39, 40). Si tratta di granuliti felsiche e di paragneiss a biotite-granato-sillimanite  $\pm$  cordierite, ricchi di migmatiti e pegmatiti (kinzigiti *Auct.*), con *fabric* prealpino ben preservato, spesso a grana molto vistosa. Possono contenere, non rappresentabili alla scala della carta, intercalazioni minori di marmi e rocce basiche e piccole zone di taglio interne, scistose e retrocesse. Dettagli sulla loro composizione mineralogica e sulle loro intercalazioni sono esposti nei paragrafi precedenti (MYS, MYS<sub>C</sub>, MYS<sub>D</sub>) e nel Capitolo V. La differenza con le varietà più preservate inserite nel complesso kinzigitico indifferenziato dei paragneiss di alto grado metamorfico (MYS) è in certi casi molto sottile e poco oggettiva, legata alla sensibilità del rilevatore. I corpi di questo gruppo sono quasi esclusivi del lembo Dent Blanche *s.s.* ed affiorano sul fondo e su entrambi i versanti della Valpelline. Ricordando i maggiori, segnaliamo il corpo Becca Vannetta - P. Gerlach, quello che dal lago di Place Moulin si estende al versante sinistro della valle, nelle impervie dorsali della Becca d'Invergnaou e di Nona, e sul versante opposto, nella zona di Bionaz, dove DIEHL *et alii* (1952), hanno stabilito la località tipo delle kinzigiti, e infine nella falesia sul fianco destro della bassa valle, tra Oyace e Semon, frazione di Valpelline, contenente intercalazioni di granuliti felsiche (KIENAST & NICOT, 1971; NICOT, 1977; MANZOTTI & ZUCALI, 2012). Nel lembo del Mont Mary-Cervino sono stati rappresentati solo nella dorsale del Mt Seriola, a nord della Fenêtre de Tzignanaz (Cignana), essendo altrove in corpi minori o con limiti mal definibili entro il complesso kinzigitico indifferenziato.

#### *Granuliti felsiche (MYS<sub>I</sub>)*

Principali affioramenti di granuliti felsiche a granato-plagioclasio calcico-ortopirosseno  $\pm$  clinopirosseno ed anfibolo secondario, di colore gri-

gio chiaro e grana medio-fine, segnalate da MASSON (1938) e descritte in dettaglio da KIENAST & NICOT (1971), NICOT (1977), GARDIEN *et alii* (1994) e MANZOTTI & ZUCALI (2012). Sono rocce di colore grigio chiaro, a grana generalmente molto fine, in cui ad occhio nudo è riconoscibile solo il granato. Affiorano nella parete sopra la carrozzabile tra Semon e Oyace e, più a monte, al Lac Mort (fig. 39), sul versante destro dell'alta Valpelline (DAL PIAZ, 1992). Nel primo caso formano bande sottili e lenticelle entro dominanti paragneiss a biotite e granato e non sono rappresentabili alla scala del foglio. Nel secondo caso formano un corpo di notevole dimensione che si estende dalla soglia glaciale del Lac Mort a l'Aiguille Blanche des Lacs, enfatizzato in carta omettendo le intercalazioni di paragneiss a biotite-granato. Le associazioni granulitiche sono costituite da ortopirosseno-clinopirosseno-plagioclasio-quarzo-minerali opachi  $\pm$  granato  $\pm$  rara biotite. Alcune granuliti felsiche contengono relitti di cianite nella matrice o inclusa nei nuclei pecilitici del granato di prima generazione. Le associazioni granulitiche sono seguite da una generale riequilibrio metamorfica in facies anfibolitica di alta temperatura, espressa dalle associazioni granato II-sillimanite-biotite  $\pm$  cordierite, plagioclasio-granato II  $\pm$  anfiboli bruno-verdi o incolri e plagioclasio-quarzo-biotite II  $\pm$  orneblenda che si sviluppano durante la principale fase deformativa.

#### *Gneiss kinzigitici fortemente retrocessi (MYS<sub>I</sub>)*

Gneiss kinzigitici fortemente retrocessi, mica-scisti e filloniti di età alpina, in successioni anche di notevole spessore, sono diffusi lungo i contatti tettonici periferici delle unità kinzigitiche. I principali affioramenti distinti nel lembo Dent Blanche *s.s.* sono situati soprattutto lungo il contatto esterno con l'unità di Arolla, ove costituiscono una fascia spessa 50-100 m e quasi continua da Valpelline a Oyace e da Bionaz alla Comba d'Oren, nascosta a tratti sotto depositi di versante o fondovalle (DIEHL *et alii*, 1952; GUERMANI, 1992; PENNACCHIONI & GUERMANI, 1993; MALASPINA *et alii*, 2011). Lungo il contatto interno le fasce fillonitiche sono più sottili e discontinue, cartografate in limitati settori tra la Becca Morion e la P. de Vamea, nella digitazione delle Pointes des Montagnayes e alla base dello sperone orientale della Becca de Leseney (Luseney). Va rilevato che vi sono altre fasce fillonitiche all'interno del complesso kinzigitico, discordanti rispetto alla foliazione prealpina, ma non rappresentate perché di dimensioni incompatibili con la scala del foglio. Le filloniti sono miloniti in facies scisti verdi di paragneiss kinzigitici, ricche in sericite, clorite, quarzo, albite  $\pm$  epidoto e sostanze carbonioso-grafitiche in

proporzioni variabili, a grana molto fine e in genere prive di relitti varisici. Il passaggio tra le kinzigiti ben preservate e i loro derivati milonitici avviene in genere su breve distanza, tramite una fascia di transizione, potente da qualche metro a qualche decametro: essa è costituita da parascisti in cui sono ancora visibili i siti dei minerali prealpini di alta temperatura, sostituiti in parte o completamente da pseudomorfofosi in facies scisti verdi, trasposti e lineati nella nuova foliazione alpina (GUERMANI, 1992; PENNACCHIONI & GUERMANI, 1993; MALASPINA *et alii*, 2011).

### 1.1.3. - Unità di basamento inferiori

Unità derivate da crosta continentale superiore prealpina, costituite da granitoidi (Serie di Arolla *Auct.*) e gabbri (Cervino, Mt Collon, la Sassa e corpi minori) di età permiana (289-283 Ma; BUSSY *et alii*, 1998), con sovraimpronta polifasica alpina da molto tenue e statica a pervasiva (figg. 47, 60). Vi sono inoltre subordinati lembi di un basamento cristallino polimetamorfico derivato da protoliti pregranitici di alto grado, localmente ben preservati (paragneiss, migmatiti e anfiboliti del M. Morion), più spesso con penetrative trasformazioni alpine (base del Cervino, spalla della Dent d'Hérens, Pillonet, Mont Mary).

#### *Metagranitoidi (Serie di Arolla Auct.)*

La Serie di Arolla è costituita in gran prevalenza da un gruppo di rocce plutoniche ad affinità calc-alcalina di età permiana inferiore, in facies metamorfica alpina di basso grado, derivate da graniti-granodioriti, quarzodioriti e subordinate dioriti. Vi potrebbero appartenere, come indicato nel Foglio Chanrion-Vélan (BURRI *et alii*, 1998), anche i grandi corpi di gabbri cumulitici del Cervino (fig. 16), Mt Collon (fig. 41A) e della Sassa (fig. 41B), coevi degli gneiss di Arolla e situati al loro interno, ma in questa sede, seguendo l'impostazione del Foglio Matterhorn (BUCHER *et alii*, 2003, 2004), sono trattati come gruppo plutonico indipendente a causa del contatto milonitico che li separa e di una messa in posto crostale relativamente più profonda. Alla Serie di Arolla sono invece associati i paragneiss prealpini che costituiscono resti del tetto del batolite permiano (M. Morion-Crête Sèche) e alcune scaglie di mica-scisti e filloniti ad impronta alpina in contatto tettonico con gli ortogneiss incassanti. La Serie di Arolla è l'unità tettono-metamorfica dominante nel lembo composito della Dent Blanche *s.s.*, specie in territorio svizzero, ed è presente anche nel settore nord-orientale (Cervino *s.s.*) del sottostante lembo Mont Mary-Cervino ed in quello interno del Pillonet (DAL PIAZ, 1976, 1999; BUCHER *et alii*, 2003,

2004). Come accennato in precedenza, la serie trova successioni analoghe nella parte frontale della Zona Sesia-Lanzo (complesso degli Gneiss minuti *Auct.*; COMPAGNONI *et alii*, 1977a; CORTIANA *et alii*, 1998; DAL PIAZ, 1999).

#### *Gneiss granitoidi indifferenziati (DBA)*

La casella raggruppa i litotipi della Serie di Arolla di ARGAND presenti nei lembi Dent Blanche *s.s.*, Mont Mary-Cervino e Pillonet. È costituita da molteplici varietà di ortoderivati monociclici ad impronta polifasica alpina (fig. 70A-B-C): metagranitoidi massici o debilmente foliati, gneiss granitici a biotite e/o mica chiara, microocchiadini e/o occhiadini (Gneiss d'Arolla *Auct.*), gneiss granodioritici, gneiss quarzoso-albitici a mica bianca, biotite, anfibolo, epidoto  $\pm$  clorite a grana fine (Gneiss minuti *Auct.*), limitate intercalazioni di metadioriti e metagabbri anfibolici e diffuse fasce di miloniti omogenee o a bande, da protoliti calc-alcalini acidi, intermedi e localmente basici, con dominante scistosità regionale alpina S<sub>2</sub>, in facies scisti verdi e spesso crenulata. La Serie di Arolla comprende filoni leucocratici e subordinati filoni melanocratici con trasposizioni e trasformazioni metamorfiche di età alpina più o meno sviluppate. Tutti i protoliti sono anteriori alla fascia milonitica che separa gli gneiss di Arolla dai grandi corpi gabbri; datazioni radiometriche U-Pb dello zirconio indicano un'età permiana inferiore (289  $\pm$  2 Ma; BUSSY *et alii*, 1998) dei granitoidi, compatibile con il carattere monociclico degli ortogneiss e con l'esistenza delle sequenze triassiche della Zona di Roisan.

I litotipi predominanti della Serie di Arolla derivano da graniti e graniti ad anfibolo, in genere porfirici (fig. 70B), e da granodioriti. Sul terreno è riconoscibile una successione pressochè continua, ripetuta dalla scala centrimetrica a quella mesoscopica e megascopica, di litotipi rielaborati in varia misura dagli eventi tettono-metamorfici alpini, con passaggi transizionali regolati da gradienti di deformazione molto variabili (DAL PIAZ *et alii*, 1977; GUERMANI, 1992; PENNACCHIONI & GUERMANI, 1993; MONOPOLI, 2003; SCHIAVO, 2003; MENEGON *et alii*, 2006, 2008; RODA & ZUCALI, 2008, 2011; MANZOTTI, 2011). In una successione ideale, procedendo dai tipi meno deformati verso quelli molto rielaborati, si osservano: metagraniti massici a biotite  $\pm$  orneblenda, gneiss granitici a biotite e/o mica chiara, microocchiadini e/o occhiadini (Gneiss d'Arolla *Auct.*), gneiss quarzoso-albitici a biotite-epidoto  $\pm$  clorite e anfibolo alpino, a grana fine (Gneiss minuti *Auct.*) e gneiss milonitici, omogenei o a bande. Il passaggio da metagranitoidi massici a varietà foliate e sempre più deformate, sino a prodotti milonitici e ultramilonitici, è innescato dalla penetrazione di fluidi e

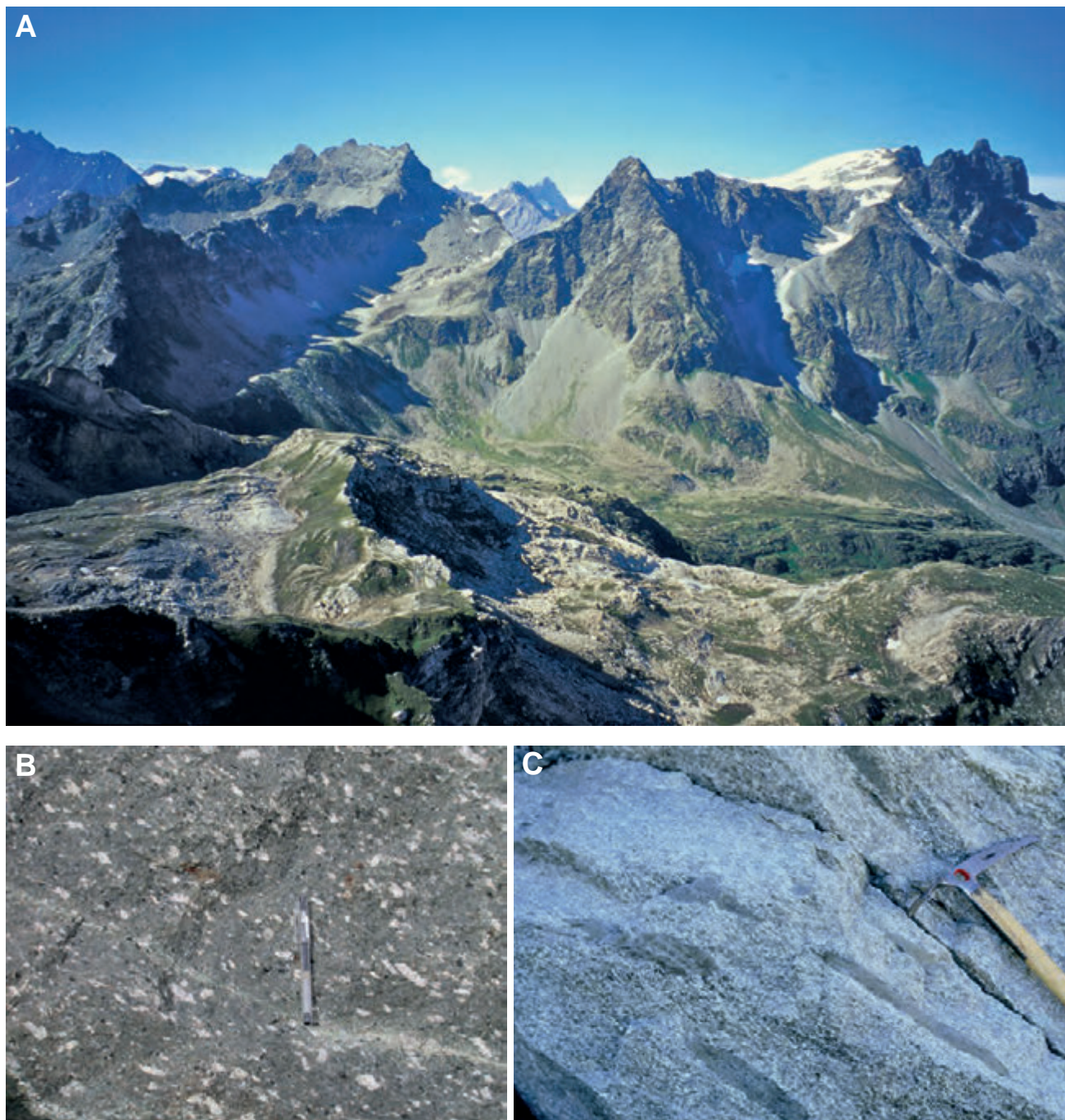


Fig. 70 - (A) Il massiccio di Tsan (Cian) ed il vallone di Chavacoer modellati nei metagranitoidi della Serie di Arolla; in primo piano le successioni carbonatiche della Zona di Roisan lungo la dorsale nordorientale di C. Bianca. (B) Metagranito a fenocristalli di feldspato potassico e anfibolo della Serie di Arolla, M. Morion. (C) Gneiss granitico scistoso ricco di inclusi enallogeni stirati, tipo "Forellengneiss" dei Tauri, comba d'Oren.

- (A) Tsan (Cian) massif and Chavacoer valley are modeled in the Arolla metagranitoids; close-up, the carbonate succession of Roisan Zone along the north-eastern ridge of Cima Bianca. (B) Mt Morion metagranite of the Arolla Series, with phenocrysts of *K*-feldspar and amphibole. (C) Foliated metagranite with flattened exotic bodies similar to the "Forellengneiss" of Hobe Täern, Oren valley.

guidato dall'alterazione del plagioclasio che si comporta come *strain-supporting matrix* durante le fasi deformative prealpine ed alpine (MENEGON *et alii*, 2008; MALASPINA *et alii*, 2011). I metagranitoidi e gli gneiss granitici formano volumi stratoidi o lenticolari, relativamente poco deformati e con abbondanti relitti magmatici e parziali trasformazioni microscopiche di tipo pseudomorfico e coronitico.

Essi sono avvolti da fasce di gneiss microocchidini, minuti o milonitici, con scistosità alpina penetrativa  $S_2$ , diffusa a scala regionale, e locali relitti della  $S_1$  alpina, in genere crenulata. In alcuni gneiss granitoidi della Serie di Arolla ad anfiboli blu-granato (Plan Marmottin, DBL1588) e clinopirosseno (basso vallone di Arpisson, DBL1600) è stato possibile separare le miche chiare che definiscono le due

scistosità principali alpine (SCHIAVO, 1992): le fengiti disposte in  $S_1$  sono caratterizzate da moderata sostituzione celadonitica e da un contenuto in Si di 3.5-3.6 atomi p.f.u, indicativo di condizioni metamorfiche di relativa alta pressione (MASSONNE & SCHREYER, 1987); quelle disposte in  $S_2$  hanno valori di Si attorno a 3.3, consistenti con il metamorfismo in facies scisti verdi. I granati, sempre di piccole dimensioni, sono soluzioni solide di almandino-andradite-grossularia o di andradite-grossularia, con scarso contenuto in molecola spessartinitica, abbondante nelle quarziti a Fe-Mn descritte da BALLÈVRE & KIENAST (1986) e MANZOTTI *et alii* (2012) nella Zona di Roisan. Alcuni ortogneiss dei lembi Dent Blanche s.s., Mont Mary-Cervino e Pillonet contengono anfiboli sodici di vario tipo (winchite-riebeckite, glaucofane) e pirosseni di tipo egrina-augite (DAL PIAZ & SACCHI, 1969; DAL PIAZ, 1976; AYRTON *et alii*, 1982; GUERMANI, 1992; PENNACCHIONI & GUERMANI, 1993; CORTIANA *et alii*, 1998; BALETTI, 2003; RODA & ZUCALI, 2008, 2011; BALETTI *et alii*, 2012). Il clinopirosseno nel campione DBL1600 (Arpisson), analogo a quelli del lembo del Pillonet, è una egrina-augite con contenuto in giadeite del 5-12%, associata in genere ad albite e clorite (SCHIAVO, 1992). Le miloniti al limite tra la Serie di Arolla e quella di Valpelline (figg. 7A, 40A) hanno una associazione ad anfiboli sodici, fengite, egrina-augite (PENNACCHIONI & GUERMANI, 1993).

Le masse maggiori di metagranitoidi massicci o con blanda foliazione di composizione granitica, granodioritica e quarzodioritica (DBB) e le varietà ricche di corpi comagmatici femici (DBB<sub>a</sub>) sono state distinte in carta e descritte a parte.

Età dei protoliti: Permiano inf.

#### *Gneiss occhiadini* (DBA<sub>a</sub>)

Gli gneiss occhiadini e microocchiadini sono varietà scistose caratterizzate dalla presenza di porfiroclasti di microclino e/o di albite a scacchiera, derivati dai graniti porfirici a biotite  $\pm$  orneblenda descritti in precedenza (figg. 70B, 71C). I porfiroclasti di microclino hanno dimensioni in genere di 1-2 cm, ma possono raggiungere i 5-6 cm: nelle varietà massicce mantengono l'originario abito eudrale ma nei tipi scistoso-laminati e milonitici assumono forme lenticolari più o meno fratturate, ovalizzate o allungate nella direzione di *stretching*. Nel loro insieme, i metagranitoidi porfirici e gli gneiss occhiadini della Serie di Arolla sono assai meno vistosi ed estesi di quelli diffusi nelle sottostanti falde pennidiche del Monte Rosa e del Gran Paradiso. I porfiroclasti di microclino sono in parte sostituiti da albite con caratteristica geminazione a scacchiera, talora segnalata all'esame macroscopico da una leggera tinta ocracea. Col procedere della deformazione, i porfiroclasti di microclino e/o di

albite a scacchiera sono ridotti a dimensioni millimetriche, dando origine a varietà microocchiadine. Il plagioclasio è trasformato in aggregati policristallini di albite, epidoto e sericite che fluiscono nella matrice scistosa, assieme a lenti e sottili letti di quarzo con cristallizzazione dinamica e aggregati di mica bianca, clorite, clorobiotite, actinolite, epidoto, titanite e talora stilpnomelano, derivati dalla trasformazione di biotite e orneblenda magmatiche. I principali corpi di gneiss occhiadini e microocchiadini rappresentati nel foglio sono situati nel lembo Dent Blanche s.s., lungo la dorsale di confine tra la Valpelline e il Glacier d'Otemma. Corpi minori sono presenti in altre parti del settore svizzero e nei sottostanti lembi del Mont Mary-Cervino e del Pillonet.

Età dei protoliti: Permiano inf.

#### *Gneiss milonitici in facies scisti verdi* (DBA<sub>b</sub>)

Le miloniti alpine segnalate da STUTZ & MASSON (1938) al contatto tra la Serie di Arolla e la Serie di Valpelline di ARGAND, divenute unità tettoniche indipendenti, sono state oggetto di numerosi lavori ed estrapolate al complesso degli Gneiss minuti della falda Dent Blanche e della Zona Sesia-Lanzo (DIEHL *et alii*, 1952; GOSSO *et alii*, 1979; AYRTON *et alii*, 1982; MAZUREK, 1986; CANEPA *et alii*, 1990; GUERMANI, 1992; SCHIAVO, 1992; PENNACCHIONI & GUERMANI, 1993; BUCHER *et alii*, 2004; RODA & ZUCALI, 2008; MALASPINA *et alii*, 2011).

Le zone di taglio milonitico in facies scisti verdi riuniscono gneiss minuti di tipo omogeneo e gneiss a bande, con alternanza di letti leucocratici e di letti grigio-verdognoli albitico-micaceo-cloritico-epidotici  $\pm$  biotite, anfibolo calcico e stilpnomelano, di spessore millimetrico-decimetrico, talora maggiore (fig. 71A-B-C-D). Essi derivano dai vari protoliti della *suite* granitico-quarzodioritica, la cui natura può essere valutata in modo indiretto e qualitativo sulla base dei prodotti di trasformazione metamorfica in facies scisti verdi e dei loro rapporti quantitativi. Gli gneiss milonitici formano bande continue che avvolgono e separano, a tutte le scale, i corpi di metagranitoidi e di gneiss occhiadini poco deformati, all'interno dell'unità di Arolla e al suo contatto con altre unità tettoniche (si veda la ricostruzione in figura 72 di PENNACCHIONI & GUERMANI, 1993): i limiti tra miloniti e metagranitoidi possono essere gradualmente segnati da mutue alternanze o relativamente netti in base alla ripartizione della deformazione, al suo gradiente o alla presenza di anisotropie primarie.

MENEGON *et alii* (2008), hanno descritto in dettaglio l'evoluzione microstrutturale e l'orientazione cristallografica preferenziale del quarzo in quattro campioni di metagranitoidi della Serie di Arolla rappresentativi della progressione della deformazione duttile in facies scisti verdi, da litotipi poco

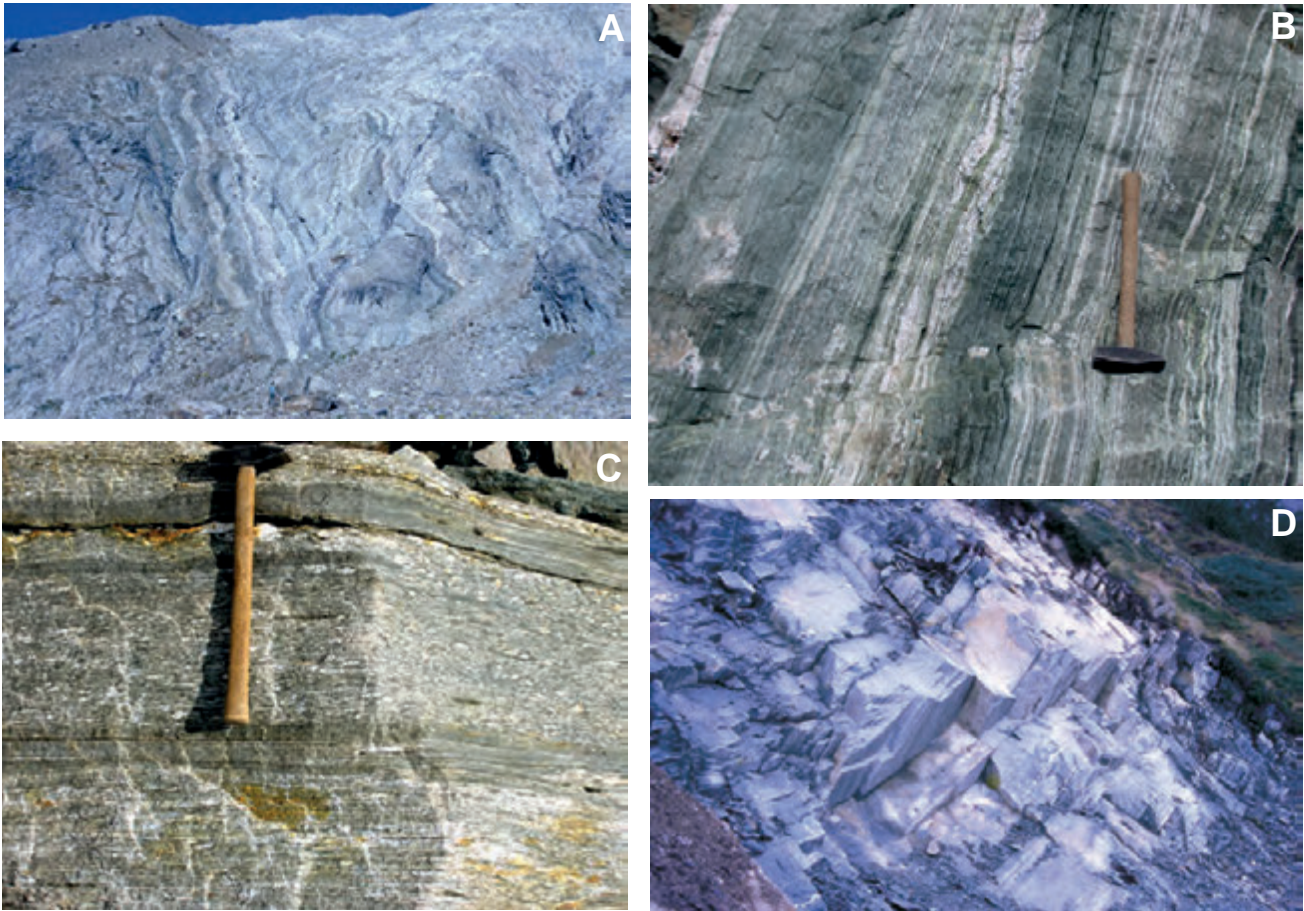


Fig. 71 - Miloniti e gneiss a bande della Serie di Arolla. (A) La grande fascia di taglio duttile derivata da granitoidi, con minori dioriti e gabbri Permiani, che delimita il corpo meno deformato del M. Morion, settore esterno del lembo Dent Blanche, base del ghiacciaio del M. Gelé. (B) Dettaglio: miloniti a bande, q. 3307 a nord del Trident de Faudery. (C) Gneiss occhiadini milonitici, dorsale tra il ghiacciaio del Leone e quello di Cherillon, lembo del Cervino. (D) Granitoidi milonitici a grana fine, pendenti a nord-ovest, vicino al contatto rovesciato con l'unità di Valpelline, lembo Dent Blanche, sopra Dzovenno.

- *Mylonites and banded gneiss of the Arolla Series. (A) The large ductile shear zone derived from Permian granitoids, with minor diorites and gabbros, located below the Mt Gelé glacier, at the base of the lesser deformed Mt Morion unit, frontal Dent Blanche nappe. (B) Detail of banded mylonites, 3307 m, north of Trident de Faudery. (C) Mylonitic augengneiss between the Lyon and Cherillon glaciers, Matterhorn tectonic element. (D) Fine-grained mylonitic granitoids, dipping north-west, near the overturned contact with the Valpelline unit, Dent Blanche nappe, over Dzovenno.*

deformati a miloniti. Il minerale più instabile è il plagioclasio magmatico che costituisce oltre metà del volume della roccia ed è estesamente alterato già nel primo stadio evolutivo, sostituito da minuti aggregati micacei. L'alterazione del plagioclasio costituisce il fattore principale per diminuire la resistenza della roccia. Con l'incremento della deformazione, gli aggregati micacei fluiscono e formano una matrice debole che avvolge i cristalli di quarzo magmatico, sottoposti a deformazione in prevalenza coassiale e a ricristallizzazione parziale, dapprima insignificante (meno del 1%) nello stadio iniziale per poi crescere sino ad un massimo del 85% in quello milonitico finale.

In condizioni più fredde, le zone di taglio negli gneiss di Arolla sono marcate da cataclasi con superfici rosso-violacee d'aspetto vetroso, in particolare evidenza nelle dorsali montonate affioranti sulla destra del ghiacciaio del Mont Gelé, nella comba d'Oren e nel massiccio di Tsan.

### *Gneiss minuti* (DBA<sub>c</sub>)

Con questo codice sono indicati alcuni significativi affioramenti di ortogneiss minuti e milonitici del lembo del Pillonet (Serie di Arolla *s.l.*) contenenti sottili e ripetute intercalazioni di marmi e/o di metabasiti, distinti nella carta al 1:12.500 di DAL PIAZ (1976), ma non rappresentabili alla scala del foglio. Affiorano al margine occidentale del lembo austroalpino, tra l'Alpe Champ Long e la bassa dorsale compresa tra q. 2454 e q. 2550 m, lungo il sentiero per il Colle del Pillonet. Le rocce cristalline sono costituite dai consueti gneiss minuti albitico-fengitico-quarzosi, di colore grigio chiaro o verdognolo, e da subordinati gneiss occhiadini e microocchiadini (microclino-albite a scacchiera) scistoso-laminati. Al microscopio si osservano Fe-epidoto, clorite, actinolite, biotite bruno-verde, stilpnomelano e occasionali blasti di egrina-augite, in parte uralitizzati, e di anfiboli sodici, in quantità e in rapporti molto variabili, da cui è possibile desu-

mere l'esistenza di una *suite* granitico-quarzodioritica analoga a quella della falda Dent Blanche. Gli epidoti mostrano sovente un nucleo di allanite a conferma della natura eruttiva dei protoliti. Gli gneiss minuti contengono frequenti intercalazioni concordanti di gneiss aplitici (filoni trasposti), rocce basiche e marmi il cui spessore è in genere inferiore al metro. La successione è intensamente deformata da *shear* milonitico e da due principali fasi plicative (*DAL PIAZ & SACCHI, 1969*). Le intercalazioni di rocce verdastre sono rappresentate da gneiss albitico-epidotico-micacei a clorite  $\pm$  actinolite, con sviluppo porfiroblastico dell'albite, talora con liste e lenticelle gialle (pistacite), da anfiboliti albitiche e da interessanti varietà ricche in relitti di orneblenda bruna (probabili gabbri), in parte sostituiti da anfiboli sodici, in matrice di epidoto, albite, clorite, actinolite  $\pm$  mica bianca, titanite, minerali opachi e carbonato. Le ripetute intercalazioni di marmi mostrano caratteri macroscopici e microscopici del tutto simili. I marmi sono bianchi, rosati e grigi sulle superfici fresche, con patina superficiale giallastra: sono costituiti da prevalente carbonato, con subordinata mica bianca  $\pm$  quarzo, albite, epidoto e clorite, scarsi o accessori. L'associazione con ortogneiss derivati da protoliti di probabile età permiana e l'assenza di relitti

prealpini di alto grado metamorfico presenti nei marmi antichi, suggeriscono di riferire questi marmi alle successioni mesozoiche austroalpine (RKJ).

#### *Tettoniti alpine della Valle di St. Barthélemy (DBA<sub>a</sub>)*

Gneiss milonitici scuri a patina d'alterazione rossastra e con livelli nerastrati, filladi, filloniti e cataclasi da protoliti dello zoccolo cristallino, alla base delle successioni carbonatiche della Cima Bianca. Affiorano nel versante sinistro dell'alta Valle di St Barthélemy, a monte di Praz Tessianaz, lungo faglie del sistema di Trois Villes, dirette NE-SO, a cui è legato lo sviluppo di diffuse cataclasi. Sono state distinte dagli ortogneiss minuti e milonitici affioranti a tetto e poco a valle, nella zona di Vayoux, per la presenza di parascisti e per il loro marcato carattere cataclastico. L'associazione mineralogica è costituita da quarzo e mica sericitica prevalenti e in proporzioni variabili, cui si associano in alcune varietà clorite, albite e fini dispersioni carbonioso-grafitiche. I letti fillitici sono intensamente crenulati, mentre i letti leucocratici mostrano frequenti fenomeni di *microboudinage*. Nel limite della decina di sezioni sottili disponibili non sono stati osservati relitti di associazioni prealpine.

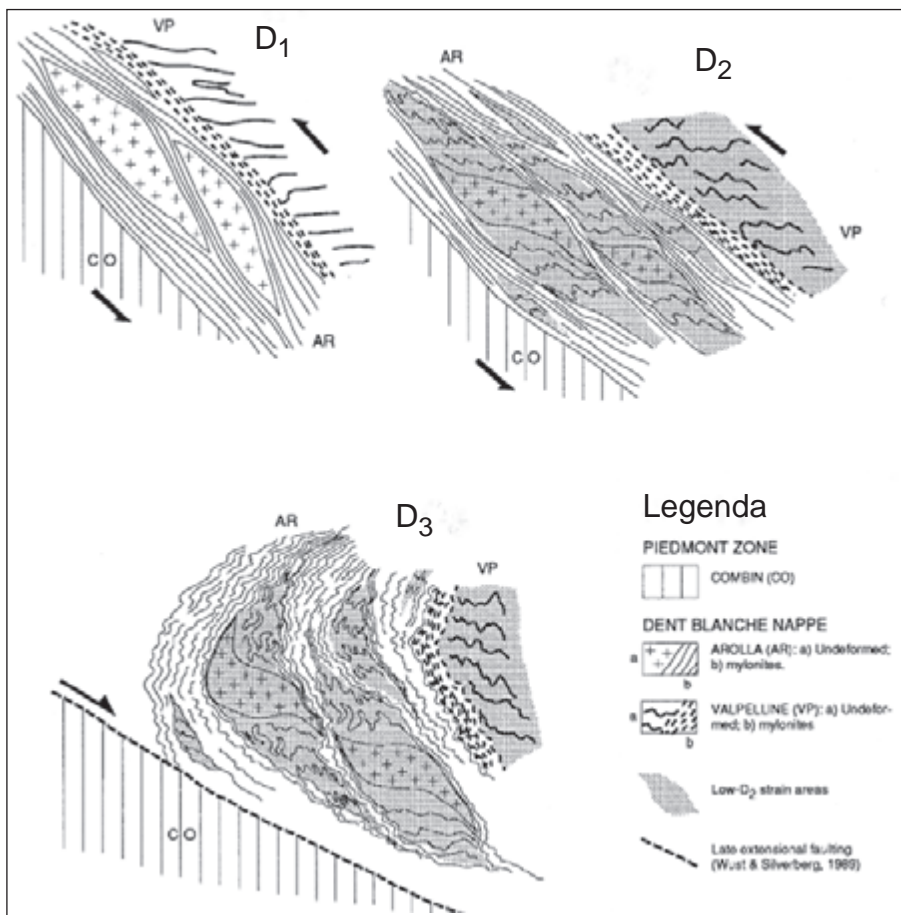


Fig. 72 - Evoluzione cinematica del lembo Dent Blanche durante le fasi duttili alpine D<sub>1</sub>-D<sub>2</sub>-D<sub>3</sub>, versante destro della media Valpelline, schema interpretativo (PENNACCHIONI & GUERMANI, 1993). La deformazione milonitica D<sub>1</sub> ha risparmiato e avvolto estesi corpi lenticolari di granitoidi della Serie di Arolla e di kinzigiti della Serie di Valpelline.

- Kinematic evolution of the Dent Blanche nappe during the Alpine ductile phases D<sub>1</sub>-D<sub>2</sub>-D<sub>3</sub>, right flank of middle Valpelline, schematic interpretation (PENNACCHIONI & GUERMANI, 1993). The mylonitic deformation D<sub>1</sub> has preserved and mantled wide lenticular bodies of Arolla granitoids and Valpelline kinzigites.



**Metagranitoidi (DBB)**

Principali corpi di metagranitoidi massicci, omogenei o in prevalenza porfirici, di composizione da leucogranitico a quarzodioritica, con abbondanti relictii magmatici, sovrainpronta metamorfica alpina da incipiente a moderata (P. Tzan, Cime di Balanselmo, M. Morion; figura 43A, 70A) Nel settore svizzero, analoghi corpi di metagranitoidi massicci, presenti in alcune dorsali (les Bouquetins, les Portons, P. d'Otemma), sono inseriti nella casella comprensiva degli Gneiss di Arolla, in armonia con le distinzioni operate nei Fogli Chanrion-Vélan (BURRI *et alii*, 1998) e Matterhorn (BUCHER *et alii*, 2003, 2004).

L'associazione magmatica, a volte preservata quasi integralmente, è rappresentata da feldspato potassico, quarzo, plagioclasio spesso saussuritizzato, biotite rosso-bruna  $\pm$  orneblenda e, in quantità accessoria, da zircone, titanite, apatite e minerali radioattivi. La struttura è da olocristallina-granulare a porfirica (feldspato potassico), la matrice ha grana media o medio-grossa e la foliazione alpina, se presente, è tenue e spaziata. I graniti sono in prevalenza porfirici, con fenocristalli di microclino pertitico (1-5 cm) e matrice chiara con biotite e quarzo plurimillimetrici, ben visibili ad occhio nudo. Granodioriti e quarzodioriti hanno grana minore e struttura in genere granulare, con fenocristalli prismatici neri di orneblenda che possono raggiungere dimensioni centimetriche. Non sono stati osservati sul terreno i rapporti primari tra graniti e granodioriti, di verosimile natura transizionale piuttosto che intrusiva, come sembra desumersi dai loro derivati metamorfici. Tutti i litotipi esaminati al microscopio mostrano tracce più o meno diffuse della sovrainpronta alpina, con trasformazioni in prevalenza di tipo pseudomorfo o coronitico (STUTZ, 1940; DIEHL *et alii*, 1952; DAL PIAZ, 1976; DAL PIAZ *et alii*, 1977; GUERMANI, 1992; SCHIAVO, 1993; PENNACCHIONI & GUERMANI, 1993; BURRI *et alii*, 1998; BUSSY *et alii*, 1998; BUCHER *et alii*, 2004; RODA & ZUCALI, 2008): il plagioclasio magmatico è sempre alterato, sostituito da albite, minuta sericite e feltri torbidi di saussurite, la cui distribuzione ed abbondanza suggeriscono l'esistenza di termini oligoclasico-andesinici. L'alterazione è facilitata da due fasi principali di idratazione, definite in base a stime petrologiche e all'analisi delle inclusioni fluide (MALASPINA *et alii*, 2011): i) la prima fase è di età prealpina e si sviluppa in condizioni della facies anfibolitica di relativa bassa pressione, con sviluppo di aggregati di andesina ed epidoto; ii) la seconda, chiaramente alpina, ha i caratteri della facies scisti verdi ed è indicata da albite ed epidoto. Quarzo e feldspato potassico sono in genere ben preservati, nonostante la deformazione. I grandi cristalli di quarzo magmatico sono caratterizzati da estinzione ondulata, con ricristallizzazione dinamica assente o molto limitata anche

quando il plagioclasio è completamente alterato. Il feldspato potassico, in genere micropertitico, permane inalterato anche quando mostra una certa deformazione cataclastica, o è sostituito in parte da albite con geminazione a scacchiera, segnalata per la prima volta da STUTZ (1940) negli Gneiss di Arolla. CALLEGARI & DE PIERI (1967) hanno descritto i caratteri cristallografici di una albite a scacchiera tratta dagli gneiss occhiadini affioranti nella dorsale sulla destra del Ghiacciaio del Leone. L'anfibolo magmatico delle quarzodioriti analizzate è costituito da edeniti, pargasiti e hastingsiti potassiche (RODA & ZUCALI, 2008), quello presente in molti graniti è un'orneblenda di colore verde marcio o verde (SCHIAVO, 1993). In stadi più evoluti, l'orneblenda e la biotite rosso-bruna primarie sono decolorate e sostituite, rispettivamente, da monocristalli o aggregati di anfiboli actinolitici  $\pm$  clorite e da clorite e/o mica bianca  $\pm$  rutilo, titanite, epidoto. I componenti accessori più frequenti sono apatite, zircone, titanite  $\pm$  tormalina. I corpi di metagranitoidi contengono zone più deformate, non distinte in carta, caratterizzate da una significativa impronta metamorfica alpina, con foliazione e sviluppo di albite a scacchiera, albite, epidoto, quarzo, miche chiare di almeno due generazioni, biotite olivastra  $\pm$  clorite, anfiboli verdeazzurri e verdi, stilpnomelano, con variazioni legate alla composizione dei protoliti.

Età dei protoliti: Permiano inf.

**Metagranitoidi ad inclusi femici (DBB<sub>a</sub>)**

Metagranitoidi molto ricchi di corpi magmatici femici a grana fine, di forma lenticolare e dimensioni da decimetriche a plurimetriche. Affiorano al centro della Comba della Crête Sèche, tributaria di destra della Valpelline, da sotto il rifugio omonimo e lungo il sentiero sino ai piedi del dosso di gneiss granitico a biotite ove sorge il Bivacco Spataro, in una ristretta fascia, lunga circa 600 m, levigata dal ghiacciaio e in parte coperta da depositi morenici di fondo. Il metagranito è una varietà leucocratica, grigio chiara, costituita da feldspato, plagioclasio alterato, quarzo e biotite, con transizione a varietà pegmatitiche. Gli inclusi hanno grana minuta, tinta grigio scura o verdastra, contengono cristalli di orneblenda visibile ad occhio nudo e sono stirati e a volte ripiegati. Al microscopio si osservano fenocristalli di orneblenda verde, plagioclasio alterato in saussurite e sericite, scarsa biotite. L'impressione è che si tratti di due fusi non miscibili del ciclo magmatico permiano, uno granitico-pegmatitico, l'altro di tipo intermedio-basico. Verso monte, affiora un metagranito a grana grossa, più ricco in biotite, che contiene numerose zolle plurimetriche di paragneiss a liste pegmatitiche, formando una breccia di intrusione con moderata rielaborazione alpina. Altri affioramenti di metagranitoidi ad in-

clusi comagmatici sono cartografati sul versante occidentale della Becca Morion e, in corpi minori, tra il colle e la P. de ChavacoEUR.

#### *Metagranodioriti della Punta d'Otemma (DBO)*

Granodioriti metamorfiche massicce e varietà scistoso-gneissiche con foliazione ben marcata e caratteristica patina d'alterazione bruna. Sono rappresentate solo nel settore svizzero del foglio, ove costituiscono affioramenti significativi (BURRI *et alii*, 1998; BUCHER *et alii*, 2003, 2004), mentre in quello italiano formano corpi minori, con forte sovraimpronta alpina e in rapporti transizionali con il complesso indifferenziato degli gneiss granitoidi in cui sono state inserite perché non distinguibili senza dati geochimici. Sono costituite da feldspato potassico, oligoclasio in genere alterato, relitti di orneblenda verde e biotite, in matrice di abbondante quarzo, albite, epidoto-clinozoisite, sericite, clorite e minuta biotite di neoformazione. Componenti accessori: apatite, titanite, zircone, allanite, minerali opachi, calcite e stilpnomelano, talora abbondante. Non mancano varietà a tendenza occhiadina per la presenza di porfiroclasti centimetrici di feldspato potassico, meno vistose tuttavia degli gneiss occhiadini classici di composizione granitica. Oltre al massiccio della Pointe d'Otemma, da cui prendono il nome, le metaquarzodioriti massicce e scistoso-gneissiche affiorano estesamente nella lunga dorsale che separa il Glacier d'Otemma dal Glacier du Brenay, alla Ruinette, al Mont Blanc du Cheilon, alla Pigne d'Arolla, alla base dello sperone NNO della Singla e alla P. de Vignette.

Al microscopio i porfiroclasti di feldspato appaiono costituiti da microclino, contengono piccoli inclusi di plagioclasio e hanno sovente deformazione cataclastica; i cristalli di quarzo magmatico, ancora presenti, mostrano estinzione ondulata e parziale ricristallizzazione dinamica in aggregati policristallini a grana minuta; il plagioclasio è alterato in saussurite che poi evolve in aggregati di albite, sericite ed epidoto; i cristalli di orneblenda magmatica, talora di notevoli dimensioni e spesso geminati, hanno colori di pleocroismo dal giallognolo chiaro al verde intenso, mostrano fenomeni di decolorazione periferica e lungo fratture e trasformazioni in clorite e actinolite; la biotite è sostituita da aggregati di mica bianca, rutilo o titanite. Nelle varietà più deformate diminuiscono i componenti mineralogici dell'associazione primaria, ridotti a limitati relitti di orneblenda e/o feldspato potassico, mentre aumentano i loro derivati metamorfici alpini, in facies scisti verdi, che tendono a fluire e a confondersi nella matrice scistosa, dando luogo a *end members* indistinguibili dal complesso degli gneiss minuti e milonitici indifferenziati.

#### *Metaquarzodioriti dei Bouquetins (DBQ)*

Quarzodioriti metamorfiche a orneblenda verde, plagioclasio intermedio, in parte alterato, e quarzo, con foliazione da tenue a ben marcata, passanti a varietà scistose ad albite-clorite-epidoti  $\pm$  anfiboli verde-azzurri o actinolitici, biotite e mica chiara, talora finemente zonate, laminate o milonitiche. Sono state distinte nel settore svizzero della carta, sulla base dei Fogli Chanrion-Vélan (BURRI *et alii*, 1998) e Matterhorn (BUCHER *et alii*, 2003, 2004). Gli affioramenti più significativi si osservano ai Bouquetins (fig. 69A), da cui l'unità ha tratto il nome, e nel massiccio della Serpentine, tra prevalenti Gneiss di Arolla e metaquarzodioriti. Anche in questo caso, per limiti di scala, sono state riunite in una sola casella le facies relativamente massicce e con struttura primaria in parte ben preservata e le varietà con sovraimpronta alpina più marcata. Le quarzodioriti indicate nel Foglio Matterhorn lungo la cresta di confine delle Pointes d'Oren e al Cervino (BUCHER *et alii*, 2003) sono state generalizzate nel complesso degli gneiss granitoidi indifferenziati.

All'esame macroscopico sono rocce di colore verdastro, punteggiate da porfiroclasti millimetrici, a volte centimetrici, di anfibolo tabulare di colore nerastro e da cristalli di quarzo magmatico, in matrice grigio-verdognola chiara e talora beige-rosata a dominante impronta alpina. L'associazione magmatica è costituita, in ordine di abbondanza decrescente, da plagioclasio oligoclasico-andesinico, in genere alterato, e da fenocristalli di quarzo ad estinzione ondulata e di orneblenda verde. Il microclino, se presente, è in quantità limitata. Componenti accessori: mica bianca, titanite, apatite, zircone, allanite, minerali opachi, biotite e stilpnomelano. La sovraimpronta tettono-metamorfica alpina genera una foliazione da tenue a penetrativa, la ricristallizzazione dinamica del quarzo e, come prodotti secondari, feltri di saussurite, seguiti da aggregati di albite-epidoto-sericite (a spese del plagioclasio) e di clorite, anfiboli actinolitici  $\pm$  calcite  $\pm$  epidoto (da orneblenda), con struttura da granoblastica a fluidale. In qualche caso si osservano trasformazioni pseudomorfiche iniziali dell'orneblenda in anfibolo verde-azzurro, omogeneo o con nucleo più pallido o incolore. Caratteristica frequente è la presenza di inclusi lenticolari di tipo melanocratico, a grana fine, appiattiti nella foliazione o lineati, composti da aggregati granoblastici di plagioclasio, quarzo, epidoto, sericite, clorite e relitti di orneblenda. Una varietà particolare delle quarzodioriti a forte evoluzione alpina è costituita da gneiss a bande, con fini alternanze di letti verdastrati a dominante clorite  $\pm$  anfibolo e di letti più chiari o beige-giallognoli a quarzo, albite, epidoto. Facies analoghe sono diffuse nel settore italiano e sono state inserite, a seconda dei casi, nel complesso gneissico indifferenziato o tra gli gneiss milonitici.

### *Filoni acidi (fa)*

Gneiss aplitici e leucogranitici, a grana minuta, e gneiss pegmatitici a grana medio-grossa e talora zonati costituiscono filoni, vene e lenti all'interno dei metagranitoidi permiani, in genere di modesto spessore e con estensione longitudinale da decametrica a ettometrica. Componenti mineralogici fondamentali: microclino, quarzo e albite, con modeste quantità di epidoto, mica bianca  $\pm$  biotite; componenti accessori: granato, titanite, tormalina, zirconio, apatite, pirite. La loro giacitura è un indicatore alla scala meso-megascopica dello stato deformativo delle rocce incassanti: in volumi poco deformati assumono giaciture varie ed indicano la presenza di sistemi filoniani distinti, mentre in quelli più deformati sono trasposti parallelamente alla scistosità alpina dominante, in genere  $S_2$ , e sono ripiegati con essa, simulando l'esistenza di gneiss a bande. In carta sono stati riportati solo alcuni dei filoni leucocratici maggiori, esagerandone sovente le dimensioni. Principali settori con abbondanti filoni leucocratici: Grandes et Petites Murailles, bacino del Gh. di Chérillon, Mt Redessau-Col de Livournera, Becca di Salè, Comba della Sassa, Pointes d'Oren e, nel settore svizzero, Mont Blanc du Cheilon, Ruinette, Portons.

### *Filoni basici (fb)*

Filoni melanocratici con metamorfismo alpino in facies scisti verdi, derivati da gabbri a grana minuta e subordinati lamprofiri, diffusi nel circo del Ghiacciaio del Leone, ma presenti anche alla base della dorsale di Crête Sèche e nella Comba Faudery, entro granitoidi gneissici della Serie di Arolla, massicci, occhiadini o minuti. I lamprofiri metamorfici presenti nei corpi mafici del Cervino-Mt Collon, ma non figurati in carta per le ridotte dimensioni, sono descritti nel paragrafo dei metagabbri. I filoni basici del circo glaciale del Leone, rappresentati in carta in modo molto semplificato, sono stati analizzati da ZANELLA (1992) e confrontati con i metagabbri del Cervino con l'obiettivo di verificare la loro eventuale parentela, problema rimasto aperto per mancanza di dati isotopici. Nella parete di gneiss occhiadini e microocchiadini che delimita, sulla destra, il circo glaciale, sono esposti un filone melanocratico principale, spesso 4-5 m, ed altri minori, trasposti lungo la scistosità regionale  $S_2$  degli gneiss incassanti (fig. 73A-B). I filoni hanno giacitura tabulare, da suborizzontale a inclinata di 25-35° verso SSO, e sono dislocati da piccole faglie distensive; unica eccezione, una vena melanocratica deformata da una serie di pieghe a fisarmonica (fig. 73C) che documentano il *flattening* duttile della struttura. Altri filoni e *boudins* sono esposti nei dossi montonati alla fronte del ghiacciaio. La zona è situata nell'ombra di pressione ge-

nerata negli gneiss di Arolla dal rigido corpo gabbriaco del Cervino e il cui contatto milonitico è esposto nella parete alla testata del circo, sotto il Col Tournanche, e alla base della Testa del Leone. In tabella 1 sono riportate le analisi (elementi maggiori e in traccia) di due filoni melanocratici (ZANELLA, 1992) e, per confronto, quelle di due filoni basico-ultrabasici situati all'interno del gabbro del Cervino (DAL PIAZ *et alii*, 1977). Il campione DBL1097 proviene dall'estremità settentrionale del filone principale; il campione DBL1095 da un filoncello suborizzontale situato, al di sopra del precedente, potente una trentina di centimetri e lungo qualche decina di metri. Gli gneiss occhiadini incassanti sono molto laminati, per 30-40 cm a partire dal contatto col filone, contengono bande aplitiche e sottili liste di epidoto giallastro che mettono in evidenza pieghe isoclinali, ulteriore prova che la scistosità regionale è una  $S_2$  alpina. Associazione mineralogica: microclino, albite a scacchiera, relitti di quarzo magmatico e di orneblenda verde, aggregati di quarzo con cristallizzazione dinamica, albite, epidoto, clorite e biotite olivastria; accessori: stilpnomelano e allanite. Il primo filone ha colore grigio-verdognolo, grana fine e l'aspetto di un minuto flaser-gabbro scistoso-laminato, con relitti di orneblenda bruna concentrati in lenticelle a grana leggermente maggiore. All'esame microscopico si notano piccoli porfiroclasti di anfibolo bruno, sostituiti in parte da anfibolo actinolitico verde pallido, immersi in una matrice omogenea a grana finissima di epidoto, albite, sericite, anfibolo incolore e clorite, derivati da plagioclasio calcico, in parte ancora visibile, e da minerali femici non più riconoscibili. A tratti il filone mostra un *banding* composizionale millimetrico, con alternanza di letti albitico-epidotici chiari, contenenti anche anfibolo tremolitico aciculare, e di letti verdastri, ricchi di anfiboli magmatici e metamorfici e di clorite; componenti accessori: mica chiara, titanite e raro zirconio. Altri filoni della zona hanno analoghe caratteristiche macroscopiche e microscopiche. Il secondo filone analizzato ha colore verde scuro, grana minuta, struttura omogenea e ricristallizzazione pervasiva: è costituito da abbondanti fenocristalli relitti di anfibolo bruno, trasposti lungo la foliazione alpina e sostituiti in parte da anfibolo verde azzurrognolo, e da una matrice metamorfica, omogenea, dominata da mica bianca in lamelle decussate di dimensioni discrete, associata a minuti granoblasti di epidoto. La mica bianca è probabilmente una "fuchsite" incolore, ipotesi giustificata dal tenore particolarmente elevato in Cr (421 ppm) della roccia totale. La matrice sembra priva di albite, costituente comune e abbastanza abbondante nel primo gruppo di filoni. Accessori: titanite, apatite, zirconio, minerali opachi.

I dati geochimici (ZANELLA, 1992) forniscono risultati contrastanti: il filone maggiore (DBL1097), rappresentativo dei tipi prevalenti, mostra una buona affinità geochimica con i filoni basici e ultrabasici intrusi nel gabbro del Cervino e del Mt Collon-Dents de Bertol, ma in assenza di datazioni radiometriche l'analogia non è sufficiente per dimostrare che essi appartengono allo stesso ciclo magmatico e che l'unica datazione esistente (260 Ma; MONJOIE *et alii*, 2007) sia valida per tutti i filoni melanocratici della falda Dent Blanche s.l.



Se l'ipotesi fosse confermata, nel Permiano superiore la tettonica tensionale avrebbe già portato il complesso gabbro alla base dei granitoidi della Serie di Arolla ed entrambi sarebbero stati intrusi da filoni basico-ultrabasici di origine astenosferica. La zona di taglio duttile che li separa avrebbe continuato ad agire durante il *rifting* continentale mesozoico, per essere poi ripresa ed invertita durante l'orogenesi alpina. Di contro, il secondo filone (DBL1095) ha un alto contenuto in potassio ( $K_2O$ : 6.15 %) e non trova riscontro nei dati disponibili sui corpi basici austroalpini (DAL PIAZ *et alii*, 1977; VENTURINI, 1995; VENTURINI *et alii*, 1996; REBAY & SPALLA, 2001; BALETTI, 2003; MONJOIE, 2004; MONJOIE *et alii*, 2007; BALETTI *et alii*, 2012).

I metagranitoidi massicci affioranti alla base della Crête Sèche contengono, poco sopra il sentiero per il rifugio omonimo, un filone basico, segnato nelle carte di STUTZ (1940) e di DIEHL *et alii* (1952) con la lettera L (lamprofiro). È lungo una quindicina di metri, spesso 18-30 cm, con ingros-



Fig. 73 - Filoni femici metamorfici nella parete sul lato destro del ghiacciaio del Leone. (A) Visione d'insieme. (B) Dettaglio. (C) Venetta mafica piegata a fisarmonica.

- Mafic metamorphic dykes within Arolla augengneiss on the right side of Lyon glacier. (A) General view. (B) Detail. (C) Accordion-folded mafic veins.

samento sino a 1 m, diretto NNO, di colore grigio-verdognolo, grana finissima e molto tenace. Al microscopio appare costituito da orneblenda verde, plagioclasio alterato in saussurite  $\pm$  sericite ed epidoto e da scarso quarzo, indicativi di una metadiorite con scistosità da blanda a marcata. Il filone è insediato in un metagranito a biotite, orneblenda verde, plagioclasio saussurítico e quarzo magmatico con parziale ricristallizzazione dinamica, privo di evidente foliazione.

In un blocco di metagranito caduto dallo sperone che delimita sulla destra la Comba Faudery, a 2160 m, sopra le trincee di una vasta deformazione gravitativa, abbiamo rinvenuto un filoncello anfibolico-plagioclasico, di colore grigio-verdognolo, spesso 15 cm e quindi non segnato in carta, ma degno di menzione perchè è tagliato da un filoncello di aplite gneissica, unico caso in cui abbiamo visto i rapporti tra filoni basico-intermedi e filoni leucocratici della Serie di Arolla (fig. 74).

#### *Metagabbri e ultramafiti cumulitiche*

I gabbri della falda Dent Blanche sono stati descritti da GERLACH (1969) e GIORDANO (1869a, 1869b), cartografati da GERLACH (1969) e ARGAND (1908), entrambi alla scala 1:50.000, poi da NOVARESE per la Carta Geologica d'Italia (1908, 1912) e, dopo la guerra, da BEARTH (1953, 1964), BURRI *et alii* (1998) e BUCHER *et alii* (2003, 2004) per l'Atlante Geologico della Svizzera alla scala 1:25.000.

I primi studi mineralogici dei gabbri e delle peridotiti del Collon (detti di Arolla) e del Cervino e le prime analisi chimiche roccia totale si debbono a BRUN (1892, 1894, 1899). Ulteriori osservazioni sono fornite dalle note di rilevamento di MATTIROLO (1903, 1904), NOVARESE (1904), ARGAND (1909a) e BEARTH (1964), dalle nuove analisi chimiche e petrografiche di BARTHOLMÈS (1920), dalla tesi di STUTZ (1940) sulla Serie di Arolla in Valpelline e dalla sintesi di ARGAND (1934) sulla Zona Pennidica. Nella carta geologica del Massiccio della Dent Blanche, ARGAND (1908) aveva attribuito gabbri, peridotiti e rocce associate alla Serie di Valpelline, di età paleozoica, ipotesi attenuata nella memoria illustrativa (ARGAND, 1909a), dove si parla solo di una loro comune preferenza ad occupare presunte strutture antiformali. Nella sua ultima sintesi, ARGAND (1934) cambia radicalmente idea, affermando l'appartenenza del gruppo dei gabbri alla serie di Arolla e riferendoli tuttavia al magmatismo basico mesozoico e ad intrusioni avvenute alla base o al nucleo delle pieghe-falde in formazione, forse influenzato da BARTHOLMÈS (1920) che aveva sostenuto l'analogia tra i gabbri della falda Dent Blanche e quelli della sottostante Zona piemontese, ritenuti di età oligocenica. Il corpo gabbriaco del Cervino è



Fig. 74 - Filone scuro a plagioclasio-anfibolo tagliato da filone aplítico, entrambi metamorfici, entro la Serie di Arolla della Comba di Faudery.  
- Dark plagioclase-amphibole-bearing dyke cut by a leucocratic dyke, both metamorphic, inside the Arolla Series of the Faudery valley.

attribuito alla Serie di Arolla anche da NOVARESE, rilevatore di questo settore del Foglio Monte Rosa (1912), e correttamente ritenuto coevo dei granitoidi, come risulta dalla legenda: “*Eufotide tipico a diallaggio e labradorite della Testa del Leone, facies laterale basica locale del granito porfiroide di età pretriassica*”. Analoga interpretazione è sostenuta da MASSON (1938), DIEHL *et alii* (1952) e STAUB (1957) che interpretano i gabbri della Dent Blanche come precursori meno differenziati dei graniti. La presenza di *layering* magmatico è segnalata da BEARTH (1974) e DAL PIAZ (1974). I corpi intrusivi mafici ed ultramafici del Cervino e del Collon-Dents de Bertol sono stati analizzati, descritti in dettaglio e datati da DAL PIAZ *et alii* (1977), e, più recentemente, da BUSSY (2001), MONJOIE (2004), MONJOIE *et alii* (2005, 2007). Le datazioni isotopiche indicano l'età permiana inferiore e la sostanziale contemporaneità dei gabbri e dei granitoidi della Serie di Arolla nei lembi Dent Blanche s.s. e Mont Mary-Cervino, espressione del grandioso ciclo magmatico postvarisico diffuso nelle unità austroalpine e sudalpine appartenenti al margine settentrionale della futura placca adriatica (DAL PIAZ & MARTIN, 1988b; REBAY & SPALLA, 2001; MONJOIE *et alii*, 2007). La seguente descrizione dei litotipi è tratta da DAL PIAZ *et alii* (1977), BURRI *et alii* (1998), BALETTI (2003), BUCHER *et alii* (2004), MONJOIE *et alii* (2007), BALETTI *et alii* (2012), integrata da osservazioni originali sul campo e al microscopio.

La suddivisione della falda Dent Blanche in due lembi distinti richiede di precisare la posizione strutturale dei corpi gabbri associati agli ortogneiss della Serie di Arolla: i) il corpo del Cervino appartiene al lembo Mont Mary-Cervino, assieme ai metagabbri anfibolici ed alle metadioriti dei corpi dello Stockji e di Hohle Bielen-Schönbiel, questi ultimi a nord del foglio (BUCHER *et alii*, 2004); ii) i corpi gabbri della Sassa e quelli in territorio svizzero del Collon-Dents de Bertol e Petit Collon (figg. 23A, 41A) appartengono al sovrastante lembo Dent Blanche s.s., assieme ai gabbri anfibolici del massiccio della Ruinette ed a corpi minori, spesso milonitici.

#### Metagabbri (DBG)

I corpi intrusivi del Cervino (figg. 16, 47), M. Collon e Petit Collon (fig. 41A) e della Sassa (fig. 41B) sono costituiti da gabbri e locali peridotiti cumulitiche di età permiana, inseriti all'interno della Serie di Arolla. Il loro contatto con gli gneiss granitoidi incassanti è tettonico, sottolineato da una fascia continua di miloniti formata a spese delle due unità (DAL PIAZ, 1974; BUCHER *et alii*, 2004), notata da MATTIROLO (1903) sul versante italiano del Cervino (fig. 75). In altre parole, non è possibile stabilire quali fossero le originarie rocce a tetto del batolite gabbriaco, non essendovi traccia di contatti intrusivi.



Fig. 75 - Le miloniti al contatto del corpo gabbriaco del Cervino con gli gneiss di Arolla sovrastanti: (A) visione generale del versante italiano; (B) dettaglio della fascia milonitica lungo la parete sud-ovest del Pic Tyndall, dislocata da una faglia normale; (C) miloniti grigio scure da granitoidi della Serie di Arolla e sottostanti miloniti biancastre da protoliti gabbriaci, parete levigata dal ghiacciaio alla base della Testa del Leone al colle omonimo; (D) cresta del Leone del Cervino, dal basso all'alto: i) gabbri milonitici biancastri, al colle; ii) gneiss di Arolla milonitici grigio scuri; iii) gneiss di Arolla grigio chiari.  
- The wide mylonitic contact between the Matterhorn gabbro and the overlying Arolla Series: (A) general view of the Italian side; (B) detail of the mylonitic horizon along the south-western face of Pic Tyndall, displaced by a normal fault; (C) dark-grey mylonites from Arolla granitoids and underlying whitish mylonites from gabbro protoliths, glacial smoothing wall at the base of the Lyon Head and Lyon hill; (D) Lyon ridge of the Matterhorn, from bottom to top: i) Lyon hill and whitish mylonitic gabbro; ii) dark-grey mylonitic Arolla gneiss; iii) light grey Arolla gneiss.

Il corpo mafico-ultramafico del Cervino ha forma lenticolare appiattita, con asse maggiore di 3 km e spessore di quasi 600 m: è esposto nelle pareti sud e ovest del Cervino e, verso nord, sparisce sotto il ghiacciaio di Tiefmatten (figg. 16, 17). La sua descrizione si basa sulla sezione completa visibile lungo la via italiana al Cervino, dal contatto milonitico basale, 80 m circa sopra la Croce Carrel, a quello sommitale, in splendida esposizione al Colle del Leone dopo il ritiro del ghiacciaio (DAL PIAZ *et alii*, 1977; DAL PIAZ, 1992, 1996b), con riferimento anche ai blocchi di frana caduti sul Glacier du Mont-Cervin (fig. 42). Il complesso mafico-ultramafico del M. Collon *s.l.* si estende per circa 8 km in direzione NE-SO ed è suddiviso in quattro zone distinte (Petit M. Collon, M. Collon, Dents de Bertol, M. Miné), probabilmente connesse al di sotto della coltre glaciale che attualmente le separa (DAL PIAZ *et alii*, 1977; BUCHER *et alii*, 2004; MONJOIE, 2004; MONJOIE *et alii*, 2005, 2007).

Nei corpi maggiori il tipo predominante è un gabbro cumulitico a grana grossa, sia omogeneo che stratificato, con frequente orientazione preferenziale dei minerali primari legata a processi di accumulo magmatico, talora con fratturazione pervasiva. I gabbri omogenei sono prevalenti al Cervino, quelli stratificati sono diffusi al Collon-Dents de Bertol. Circa il 90% in volume del secondo complesso mafico è costituito da cumulati gabbri a clinopirosseno  $\pm$  olivina, facilmente accessibili nella base del versante occidentale dei Dents de Bertol (DAL PIAZ *et alii*, 1977; MONJOIE, 2004; MONJOIE *et alii*, 2005, 2007). Il *layering* magmatico è costituito da successioni cicliche formate, da letto a tetto, da peridotiti a plagioclasio (wehrliti) e/o melagabbri, gabbri olivinici, gabbri, leucogabbri e anortositi (aplitici gabbri), non sempre complete. I minerali di accumulo magmatico sono costituiti da olivina-ortopirosseno  $\pm$  spinello (peridotiti), ortopirosseno-plagioclasio  $\pm$  olivina  $\pm$  clinopirosseno (gabbri) e plagioclasio  $\pm$  pirosseni (leucogabbri). I minerali di intercumulo più comuni sono rappresentati da anfibolo bruno di tipo pargasitico, ricco in  $\text{TiO}_2$  (3-3.5%), talora molto abbondante, da flogopite in lamelle pecilitiche che possono raggiungere dimensioni pluricentriche e, nelle varietà più femiche, anche da clinopirosseno e da una generazione tardiva di plagioclasio. Il gruppo dei gabbri comprende tipi a due pirosseni  $\pm$  olivina e, in quantità minore, noriti, gabbri a clinopirosseno (eufotidi) e leucogabbri. L'associazione mineralogica ha caratteri analoghi a quelli delle ultramafiti, anche se con rapporti quantitativi differenti. Il plagioclasio di cumulo mostra una maggiore variabilità di composizione ( $\text{An}_{85-52}$ ). I minerali femici sono rappresentati da abbondante

clinopirosseno. L'olivina è rara o assente. Tra i componenti di intercumulo si notano ancora l'anfibolo bruno, pecilitico, spesso decolorato, e rara flogopite in minute lamelle. Nelle sequenze stratificate dei Dents de Bertol i letti leucocratici sono formati per il 70-95% da plagioclasio calcico e sono in genere più alterati dei letti gabbri. Magnetite, ilmenite, solfuri e apatite sono i componenti accessori comuni in tutti i litotipi, generalmente scarsi.

Il massiccio gabbri della Sassa (fig. 41B) ha caratteri in parte peculiari. Affiora nella catena di confine Grand Epicoune (Bec Rayette)-Bec d'Epicoune, tra le combe Grand Chamen-Sassa (Valpelline) e la valle glaciale di Otemma in Vallese (GUERMANI, 1992; DAL PIAZ, 1992; BURRI *et alii*, 1998; BALETTI, 2003; BALETTI *et alii*, 2012). È costituito da quattro corpi gabbri poco deformati, avvolti da sottili bande di rocce mafiche scistose o milonitiche, presenti anche al contatto con gli gneiss di Arolla circostanti. Si tratta di metagabbri massicci e di metadioriti e metagabbri anfibolici, con plagioclasio in genere completamente alterato e ubiquitaria biotite, contenenti due corpi maggiori di peridotiti cumulitiche. Le rocce mafiche relativamente meglio preservate hanno struttura isotropa, grana media e colore grigio nerastro che passa al verde scuro al crescere dell'alterazione; i minerali primari relitti sono rappresentati da abbondante anfibolo bruno, plagioclasio saussuritizzato, subordinata biotite, scarso quarzo e raro pirosseno.

I complessi gabbri sono tagliati da numerosi filoni e vene di tipo leucocratico e melanocratico. I filoni melanocratici, non rappresentati in carta a causa delle modeste dimensioni, hanno grana minuta, tessitura granulare e, in qualche caso, orientazione parallela e *banding* composizionale. Sono rari nel corpo gabbri del Cervino e relativamente più abbondanti in quello del Mt Collon. In tabella 1 sono riportate, per confronto, le analisi di due filoni melanocratici del Cervino (DAL PIAZ *et alii*, 1977). Il primo filone (DBL32) è molto alterato, con trasformazioni in facies scisti verdi (actinolite, epidoto, clorite, albite, calcite) e fantasmi di struttura ofitica; affiora nel primo gradino dello sperone lungo la via che porta al Colle del Leone, tra 3120 e 3160 m. Il secondo (DBL139) è un filoncello microgranulare fresco, costituito da anfibolo bruno, plagioclasio ( $\text{An}_{58}$ ) ofitico, ortopirosseno in parte alterato, con orneblenda verde scuro, saussurite, apatite e minerali opachi in quantità da subordinata ad accessoria. Taglia un gabbro cumulitico a due pirosseni e orneblenda rosso-bruna raccolto nella morena sinistra del ghiacciaio del Leone, caduto dalla sovrastante parete gabbri.

I filoni melanocratici del Mt Collon tagliano tutti i litotipi del complesso mafico e costituiscono il pro-

Tab. 1 - *Analisi di filoni basici e gabbri metamorfici nel basamento austroalpino. Filoni basici negli gneiss di Arolla: 1) DBL1095, 2) DBL1097, 3) DBL1344. Metagabbro del Tantanè, lembo del Pilonet: 4) DBP198a, 5) DBP198b, 6) DBP203. Metagabbro del M. Pinter, settore frontale della Zona Sesia-Lanzo: 7) PN3X, 8) PN6, 9) PN9, 10) PN10. Metagabbro scistoso-laminato negli gneiss minuti del Corno Grosso, Sesia-Lanzo: 11) CG12.*

- Geochemistry of mafic dykes and metagabbros within the Austroalpine basement. Mafic dykes within the Arolla gneiss: 1) DBL1095, 2) DBL1097, 3) DBL1344. Tantanè metagabbro, Pilonet klippe: 4) DBP198a, 5) DBP198b, 6) DBP203. Mt Pinter metagabbro, frontal Sesia-Lanzo Zone: 7) PN3X, 8) PN6, 9) PN9, 10) PN10. Foliated to sheared metagabbro within the fine-grained orthogneiss of Corno Grosso, Sesia-Lanzo zone: 11) CG12.

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
SiO <sub>2</sub>	46,77	45,07	47,60	51,81	52,23	55,78	51,23	50,20	50,01	51,32	50,30
TiO <sub>2</sub>	1,66	1,41	1,89	0,62	0,97	0,82	0,50	0,64	0,73	0,28	0,96
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	17,45	18,05	12,44	10,87	15,12	18,80	16,04	16,48	12,32	14,21	16,96
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3,64	4,97	2,61	1,53	2,10	1,59	1,50	0,83	0,28	0,72	1,56
FeO	7,01	6,24	8,00	7,26	5,59	2,85	4,21	4,70	5,63	4,62	4,65
MnO	0,18	0,17	0,16	0,20	0,14	0,07	0,11	0,11	0,12	0,10	0,12
MgO	5,38	5,71	10,51	10,62	6,99	3,87	8,89	8,47	12,24	12,35	7,47
CaO	7,21	9,82	9,17	10,60	7,82	4,17	10,81	12,90	11,96	10,58	9,95
Na <sub>2</sub> O	0,23	3,07	2,47	2,36	4,66	6,57	2,21	2,15	1,41	1,38	2,87
K <sub>2</sub> O	6,15	0,35	0,57	0,54	0,58	1,87	1,75	0,19	0,48	0,71	1,16
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,30	0,17	0,38	0,39	0,22	0,24	0,02	0,05	0,03	0,03	0,16
L.O.I.	3,45	4,27	3,52	2,49	3,04	2,63	2,93	3,10	4,56	3,54	3,31
Tot	99,43	99,30	99,32	99,29	99,46	99,26	100,20	99,82	99,77	99,90	99,47
Co ppm	78	77	93	77	69	65	76	74	73	78	84
Cr ppm	421	51	390	401	137	48	144	415	2717	421	77
Ni ppm	22	20	274	112	43	51	184	72	156	282	115
Rb ppm	176	9	13	15	18	56	36	1	10	15	37
Sr ppm	290	390	288	322	395	225	166	406	262	169	324

dotto più recente del ciclo magmatico (MONJOIE, 2004; MONJOIE *et alii*, 2007). Nelle varietà meno trasformate si riconoscono due tipi di lamprofiri, sottosaturi in silice e ricchi in Fe-Ti: i) varietà granulari ad anfibolo bruno di tipo kaersutitico, plagioclasio calcico (An<sub>70-55</sub>) ± scarso pirosseno ± biotite, ii) varietà a prevalente kaersutite, subordinato clinopirosseno (diopside), albite interstiziale, talora abbondante. Entrambe contengono tra i minerali accessori elevate quantità di magnetite-ilmenite, titanite e apatite. La presenza di margini a grana fine, assenti nei corpi gabbri principali, sembra indicare una messa in posto relativamente più superficiale dei lamprofiri.

Stime petrologiche per il complesso stratificato del Mt Collon indicano condizioni di cristallizzazione di 1120-1070°C e 0.7-0.5 GPa (MONJOIE, 2004), consistenti con la parte inferiore di una crosta continentale assottigliata in regime di alta temperatura.

Gli eventi tettono-metamorfici alpini di relativa alta pressione (scarsi relitti) e in facies scisti verdi che

hanno rigenerato i granitoidi, con intensità e gradienti di deformazione variabili, hanno coinvolto anche i corpi gabbri, ma con effetti relativamente più modesti e discontinui. Si parla quindi di metagabbri, anche nei casi in cui l'associazione mineralogica magmatica e soprattutto la struttura primaria sono ancora ben preservate. In prevalenza si tratta di alterazioni, sostituzioni pseudomorfe e trasformazioni di tipo statico in prevalenza lungo fratture, senza evidente foliazione o con foliazione tenue e spaziata, in rapido passaggio a bande scistoso-laminate o direttamente alle miloniti che marcano i contatti periferici e alcune discontinuità interne. I minerali più instabili e i loro prodotti di alterazione possono essere schematizzati nel modo seguente:

*Mg-olivina* → talco e/o anfiboli della serie tremolite-actinolite

*Fe-olivina* → serpentino + minerali opachi

*Ortopirosseno* → talco ± anfiboli della serie tremolite-actinolite

*Plagioclasio calcico* → feltro saussuritico ± epidoto



Ad un incipiente metamorfismo alpino sono imputabili lo sviluppo di aggregati di epidoto  $\pm$  albite a spese della saussurite e l'enucleazione statica di anfiboli della serie tremolite-actinolite da olivina e pirosseni. Queste trasformazioni sono più diffuse verso i margini dei corpi mafici e in orizzonti di taglio interni e diventano dominanti con la comparsa di una foliazione alpina o nelle zone di intensa fratturazione e attività dei fluidi. In sintesi, si osserva una progressiva e discontinua evoluzione mineralogica e strutturale del gabbro e delle rocce associate da litotipi magmatici inalterati a gabbri saussuritici e metagabbri con struttura magmatica ancora ben preservata, per poi passare a metagabbri con struttura *flaser* e a miloniti con *fabric* complesso e associazioni metamorfiche in facies scisti verdi.

DAL PIAZ *et alii* (1977), riportano 22 analisi in fluorescenza raggi-X (elementi maggiori e Cr, Ni, Rb, Sr, Zr) di significativi campioni dei corpi gabbri del Cervino e dei Dents de Bertol, eseguite da DE VECCHI e MEZZACASA: 5 melagabbri cumulitici; 8 metagabbri; 1 anortosite e 1 leucotroctolite della sequenza stratificata; 1 filone di quarzodiorite, 1 filone zonato, con nucleo di trondhjemite con plagioclasio intermedio e biotite in parte alterati e periferia di pegmatite a grana grossa; 2 filoni aplite-pegmatitici a plagioclasio-biotite  $\pm$  microclino, 1 vena di pirossenite pegmatitica, 2 filoni melano-cratitici. I melagabbri ultrabasici, freschi o in parte alterati, hanno un contenuto in alcali relativamente elevato (0.20-1.18%) e un contenuto in MgO relativamente basso (22.10-26.50%). Dei metagabbri analizzati, 4 hanno l'associazione mineralogica magmatica ancora ben preservata, mentre gli altri 4 sono più o meno alterati, ma non mostrano rilevanti differenze, a parte il variare del tenore in H<sub>2</sub>O legato al contenuto in anfibolo bruno e in biotite e all'alterazione dell'olivina. Lo stato di ossidazione ( $\text{Fe}^{2+} \rightarrow \text{Fe}^{3+}$ ) dei gabbri è modesto. Rispetto ai melagabbri, il gruppo dei gabbri si distingue per il notevole aumento del contenuto in Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, CaO e alcali e di qualche elemento minore (Rb, Sr, Zr) e per la corrispondente diminuzione del MgO e del Fe totale.

Tutti i filoni analizzati, eccetto apliti e pegmatiti, mostrano un contenuto in Ti e P molto elevato.

Le misure radiometriche K-Ar e Rb-Sr eseguite sulla biotite magmatica di due filoni pegmatitici del versante ovest dei Dent de Bertol e di una vena di pegmatite pirossenica del Cervino, posteriori alla *layering* magmatico dei corpi mafico-ultramafici, hanno fornito età comprese tra  $257 \pm 6$  Ma e  $246 \pm 8$  Ma (K/Ar), interpretabili come età di raffreddamento al limite tra Permiano e Triassico. Il magmatismo basico non può quindi essere riferito alle fasi finali dell'orogenesi ercinica, ipotesi esclusa

anche dal punto di vista geologico e geochimico. L'origine sottocrostaletica del magma parentale è indicata dal suo chimismo e dai bassi valori di Rb/Sr ( $< 0.02$ ) e del rapporto isotopico iniziale di Sr ( $< 0.7040$ ). Dal punto di vista geodinamico è ragionevole attribuire la genesi dei corpi gabbri attualmente inseriti, con contatto tettonico, nei metagranitoidi della Serie di Arolla ad una fase di estensione e di assottigliamento della litosfera adriatica continentale successiva al collasso della catena ercinica e prodromo del *rifting* continentale (DAL PIAZ *et alii*, 1977).

Lo studio geochimico ed isotopico sui granitoidi della Serie di Arolla, i gabbri del Collon-Dents de Bertol e le rocce associate è stato ripreso e raffinato dai ricercatori dell'Università di Losanna (BUSSY *et alii*, 1998; MONJOIE, 2004; MONJOIE *et alii*, 2005, 2007).

La composizione chimica (elementi maggiori e in traccia) dei gabbri del Mt Collon è condizionata dalla natura e dai rapporti quantitativi dei minerali di accumulo magmatico e dal fuso residuale (MONJOIE, 2004; MONJOIE *et alii*, 2005, 2007). Il magma parentale, modellato in base alla composizione delle Terre Rare nel pirosseno cumulitico, è caratterizzato da un arricchimento relativo in Terre Rare leggere che ricorda quello dei basalti transizionali. I rapporti iniziali  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  (0.70449-0.70567), i valori di  $\epsilon$  Nd (da +3 a -0.6) e i rapporti isotopici di Pb, analoghi a quelli della *Bulk Silicate Earth*, sembrano indicare, assieme al *pattern* delle Terre Rare, un mantello litosferico metasomatizzato come sorgente dei gabbri del Mt Collon (MONJOIE, 2004).

Le nuove datazioni radiometriche indicano l'età permiana e la sostanziale contemporaneità dei gabbri e dei granitoidi della Serie di Arolla nei lembi Dent Blanche s.s. e Mont Mary-Cervino. Come ricordato in precedenza, gli zirconi di uno gneiss granitico ad orneblenda proveniente dalla parete sud del Cervino hanno fornito una concordia U-Pb di  $289 \pm 2$  Ma, interpretata come età di intrusione del protolite (BUSSY *et alii*, 1998). Al Mt Collon sono stati datati gli zirconi di un gabbro pegmatitico associato al complesso cumulitico principale (ritenuto coevo) e di un filone di granito pegmatitico che lo attraversa, ottenendo età U-Pb concordanti rispettivamente di  $284.2 \pm 0.6$  Ma e  $282.9 \pm 0.6$  Ma (MONJOIE *et alii*, 2007). Inoltre, con il metodo  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  è stato datato l'anfibolo bruno di un filone lamprofirico del Mt Collon che ha fornito una età di *plateau* di 260 Ma (MONJOIE *et alii*, 2007). I filoni lamprofirici hanno elementi in traccia molto simili a quelli delle rocce mafiche alcaline di intraplacca. I valori più alti di  $\epsilon$  Nd (+7.4) e quelli più bassi del rapporto iniziale  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  (0.703) riscontrati nell'intera *suite* del Mt Collon, e valori isotopici di Pb vicini a quelli dei MORB sug-

geriscono, nel loro insieme, l'esistenza di una sorgente mantellica impoverita (MONJOIE, 2004).

Il complesso mafico Mt Collon-Dents de Bertol e, per confronto, anche quelli del Cervino e della Sassa, sicuramente posteriori al metamorfismo orogenico e ai processi anatettici varisici, sono il risultato di due principali eventi magmatici di origine mantellica. La fase principale è avvenuta nel Permiano inferiore, con la messa in posto di un batolite di gabbri ad affinità transizionale, omogenei e stratificati, con associati corpi cumulitici di melagabbri e peridotiti a plagioclasio e numerosi filoni leucocratici. La fase successiva è rappresentata da lamprofiri di vario tipo, provvisti al momento di una sola datazione  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  ( $260 \pm 0.7$  Ma), interpretata come età di intrusione piuttosto che di raffreddamento. Si ricordi il filone basico ad impronta alpina tagliato in discordanza da un filone aplitico-pegmatitico entro gli gneiss granitoidi della Comba di Faudery (discussione in *fc*). Due modelli sono proposti per l'origine dei magmi del complesso gabbriaco e dei lamprofiri del Mt Collon: i) sorgenti distinte, con riferimento al mantello litosferico per il complesso gabbriaco e all'astenosfera per i lamprofiri; ii) stessa sorgente di mantello litosferico impoverito, con diverso grado di contaminazione crostale dei fusi basici durante la loro messa in posto nella crosta continentale (MONJOIE *et alii*, 2007).

Età dei protoliti: Permiano

#### *Metadioriti e metagabbri anfibolici (DBG<sub>a</sub>)*

In questo gruppo sono riuniti e generalizzati i litotipi seguenti: i) le intercalazioni di rocce basiche nella Serie di Arolla del lembo Dent Blanche *s.s.* e del Cervino; ii) i corpi minori presenti in entrambi i lembi; iii) il grande corpo di metagabbro anfibolico del Tantanè nel lembo del Pillonet; iv) il metagabbro della Becca d'Aveille, attribuito in precedenza all'unità superiore. Mancano datazioni radiometriche dirette, ma per confronto è ragionevole attribuire ai loro protoliti un'età permiana.

Nel settore svizzero del lembo Dent Blanche *s.s.*, gli gneiss granitici, granodioritici e quarzodioritici della Serie di Arolla contengono alcune intercalazioni di metadioriti e metagabbri anfibolici. Hanno forma stratoide o lenticolare molto appiattita e sono in rapporti di generale concordanza con le rocce incassanti per effetto delle trasposizioni polifasiche alpine. La carta riporta le intercalazioni principali (Stockji, Bouquetins, Grande Lire, Ruinette), tratte dai Fogli Chanrion-Mont Vèlan (BURRI *et alii*, 1998) e Matterhorn (BUCHER *et alii*, 2003, 2004). I rapporti tra metadioriti e metagabbri, soprattutto tra i loro derivati a forte rielaborazione alpina, sono transizionali o di mutua alternanza. I tipi meno deformati sono rocce granulari o debolmente foliate, di colore verdastrò e con patina d'alterazione bruna, formate

da cristalli e aggregati policristallini di orneblenda in risalto sulla matrice biancastra di plagioclasio andesinico, o di tinta beige-giallognola se in presenza di prodotti d'alterazione saussurítico-epidotici. Al microscopio si riconoscono relitti magmatici di orneblenda bruno-verdastra e di clinopirosseno con alterazione uralitica e, a volte, discrete quantità di quarzo. La sovraimpronta tettono-metamorfica alpina in facies scisti verdi è caratterizzata da marcata scistosità e dalla neoformazione di anfiboli della serie tremolite-actinolite, clorite, epidoti, albite, biotite bruno-verde oliva e mica di cromo. Magnetite e titanite i componenti accessori più comuni e abbondanti.

Affioramenti minori di metagabbri a grana medio-fine e di anfiboliti e miloniti di origine gabbriaca più o meno evidente sono stati distinti in carta entro i metagranitoidi e gneiss granitici del M. Redessau, nella zona del Bivacco Regondi e in altri settori frontali (lembo Dent Blanche *s.s.*) e nella zona M. Miracolo-M. Rion-Chavalary e alla base della P. Cors (lembo Cervino *s.s.*).

Il corpo di metagabbri anfibolici del lembo del Pillonet affiora nell'angolo sud-occidentale del foglio e si estende dalla cresta spartiacque tra Val d'Ayas e Valtournenche al versante occidentale del Mt Tantanè, da cui prende il nome (DAL PIAZ & SACCHI, 1969; DAL PIAZ, 1976, 1992). Potente quasi 500 m, ha assetto tabulare e giacitura, nell'insieme, da suborizzontale a dolcemente inclinata verso la Valtournenche, complicata da deformazioni interne. Il corpo mafico poggia, in contatto tettonico, su ortogneiss minuti e occhiadini analoghi a quelli della Serie di Arolla dei lembi della Dent Blanche e del Cervino, contatto che è sottolineato da un'ampia fascia di miloniti mafiche e felsiche. Si tratta di un corpo abbastanza omogeneo, con variazioni legate essenzialmente alla sovraimpronta tettono-metamorfica alpina, da parziale a completa. Le varietà relativamente meno deformate sono metagabbri di colore verde scuro e grana medio-grossa, talora pegmatoide, con abbondanti relitti di orneblenda bruna, in prevalenza decolorata a chiazze o sostituita da actinolite pseudomorfa, occasionale clinopirosseno e matrice di clinozoisite-epidoto, clorite e subordinata albite. Nelle varietà più evolute, la foliazione si fa marcata e la struttura primaria tende a sparire con la sostituzione dell'orneblenda primaria e delle sue pseudomorfosi da parte di aggregati policristallini di anfibolo verde che fluiscono nella matrice scistosa, sino a costituire anfiboliti albitico-epidotiche. Il corpo mafico contiene abbondanti bande e filoni leucocratici, non rappresentabili alla scala del foglio. Sono costituiti da aggregati granoblastici minuti di quarzo e albite, con filari di clinozoisite, mica bianca  $\pm$  clorite e actinolite.

Sono disponibili cinque analisi roccia totale dei metagabbri anfibolici del Tantanè e delle loro miloniti: i) due analisi in DAL PIAZ *et alii* (1977), di un metagabbro ad actinolite, clinozoisite, albite, scarsa clorite ed abbondanti relitti di anfibolo bruno, con titanite e mica bianca accessori, raccolto a circa 2400 m lungo la cresta SSO del Mt Tantanè (DBP18), e di un melagabbro con porfiroclasti centimetrici di anfibolo bruno, clinozoisite, Fe-epidoto, actinolite, clorite, e con titanite e calcite in quantità accessoria, raccolto sul versante sud-orientale del Mt Tantanè (DBP31); ii) tre analisi di ZANELLA (1992), provviste di elementi in traccia e riportate in tabella 1, relative a metagabbri in facies scisti verdi con struttura magmatica (DBP198a), *flaser* (DBP198b) e milonitica (DBP203), relitti di orneblenda bruna, in prevalenza decolorata o sostituita da pseudomorfosi di anfibolo verde pallido, e matrice di minuti aggregati albitico-epidotici (ex plagioclasio), mica bianca (in parte di Cr) e tremolite disposti lungo la foliazione. I metagabbri anfibolici del Mt Tantanè sono molto simili alle varietà meno deformate dei gabbri milonitici del Mt Pinter, appartenenti al settore esterno della Zona Sesia-Lanzo (DAL PIAZ, 1976; GOSSO *et alii*, 1979; ZANELLA, 1992). Questi litotipi mafici con pervasiva impronta alpina cadono sullo stesso trend tholeiitico, più poveri in Mg i primi e in parte più ricchi in Fe i secondi.

Un corpo mafico di origine discussa è l'unità di gabbri con forte rielaborazione alpina in facies scisti verdi che dalla Becca d'Aveille (Foglio Chatillon) si estende con continuità al versante meridionale del Grand Pays, attraverso la cresta di q. 2500. Segnalato come gabbrodiorite foliata da CANEPA *et alii* (1990), e riferito al lembo Mont Mary, è stato rappresentato come metagabbro nel Foglio Chatillon. Il corpo mafico è inserito, con contatti tettonici, tra i marmi fossiliferi triassici della Zona di Roisan (a tetto) e l'unità kinzigitica superiore del Mont Mary (a letto).

È costituito da litotipi di colore verdastro, grana medio-grossa e prevalente struttura scistoso-lenticolare o a bande, con varietà milonitiche più chiare, diffuse soprattutto alla base, talora con tracce di "fuchsite". La struttura magmatica è discretamente preservata in alcuni volumi rocciosi relativamente meno deformati, indicata da porfiroclasti centimetrici di anfibolo bruno e minore clinopirosseno, in genere estesamente trasformati in aggregati policristallini di anfiboli calcici  $\pm$  clorite e albite, in matrice granoblastica di clinozoisite e albite che sostituiscono l'originario plagioclasio. Nei settori più deformati, del tutto prevalenti, si notano *flaser*gabbro scistoso-laminati, passanti a litotipi con bande verdastre e chiare, pervasiva foliazione alpina e associazioni metamorfiche ad orneblenda

verde, actinolite, biotite olivastrea, albite, epidoto, mica bianca e clorite (CANEPA *et alii*, 1990). L'evoluzione metamorfica e strutturale è marcata, con particolare evidenza, dai minerali femici, sostituiti da monocristalli di orneblenda verde pseudomorfa, da cui enucleano aggregati coronitici di actinolite  $\pm$  clorite che poi fluiscono nella matrice albitico-epidotico-micacea a costituire prodotti finali omogenei o a bande.

Nel Foglio Chatillon il metagabbro dalla Becca d'Aveille è stato riferito all'unità superiore del Mont Mary (intermedia per CANEPA *et alii*, 1990, che considerano come unità superiore la Zona di Roisan). L'attribuzione si basa principalmente sulla sua posizione geometrica, sebbene dal punto di vista litologico e metamorfico non sia assolutamente assimilabile alle classiche metabasiti in facies granulitico-anfibolitica e retrocessione alpina (MYSc) del complesso kinzigitico. In realtà, come osservato da CANEPA *et alii* (1990), i gabbri di Aveille-Grand Pays sono assimilabili ai metagabbri sopra descritti nei lembi Dent Blanche, Cervino e Pillionet e a quelli situati nel settore esterno della Zona Sesia-Lanzo (DAL PIAZ, 1976; GOSSO *et alii*, 1979; VENTURINI *et alii*, 1996; BUSSY *et alii*, 1998; CORTIANA *et alii*, 1998). In tale prospettiva, modificando l'attribuzione del Foglio Chatillon, riteniamo che i metagabbri della Becca d'Aveille costituiscano una scaglia tettonica dell'unità inferiore inserita al limite tra l'unità kinzigitica del Mont Mary e la Zona di Roisan.

#### *Ultramafiti cumulitiche (DBG<sub>b</sub>)*

I corpi gabbri del Cervino e del Collon-Dents de Bertol contengono letti e lenti di peridotiti cumulitiche, non distinte in carta per le loro limitate dimensioni nel *layering* magmatico o perchè raccolte alla base di pareti inaccessibili, come nel caso della frana caduta dallo sperone sud-ovest del Pic Tyndall sul ghiacciaio del Cervino, a nord-est del Rifugio Duca degli Abruzzi (DAL PIAZ *et alii*, 1977). Gli unici corpi cartografati sono quelli esposti sul versante destro della bassa valle della Sassa, associati al gabbro omonimo (GUERMANI, 1992; BURRI *et alii*, 1998; BALETTI, 2003). Le ultramafiti del Cervino-Collon sono wehrliti di colore nerastro, costituite da olivina, ortopirosseno  $\pm$  plagioclasio di accumulo magmatico e da clinopirosseno, anfibolo rosso-bruno e flogopite di intercumulo, variamente alterata, ma con struttura primaria in genere ben preservata e trasformazioni di tipo coronitico (fig. 42). L'olivina è ricca in forsterite (Fo<sub>95-75</sub>), ma la presenza nelle varietà alterate non solo di trasformazioni in talco-tremolite, ma anche in serpentino e magnetite, indica l'esistenza di originali termini ricchi in fayalite. Significativa è la presenza nell'olivina di piccole inclusioni di plagio-

clasio alterato. L'ortopirosseno di cumulo è generalmente abbondante, ricco in Mg e stabile con l'olivina. Il clinopirosseno è un diopside con contenuto in giadeite ed egirina inferiore al 10%, l'anfibolo d'intercumulo è una pargasite ricca in titanio (DAL PIAZ *et alii*, 1977; BALETTI, 2003). Il plagioclasio è abitualmente zonato, con nuclei molto calcici, talora opacizzati da fine saussurite, e periferie con  $An_{65-60}$ . Quando il plagioclasio supera il 10% in volume si passa a melagabbri, senza sostanziali variazioni nelle caratteristiche mineralogiche e strutturali primarie. Al contatto tra olivina e plagioclasio si osservano caratteristiche corone di reazione formate da ortopirosseno (verso l'olivina) e da una simplectite di anfibolo edenitico e spinello verde (fig. 76). Peridotiti e melagabbri possono contenere sacche irregolari e vene di pirosseniti e gabbri eufotidi con struttura pegmatitica talvolta molto vistosa, associazione primaria ancora pre-

servata o trasformazioni pseudomorfiche e coronitiche in facies scisti verdi.

Le ultramafiti della Sassa distinte nel foglio hanno struttura cumulitica, grana grossa e sono in genere fortemente alterate, con patina superficiale grigio-verdastra scura e chiazze d'ossidazione bruno-rossastre: sono costituite da relitti di olivina, pirosseni, anfiboli bruni e biotite di intercumulo, in rapporti relativi molto variabili, con aggregati secondari di anfibolo e clorite e altri prodotti di alterazione (GUERMANI, 1992; BURRI *et alii*, 1998; BALETTI, 2003; BALETTI *et alii*, 2011).

Età dei protoliti: Permiano inf.

#### *Miloniti gabbriche* (DBG<sub>C</sub>)

Le principali miloniti gabbriche si osservano al margine dei corpi mafico-ultramafici, anche se non ne mancano al loro interno. Sono rocce chiare, beige, biancastre o verdoline, a grana finissima e in

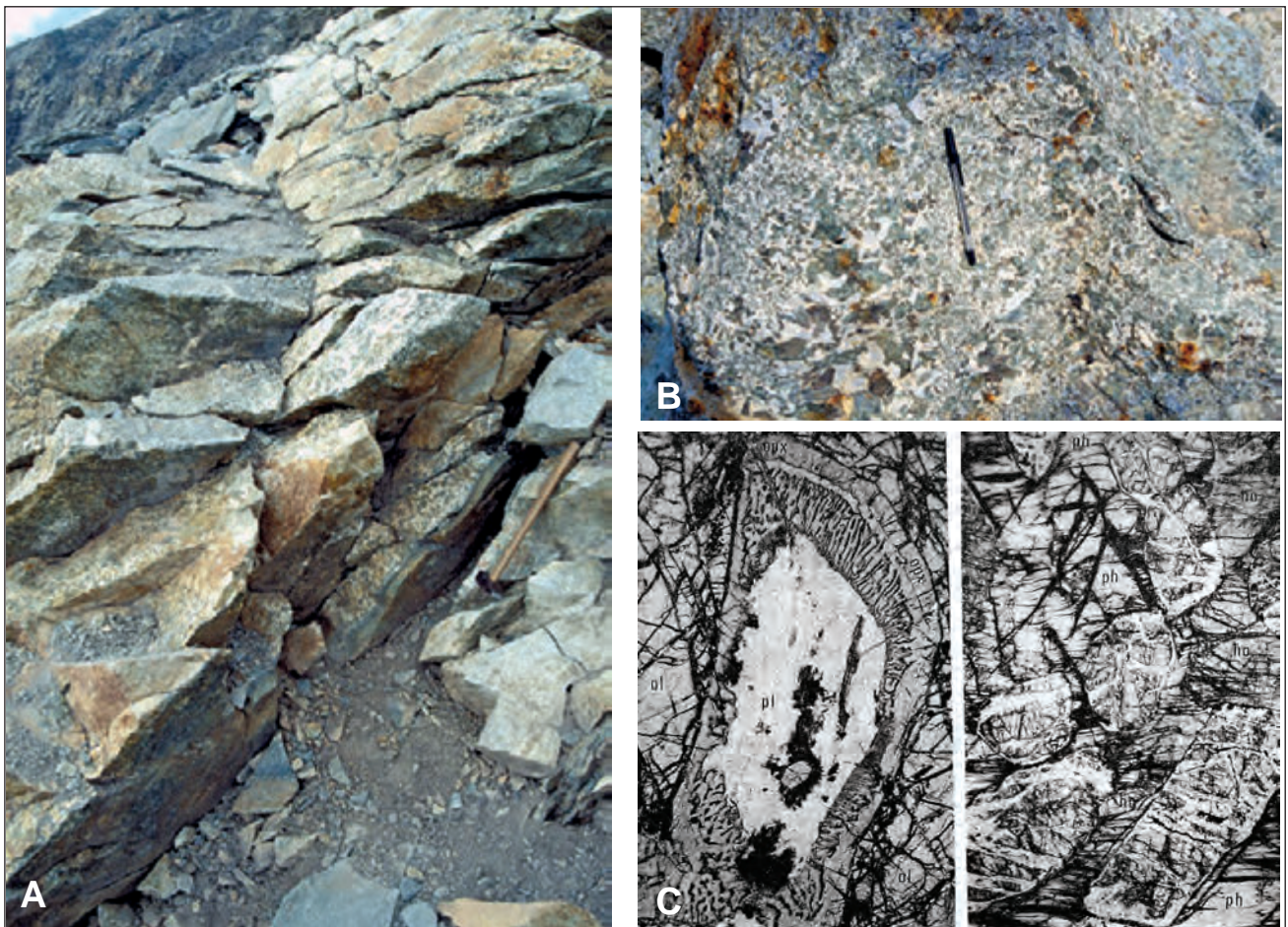


Fig. 76 - Il corpo gabbrico del Cervino. (A) Aspetto caratteristico del gabbro, fratturato e in parte alterato, ma non foliato, in contatto cataclastico con filone leucocratico, 3565 m circa, all'inizio della traversata per il Colle del Leone. (B) Gabbro massiccio con forti variazioni di grana, presso la base del corpo gabbrico. (C) Microfotografie di gabbri cumulitici (DAL PIAZ *et alii*, 1977): i) a sinistra, simplectite di ortopirosseno (opx), anfibolo verde pallido e spinello vermicolare verde come prodotto coronitico di reazione tra plagioclasio (pl) e olivina (ol); ii) a destra, olivina di accumulo, in parte alterata, e grandi cristalli di anfibolo bruno (ho) e flogopite (ph) di intercumulo.

- Matterhorn gabbro. (A) Typical feature of unfoliated, fractured and partly altered gabbro and its contact with a leucocratic dyke, altitude ca 3565 m, crossing to the Lyon hill. (B) Massive gabbro with notable grain size variations, near the base of mafic body. (C) Microscopic images of cumulitic gabbros (DAL PIAZ *et alii*, 1977): i) left symplectitic reaction zone of orthopyroxene (opx), light green amphibole and vermicular spinel between igneous plagioclase (pl) and olivine (ol); ii) right partly altered cumulus olivine and large intercumulus crystal of brown amphibole (ho) and phlogopite (ph).

genere molto dure. A prima vista, alcune varietà possono far pensare a quarziti massicce. La loro origine gabbbrica è indicata all'esame macroscopico da liste e lenticelle con relitti della struttura *flaser* o da isolati porfiroclasti nerastri di pirosseno e/o di anfibolo, o dalla inconfondibile presenza di "fuchsitate", la mica dal caratteristico colore smeraldino dovuto al cromo liberato dall'alterazione dello spinello cumulitico. Al microscopio le miloniti gabbbriche appaiono costituite da aggregati di anfiboli tremolitico-actinolitici, clorite, epidoti, albite  $\pm$  titanite, minerali opachi, calcite, mica cromifera ed eventuali relitti dell'associazione primaria, in particolare anfibolo bruno più o meno decolorato. La rielaborazione metamorfica è successiva alla fase di taglio duttile che ha generato la fascia di miloniti al contatto tra gabbri e rocce incassanti. Le miloniti gabbbriche formano una banda continua e con limiti netti al bordo dei corpi gabbbrici permiani, in particolare evidenza al Cervino (Collè del Leone; fig. 75) e al margine nord-occidentale dei Dents de Bertol (DAL PIAZ *et alii*, 1977; BUCHER *et alii*, 2003, 2004). Hanno spessore da decametrico a metrico e sono spesso in ripetuta alternanza con letti e corpi fusiformi di metagabbri scistoso-laminati. I gabbri e melagabbri milonitici distinti all'interno del corpo della Sassa contengono scisti cloritico-anfibolici con foliazione penetrativa e scisti finemente zonati, con alternanza di sottili letti ad anfiboli bruni e verdi e di letti cloritici a mica bianca, epidoto, albite e titanite (GUERMANI, 1992; BALETTI, 2003). Alcune bande di metagabbri scistoso-laminati e di miloniti a "fuchsitate" (non distinte) sono associate alla sottile fascia di ortogneiss minuti e microocchiadini affioranti alla base dello sperone orientale della P. Gastaldi (Cors), vicino al contatto tettonico con la sovrastante unità kinzigitica del lembo del Cervino. La base del metagabbro anfibolico del M. Tantanè (lembo del Pillonet), in contatto tettonico con ortogneiss minuti e occhiadini, è marcata da una banda metrica di finissime miloniti di colore biancastro o verdolino, con lamelle di "fuchsitate" e discontinui relitti strutturali gabbbrici (DAL PIAZ & SACCHI, 1969; DAL PIAZ, 1976). Tutte le miloniti gabbbriche sopra descritte sono in contatto con ortogneiss scistoso-laminati e milonitici della Serie di Arolla.

Le miloniti hanno un fabric composito, con indicatori cinematici a volte contrastanti. Nelle miloniti mafiche che avvolgono il gabbro del Cervino e soprattutto in quelle felsiche (in genere più potenti) vi sono indicazioni di una prima fase estensionale che potrebbe corrispondere alla zona di taglio duttile permo-mesozoica, responsabile della progressiva esumazione dei gabbri e del loro accoppiamento con i sovrastanti granitoidi permiani della Serie di Arolla, zona di taglio in seguito invertita e rigenerata dal metamorfismo

e dalla compressione polifasica alpina, con trasporto tettonico verso nord-ovest (ZANELLA, 1992; DAL PIAZ, 1993, 1999).

Un secondo gruppo di gabbri e melagabbri milonitici è stato distinto all'interno del corpo della Sassa, costituito da scisti cloritico-anfibolici con foliazione penetrativa e da scisti finemente zonati, con alternanza di sottili letti ad anfiboli bruni e verdi e di letti cloritici a mica bianca, epidoto, albite e titanite.

#### *Filoni leucocratici (fc)*

I filoni leucocratici sono relativamente frequenti nei complessi mafico-ultramafici del Collon-Dents de Bertol e della Sassa, più scarsi nel gabbro del Cervino. Si riconoscono due gruppi principali di filoni leucocratici, con impronta alpina da tenue a pervasiva. Il primo è rappresentato da trondhjemiti a quarzo-plagioclasio intermedio e da quarzodioriti a grana medio-fine, con orneblenda verde, biotite, quarzo e plagioclasio più o meno saussuritizzato. Il secondo, più differenziato, è rappresentato da abbondanti pegmatiti ed apliti e da scarsi graniti e granofiri, costituiti da feldspato potassico, quarzo, albite e miche, in lamelle anche centimetriche. Alcuni filoni sono zonati, con nucleo di trondhjemite o quarzodiorite a grana medio-fine e periferia pegmatitica, talora con abbondante biotite centimetrica. Apatite, zircone, titanite ed opachi sono i principali minerali accessori dei filoni leucocratici. Alcune analisi chimiche di rocce leucocratiche associate ai corpi mafico-ultramafici sono riportate in DAL PIAZ *et alii* (1977), BALETTI (2003) e MONJOIE *et alii* (2007). Per motivi di scala, sono stati rappresentati solo i filoni di apliti gneissiche e milonitiche della Sassa, di spessore anche plurimetrico, costituite da feldspato potassico e quarzo con foliazione alpina definita da mica bianca, quarzo II, clorite ed albite. I filoni sono allocati all'interno di melagabbri, gabbri e gabbri anfibolici e sono coinvolti in una zona di deformazione milonitica, con strutture *pinch and swell* (GUERMANI, 1992; PENNACCHIONI & GUERMANI, 1993). I filoni leucocratici del Mt Collon, non rappresentati in carta, sono caratterizzati da bassi valori di  $\epsilon_{Nd}$  (-1 a -6.6) e valori medio-alti del rapporto iniziale  $^{87}Sr/^{86}Sr$  (0.70573-0.71005). In base a questi dati, i filoni leucocratici, riferiti in precedenza ai fusi residuali del processo cumulitico (DAL PIAZ *et alii*, 1977), sono attribuiti a fusi anatetici generati dall'intrusione gabbbrica a spese delle rocce sialiche incassanti e poi iniettati nel gabbro stesso, dopo il suo consolidamento (MONJOIE *et alii*, 2007). L'ipotesi si ispira ai modelli proposti per la Zona Ivrea-Verbanò (RUTTER *et alii*, 2009; DAL PIAZ, 2010, con rif. bibl.) e richiede l'esistenza di un complesso di paragneiss e migmatiti a tetto del batolite gabbbrico, analogo a quello kinzigitico, ma non documentabile a causa del contatto tettonico. Sono

stati datati tre filoni pegmatitici del Mt Collon che hanno fornito un'età U-Pb dello zirconio ( $282.93 \pm 0.59$  Ma; MONJOIE *et alii*, 2007) molto vicina a quella del complesso cumulitico, ed età K-Ar e Rb-Sr della biotite (raffreddamento) al limite tra Permiano e Triassico (DAL PIAZ *et alii*, 1977). Età analoghe possono essere previste per i filoni del Cervino e della Sassa posteriori al *layering* magmatico e anteriori al contatto milonitico con i metagranitoidi incassanti.

#### *Basamento cristallino polimetamorfico*

##### *Complesso polimetamorfico indifferenziato (MMY)*

È costituito da parascisti con relitti prealpini di granato e biotite rosso-bruna e pervasiva sovraimpronta polifasica alpina in facies scisti blu a epidoto (micascisti a granato-anfiboli sodici  $\pm$  egrina del Lembo del Pillonet) e/o scisti verdi (Mont Mary-Cervino, Pillonet). Comprende locali intercalazioni stratoidi e lenticolari di pegmatiti-quarziti, marmi cristallini e rocce basiche, non sempre cartografabili alla scala del foglio. I parascisti del lembo del Mont Mary *s.s.* affiorano nell'angolo sud-occidentale del foglio, lungo il versante settentrionale della dorsale Becca de Viou-Becca de Roisan (Foglio Chatillon), e sopra l'Alpe Fontin (1997 m), sul lato destro del vallone di Chaleby, in entrambi i casi a letto dell'unità kinzigitica. I litotipi meglio preservati affiorano sul versante destro della Comba di Arpisson e sono rappresentati da paragneiss a biotite rossa, muscovite, granato e con locali relitti di plagioclasio di composizione intermedia, saussuritizzato, feldspato potassico e sillimanite, visibili al microscopio, e rara andalusite in porfiroblasti plurimillimetrici rinvenuti nella dorsale Col Cornet-Croce di Fana, poco a sud del foglio (CESARE, 1987; ZAGGIA, 1987; DAL PIAZ, 1993). La tessitura è granoblastica in genere minuta, talora finissima. Alcuni gneiss quarzoso-plagioclasici a biotite sono caratterizzati dalla presenza di grandi blasti di orneblenda verde. Molti litotipi con *fabric* prealpino ancora evidente mostrano al microscopio le trasformazioni seguenti: la biotite prealpina è sostituita da clorite e rutilo sagenitico, il granato da clorite e/o sericite, il feldspato potassico da albite a scacchiera, il plagioclasio da prodotti saussuritici. Le varietà con sovraimpronta alpina più penetrante sono rappresentate da micascisti cloritici ad albite ed epidoto, con patina superficiale rugginosa, e da facies milonitiche, ubicate in prevalenza presso i contatti con l'unità kinzigitica e con la Zona di Roisan. Componenti accessori comuni: stilpnomelano, apatite, zirconio, minerali opachi.

I parascisti contengono frequenti intercalazioni stratoidi (filoni trasposti) di gneiss leucocratici a microclino ed albite a scacchiera, di dimensioni in genere non cartografabili. Mettono in evidenza le

deformazioni mesoscopiche dell'ammasso roccioso e sono correlabili ai corpi di metagranitoidi e gneiss occhidini presenti nell'unità inferiore del Mont Mary, descritti nel Foglio Chatillon.

Analogo complesso di parascisti polimetamorfici affiora nel lembo del Pillonet, con varietà a dominante impronta polifasica alpina in facies scisti verdi (albite, fengite, clorite, epidoto) e relitti in facies scisti blu ad epidoto (anfibolo sodico e sue pseudomorfosi; DAL PIAZ & SACCHI, 1969; DAL PIAZ, 1976; DAL PIAZ & MARTIN, 1988a) di età eoalpina (CORTIANA *et alii*, 1998). L'originario metamorfismo prealpino in facies anfibolitica è documentato da relitti di granato, biotite rosso-bruna, muscovite  $\pm$  plagioclasio saussuritico, feldspato potassico presenti nei paragneiss affioranti nel tratto nord-orientale del lembo, già nel Foglio Monte Rosa (DAL PIAZ, 1976). Sulla base di una singola datazione Rb-Sr della mica l'evento sembra riferibile all'orogenesi ercinica ( $310 \pm 4$ ; CORTIANA *et alii*, 1998). Il complesso polimetamorfico contiene intercalazioni di marmi e rocce basiche, derivati da protoliti probabilmente analoghi a quelli della Serie di Valpelline.

Età dei protoliti: Prevarisico; metamorfismo in facies anfibolitica: Varisico; metamorfismo in facies scisti blu a epidoto: Cretacico sup. (75-73 Ma)

##### *Parascisti a bande (MMY<sub>c</sub>)*

Varietà in facies scisti verdi alpina di paragneiss e micascisti con intercalazioni di gneiss leucocratici a mica bianca, milonitici, di origine pegmatitica, definiti e codificati nel Foglio Chatillon. Esclusivi dell'unità tettonica inferiore del lembo del Mont Mary *s.s.*, questi litotipi sono caratterizzati da ripetute e sottili alternanze, non cartografabili, di parascisti e di pegmatiti gneissiche (migmatiti varisiche o più antiche), hanno *fabric* da scistoso-laminato a milonitico e sono trasposti lungo la scistosità regionale alpina S<sub>2</sub>.

##### *Anfiboliti a plagioclasio della Comba di Arpisson (MMY<sub>c</sub>)*

Grande corpo di anfiboliti prealpine a orneblenda-plagioclasio, con limitata retrocessione alpina in facies scisti verdi. Affiora nell'alto vallone di Arpisson, alla base della parete nord della Becca de Viou, per circa 700 m di estensione, ed è costituito da anfiboliti a plagioclasio, a grana minuta, e da gneiss anfibolici (CESARE, 1987; CANEPA *et alii*, 1990). All'esame macroscopico queste rocce basiche sono molto simili a quelle della Serie di Valpelline, da cui differiscono per una più diffusa retrocessione metamorfica alpina. L'associazione mineralogica prealpina è costituita da orneblenda bruna, plagioclasio calcico, biotite, quarzo  $\pm$  granato  $\pm$  clinopirosseno. Nelle varietà retrocesse il pirosseno è sostituito da orneblenda verde che a

sua volta è sostituita da anfibolo actinolitico o da clorite, mentre il plagioclasio calcico è alterato in feltri saussuriti passanti ad aggregati di epidoto, albite e sericite. Componenti accessori più frequenti: abbondante titanite, anche di grandi dimensioni, minerali opachi, apatite.

#### *Scisti rosso-bruni* (MMY<sub>h</sub>)

Micascisti, filloniti e miloniti alpine, spesso crenulate, con caratteristica patina rosso-bruna. Affiorano a nord-est del Col des Grandes Murailles (Dent d'Hérens), presso q. 3957 (IGM), entro il lembo Dent Blanche s.s., e in varie località alla base della parete sud del Cervino, entro il lembo omonimo (DAL PIAZ, 1996b; BUCHER *et alii*, 2003, 2004). Anche se non sono stati ritrovati significativi relitti prealpini, oltre a scarsa biotite e granato di dubbia attribuzione, questi parascisti appartengono probabilmente al basamento polimetamorfico di cui costituiscono varietà con pervasiva rielaborazione in facies scisti verdi alpina. Al Col des Grandes Murailles i parascisti hanno una patina d'alterazione da rosso-bruna a violacea, molto intensa, visibile a distanza e sono intercalati entro gli gneiss granitici minuti e microocchiadini della Serie di Arolla, con vistosa piega sinformale (fig. 77A). Si tratta di scisti fortemente laminati, filladici e fillonitici a grana fine, contenenti quarzo, albite, sericite, clorite, epidoto e biotite olivastro. Facies simili affiorano con discontinuità alla base delle pareti italiane del Cervino, dallo sperone meridionale della Testa del Leone (fig. 77B-C) alla grande falesia di q. 3108 (IGM) e 3294, alla base della parete sud del Cervino e alla sua estensione orientale, sino al Colle del Breuil, già nel Foglio Monte Rosa. Nella prima località, si tratta di scisti milonitici a patina da ruggine a grigio-verdastra, intercalati tra gli gneiss occhiadini della Croce Carrel (2920 m) e gli gneiss milonitici chiari, omogenei e a bande, situati alla base del lembo austroalpino, un centinaio di metri sopra il Rifugio Duca degli Abruzzi all'Oriondè. Il secondo affioramento è formato da parascisti biotitici a grana fine, gneiss a bande leucocratiche e miloniti, quello del Colle del Breuil da scisti quarzoso-micaceo-cloritici, con varietà da fillitiche a quarzoso-albitiche. Componenti accessori: calcite, epidoto, stilpnomelano, titanite, tormalina, opachi.

Litotipi analoghi si rinvencono nel Foglio Monte Rosa tra i parascisti del lembo del Pillonet e associati agli gneiss minuti e ai metagabbri che formano la parte frontale della Zona Sesia-Lanzo (e.g., Punta Fontanafredda, M. Pinter: fig. 62B).

#### *Marmi antichi del Pillonet* (MMY<sub>i</sub>)

Principali intercalazioni di marmi cristallini puri e a silicati, derivati da protoliti prevarisici nel

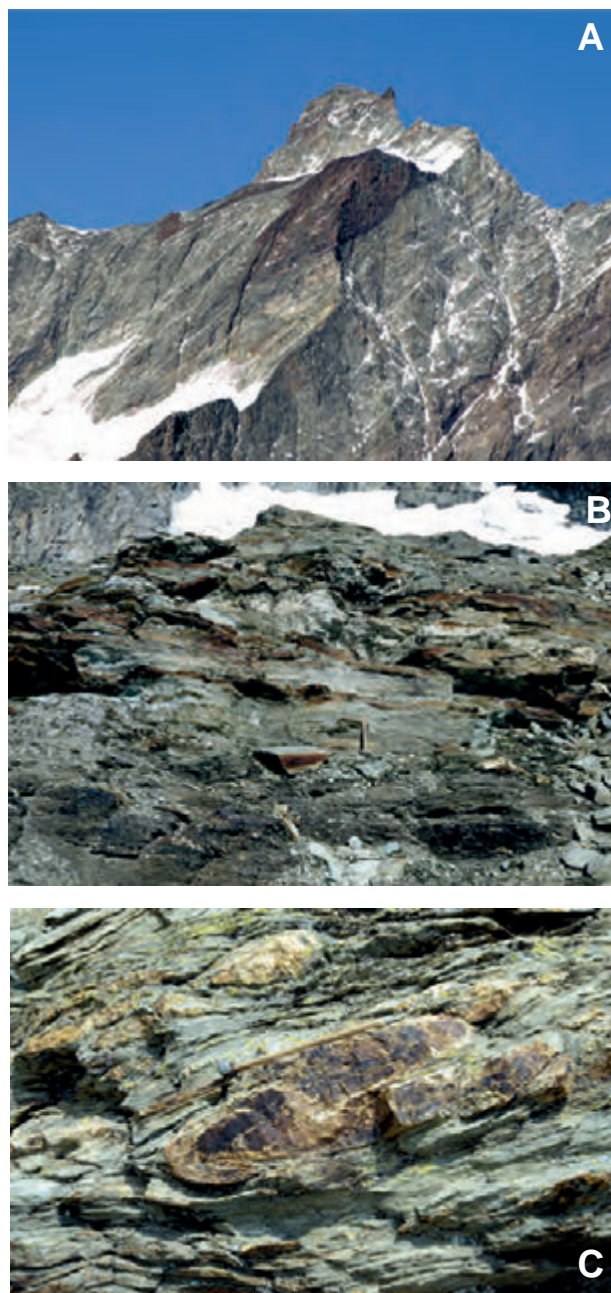


Fig. 77 - (A) Gli scisti rosso-bruni con struttura sinformale alla spalla meridionale della Dent d'Hérens, q. 3957, entro gneiss di Arolla occhiadini e minuti del lembo Dent Blanche s.s. (B) Miloniti basali del lembo del Cervino con livelli a patina bruna (da graniti e parascisti) e contatto con i sottostanti calcescisti del Combin, ca 2785-2780 m, sopra l'Oriondè. (C) Particolare dei micascisti scistoso-laminati e milonitici, con livelli ripiegati di quarziti (ex pegmatiti) a patina giallo-bruna.

- The reddish-brown schists and their synformal structure near the southern shoulder of Dent d'Hérens, 3957 m, inserted within Arolla fine-grained and augengneisses of Dent Blanche nappe s.s. (B) Basal mylonitic shear zone of the Matterhorn basement unit, including brown levels (from granitoids and parascists), and its contact with the underlying Combin calcescists, ca 2785-2780 m, over Oriondè. (C) Detail of schistose, laminated and mylonitic micascists with folded brown-yellowish quartzitic beds (former pegmatites).

Lembo del Pillonet (fig. 62A). Formano una grande intercalazione lungo la cresta spartiacque a nord del Col Pillonet, facilmente accessibili sul versante di Ayas, ed altre minori entro i micascisti polimetamorfici del complesso pregranitico (DAL

PIAZ, 1976). Sono marmi a patina giallastra, mica-cei, con caratteristici noduli verdastri o giallognoli, molto tenaci e spesso in rilievo, costituiti da *fels* anfibolico-epidotici a mica bianca, albite e pirosseno in genere uralitizzato. Derivano da calcari dolomitici e la loro origine antica è sostenuta dalla presenza di relitti di una associazione metamorfica prealpina in facies anfibolitica definita da abbondante diopside, orneblenda bruna e raro granato. Piccoli affioramenti di marmi a diopside-granato sono segnalati nelle pareti e nei ripiani glaciali compresi tra il lago di Cignana e la base della parete nord della Becca di Salè (MANZOTTI, 2011). Al ciclo alpino si riferiscono la ricristallizzazione della matrice carbonatica e lo sviluppo di mica bianca, epidoto, anfiboli della serie tremolite-actinolite, quarzo e albite analogamente a quanto si osserva nei marmi della Serie di Valpelline (DIEHL *et alii*, 1952) e nella 2a Zona diorito-kinzigitica (DAL PIAZ *et alii*, 1971). Altri marmi micacei a patina giallastra, analoghi ai precedenti, ma con esclusiva associazione metamorfica in facies scisti verdi e presenti anche all'interno del complesso degli gneiss minuti, sono di origine incerta, potendo in alternativa appartenere alle sequenze mesozoiche.

#### *Anfiboliti del Pillonet (DBY)*

Anfiboliti ad albite-epidoto, talora con abbondanti relitti di glaucofane-crossite di età eoalpina. Gli affioramenti principali e più significativi sono situati all'interno del complesso degli gneiss minuti affioranti nella bassa dorsale che delimita sulla sinistra il vallone glaciale del Col Pillonet, lungo il sentiero che dall'Alpe Champlong sale al colle (DAL PIAZ & SACCHI, 1969; DAL PIAZ, 1976). Si tratta di lenti metrico-decamicriche allungate in senso est-ovest, secondo spettacolari strutture a *mullions* (fig. 78), costituite da anfiboliti ad albite, clorite, epidoto e mica bianca, ricche di anfiboli sodici, in parte alterati in aggregati di clorite ed albite (DAL PIAZ & MARTIN, 1988a). La mica bianca coesistente con l'anfibolo sodico ha fornito le già citate età  $^{40}\text{Ar}-^{39}\text{Ar}$  e Rb-Sr di 75-73 Ma (CORTIANA *et alii*, 1998). La loro origine è incerta: mancano evidenti relitti di strutture gabbriche che potrebbero indicare una loro derivazione, peraltro probabile, da litotipi analoghi al complesso gabbrico del M. Tantanè. Altre lenticelle di anfiboliti albitiche sono intercalate nei parascisti polimetamorfici della Becca di Nana (versante di Ayas), riferibili probabilmente a protoliti di alto grado di età varisca o più antica.

#### *Complesso pregranitico del M. Morion (DBP)*

Paragneiss a biotite-granato e migmatiti, intrusi dai granitoidi del M. Morion-Crête Sèche, e loro derivati alpini in facies scisti verdi (micascisti e fil-

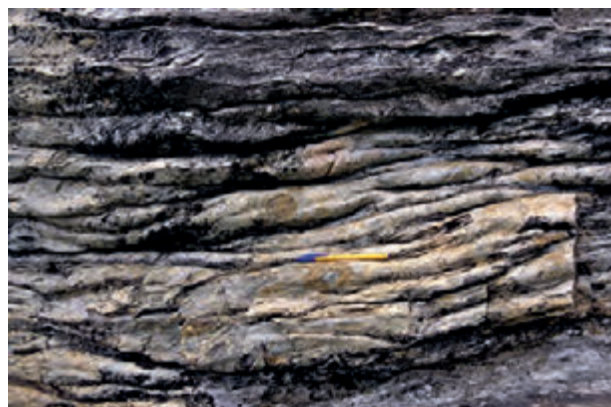


Fig. 78 - Anfiboliti pretriassiche con struttura a mullions e metamorfismo eoalpino in facies scisti blu sopra il sentiero che dall'Alpe Champ Long sale al Col Pillonet (DAL PIAZ & SACCHI, 1969; CORTIANA *et alii*, 1998). - Pre-Triassic amphibolites with "mullion structure" and Alpine blueschist-facies metamorphism over the path from Alpe Champ Long to Col Pillonet (DAL PIAZ & SACCHI, 1969; CORTIANA *et alii*, 1998).

loniti alpine). Pendente di tetto del batolite di granitoidi permiani della Serie di Arolla affiorante per circa due chilometri nelle dorsali del M. Morion e della Crête Sèche (fig. 79A-B) e al di sotto dei depositi glaciali e detritici dell'interposta Comba Faudery (BURRI *et alii*, 1998). Siamo nel lembo della Dent Blanche e l'età permiana dei corpi intrusivi è desumibile per confronto con i metagraniti della Serie di Arolla datati da BUSSY *et alii*, (1998) nell'unità inferiore del Cervino. La storia evolutiva dei metagranitoidi del M. Morion è stata delineata da RODA & ZUCALI (2008) in base ad analisi strutturali e a stime termobarometriche sui loro componenti mineralogici primari e metamorfici; l'attività dei fluidi e i suoi rapporti con l'evoluzione metamorfica e deformativa sono analizzati da MENEGON *et alii*, (2008) e MALASPINA *et alii*, (2011).

I parascisti meglio preservati sono esposti nella parete occidentale del M. Morion e sono rappresentati da paragneiss e migmatiti di anatessi a bande, con alternanza di gneiss biotitici, dal colore bruno brillante sulle superfici fresche e patina rugginosa, e di letti pegmatitici di spessore da centimetrico a metrico. Il *banding* litologico e la foliazione metamorfica di alto grado sono intrusi dal granito ad orneblenda del Monte Morion con contatto discordante a luoghi ben preservato (fig. 79C-D). I paragneiss sono costituiti da biotite, granato, quarzo, plagioclasio  $\pm$  sillimanite, le bande pegmatitiche da quarzo e feldspato potassico  $\pm$  muscovite, con locali varietà ad anfibolo. Le facies ad impronta alpina, largamente dominanti, sono dei micascisti di colore grigio scuro o verdastro, con scistosità alpina incipiente, penetrativa o milonitica: sono caratterizzati dallo sviluppo di clorite a spese di biotite e granato e di saussurite ed aggregati di epidoto, albite e sericite a spese del plagioclasio, dalla trasformazione del feldspato





potassico in albite a scacchiera e dalla ricristallizzazione del quarzo. Litotipi anloghi compaiono inoltre come xenoliti di varia forma e dimensione entro i metagraniti. Nella Comba Faudery i parascisti si associano a corpi di anfiboliti feldspatiche.

Età dei protoliti: Prevarisico; metamorfismo in facies anfibolitica: Varisico?; evento termico: Permiano; sovraimpronta alpina: Cretacico sup. e/o Terziario.

#### *Anfiboliti (DBP<sub>a</sub>)*

Anfiboliti prealpine, gneiss anfibolici e varietà leucocratiche con retrocessione alpina da tenue a pronunciata, associate ai parascisti pregranitici nel versante destro della Comba Faudery. Sono costituite da orneblenda verde, plagioclasio  $\pm$  biotite, epidoto, con struttura granoblastica o finemente zonata per alternanza di letti femici e letti leucocratici, passanti a gneiss anfibolici. Le varietà con sovraimpronta alpina in facies scisti verdi, riconoscibili macroscopicamente per la tinta verdastra, si distinguono per lo sviluppo di clorite, actinolite, epidoto, mica bianca.

#### 1.2. - LEMBI AUSTROALPINI INFERIORI ECLOGITICI: ETIROL-LEVAZ E SCAGLIA DI CREBUCHETTE

Le unità di basamento con metamorfismo eclogitico di età eocenica sono inserite al limite tettonico di primo rango tra la Zona del Combin e la Zona di Zermatt-Saas e all'interno di quest'ultima (BALLÈVRE *et alii*, 1986; DAL PIAZ, 1999; DAL PIAZ *et alii*, 2001). Il foglio comprende il lembo di Etirol-Levaz e la piccola scaglia di Crebuchette, situati a tetto della faglia Aosta-Ranzola, come gli analoghi lembi di Chatillon, Grun e Vollon dei fogli Chatillon e Verres (figg. 37, 52, 60, 61A). Il lembo di Etirol-Levaz affiora estesamente lungo il fianco destro della Valtournenche, tra q. 1845, a nord di Chaté, e gli abitati di Crêt e Dzilliarey, un versante a tratti molto impervio e con ampia frana attiva (sopra Fiernaz). Il suo settore sommitale è visibile nel vallone del T. Torgnon (Petit Monde), sino alla falesia che delimita a nord il lago-torbiera di Lo Detor (Loditor), alla base di prasiniti con subordinati calcescisti della Zona del Combin, fortemente assottigliata da una faglia del sistema di Trois Villes. A letto il lembo poggia, in contatto milonitico,

Fig. 79 - Basamento cristallino pregranitico intruso dai granitoidi permiani del M. Morion (M. Rion), lembo Dent Blanche s.s. (A) Parete ovest del Morion con pendente di parascisti a patina rosso-bruna entro metagranitoidi della Serie di Arolla. (B) Lo stesso corpo di parascisti alla Vierge, sopra il Bivacco Spataro. (C) Dettagli del contatto intrusivo discordante.

- Pre-granitic crystalline basement intruded by Permian granitoids of Mt. Morion, Dent Blanche nappe s.s. (A) Western face of Mt. Morion and roof pendant of brown-reddish parascists inside metagranitoids of the Arolla Series. (B) The same body of parascists at the Vierge peak, over the Spataro bivouac. (C) Detail of sharp intrusive contact.

sulla Zona di Zermatt-Saas, costituita da serpentiniti, metagabbri e metabasalti eclogitici più o meno retrocessi, procedendo da sud verso nord. Indicato sommariamente nel Foglio Monte Rosa (1912) alla scala 1:100.000 e nella carta di HERMANN (1938) delle Alpi Occidentali, il lembo di Etirol-Levaz è stato di fatto scoperto e descritto in dettaglio da KIENAST (1983; fig. 51), inquadrato in una innovativa ricostruzione tettonica dei lembi austroalpini (BALLÈVRE *et alii*, 1986; fig. 34), interpretato come alloctono estensionale (DAL PIAZ, 1999) ed inserito in una paleostruttura di transizione oceano-continente (BELTRANDO *et alii*, 2010b). La piccola scaglia di basamento cristallino di Crebuchette affiora sopra Valtourneche, ai piedi della Becca d'Aran, al limite tettonico tra l'unità del Combin inferiore e la sottostante Zona di Zermatt-Saas (BUCHER *et alii*, 2003, 2004).

#### *Micascisti di Etirol-Levaz (ETL)*

Complesso policiclico e monociclico di parascisti, minori ortoscisti, metagabbri e lenti di metabasiti con impronta eclogitica di età eocenica (47-45 Ma; DAL PIAZ *et alii*, 2001; BELTRANDO *et alii*, 2010b), localmente ben preservata, o con sovraimpronta in facies scisti verdi da moderata a pervasiva. Derivano da un complesso di granuliti felsiche, paragneiss e rocce basiche con metamorfismo prepermiano di alto grado ed affinità kinzigitica *s.l.* e da subordinati granitoidi leucocratici ricchi di inclusi basici e di scisti (KIENAST, 1983; BALLÈVRE *et alii*, 1986). Il quadro polimetamorfico è documentato dalla presenza nei parascisti di granati prealpini di grandi dimensioni, avvolti da una corona di piccoli granati alpini, e da biotite rossa sostituita da clorite e rutilo sagenitico, mentre nei metagabbri sono presenti significativi relitti di una associazione granulitica a plagioclasio-ortopiroseno-clinopiroseno-spinello, con varietà cumulitiche e leucocratiche (KIENAST, 1983; BALLÈVRE *et alii*, 1986). I caratteri geochimici e tessiturali suggeriscono una parentela dei metagabbri di Etirol-Levaz con quelli della Zona Ivrea-Verbanò (crosta continentale inferiore) e soprattutto con quelli associati al basamento cristallino della Zona Sesia-Lanzo (REBAY & SPALLA, 2001), caratterizzati da analoga impronta eclogitica alpina (REBAY, 2003; REBAY & MESSIGA, 2007). L'impronta eclogitica è rappresentata nelle metapeliti da associazioni a granato-omfacite-quarzo-fengite  $\pm$  subordinato glaucofane e granato-cloritoide-quarzo-paragonite-fengite, nelle metabasiti da granato-omfacite-glaucofane-rutilo  $\pm$  mica bianca e nei metagabbri da talco-granato  $\pm$  cianite o clorite (da ortopitosseno), omfacite-granato-talco  $\pm$  fengite, Na-tremolite (clinopiroseno), clorite-granato, clorite corindone-cloritoide e granato-talco-cianite (da spinello) (KIENAST,

1983; BALLÈVRE *et alii*, 1986). Datazioni U-Pb dello zirconio (BELTRANDO *et alii*, 2010b) hanno fornito una età permiana per i protoliti dello gneiss leucocratico e della lente eclogitica raccolti rispettivamente presso il contatto tettonico basale del lembo e nei parascisti polimetamorfici del suo settore mediano, età di circa 166-150 Ma riferite all'infiltrazione di fusi associati all'intrusione dei gabbri giurassici sottostanti ed infine età eoceniche ( $47.5 \pm 1.0$  Ma) per il metamorfismo eclogitico.

La piccola scaglia di basamento cristallino di Crebuchette è situata sul versante sinistro della Valtourneche, sopra la testata del circo dell'omonima malga (fig. 60): è costituita da due piccoli affioramenti tra q. 2349 e la base della falesia di q. 2387, probabilmente connessi sotto la falda detritica e con spessore complessivo di 20-25 m. Nell'affioramento inferiore si osservano micascisti cloritico-granatiferi con patina rosso-ruggine molto intensa e sottili bande quarzitiche (ex neosomi pegmatitici), gneiss granitoidi albitici a granato, epidoto, anfibolo verde-azzurro, clorite ed una lenticella (20-40 cm) di granatite ad anfibolo blu con rari nuclei di glaucofane, clinozoisite, albite, clorite, biotite e fengite. La lente basica contiene oltre il 50% di granato rossastro, in matrice a grana fine di anfibolo blu, clorite, biotite, epidoto, fengite; accessori: rutilo molto abbondante, ilmenite, apatite, allanite. L'affioramento superiore è costituito da gneiss albitici d'aspetto "pipernoide" analoghi a quelli dei lembi di Etirol-Levaz e del M. Emilius: sono ortoscisti chiari, con abbondanti porfiroblasti pecilitici di albite, ricchi di inclusi microlitici di quarzo, anfibolo verde-azzurro, epidoto, clorite e scarsa mica bianca, e con letti e lenticelle di anfiboliti albitico-epidotiche a solfuri. La scaglia poggia su lame di serpentiniti milonitiche, situate a tetto di una parete di gabbri e melagabbri metamorfici, con struttura da *flaser* a milonitica, variamente ripiegati, riferibili alla Zona di Zermatt-Saas. La successione sovrastante ha caratteri litologici e metamorfici contrastanti e su questa base è stata attribuita all'unità del Combin inferiore (BUCHER *et alii*, 2004): inizia con tipiche prasiniti con noduli di epidoto giallastro e discontinue scaglie di serpentiniti a magnetite, finemente fogliettate, seguite da alternanze di prasiniti e calcescisti sino alla barra silicoclastica e carbonatica dell'unità Pancherot-Cime Bianche.

#### *Scisti leucocratici ad inclusi (ETL<sub>a</sub>)*

Scisti eclogitici chiari con abbondanti lenticelle e noduli di eclogiti femiche e scisti eclogitici a glaucofane e mica bianca, più o meno retrocessi, derivati da granitoidi leucocratici di età permiana (BELTRANDO *et alii*, 2010b), analoghi alle varietà presenti nei lembi del M. Emilius e del Glacier-Ra-

fray (DAL PIAZ & NERVO, 1971; DAL PIAZ *et alii*, 1983; PENNACCHIONI, 1995, 1996), interpretate da AMSTUTZ (1962) come derivati alpini di originari depositi piroclastici (“*gneiss pipernoidi*”). L’esame microscopico di alcuni campioni rappresentativi raccolti sopra il paese di Etirol indica che si tratta di micascisti granatiferi a due miche, albite, epidoto, clorite ed anfibolo, con inclusi di eclogiti fresche o in parte retrocesse. La mica fengitica di due di questi campioni ha fornito età Rb-Sr eoceniche ( $47 \pm 0.9$ ;  $45 \pm 0.7$ ; DAL PIAZ *et alii*, 2001; confermate da BELTRANDO *et alii*, 2010b), analoghe a quelle dell’impronta eclogitica datata nelle ofioliti della sottostante Zona di Zermatt-Saas in Valtournenche (RUBATTO *et alii*, 1998; BELTRANDO *et alii*, 2010a) e in Val d’Ayas (MAYER *et alii*, 1999). La retrocessione in facies scisti verdi, da blanda a pervasiva nelle zone milonitiche, è caratterizzata dallo sviluppo di albite, epidoto, clorite, anfiboli calcici, biotite olivastria e titanite.

#### *Metabasiti di Etirol-Levaz (ETL<sub>b</sub>)*

Principali intercalazioni stratoidi e lenticolari di eclogiti e metagabbri eclogitici, distinte nel settore centro-settentrionale del lembo cristallino e sotto Dzillianey, con facies di HP ben preservate e varietà parzialmente retrocesse in anfiboliti albitico-epidotiche  $\pm$  granato. La datazioni U-Pb dello zirconio di una lente eclogitica ha fornito, come sopra ricordato, un’età tardo permiana per il protolite igneo ed una età eocenica per la sovraimpronta eclogitica alpina (BELTRANDO *et alii*, 2010b). In questa lente l’associazione eclogitica è costituita da granato, omfacite, fengite (Si: 3.45-3.50 atomi p.f.u.) e rutilo, l’omfacite mostra un sottile orlo simplectitico ad albite e pirosseno II, povero in giadeite. Due eclogiti raccolte tra Triatel ed Etirol, presso il ponte sul torrente Rey, analizzate in DAL PIAZ *et alii* (1981), campioni 2296 e 2298) e riferite alla Zona di Zermatt-Saas appartengono forse al basamento cristallino del lembo di Etirol-Levaz: contengono abbondante granato e omfacite, sia fresca che in parte uralitizzata, con anfibolo verdognolo, mica bianca e rutilo in quantità accessoria.

#### *Metagabbri eclogitici con relitti granulitici prealpini (ETL<sub>c</sub>)*

La principale intercalazione di metagabbri eclogitici, scoperta da KIENAST (1983) e descritta nella sua monumentale tesi di dottorato, affiora nell’impervia parete sopra Levaz (Levaz damon, CTR). Le noriti formano alternanze decametriche con livelli metrici di websteriti a spinello che ricordano una successione gabbro-peridotitica di tipo cumulitico, analoga a quelle del Cervino e del Collon. Di particolare interesse la presenza di significativi relitti di associazioni granulitiche a plagioclasio calcico-ortopirosseno-clinopirosseno-spinello in metagabbri

cumulitici e a plagioclasio-ortopirosseno-clinopirosseno in varietà leucocratiche (KIENAST, 1983; BALLÈVRE *et alii*, 1986). Corpi minori sono presenti all’estremità settentrionale del lembo. La struttura primaria è equigranulare, talora leggermente orientata, con cristalli automorfi di orto e clinopirosseno, cristallizzati simultaneamente, e fasi interstiziali tardive rappresentate da plagioclasio e da spinello di forma ameboidi. Questi spettacolari litotipi non sono attribuibili al gruppo dei metagabbri eclogitici della sottostante Zona di Zermatt-Saas, diffusi dalla Valtournenche alla regione di Zermatt e all’Allalin (CHINNER & DIXON, 1973), ipotesi non compatibile con la composizione dei pirosseni relitti e con la loro associazione con i parascisti polimetamorfici incassanti: i loro protoliti sono riferibili alla crosta continentale profonda e confrontabili con i gabbri granulitici permiani della Zona di Ivrea (KIENAST, 1983; BALLÈVRE *et alii*, 1986), con i gabbri anfibolici ad impronta eclogitica della Zona Sesia-Lanzo (REBAY & SPALLA, 2001; REBAY, 2003; REBAY & MESSIGA, 2007) e con quelli della falda Dent Blanche (Cervino-Collon: DAL PIAZ *et alii*, 1977; BENCIOLINI, 1996; MONJOIE *et alii*, 2005), da cui differiscono per la diversa collocazione strutturale e la diversa impronta metamorfica alpina.

L’ortopirosseno ha composizione omogenea, con elevato contenuto in allumina (sino al 8%). Il clinopirosseno è una varietà di tipo fassaitico, molto ricco in allumina (18% di molecola Tschermakitica). Lo spinello ha colore verde chiaro e nucleo talora nerastro, ma senza significative variazioni composizionali rispetto al valore medio (66% spinello, 32% ercinite, 1.4 % cromite). Le rare essoluzioni di spinello nel clinopirosseno hanno composizione analoga. Il plagioclasio ha composizione labradoritica ed è spesso alterato.

Le principali trasformazioni eclogitiche dei metagabbri di Levaz sono di tipo pseudomorfico o coronitico e possono essere schematizzate nel modo seguente (KIENAST, 1983; BALLÈVRE *et alii*, 1986):

*Plagioclasio*  $\rightarrow$  zoisite-cianite-quarzo-jadeite

*Clinopirosseno*  $\rightarrow$  omfacite-granato-talco, omfacite-granato-tremolite sodica,

omfacite-granato-talco-fengite

*Ortopirosseno*  $\rightarrow$  talco-granato, talco-granato-cianite; talco-granato-clorite

*Spinello*  $\rightarrow$  clorite-granato, clorite-corindone-cloritoide; granato-talco-cianite

La struttura magmatico-granulitica, i minerali primari e le loro trasformazioni eclogitiche di tipo coronitico-pseudomorfico sono visibili in domini a modesta deformazione alpina, preservati all’interno di varietà milonitiche a grana minuta, di colore chiaro, caratterizzate dalla scomparsa dei relitti

primari, da una composizione chimica più omogenea e da fasi mineralogiche sincinematiche. Numerosi dati inediti sulla composizione mineralogica dei gabbri granulitici con sovraimpronta alpina di HP sono esposti nella tesi di KIENAST (1983). Ricordiamo i punti essenziali: i) nelle rocce massicce vi sono vari tipi di pirosseni, dall'augite alla giadeite, con stretto legame tra il sito primario in cui si sviluppano e la loro composizione: le varietà meno sodiche sono quelle che cristallizzano nei siti dei clinopirosseni prealpini, mentre le omfaciti crescono al bordo di tali siti o al bordo dei siti dell'antico plagioclasio; il debole tenore in egirina riflette il basso contenuto in ferro del protolite; ii) anche i granati di tipo coronitico mostrano variazioni di composizione in rapporto ai siti a cui sono legati: le varietà più ricche in Mg sono quelle derivate da ortopirosseno e spinello, mentre quelle più ricche in Ca sono legate a reazioni coronitiche con plagioclasio e clinopirosseno; iii) le cloriti sono in genere ricche in Mg, con variazione del tenore in allumina a seconda dei siti, massima dove, assieme a granato, cloritoide e corindone sostituisce lo spinello; iv) le varietà milonitiche hanno composizione mineralogica più omogenea, con pirosseno omfacitico e granato relativamente più ricco in almandino e spessartina.

Le condizioni fisiche del metamorfismo eclogitico (P: 1.5-1.6 GPa, T: 550°C; BALLÈVRE *et alii*, 1986) sono analoghe a quelle stimate a quel tempo nelle ofioliti eclogitiche della Zona di Zermatt-Saas. Recenti stime petrologiche su queste metaofioliti hanno elevato il picco di pressione a valori di 2.3-3 GPa (BUCHER *et alii*, 2005; GROPPPO *et alii*, 2009).

## 2. - ZONA PIEMONTESE DEI CALCESCISTI CON PIETRE VERDI

La Zona piemontese è un sistema tettonico multifalda che riunisce un insieme di unità ofiolitiche, superiori (Combin) ed inferiori (Zermatt-Saas), derivate dalla chiusura dell'oceano mesozoico ligure-piemontese (figg. 36, 37, 52); contiene inoltre sottili unità permo-mesozoiche di copertura ad affinità continentale (Pancherot-Cime Bianche, in Italia; Frilhorn e Madzeria in Svizzera). La loro storia evolutiva è caratterizzata da metamorfismo di ambiente oceanico, metamorfismo di subduzione con caratteri nettamente contrastanti, deformazioni polifasiche e sovraimpronta tettono-metamorfica finale di tipo barroviano (DAL PIAZ *et alii*, 1972; CABY *et alii*, 1978; DAL PIAZ & ERNST, 1978; ERNST & DAL PIAZ, 1978; DAL PIAZ, 1988, 1999; BIGI *et alii*, 1990; VANNAY & ALLEMANN, 1990; DE GIUSTI *et alii*, 2004).

Le unità ofiolitiche della Zona del Combin (fig.

60), ad affinità litologico-strutturale "*liguride esterna*", e le associate unità permiane e/o mesozoiche di origine continentale *prerift* e *sinrift* costituiscono la Zona del Combin *Auct.*, sistema tettonico superiore della Zona piemontese, o falda del Tsaté in Vallese (SARTORI, 1987; SARTORI & MARTHALER, 1994; BURRI *et alii*, 1998; BUCHER *et alii*, 2003, 2004). La Zona del Combin è il substrato tettonico, non eclogitico, dei lembi austroalpini superiori con impronta metamorfica eoalpina in facies scisti blu ad epidoto (scarsi relitti). La falda del Tsaté comprende in successione rovesciata le unità ofiolitiche della Zona di Tracuit e una parte dei calcescisti (*série grise*, Cretacico sup.; MARTHALER, 1981) appartenenti alla Zona del Combin di ARGAND (ESCHER *et alii*, 1988); ad essa sono state riferite (SARTORI & MARTHALER, 1994) anche le unità carbonatiche mesozoiche attribuite in precedenza alla copertura parautoctona della falda del Mont Fort (ESCHER *et alii*, 1987; ESCHER, 1988). La sottostante Zona (falda) di Zermatt-Saas è costituita da frammenti di litosfera oceanica, estesi e coerenti, ad affinità litologica e strutturale "*liguride interna*", con impronta eclogitica di età eocenica, locali associazioni a talco-cianite e con coesite e microdiamanti nei metasedimenti oceanici del lago di Cignana.

In entrambe le unità la successione dei metasedimenti di copertura delle ofioliti inizia con discontinue quarziti manganesifere. Nelle Alpi Cozie (PARONA in: DE WEVER *et alii*, 1987) sono segnalati relitti di radiolari, ma la derivazione di questi depositi ricchi in manganese da diaspri giurassici analoghi a quelli delle successioni ofiolitiche delle Liguridi (CHIARI *et alii*, 2000; PRINCIPI *et alii*, 2004) è stata postulata da STAUB (1942b) in Vallese e ritenuta verosimile da molti autori in Valle d'Aosta, in Vallese e nelle Alpi centrali (e.g., BEARTH, 1967; TROMMSDORFF *et alii*, 1970; GLOM, 1977; PETERS *et alii*, 1978; DAL PIAZ *et alii*, 1979a; BEARTH & SCHWANDER, 1981; MARTIN-VERNIZZI, 1982; BALDELLI *et alii*, 1983; TUMIATI *et alii*, 2010, con rif. bibl.). L'età giurassica medio-superiore è confermata da robuste datazioni U-Pb su zirconio (160-157 Ma) nelle quarziti di UHP di Cignana (RUBATTO *et alii*, 1998) e in metabasiti della media Valtournenche (166-150 Ma, BELTRANDO *et alii*, 2010b). Le mineralizzazioni a Mn e Cu-Fe della *suite* ofiolitica sono universalmente attribuite a processi idrotermali analoghi a quelli osservati e modellizzati nei moderni oceani in espansione (BONATTI, 1975; BONATTI *et alii*, 1976).

Le due unità ofiolitiche della Zona piemontese, nettamente distinte nei caratteri del metamorfismo di subduzione, hanno analoga sovraimpronta tettono-metamorfica in facies scisti verdi di età Eocene sup.-Oligocene inf. (HUNZIKER *et alii*, 1992, con rif. bibl.), di poco antecedente all'insediamento

dei filoni calcalcalini e lamproitici, non metamorfici, di età oligocenica (32-29 Ma) ed alle coeve breccie listvenitiche associate alle serpentiniti lungo le faglie del sistema tettonico Aosta-Ranzola (DAL PIAZ & OMENETTO, 1978; DIAMOND & WIEDENBECK, 1986; RATTO, 1998; DAL PIAZ, 1999; BISTACCHI *et alii*, 2001; DAL PIAZ *et alii*, 2010).

## 2.1. - UNITÀ SUPERIORI - ZONA DEL COMBIN AUCT.

### 2.1.1. - *Unità ofiolitiche*

L'unità ofiolitica del Combin e i suoi *duplex* raggruppano le successioni di calcescisti e pietre verdi situate a letto dei lembi austroalpini superiori e, nel settore svizzero (unité de la Luette, cupola di Bous-sine), a tetto del ricoprimento del Gran San Bernardo e a letto delle sue unità retroflesse nel ventaglio della Val de Bagnes (ESCHER *et alii*, 1987; BURRI *et alii*, 1998). Sono costituite da potenti sequenze di calcescisti calcariferi e terrigeni (presunto flysch cretaco) con ripetute intercalazioni tabulari di metabasalti prasinitici (colate, filoni strato) e da corpi lenticolari maggiori (olistoliti e/o scaglie tettoniche) di metabasalti, metagabbri e serpentiniti. Le pietre verdi sono concentrate nella parte superiore dell'unità, in corpi anche di grandi dimensioni (e.g., Gran Tournalin, Pancherot) e talora associate a piccoli resti delle coperture oceaniche (quarziti e scisti quarziticci a Mn: DAL PIAZ, 1969a; DAL PIAZ *et alii*, 1979b; BALDELLI *et alii*, 1983). Come già ricordato, le prasinititi hanno caratteri geochimici propri di tholeiiti normal-MORB e transizionali (DAL PIAZ *et alii*, 1981; BECCALUVA *et alii*, 1984).

Nel settore valdostano è possibile distinguere unità ofiolitiche del Combin superiori (ubiquitarie) ed inferiori (locali) in base alla loro posizione geometrica rispetto all'unità Pancherot-Cime Bianche, situata talora all'interno della Zona del Combin, non alla sua base. Le due unità ofiolitiche sono in genere molto simili dal punto di vista litostratigrafico e metamorfico e per questo motivo sono state distinte solo nello schema tettonico (fig. 60), non nella carta: le differenze sembrano limitate alla presenza nell'unità inferiore di frequente granato e di un pattern strutturale indipendente (DAL PIAZ & ERNST, 1978; DAL PIAZ & OMENETTO, 1978; BALLÈVRE *et alii*, 1986). L'appartenenza delle serpentiniti del Pancherot all'unità inferiore del Combin, e non a quella di Zermatt-Saas come proposto da altri autori, è suggerita dall'assenza dei filoni di gabbri rodingitici così abbondanti nel sottostante grande corpo di serpentiniti di HP di Perréres-Singlin. L'ipotesi è corroborata dalla mancanza di titanclinohumite-olivina-diopside alpini, tipici delle serpentiniti Zermatt-Saas, dalla posizione geome-

trica e dalla presenza, alla base della lente serpentinitica del Pancherot, di alcune decine di metri di alternanze di calcescisti e metabasiti in tipica facies Combin, a tetto del grande corpo di glaucofaniti granatiferi ed eclogiti più o meno retrocesse del vallone di Cignana (sotto la diga) e della loro estensione nord-orientale (Zermatt-Saas). Verso sud, la distinzione delle due unità ofiolitiche del Combin è stata estesa sino al vallone di Torgnon e al lembo del Pillonet, lontano dagli ultimi affioramenti significativi dell'unità Pancherot-Cime Bianche.

Nel settore vallesano l'elemento ofiolitico superiore è rappresentato dall'unità della Luette (Foglio Chanrion, BURRI *et alii*, 1998; fig. 58), affiorante a letto del margine nord-occidentale del lembo della Dent Blanche. Si associa all'unità esterna del Pleureur, non ofiolitica, e ricompare ad un livello strutturale inferiore, entro la finestra tettonica di Boussine, a tetto dell'unità carbonatica di Mauvoisin che a sua volta ricopre l'unità pretriasica del Métailler (Sistema del Gran San Bernardo).

### *Calcescisti s.l. (ZCO)*

Calcescisti pelitico-carbonatici, con intercalazioni di marmi impuri, scisti filladici ed ofioliti in corpi di dimensioni non cartografabili. Con questa definizione sono indicate le successioni indifferenziate del complesso dei calcescisti *s.l.*: comprendono metasedimenti carbonatici, pelitici e silicoclastici che derivano da depositi pelagici giurassici e/o da successioni presumibilmente torbiditiche di probabile età cretaca che costituiscono la parte più recente delle coperture sopraofiolitiche. I termini estremi sono rappresentati da marmi impuri, quarziti micacee e tipi filladici: le differenze dipendono dall'eterogeneità di facies dei protoliti e dalla loro diversa sensibilità nel registrare gli eventi metamorfici. Principali componenti mineralogici: calcite (in genere dominante), quarzo, mica chiara in percentuali variabili  $\pm$  albite, clorite. Nelle varietà carbonatiche l'albite si presenta talora in cristalli subsferici di colore nerastro che all'esame macroscopico possono essere scambiati per granato. Al microscopio l'albite appare abitualmente in porfiroblasti pecilitici, ricchi di inclusi e, a volte, di fini dispersioni carboniosografiche che sottolineano una scistosità interna relitta, planare o variamente piegata. Minerali accessori comuni: titanite, epidoto-clinozoisite, anfiboli, tormalina, apatite, opachi.

La loro diffusione è maggiore di quanto appaia in carta poichè in molti casi estese aree di calcescisti *s.l.* (specie nella varietà pelitica) sono subaffioranti sotto coltri colluviali-eluviali o nascosti da depositi glaciali di fondo o detrito di falda. I migliori affioramenti si osservano in genere con le varietà carbonatiche, talora in bancate di discreto spessore, e nei versanti con dolce giacitura a reg-

gipoggio. La foliazione è penetrativa e persistente, riferibile alla scistosità regionale  $S_2$  in facies scisti verdi; nei tipi filladici è molto frequente il clivaggio di crenulazione, fissato dai porfiroblasti tardivi di albite. In condizioni milonitiche i calcescisti diventano fissili o si disgregano sulla superficie topografica dando luogo a detriti e corpi di frana che si alterano ed assumono aspetto terroso.

Nel settore italiano del foglio i calcescisti sono diffusi ai piedi del Cervino (DAL PIAZ & ERNST, 1978), nella dorsale Motta di Pletè-Gran Sometta (DAL PIAZ *et alii*, 1979a) e negli alti circhi sospesi, aperti sui due fianchi della Valtournenche, dal Grand Collet alla Becca d'Aran, alla Cleyva Bella e al Col Portola, sul lato sinistro e, su quello destro, alla Finestra di Cignana e nell'alto vallone di Torgnon, talora in alternanza con prasiniti stratiformi (KIENAST, 1973; DAL PIAZ, 1976, 1988, 1992; GLOM, 1977; VANNAY & ALLEMANN, 1990; DE GIUSTI *et alii*, 2004; FORSTER *et alii*, 2004). Sono inoltre diffusi in Valle di San Barthélemy e nelle sue tributarie di destra, alla base del lembo Mont Mary-Cervino, con litotipi analoghi a quelli descritti nel Foglio Chatillon (BALDELLI *et alii*, 1983; DAL PIAZ *et alii*, 2010). Passando al settore svizzero, l'unità della Luette è costituita da prevalenti calcescisti carbonatici e da subordinate facies a dominante pelitica, distinte nel foglio Chanrion (BURRI *et alii*, 1998): le varietà pelitiche sono rappresentate da tipi scistoso-fogliettati, di colore grigio plumbeo o nerastro, passanti localmente a quarziti scistose, diffuse nelle propaggini orientali del Grand Combin ed al M. Avril, lungo la cresta di confine.

Età: Giurassico sup.-Cretacico ?

#### *Calcescisti con intercalazioni di prasiniti (ZCO<sub>a</sub>)*

Alternanze di calcescisti e di prasiniti stratoidi in intercalazioni ripetute o di spessore modesto, non rappresentabili alla scala del foglio, derivate da colate e filoni strato, di composizione mineralogica e geochemica analoga a quella dei corpi maggiori di metabasalti tholeiitici. Le principali successioni vulcano-sedimentarie di questo tipo sono cartografate ai piedi del Cervino, lungo il fianco sinistro della Valtournenche, dal Grand Collet (scivolato in blocco) alla comba della Cleyva Bella e al Col Portola e, sul fianco opposto, nel settore compreso tra il vallone di Vofrede (IGM) e la Finestra di Cignana.

#### *Scisti quarzoso-micacei, quarziti e quarziti mineralizzate (ZCO<sub>b</sub>)*

La casella raggruppa scisti quarzoso-micacei a liste e lenti di quarzo e quarziti micacee a clorite  $\pm$  granato, di colore, biancastro, grigio argenteo e verdognolo. Hanno scistosità in genere penetrativa e a volte contengono sottili livelli e noduli minera-

lizzati a silicati di manganese, magnificati in carta rispetto alle loro modeste dimensioni reali. Le principali varietà di quarziti e scisti a liste e lenticelle di quarzo sono esposte lungo la cresta nord della Becca d'Aver: formano ripetute intercalazioni in una successione di calcescisti carbonatici con scaglie di serpentiniti e mostrano forte analogia con i litotipi affioranti lungo la dorsale occidentale del M. Zerbion (Foglio Chatillon). Il loro aspetto macroscopico è simile a quello di certi scisti quarziticci di verosimile età permiana della Zona Pancherot-Cime Bianche, ma la presenza poco a nord della Becca d'Aver di alcuni livelli centimetrici di quarziti rosate ricche in minutissima spessartina fa propendere per una loro origine da depositi oceanici di età giurassica. Scisti quarzoso-fengitici a granato  $\pm$  carbonato e albite sono associati ai calcescisti affioranti tra Champ Long e Cort, tra gli ortogneiss minuti del lembo del Pillonet e la sottostante placca di marmi calcareo-dolomitici dell'unità Pancherot-Cime Bianche (DAL PIAZ, 1976).

Quarziti micaceo-cloritiche con locali livelletti e noduli manganesiferi (spessartina, braunite  $\pm$  piemontite) sono associate alle serpentiniti del Pancherot, poco sotto la vetta, e ai calcescisti con subordinate pietre verdi nel circo a SSE del M. Serriola, rispettivamente nelle unità inferiore e superiore del Combin. L'affioramento migliore di quarziti a manganese della Zona del Combin è quello che affiora al bordo settentrionale (2850-2870 m) del ripiano sommitale della Motta di Pletè, alcune centinaia di metri a est di q. 2869 (DAL PIAZ *et alii*, 1979a). Le quarziti sono situate nel tratto sommitale di una potente successione di prasiniti e prasiniti epidotiche derivate da basalti tholeiitici sottomarini (DAL PIAZ & ERNST, 1978) e sono ricoperte da altre prasiniti con limitati metagabbri prasinitici e da calcescisti che formano, con una lente serpentinitica, il pianoro sommitale delle tre Motte. La mineralizzazione è insediata in un orizzonte di metasedimenti spesso 2-3 m, formato da prevalenti quarziti manganesifere finemente zonate, con intercalazioni di calcescisti e con scisti quarzoso-micaceo-granatiferi a carbonato e biotite di tetto (fig. 80A-B). Il complesso manganesifero è costituito da ripetute e regolari alternanze di quarziti micacee a clorite e granato, di colore chiaro, e di letti millimetrico-centimetrici di quarziti variegiate a spessartina, piemontite, braunite, mica chiara, clorite  $\pm$  epidoti, Mn-richterite, minerali opachi, tormalina, apatite, di colore rosa, rosso, viola, giallo o nerastro a seconda del minerale dominante (composizione dei minerali in DAL PIAZ *et alii*, 1979a). Piccole pieghe isoclinali documentano la totale trasposizione duttile della successione stratigrafica risanata dal metamorfismo e apparentemente indisturbata.

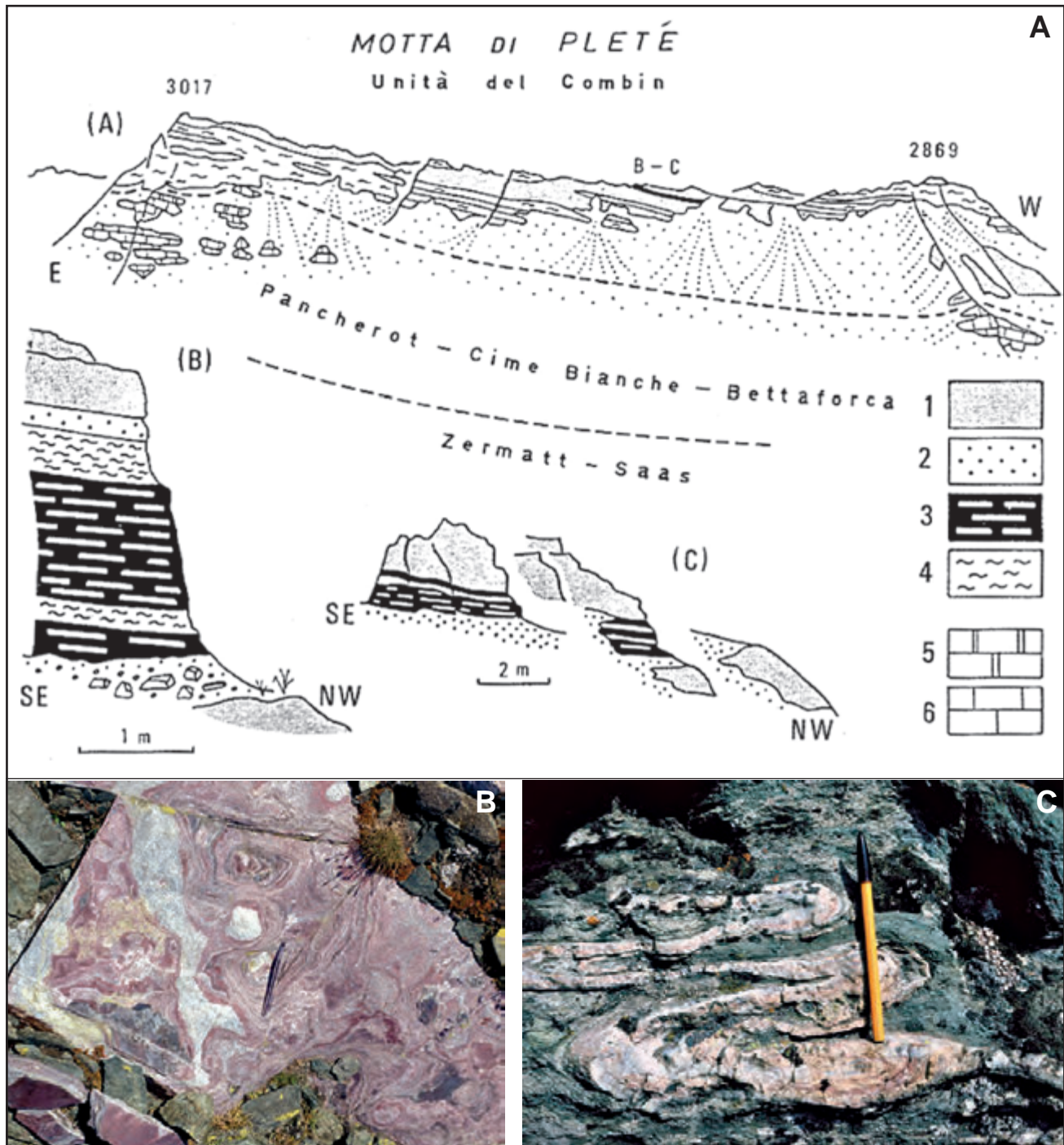


Fig. 80 - Quarziti manganesifere della Zona del Combin. (A) Motta di Pletè, assetto litostratigrafico (DAL PIAZ *et alii*, 1979a): 1) prasinitis, 2) micascisti e quarziti a granato, 3) quarziti manganesifere, 4) calcescisti s.l., 5) quarziti triassiche, 6) dolomie e marmi triassici; (B) quarzite rosea con abbondante mica manganesifera. (C) Val di Bagnes, unità della Luette, ca 2430, sotto e a nord-est della Cabane de Chanrion: livello decimetrico ripiegato di quarzite con granato giallo e rosa entro prasinitis a crossite.

- Mn-rich quartzites of the Combin Zone. (A) Motta di Pletè, lithostratigraphic setting (DAL PIAZ *et alii*, 1979a): 1) prasinites, 2) micascists and garnet quartzites, 3) Mn-rich quartzites, 4) calcschists s.l., 5) Triassic quartzites, 6) Triassic dolostones and marbles; (B) pink quartzite with abundant manganiferous mica. (C) Bagnes valley, Luette unit, ca 2430 m, below and north-east of Chanrion Hut: folded decimetric quartzitic bed with yellow and pink garnets inside crossite-bearing prasinites.

Quarziti a granato rosato e giallognolo ricco in spessartina sono presenti anche nel settore svizzero del foglio, nei dintorni della Cabane de Chanrion (fig. 80C; STAUB, 1942b; BURRI *et alii*, 1998).

Con questo codice sono state indicate anche le quarziti a pirite cuprifera della piccola miniera di

Les Vorpilles (ca 2010 m), da tempo inattiva, situata nel versante destro dell'alta Valtournenche (fig. 54A), la cui struttura tettonica è ricostruita nei profili seriatati di figura 81. Nella zona sono ancora visibili una breve galleria, una discarica inerbita, i ruderi di un edificio e, verso sud, le tracce di una

coltivazione a cielo aperto. La successione era stata riferita all'unità sommitale della Zona di Zermatt-Saas per la presenza di granato e raro cloritoide (GLOM, 1977), ma in base alla litologia di tipo vulcano-sedimentario, all'assenza di eclogiti e alla natura tipicamente prasinitica dei metabasalti incassanti si è ritenuto preferibile attribuirli all'unità ofiolitica inferiore della Zona del Combin, nonostante la presenza di metasedimenti a granato e cloritoide (BUCHER *et alii*, 2003). Questa successione è costituita da un banco spesso 1-2 m di quarziti pure o a mica bianca, carbonato interstiziale e scarso granato, con ripetute intercalazioni millimetrico-decimetriche di micascisti carbonatici a clorite e abbondante granato pecilitico (frequente struttura a maglie), marmi a granato, quarziti granatifere a carbonato, mica bianca e clorite. Piccoli cristalli molto allungati di cloritoide, in genere geminato, sono inclusi nei granati maggiori: ricorda il Fe-cloritoide del Gran San Bernardo (scisti blu) e non il Mg-cloritoide del Monte Rosa e dell'unità Zermatt-Saas (eclogitico).

L'orizzonte di quarziti e marmi mineralizzati è inserito in una potente barra di prasiniti tabulari, prasiniti epidotiche, ovariditi e cloritoscisti (da basalti con alterazione oceanica più o meno pronunciata). La mineralizzazione è formata da un letto di pirite massiccia, spesso 30-50 cm, e altri minori, in matrice quarzosa a clorite e mica bianca. L'esame metallogenico (DAL PIAZ & OMENETTO, 1978) ha messo in evidenza due tipi di mineralizzazione, con rapporti transizionali: i) tipo essenzialmente piritico in aggregati granoblastici submillimetrici, con scarse inclusioni di calcopirite, calcopirite-bornite o blenda e frazione interstiziale di quarzo  $\pm$  clorite, mica bianca e scarsa calcopirite; ii) tipo piritoso-cuprifero, formato da aggregati idioblastici e granoblastici di pirite ad inclusi di calcopirite, calcopirite-bornite, calcopirite-mackinawite e calcopirite-blenda, in matrice quarzosa a clorite, mica bianca, granato e titanite. La mineralizzazione (Fe-Cu-Zn) ha origine idrotermale in ambiente oceanico ed è ricristallizzata durante l'orogenesi alpina. Analogo giacimento di pirite cu-

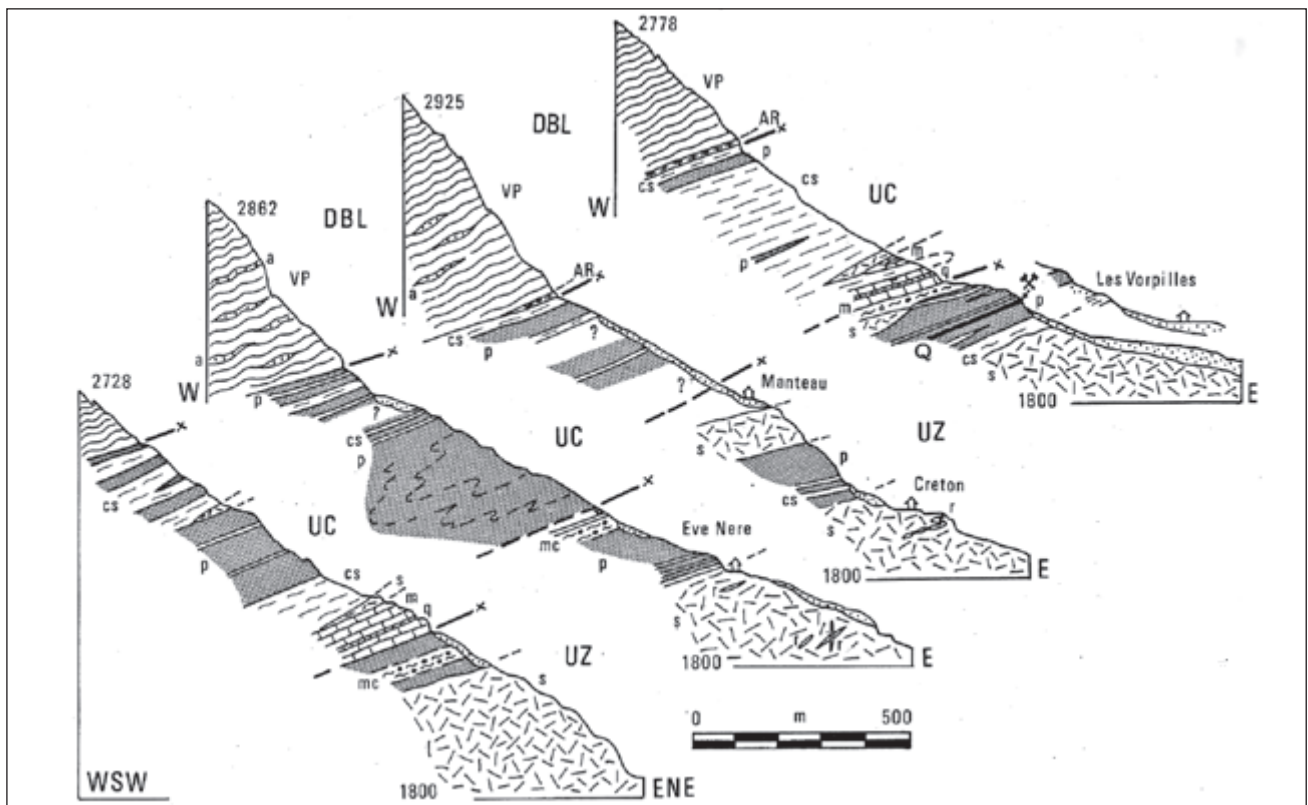


Fig. 81 - Profili seriati attraverso il contatto Austroalpino/Zona Piemontese nel versante destro della Valtournenche tra il vallone di Vofrede e il M. Seriola (DAL PIAZ & OMENETTO, 1978). 1) Falda Dent Blanche (DBL): unità di Valpelline (VP) e di Arolla (AR): a) metabasiti con metamorfismo prealpino di alto grado. 2) Falda piemontese: unità superiore (UC: Combin) e unità inferiore (UZ: Zermatt-Saas): m) marmi e dolomie triassiche, q) quarziti triassiche, cs) calcescisti s.l., mc) micascisti granatiferi e scisti albitici, p) metavulcaniti basaltiche con prevalenti associazioni prasinitiche, s) serpentinitine antigoritiche, r) rodingiti, Q) quarziti e scisti quarziticci con mineralizzazione piritoso-cuprifera stratiforme di les Vorpilles. Nell'attuale interpretazione il limite tra il Combin inferiore e la Zona di Zermatt-Saas è posto a tetto delle serpentinitine di base.

- Serial cross-sections through the Austroalpine-Piemonte Zone contact along the right flank of Valtournenche, between Vofrede valley and Mt. Seriola (DAL PIAZ & OMENETTO, 1978). 1) Dent Blanche nappe (DBL): Valpelline unit (VP) and Arolla unit (AR): a) basic rocks with pre-Alpine high-grade metamorphism. 2) Piemonte nappe: upper unit (UC: Combin) and lower unit (UZ: Zermatt-Saas): m) Triassic marbles and dolostones, q) Eotriassic quartzites, cs) calcschists s.l., mc) garnet micaschists and albitic schists, p) metabasalts with dominant prasinitic associations, s) antigorite serpentinites, r) rodingites, Q) quartzites and quartzitic schists with stratiform Cu-Fe mineral deposit of Vorpilles. Current interpretation: the Lower Combin / Zermatt-Saas boundary is on top of basal serpentinites.



priferi associata a quarziti impure e a calcescisti calcariferi dell'unità del Combin è situato 500 m oltre il margine occidentale del foglio, tra la malga Filon e il M. Balme: la miniera abbandonata è indicata nel Foglio Aosta alla scala 1:100.000, non nel Foglio Chanrion-Mont Vélán svizzero.

Età: Giurassico sup.

### Prasiniti (ZCP)

Metabasiti di colore verde chiaro e facile suddivisibilità in lastre sottili, usate per la copertura di molti alpeggi. Sono costituite da albite, anfibolo calcico actinolitico, clorite, epidoto ferrifero in proporzioni circa equivalenti nei litotipi normali; componenti accessori: titanite, minerali opachi  $\pm$  calcite, mica bianca, biotite olivastria, quarzo, apatite, tormalina. Carattere peculiare delle prasiniti è lo sviluppo ocellare dell'albite, in porfiroblasti pecilotici biancastri, spesso plurimillimetrici, zeppi di inclusioni microlitiche dei minerali presenti in matrice. Sono il prodotto della trasformazione metamorfica in facies scisti verdi di basalti normal-MORB e transizionali (DAL PIAZ *et alii*, 1981; BECCALUVA *et alii*, 1984). Rari anfiboli sodici (in genere crossite) sono i relitti del metamorfismo di subduzione in facies scisti blu di queste rocce (DAL PIAZ, 1976; ERNST & DAL PIAZ, 1978; SPERLICH, 1988; BURRI *et alii*, 1998; MARTIN & CORTIANA, 2001). Mancano le pseudomorfosi a losanga su lawsonite così vistose e diffuse in alcuni metabasalti eclogitico-glaucofanici della Zona di Zermatt-Saas. Come varietà locali, non distinte in carta, si notano: i) prasiniti ricche in noduli e letti millimetrico-centimetrici di epidoto giallognolo (fig. 82A), ii) tipi più scuri e massicci, caratterizzati da aggregati diablastici di albite ed anfibolo, passanti ad anfiboliti albitiche, iii) varietà ricche in albite ocellare e clorite (ovarditi *Auct.*), talora a carbonato e mica bianca, derivate da protoliti con marcata idratazione di ambiente oceanico. I metabasalti prasinitici del Combin mostrano due tipi principali di giacitura: corpi lenticolari anche di grandi dimensioni e le già ricordate alternanze stratoidi con i calcescisti. Tra i corpi maggiori, talvolta associati a minori metagabbri in facies scisti verdi, ricordiamo quelli della conca del Breuil, tra l'Eura ed il Rifugio Duca degli Abruzzi e, sul lato opposto, quelli della Motta di Pletè, ed ancora le estese falesie che in riva destra del Marmore formano buona parte dell'unità ofiolitica inferiore del Combin, da Vofrede alla Finestra di Cignana, e gli analoghi affioramenti tra il lago di Cignana e il M. Meabè. Le principali alternanze di calcescisti e prasiniti sono state cartografate con apposito sovrassetto, distinguendo i casi con calcescisti prevalenti sulle prasiniti (ZCOa) e viceversa (ZCPb). Alcune intercalazioni stratoidi di prasiniti, con locali relitti



Fig. 82 - Metabasiti della Zona del Combin. (A) Prasinite con liste di epidoto pistacitico che mettono in evidenza due generazioni di pieghe, Oriondè. (B) Metagabbro scistoso-laminato, Fenêtre Durand.

- *Metamorphic basic rocks of the Combin zone. (A) Prasinite with Fe-epidote strips showing two folding phases, Oriondè. (B) Foliated-sheared metagabbro, Fenêtre Durand.*

di strutture a cuscini e di breccie eruttive epidotico-glaucofaniche, sono presenti anche nel settore svizzero del foglio, tra la Fenêtre Durand, Grand Charmotane, la Cabane de Chanrion e il Col de Tsofeiret, entro i calcescisti calcarei e pelitici dell'unità della Luette (BURRI *et alii*, 1998).

### Prasiniti con intercalazioni di calcescisti (ZCP<sub>b</sub>)

Affioramenti di metabasalti prasinitici con sottili intercalazioni di calcescisti carbonatico-terrigeni e di quarziti micacee, non cartografabili alla scala del foglio. Queste successioni sono presenti in entrambe le unità ofiolitiche del Combin, in particolare alla Motta di Pletè, nella zona del Rifugio Duca degli Abruzzi e alla P. Fontana Fredda (Freida).

### Metagabbri (ZCG)

Alcuni corpi di Mg-metagabbri in facies scisti verdi, con struttura fibroso-lenticolare (*flaser*) a grana grossa, scistoso-laminata o milonitica, sono dispersi nelle successioni di calcescisti con prasiniti della Zona del Combin nel contiguo Foglio Monte Rosa (fronte del piccolo ghiacciaio della Forca, Rothorn) e nel Foglio Chanrion-Mont Vélán (unità della Luette), lungo il sentiero per la Cabane des

Dix, 2 km a nord del Mont Blanc de Cheilon, affioramento significativo perché contiene relitti di orneblenda bruna primaria (BURRI *et alii*, 1998). Nel Foglio Monte Cervino esiste un corpo di megagabbri di discrete dimensioni, affiorante poco prima della Fenêtre Durand, lato italiano, non indicato nel Foglio Chanrion-Mont Vélán (fig. 82B). La struttura gabbroide è riconoscibile in domini lenticolari di piccole dimensioni, relativamente meno deformati, con tessitura *flaser*, caratterizzata da lenticelle affusolate, formate da aggregati policristallini di anfibolo calcico  $\pm$  clorite che sostituiscono il pirosseno magmatico, immerse in una matrice chiara ad albite-clinzoisite (ex plagioclasio calcico), clorite, scarsa mica chiara e titanite. Le facies più trasformate sono delle prasiniti epidotiche e dei tipi milonitici, di colore verde chiaro.

#### *Serpentiniti (ZCS)*

Serpentiniti antigoritiche a magnetite, con struttura massiccia, scistoso-laminata o milonitica, in corpi lenticolari di notevoli dimensioni (Pancherot, M. Meabè-Becca d'Aver, parete sud del M. Avril) ed in scaglie minori (Motta di Pletè, ad ovest di P. de Falinier (Falinere), attorno alle rocce carbonatiche dell'unità Pancherot-Cime Bianche tra Charey e Cort. Il grande corpo di serpentiniti del Pancherot, riferito all'unità inferiore del Combin per le ragioni sopra discusse, è caratterizzato dalla presenza di una foliazione interna sigmoidale, nettamente discordante rispetto alla scistosità planare ( $S_2$ ) dei calcescisti con quarziti e prasiniti e dell'unità Pancherot-Cime Bianche, a tetto, e dei calcescisti con prasiniti di letto (fig. 83A). Ad ovest della vetta del Pancherot le serpentiniti sono coperte da una banda plurimetrica di quarziti scistose, grigio verdognole, contenenti lenticelle di quarziti manganesifere rosa e qualche nodulo nero, ricco in braunite (fig. 83B). Al di sotto, nei pressi del casotto della Forestale, piccola placca di oficalci e breccie con clasti (fig. 83C) e lente metrica di dolomia. Passando all'unità della Luette nel settore svizzero (BURRI *et alii*, 1998), le serpentiniti sono molto abbondanti lungo la dorsale Avril-Charmontane-M. Durand e sul versante destro del lago di Mauvoisin, ove formano corpi lenticolari molto stirati, di dimensioni metrico-decametriche, in contatto tettonico con i calcescisti incassanti. Varietà massicce costellano il contatto tra l'unità della Luette e quelle sottostanti. Le serpentiniti sono il prodotto dell'idratazione in ambiente oceanico di originarie peridotiti di mantello, con cristallizzazione di antigorite durante il metamorfismo polifasico alpino. Hanno il consueto colore da verde brillante a nerastro, contengono magnetite in cristalli mm-cm allungati, sono generalmente fratturate in modo pervasivo e suddivise in frammenti a spigoli vivi, con litoclasti spesso

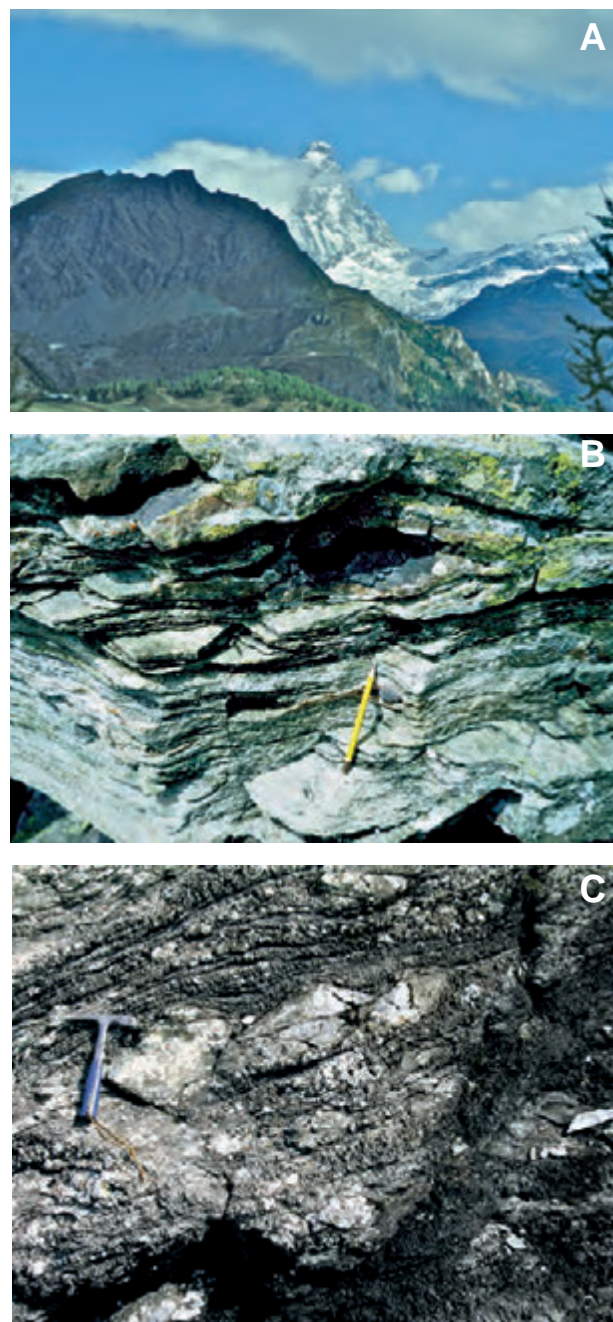


Fig. 83 - Massiccio del Pancherot, unità del Combin inferiore. (A) Le serpentinite della parete sud, con foliazione sigmoidale megascopica. (B) Quarziti micacee con lente nerastra di braunite, a tetto delle serpentinite, sommità della parete sud. (C) Breccie a tetto delle serpentinite presso il casotto della Forestale.

- Pancherot massif, lower Combin unit. (A) Serpentinites of southern wall with megascopic sigmoidal foliation. (B) Micaceous quartzite with lenticular black braunite over serpentinite, summit of southern wall. (C) Serpentinitic breccia near the Forestale box.

riempite di "serpentino nobile"  $\pm$  carbonato e clorite. Vistose zone di reazione rodingitica con epidotodiopside  $\pm$  anfibolo sono visibili su calcescisti e metabasiti a contatto con lenti di serpentinite della Conca di By (DAL PIAZ, 1966), interpretate in precedenza come *skarn* di contatto magmatico (DIHEL *et alii*, 1958), e lungo il torrente Cervino, a circa 2550 m, sotto il Rifugio Duca degli Abruzzi.

*Brecce serpentinitiche del Monte Meabè (ZCS<sub>B</sub>)*

Discontinuo orizzonte di brecce ad elementi calcareo-dolomitici di prevalente dimensione centimetrica in matrice di serpentinite milonitica, in parte nascosto sotto depositi quaternari. Gli affioramenti principali sono situati lungo la dorsale M. Meabè-M. Miracle, al limite tra l'elemento ofiolitico superiore del Combin e quello inferiore: sono interposti tra serpentiniti e calcescisti, entro le serpentiniti e a contatto con una banda di marmi calcareo-dolomitici appartenenti all'unità Pancherot-Cime Bianche, assieme a quarziti a patina rossastra. Piccoli e discontinui affioramenti di brecce milonitiche si osservano a sud di Château ed alla Fenêtre d'Ersaz (Ersa), costituendo un orizzonte discontinuo di spessore metrico, a tratti sepolto sotto depositi quaternari.

2.1.2. - *Unità non ofiolitiche**Unità del Pleureur e di Mauvoisin*

Unità di probabile età giurassico-cretacica, non ofiolitiche, riferite alla *Nappe du Tsaté* (Combin) e distinte in Val de Bagnes (Vallese) sulla base del Foglio Chanrion-Mont Vélan alla scala 1:25.000 (BURRI *et alii*, 1998). L'unità del Pleureur (fig. 60) affiora lungo il margine occidentale del foglio, nella parte alta del versante che sovrasta, sulla sinistra, il lago di Mauvoisin: è sovrascorsa sui calcescisti con limitate intercalazioni di prasiniti dell'unità della Luette che, a sua volta, è in contatto tettonico con la sottostante unità di Mauvoisin. L'unità del Pleureur ricompare a monte del lago artificiale, tra i ghiacciai di Tsessette e Mont Durand, al margine meridionale della finestra di Boussine, interposta tra l'unità della Luette e quella del Métailler (falda del Mont Fort, Sistema del Gran San Bernardo). L'unità di Mauvoisin affiora a livello strutturale più basso, a nord della finestra tettonica di Boussine, ed è situata tra l'unità della Luette, a tetto, e quella del Métailler a letto, in entrambi i casi con contatti tettonici (fig. 58).

*Unità di Pleureur (PEU)*

La casella unifica e generalizza le quattro formazioni distinte nel foglio Chanrion-Mont Vélan (BURRI *et alii*, 1998). L'unità inizia con un sottile e discontinuo complesso basale, fortemente deformato, presente soprattutto nel settore meridionale: è costituito da quarziti micacee e scisti quarzoso-albitici, di colore giallastro, marmi gialli e blu e brecce a ciottoli dolomitici. Seguono potenti successioni di calcescisti a patina rosso-ruggine, in bancate metriche, caratterizzati da cristalli di quarzo e lamelle micacee messe in rilievo dalla dissoluzione dei carbonati; sono analoghi ai marmi fillitici dell'unità di Mauvoisin, ma più monotoni e passanti verso il basso a termini quarziticci bruni. Verso l'alto compaiono intercalazioni di marmi blu e brecce a elementi calcarei

e dolomitici in matrice calcareo-micacea, identici a quelli delle unità di Mauvoisin e Mazderia.

Età: Cretacico ?

*Unità di Mauvoisin (MUV)*

Definita con il nome della diga, affiora sui due versanti a fianco del lago artificiale di Mauvoisin, in discordanza tettonica sui terreni pretriassici dell'unità del Métailler, nel cuore della finestra tettonica di Boussine. Nell'area del foglio (fig. 60) l'unità è costituita in gran prevalenza dalla formazione dei *Marbres phylliteux roux à bandes siliceuses, souvent bréchiques* (S<sub>Mb</sub> in BURRI *et alii*, 1998), di spessore plurimettrico, rappresentata da marmi quarzoso-micacei a patina d'alterazione rossastra, con albite, clorite e scarso epidoto e con intercalazioni di quarziti, calcescisti e livelli di brecce calcaree; minerali accessori: apatite, titanite, tormalina. Le brecce contengono piccoli ciottoli di marmi neri e subordinati marmi grigio-bluastri, ben visibili solo su scarpate stradali e superfici di taglio fresche. La successione può contenere qualche livello scistoso e più tenero di calcescisti terrigeni, ricchi in quarzo, albite, fillosilicati e materia organica e, verso l'alto, fa passaggio a marmi biancastri, localmente conglomeratici (Pierre à Vire, Ecuries du Giéto). L'unità comprende un sottilissimo complesso di base (CB<sub>M</sub> in BURRI *et alii*, 1998) formato da 1-2 m di quarziti impure, con patina giallastra e deformazione milonitica, e la *Brèche de Torrembey*, resa famosa da ARGAND (1911c), piccolo affioramento visibile a mezzo lago, lungo la strada in riva destra, contenente ciottoli di calcari e quarziti in matrice carbonatica.

Età: Giurassico-Cretacico ?

*Unità Pancherot-Cime Bianche*

Successione di metasedimenti carbonatici e silicoclastici privi di fossili, di probabile età permomesozoica, scollati da un basamento continentale, di origine discussa, agli inizi della subduzione ed inseriti nelle sequenze ofiolitiche del Combin durante la crescita del prisma orogenico. L'unità ha spessore variabile da 1 a 200 m, è caratterizzata da frequenti ripetizioni, trasposizioni ed elisioni interne per piegamento isoclinale e taglio duttile e mostra una dominante impronta metamorfica in facies scisti verdi, analoga a quella delle unità ofiolitiche associate. L'unità affiora in corona della conca del Breuil, lungo la cresta del Furggen (in prevalenza nel contiguo Foglio Monte Rosa) e alla Motta di Pletè, coinvolte in entrambi i casi in deformazione gravitative gigantesche; compare inoltre in piccoli affioramenti a nord-est dell'alpe Eura e ai piedi del Château (Cervinia). Verso valle, riappare alla base della parete occidentale della Becca d'Aran e in affioramenti discontinui tra la comba

di Cheneil e quella di Chamois e, sul versante opposto, tra il vallone di Vofrede, la Finestra di Cignana, il Pancherot e il lago di Cignana (fig. 60). Le successioni più potenti e continue, ma comunque trasposte, sono situate nel Foglio Monte Rosa, lungo la dorsale Gran Sometta-Cime Bianche-Gran Tournalin, sul versante di Valtournenche, e nel vallone delle Cime Bianche sul versante di Ayas (DAL PIAZ & ERNST, 1978; SALIOT *et alii*, 1980; DAL PIAZ, 1992, 2004), come indicato nell'inquadramento tettonico regionale a margine del foglio. I principali affioramenti nel Foglio Monte Cervino sono quelli della Becca d'Aran e del M. Pancherot.

#### *Metasedimenti carbonatici e silicoclastici indifferenziati (PCB)*

La casella raggruppa tutti i metasedimenti indifferenziati dell'unità ed è impiegata nei molti casi in cui le dimensioni, la molteplicità e la ripetizione dei litotipi presenti non consentono di riprodurre le distinzioni visibili nelle banche dati alla scala 1:10.000 e 1:25.000. Si tratta di successioni carbonatiche mesozoiche, in prevalenza marmi e dolomie del Triassico medio-superiore, con limitati corpi di breccie, carnirole e calcescisti e con una o più intercalazioni di quarziti lastroidi tradizionalmente riferite al Triassico inferiore. Possono essere presenti anche livelli minori di scisti quarzoso-micacei ad albite, attribuiti a protoliti permiani. Questa unità cartografica di tipo comprensivo è stata usata nella conca del Breuil e in varie località della Valtournenche, dalla dorsale tra Chamois e Cheneil alla Motta di Pletè e alla base del M. Seriola ove, assieme a carnirole, definisce un piccolo *duplex* dell'unità superiore del Combin.

Età dei protoliti: Mesozoico  $\pm$  Permiano.

#### *Successioni carbonatiche (PCB<sub>b</sub>)*

La casella raggruppa in prevalenza corpi di dolomie massicce e stratificate, bianche, grigie o giallognole, marmi di vario tipo, talora zonati, breccie, microbreccie e subordinate carnirole che, per confronto con successioni meglio datate, sono riferibili ad un intervallo di tempo che va dal Triassico medio e superiore (dolomie e calcari dolomitici) al Giurassico inferiore (marmi). Affioramenti principali: conca di Cervinia, versante destro (Vofrede-Finestra di Cignana-Pancherot) e sinistro (Becca d'Aran-Cheneil-Chamois) della Valtournenche. Sul lato settentrionale della conca di Cervinia si osservano, al margine orientale del foglio, due piccoli affioramenti di dolomie e marmi triassici situati a tetto e a letto di quarziti lastroidi e scisti argentei permo-eotriassici, descritti in seguito: si tratta della coda dell'unità esposta lungo la base delle Cresta della Forca, a partire dal Corno del Teodulo, nel *Klippe* del Plateau Rosà e nel vallone delle Cime

Bianche (Courtod) sul versante di Ayas (Foglio Monte Rosa). Le rocce carbonatiche sono costituite da dolomie gialle finemente stratificate, talora con letti farinosi o con carnirole a contatto con le quarziti, da marmi dolomitici grigio-bluastri scuri e da marmi micacei giallastri. Le impurezze sono costituite da mica sericitica, quarzo, albite. Analoghi litotipi si osservano nella scaglia lenticolare situata, in prosecuzione strutturale degli affioramenti della Cresta della Forca, alla base della parete di calcescisti e prasiniti al di sotto del Rifugio Duca degli Abruzzi (2430-2470 m), lungo uno dei rami di destra del torrente Cervino. L'affioramento è costituito da marmi grigio-azzurri finissimi, con lame di marmi giallastri più o meno micacei e marmi arenacei a patina bruna, alternati a due livelli decametrici di quarziti lastroidi (non rappresentati) con pervasiva fessurazione romboidale, veli di fengite e subordinati scisti quarzoso-albitici.

Nel massiccio della Motta di Pletè, al margine opposto della conca di Cervinia, la carta riporta sparsi affioramenti di marmi e dolomie, sia ancora in posto, sia ribassati dalle faglie a gradinata della deformazione gravitativa Motta di Pletè-Cielo Alto, o coinvolti nelle frane alla periferia del dissesto. Si tratta di dolomie cristalline bianche o beige, massicce o stratificate, marmi saccaroidi, marmi zonati grigi e gialli e locali breccie sedimentarie a elementi dolomitici (ad es. lungo la massicciata di un vecchio skilift a sud-est dell'Hotel Cristallo), marmi impuri e calcescisti a patina bruna. Analoghi litotipi carbonatici si osservano alla base del Grand Collet, il blocco di calcescisti e prasiniti, dalla forma di "ferro da stiro", scivolato per quasi 2 km verso valle dalla cresta spartiacque delle Cime Bianche, lungo la scistosità regionale S<sub>2</sub> e il *bedding* litostratigrafico trasposto.

La barra rocciosa che delimita a monte la piana di Cheneil (Cheney) e la base della parete occidentale della Becca d'Aran offrono una delle migliori esposizioni dell'unità Pancherot-Cime Bianche compresa nel foglio (fig. 84). La successione geometrica può essere suddivisa in tre parti principali: i) La parte basale è formata da scisti argentati con quarzo, mica bianca e porfiroblasti tondeggianti di albite per uno spessore affiorante di 80-100 m (fig. 84A). ii) La sovrastante parete mostra una irregolare alternanza di dolomie massicce con superfici d'alterazione marrone e di dolomie in lamine sottili con patina di alterazione grigio cenere per uno spessore di 80-100 m (fig. 84A-B). Le dolomie laminate sono a grana fine, nerastre alla frattura e talvolta deformate da mesopieghie: non ricordano le classiche dolomie di piattaforma di tipo bahamiano, ma piuttosto dolomie deposte in un bacino poco profondo e periodicamente asfittico. iii) Il tetto della successione è formato da un orizzonte di dolomie scistose nere,

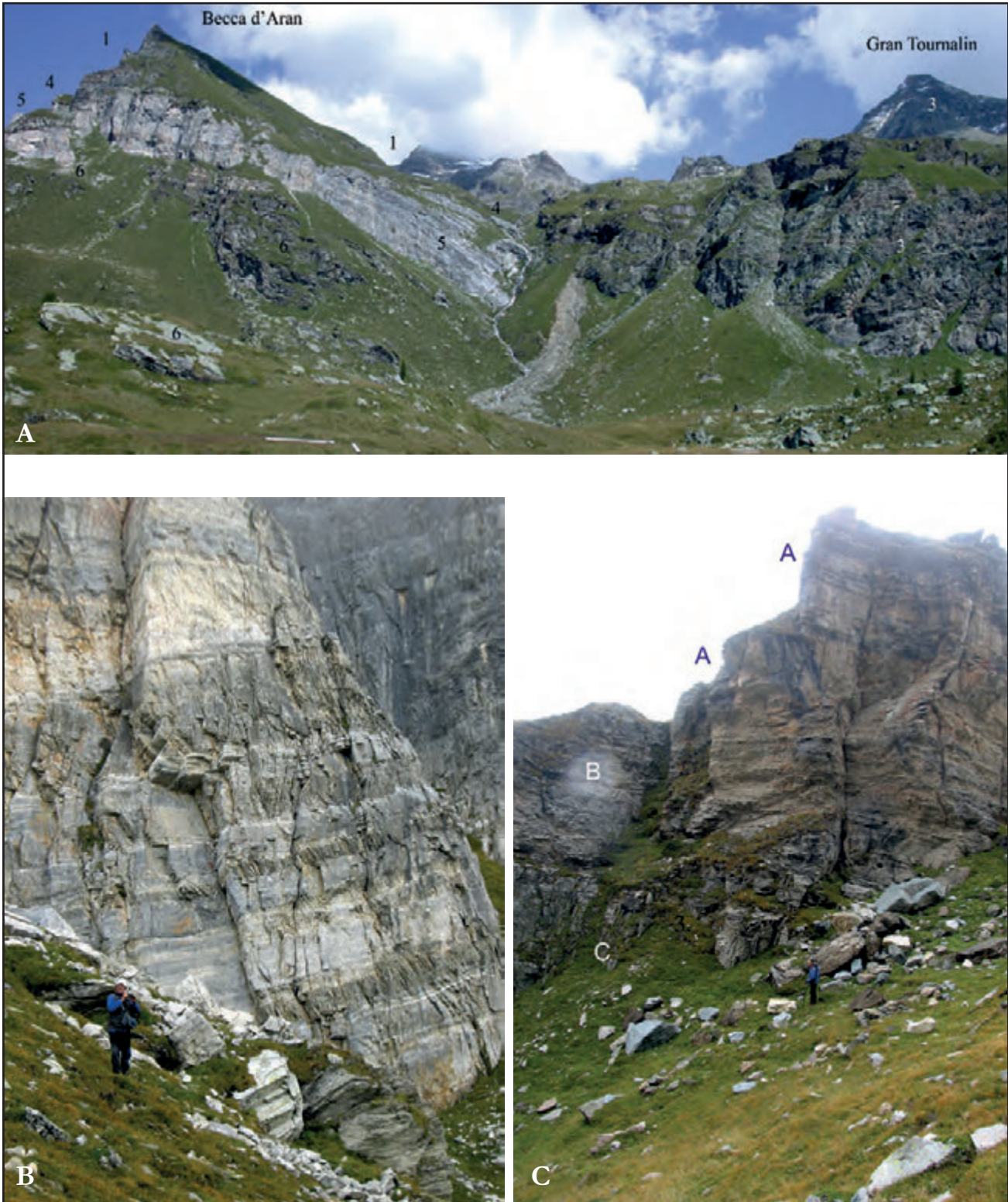


Fig. 84 - L'unità Pancherot-Cime Bianche (PCB) alla Becca d'Aran. (A) Panorama del versante sinistro della Valtournenche con la Becca d'Aran e il Gran Tournalin. Zona del Combin, unità superiore: 1) calcescisti con intercalazioni stratoidi di prasiniti e scaglie di serpentiniti milonitiche, 2) serpentiniti, 3) prasiniti con subordinati livelli di calcescisti. Unità Pancherot-Cime Bianche, da tetto a letto: 4) quarziti lastroidi, 5) potente orizzonte chiaro: alternanze di dolomie massicce, dolomie a bande, quarziti lastroidi e scisti quarzoso-micacei, 6) potente successione basale di scisti quarzoso-micacei  $\pm$  albitici, grigio-argentei o con patina scura, di probabile età permiana. Le due unità sono separate da una faglia normale a medio angolo situata sulla destra (guardando) del torrente. (B-C) Torrioni staccati dalla parete, da tetto a letto: A) alternanze di dolomie finemente stratificate e in bancate massicce, B) quarziti micacee scistose-laminate, Permiano, C) quarziti pure lastroidi, Eotriassico.

- The Pancherot-Cime Bianche unit (PCB) at Becca d'Aran. (A) View of the Valtournenche left flank, Becca d'Aran and Gran Tournalin. Combin Zone, upper unit: 1) calcscists with tabular intercalations of prasinites and slices of mylonitic serpentinites, 2) serpentinites, 3) prasinites and minor calcscist beds. Pancherot-Cime Bianche unit, from top to bottom: 4) tabular quartzites, 5) thick basal succession of probably Permian quartz-micaceous  $\pm$  albitic schists, with silvery-grey colour or a dark patine. These two units are separated by a mid-angle normal fault on the right of stream. (B-C) Towers detached from the wall, from top to bottom: alternances of finely bedded dolostones and massive banks, B) Permian schistose-laminated micaceous-quartzites, C) Eotriassic tabular quartzites.

milonitiche (1,50 m), seguito da un livello di quarziti bianche lastroidi con spessore di 9 m (fig. 84A); le quarziti lastroidi sono sormontate da miloniti di scisti quarziticci ad albite (ripetizione del livello basale; 13 m) e poi da dolomie massicce e in lamine (ripetizione del livello 2). Questa parte della successione è perfettamente esposta nel lato orientale del torrione di q. 2585 (CTR) a sud-est di M. Molar (fig. 84C). Più in alto le dolomie sono coperte in contatto tettonico dai calcescisti con pietre verdi della Becca d'Aran; il contatto è marcato da lenticelle di serpentiniti milonitiche e brecciate, con oficalci, actinoliti e cloritoscisti. Verso sud, l'unità scompare a letto della faglia normale lungo cui è inciso lo stretto vallone del torrente Cheneil (sentiero 26 per Becca d'Aran-Gran Tournalin) e riappare in affioramenti discontinui sul lato sinistro della comba di Cheneil, nel versante nord-occidentale delle Punta di Fontanafredda (Fontana-Freida), tra 2200 e 2400 m di quota, e poi nell'alta comba di Chamois, ove costituisce la falesia sopra malga Foresus (con frana di crollo recente) e gli affioramenti nei pianori sino all'alpe Charey, verso la Magdaleine, delimitati a monte dalla faglia diretta al margine occidentale del lembo del Pillonet (DAL PIAZ, 1976). Si tratta delle consuete dolomie bianche e gialle, in grosse bancate, con marmi grigio-chiari, blu o nerastri, locali breccie a clasti centimetrici di dolomie nere e calcescisti calcariferi.

Sul versante opposto (destra) della Valtournenche, l'unità forma numerosi affioramenti tra il lago di Cignana e il vallone di Vofrede. Nel massiccio del Pancherot, la successione metasedimentaria, fortemente rimaneggiata dalla tettonica polifasica alpina, poggia su una fascia decametrica di calcescisti con sottili intercalazioni di prasiniti e locali quarziti a manganese a tetto della grande lente serpentinitica (figg. 83, 85): è costituita da quarziti lastroidi eotriassiche (10 m ca), marmi cristallini (pochi metri), dolomie massive con parti scistose (alcune decine di metri), carnirole, marmi grigio scuri scistososi, ulteriori carnirole, marmi chiari e grigiastri, seguiti da calcescisti. Le dolomie del Pancherot proseguono verso nord sino al vallone di Vofrede, sopra Creton, con varietà massicce e stratificate, in genere a patina gialla, associate in affioramenti discontinui a carnirole, quarziti lastroidi e scisti quarzoso-albitici. La successione comprende locali lenti e livelli non cartografabili di breccie *sin-riff* ad elementi cm-dm di dolomie scure, in matrice di calcescisti calcariferi grigio-bluastri a patina bruna, di possibile età giurassica (Chamois-Cheneil, Pancherot), identiche a quelle del Plateau Rosà, e scisti carbonatici o filladici di dubbia appartenenza, simili ai calcescisti delle sequenze ofiolitiche e della Zona di Roisan (Cretacico?). Molte carnirole della Valle d'Aosta sono detriti di falda ce-

mentati, depositi travertinosi o cataclasti calcareo-dolomitiche: quelle presenti nel foglio sono state riferite alle "rocce di origine tettonica" (cc). Tuttavia, nel caso del Pancherot le carnirole formano orizzonti concordanti con la scistosità regionale e con il *bedding* litologico rendendo plausibile, o quanto meno possibile, che esse corrispondano ad originari livelli evaporitici la cui presenza potrebbe suggerire un riferimento al Carnico. Minime scaglie di marmi, dolomie e carnirole consentono di individuare la presenza di *duplex* nell'unità ofiolitica superiore del Combin.

Età dei protoliti: Mesozoico, in prevalenza Triassico medio-superiore.

#### *Quarziti lastroidi (PCB<sub>C</sub>)*

Si tratta delle quarziti bianche tabulari, in genere molto pure, presenti in varie località della Valtournenche (conca del Breuil, Vofrede-Finestra di Cignana, Pancherot, Becca d'Aran, Chamois-Cheneil). Hanno spessore metrico, talora decametrico (Pancherot) o maggiore (Plateau Rosà, Foglio Monte Rosa). Sono costituite da aggregati granoblastici minuti di quarzo metamorfico con veli di mica bianca che definiscono la stratificazione e la scistosità alpina S<sub>2</sub>. A volte si notano piccoli clasti di quarzo, microclino e/o albite a scacchiera in livelli di microconglomerati riconoscibili solo con la lente o al microscopio. Le quarziti hanno facile suddivisibilità in lastre centimetriche, di ampiezza in genere modesta a causa della fratturazione. Sono state coltivate in passato al M. Pancherot per la produzione di "lose" (tegole), da tempo sostituite da quarziti importate dall'estero: nella vecchia cava abbandonata alla base della cresta nord, presso l'alpeggio Croux de Tza (Dza), è esposto il contatto tra le quarziti lastroidi e i marmi dolomitici sovrastanti, con alternanze di bande centimetriche bianche e grigiastre (figg. 54C, 85C). Le quarziti poggiano su scisti quarzoso-micacei ad albite ± ankerite, molto laminati e di colore verdognolo, riferibili probabilmente all'unità basale PCB<sub>d</sub>. La tessitura del quarzo in alcune quarziti triassiche della Valtournenche è stata analizzata al diffrattometro a neutroni da PLEUGER *et alii* (2007) e integrata da misure strutturali sul campo. L'unità Pancherot-Cime Bianche ricompare al M. Meabè, lungo la cresta spartiacque tra la valle di St Barthélemy e il vallone di Torgnon, con affioramenti di quarziti e dolomie al limite tra le due unità ofiolitiche del Combin. Queste quarziti sono di tipo particolare, in varietà micacee a patina rossastra, non stratificate e con forte deformazione cataclastica.

Età dei protoliti: Triassico inferiore?

#### *Scisti quarzosi (PCB<sub>d</sub>)*

Scisti quarzosi a mica bianca, di colore grigio-argenteo, con livelli ricchi in porfiroblasti tondeggianti

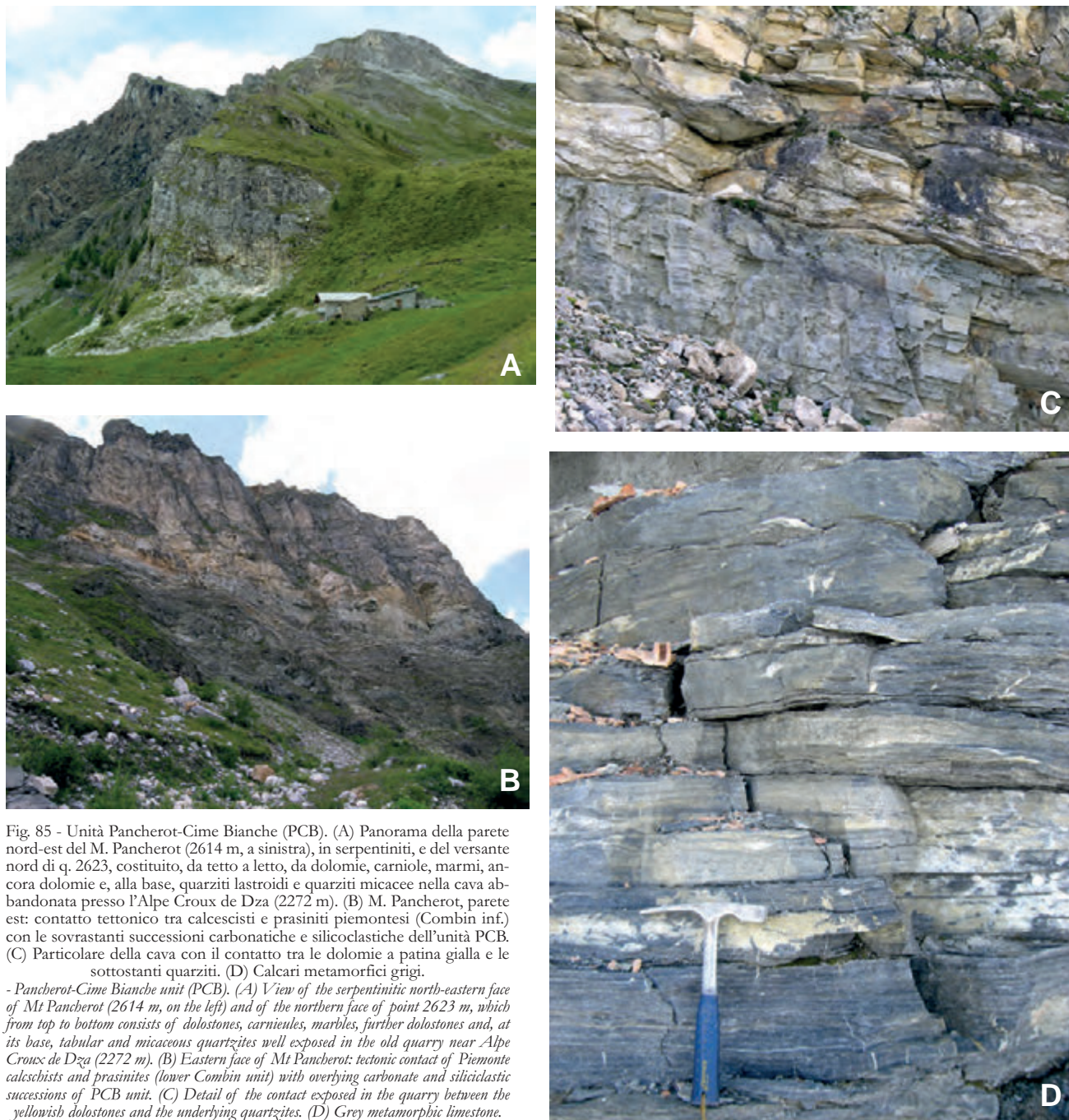


Fig. 85 - Unità Pancherot-Cime Bianche (PCB). (A) Panorama della parete nord-est del M. Pancherot (2614 m, a sinistra), in serpentiniti, e del versante nord di q. 2623, costituito, da tetto a letto, da dolomie, carnieole, marmi, ancora dolomie e, alla base, quarziti lastroidi e quarziti micacee nella cava abbandonata presso l'Alpe Croux de Dza (2272 m). (B) M. Pancherot, parete est: contatto tettonico tra calcescisti e prasiniti piemontesi (Combin inf.) con le sovrastanti successioni carbonatiche e silicoclastiche dell'unità PCB. (C) Particolare della cava con il contatto tra le dolomie a patina gialla e le sottostanti quarziti. (D) Calcarei metamorfici grigi.

- Pancherot-Cime Bianche unit (PCB). (A) View of the serpentinitic north-eastern face of Mt Pancherot (2614 m, on the left) and of the northern face of point 2623 m, which from top to bottom consists of dolostones, carnieules, marbles, further dolostones and, at its base, tabular and micaceous quartzites well exposed in the old quarry near Alpe Croux de Dza (2272 m). (B) Eastern face of Mt Pancherot: tectonic contact of Piemonte calcescists and prasinites (lower Combin unit) with overlying carbonate and siliciclastic successions of PCB unit. (C) Detail of the contact exposed in the quarry between the yellowish dolostones and the underlying quartzites. (D) Grey metamorphic limestone.

di albite bianca e locali metaconglomerati a clasti centimetrici di quarzo o feldspato potassico. Gli affioramenti migliori si rinvencono nella estesa barra rocciosa, modellata dal ghiacciaio, che delimita sul lato orientale i pascoli di Cheneil (Cheney) e, più in alto, dal M. Molar alla base della parete ovest della Becca d'Aran (figg. 54B, 84A). Altri affioramenti significativi si osservano: i) nella conca del Breuil, sotto q. 2986, al margine orientale del foglio, ii) alla base della deformazione gravitativa della Motta di Pletè, sopra gli alpeggi Cleyves de la Seyvaz, in alternanza con quarziti lastroidi, iii) sul lato destro del

vallone di Vofrede, a nord-ovest di Creton, sotto il sentiero per la Finestra di Cignana. Gli scisti argentei sono costituiti da quarzo, mica bianca  $\pm$  albite e carbonato, con livelli ricchi in albite porfiroblastica e, verso l'alto, possono contenere bancate centimetrico-decimetriche di quarziti pure a grana fine che potrebbero preannunciare il passaggio alla formazione quarzitica sovrastante. I metaconglomerati sono costituiti da clasti centimetrico-millimetrici più o meno appiattiti di quarzo e/o di microclino-albite a scacchiera in matrice quarzoso-micacea  $\pm$  albite. Ad un esame macroscopico affrettato possono es-

sere confusi con gli gneiss minuti e micro-occhiadini della Serie di Arolla.

Problemi cronologici: il riferimento delle quarziti lastroidi e degli scisti quarzosi dell'unità Pancherot-Cime Bianche a successioni silicoclastiche di età rispettivamente eotriassica e permiana non è sostenuta da alcuna prova diretta; si tratta di una interpretazione basata sul tradizionale confronto con le successioni permo-eotriassiche in facies brianzonese (ELLENBERGER, 1966) e prepiemontese (MICHARD & VIALON, 1966) delle Alpi occidentali e con quelle sudalpine del M. Fennera (GOVI, 1975).

Età dei protoliti: Permiano?

#### *Unità di Madzeria e Lembi triassici minori*

Distinta nel Foglio Chanrion-Mont Vélán alla scala 1:25.000 (BURRI *et alii*, 1998), l'unità riunisce piccole scaglie e lame tettoniche di rocce carbonatiche mesozoiche situate a livelli strutturali diversi, sia all'interno delle successioni pretriassiche della falda del Mont Fort, sia entro la Zona (falda) del Tsaté (Combin) o alla sua base. Riferita da STAUB (1942a) alla copertura parautoctona del Gran San Bernardo, l'attribuzione di questa unità alla falda del Tsaté (dubitativa) si basa essenzialmente su una affinità stratigrafica di tipo piemontese esterno (BURRI *et alii*, 1998). Nel settore svizzero del Foglio Monte Cervino il foglio Chanrion-Mont Vélán distingue tre unità cartografiche di marmi e dolomie, qui raggruppate in una singola formazione. Nella località di Madzeria, a valle della diga di Mauvoisin e poco a nord del foglio, l'unità comprende anche scisti quarzítico-micacei  $\pm$  albitici, conglomerati metamorfici con piccoli ciottoli di quarzo, quarziti micacee e quarziti massicce, litotipi di probabile età eotriassica-neopermiana simili alle successioni silicoclastiche basali delle unità Pancherot-Cime Bianche e Frilhorn (MARTHALER, 1983; SARTORI, 1987).

#### *Marmi e dolomie (MZD)*

Le quattro piccole scaglie di rocce carbonatiche triassiche riferite all'unità non ofiolitica di Madzeria (BURRI *et alii*, 1998) sono inserite negli gneiss albitici dell'unità del Métailler alla testata del lago di Mauvoisin, lungo piani di taglio interni. Si tratta di dolomie gialle, spesso con impurezze sericitiche, e di sovrastanti alternanze di marmi blu, grigi o giallastri in strati centimetrico-decimetrici, per uno spessore complessivo che non supera i 10 m (BURRI *et alii*, 1998).

Altre scaglie, indicate nel Foglio Chanrion-Mont Vélán come *lambeaux triassiques* (BURRI *et alii*, 1998), sono situate ad un livello strutturale superiore della falda del Tsaté. Affiorano sul versante destro del lago artificiale e, a q. 3260, nello sperone tra i ghiacciai di Tsessette e Mont Durand. Il corpo

maggiore, spesso una cinquantina di metri, si trova a Bay d'Arzdintaire, sopra Ecuries du Giétro, ed è formato da una massa di marmi gialli molto fratturati e trasformati in parte in carniolate, da marmi dolomitici brecciati e da dolomie polverulente; la successione è situata alla base dei calcescisti carbonatici dell'unità della Luette e compiegata con essi. Scaglie minori di marmi dolomitici (magnificate in carta) marcano il contatto tettonico tra l'unità della Luette e quella di Mauvoisin in una struttura complicata da pieghe isoclinali megascopiche (BURRI *et alii*, 1998).

Età: Triassico medio-sup.

#### 2.2. - UNITÀ OFIOLITICA INFERIORE-ZONA DI ZERMATT-SAAS

È l'unità tettonica più nota e studiata del foglio (figg. 37, 52, 60, 61): affiora nella conca del Breuil (DAL PIAZ & ERNST, 1978; ERNST & DAL PIAZ, 1978; DAL PIAZ *et alii*, 1979a-b; SALIOT *et alii*, 1980; BUCHER *et alii*, 2003; DE GIUSTI *et alii*, 2004; ANGIBOUST *et alii*, 2009; ANGIBOUST & AGARD, 2010) e lungo l'asta della Valtournenche (DAL PIAZ *et alii*, 1972, 1980, 2001; KIENAST, 1973; DAL PIAZ, 1988, 1992; VANNAY & ALLEMANN, 1990; REINECKE, 1991, 1998; FORSTER *et alii*, 2004; REBAY *et alii*, 2012; ZANONI *et alii*, 2012; BELTRANDO *et alii*, 2013), sino al margine meridionale del foglio, presso Antey-St-Andrè e Torgnon, a letto del lembo austroalpino eclogitico di Etyrol-Levaz e a tetto della faglia oligocenica Aosta-Ranzola (BISTACCHI *et alii*, 2001). L'unità ofiolitica ad affinità oceanica e metamorfismo di subduzione in facies di HP e UHP di età eocenica (RUBATTO *et alii*, 1998; MAYER *et alii*, 1999; DAL PIAZ *et alii*, 2001; LAPEN *et alii*, 2003; GOUZU *et alii*, 2006) prosegue verso sud nel Foglio Chatillon (DAL PIAZ & NERVO, 1971; BALDELLI *et alii*, 1985; DAL PIAZ *et alii*, 2001, 2010; MARTIN *et alii*, 2008; ANGIBOUST *et alii*, 2009; ANGIBOUST & AGARD, 2010) e, verso est, nel Foglio Monte Rosa (DAL PIAZ, 1965, 1992, 2004; DAL PIAZ *et alii*, 1979b; GOSSO *et alii*, 1979; MAYER *et alii*, 1999; PLEUGER *et alii*, 2007) e nel Foglio Zermatt (BEARTH, 1953, 1959, 1967) dell'Atlante Geologico della Svizzera alla scala 1:25.000, oggetto di ulteriori ricerche (OBERHÄNSLI, 1980; BARNICOAT & FRY, 1986; PFEIFER *et alii*, 1989; BARNICOAT & BOWTELL, 1995; WIDMER *et alii*, 2000; BUCHER *et alii*, 2004, 2005; LI *et alii*, 2008; ANGIBOUST *et alii*, 2009; ANGIBOUST & AGARD, 2010). La zona di Zermatt-Saas è una falda ofiolitica con struttura composita, costituita da un numero discreto di subunità tettoniche coerenti, delimitabili in base ai caratteri metamorfici o alla presenza di serpentiniti scistoso-laminate o di metabasiti milonitiche di dubbio significato cronologico e rango strutturale (DAL PIAZ & ERNST,



1978; FORSTER *et alii*, 2004; ANGIBOUST & AGARD, 2010). La distinzione nella Zona del Combin di un'unità ofiolitica inferiore è stata proposta, come abbiamo visto, a spese del tratto sommitale della Zona di Zermatt-Saas, già distinto in base alla presenza di un persistente orizzonte di serpentiniti milonitiche nel vallone delle Cime Bianche, lungo il Rio Courtod (DAL PIAZ & ERNST, 1978; DAL PIAZ, 2004), nell'ipotesi che l'assenza di una impronta eclogitica sia un carattere primario dell'unità e non l'effetto di una retrocessione metamorfica particolarmente efficace (BUCHER *et alii*, 2003, 2004). Dal punto di vista litologico la falda è formata in gran prevalenza da ofioliti metamorfiche derivate da mantello (serpentiniti) e crosta oceanica, con subordinati metasedimenti di copertura; tra questi ultimi si distinguono il melange di scisti ad inclusi di metabasiti del Rifelberg-Garten (DAL PIAZ, 1965, 1992, 2004; DAL PIAZ & ERNST, 1978; BEARTH, 1967), affiorante al margine orientale del foglio, e soprattutto gli scisti e le quarziti giurassiche a coesite del Lago di Cignana (REINECKE, 1991, 1998; VAN DER KLAUW *et alii*, 1997; RUBATTO *et alii*, 1998; COMPAGNONI & ROLFO, 2003; FORSTER *et alii*, 2004; GROppo *et alii*, 2009; MÜLLER & COMPAGNONI, 2009; BELTRANDO *et alii*, 2010a), contenenti microdiamanti (FREZZOTTI *et alii*, 2011). L'unità di UHP del Lago di Cignana è situata sulla destra e alla base della diga di Cignana, ma gli affioramenti migliori si trovano sotto il livello di massimo invaso del lago artificiale. L'unità è ubicata nel tratto sommitale della Zona di Zermatt-Saas, direttamente sotto litotipi in dominante facies scisti verdi attribuiti ancora alla Zona di Zermatt-Saas (PLEUGER *et alii*, 2007; GROppo *et alii*, 2009) o alla Zona del Combin (REINECKE, 1991, 1998; FORSTER *et alii*, 2004) e, in particolare, alla sua unità inferiore (BALLÈVRE *et alii*, 1986; BUCHER *et alii*, 2003), interpretazione quest'ultima confermata in queste note e figurata nello schema tettonico a margine della carta. Il limite inferiore dell'unità del lago di Cignana è incerto, tenuto conto che le eclogiti di UHP ed i loro componenti mineralogici fondamentali sono identici a quelli riscontrati nell'intera Zona di Zermatt-Saas, diversi solo per la presenza o non di coesite. L'unità non raggiunge i 200 m di spessore, si estende a sud del lago ed è suddivisa in tre lenti principali, lunghe 1400, 350 e 300 m (COMPAGNONI & ROLFO, 2003; FORSTER *et alii*, 2004; GROppo *et alii*, 2009). È formata da *boudins* di eclogiti basiche dalle dimensioni molto variabili (centimetrico-ettometriche) e da metasedimenti di vario tipo (ZZSh), con facies ricche in quarzo, micascisti granatiferi e quarziti a Mn (ZZSf), affioranti a lato del parcheggio e alla base della diga principale. L'evoluzione tettono-metamorfica delle eclogiti e dei metasedimenti a coesite è caratterizzata da una

fase progradata, da un picco di HP-UHP nelle facies delle eclogiti a lawsonite, a cianite-talco-cloritoide magnesifero e delle eclogiti a coesite e da una esumazione marcata da trasformazioni decompressionali che si concludono con associazioni in facies scisti verdi (VAN DER KLAUW *et alii*, 1997; GROppo *et alii*, 2009; BELTRANDO *et alii*, 2010a). La mancata conservazione della lawsonite presente in origine nella Zona di Zermatt-Saas può essere imputata alla temperatura di picco relativamente elevata e ad una traiettoria di esumazione che si sviluppa senza sostanziale raffreddamento (CLARKE *et alii*, 2006).

#### *Calcescisti s.l. indifferenziati (ZZS)*

La casella raggruppa tutti i metasedimenti indifferenziati (calcescisti *s.l.*) riferibili alla copertura sedimentario-metamorfica oceanica e detritica (possibile flysch arenaceo-argilloso) delle ofioliti. Come indicato nei profili a margine della carta e in alcuni lavori (SALIOT *et alii*, 1980; BUCHER *et alii*, 2003; DAL PIAZ, 2004), le sequenze di copertura sono relativamente sottili, trasposte e fortemente disarticolate, ma in genere ben risanate dalla cristallizzazione polifasica alpina. La successione stratigrafica, basata sul confronto con settori meno deformati e datati della Zona piemontese (e.g., ELTER, 1972; BALDELLI *et alii*, 1983; DE WEVER *et alii*, 1987; LAGABRIELLE, 1987, 2009), inizia con discontinue quarziti micaceo-granatiferi basali, talora con livelli albitico-cloritici, in cui sono inserite le quarziti a manganese con mineralizzazione idrotermale di ambiente oceanico, descritte in seguito. Seguono calcescisti pelitico-carbonatici e prevalenti micascisti quarzosi a calcite e/o ankerite, granato  $\pm$  Mg-cloritoide, glaucofane e raro pirosseno sodico, con subordinate intercalazioni di marmi impuri, scisti filladici, quarziti micacee ed ofioliti in corpi non rappresentabili alla scala del foglio. La roccia ha colore grigio chiaro, biancastro o argenteo ed è spesso punteggiata da sparsi cristalli o aggregati di ankerite (clasti ?) dalla caratteristica patina ocrea. Il cloritoide si presenta in cristalli spesso centimetrici ad abito tozzo, di colore nero brillante, talora con sottile orlo di alterazione grigio-verde in mica bianca e clorite. Al microscopio si osservano abitualmente granati dall'abito eudrale o a maglie, glaucofane e/o anfiboli calcici, epidoto, rutilo e titanite. Il pirosseno sodico è stato rinvenuto in alcuni micascisti carbonatico-granatiferi affioranti al margine orientale del foglio e nel contiguo vallone delle Cime Bianche (Ayas), in associazione con calcescisti e marmi impuri, situati a tetto delle metavulcaniti basaltiche e al loro interno: si tratta di granoblasti di omfacite (Jd 46-40%), di colore verde pallido, con discrete variazioni composizionali attorno al valore medio di Jd<sub>41</sub>-Aeg<sub>10</sub>-Di<sub>49</sub> (DAL PIAZ *et alii*, 1979a). La loro com-

posizione è quindi molto prossima a quella del pirosseno sodico diffuso nelle metabasiti associate (ERNST & DAL PIAZ, 1978; Breuil-St Jacques; BEARTH, 1973; Zermatt). Il clinopirosseno mostra sempre un sottile orlo di alterazione formato da un feltro uralitico molto fine e torbido. Tutti i granati analizzati corrispondono a termini ricchi in almandino e sono nettamente zonati con forte incremento in Mn e corrispondente decremento in Mg dal nucleo alla periferia e, anche in questo caso, la loro composizione è analoga a quella del granato nelle eclogiti e glaucofaniti di origine basaltica; gli anfiboli variano da glaucofane-crossite a barroisite-orneblenda magnesifera ed i loro prodotti di trasformazione sono anfiboli sodico-calcici e calcici, espressione di una progressiva decompressione durante l'esumazione (ERNST & DAL PIAZ, 1978; DAL PIAZ *et alii*, 1979b, comprendente anche alcune analisi di miche fengitiche e di epidoti).

La casella accorpa anche i metasedimenti della formazione Rifelberg-Garten (fig. 57), affiorante alla testata della conca del Breuil (Foglio Monte Rosa) e con notevole continuità nel contiguo valone delle Cime Bianche, sino al Palon di Resy, a nord-est di St Jacques (DAL PIAZ, 1965, 2004). Si tratta dei consueti micascisti granatiferi chiari  $\pm$  carbonato, di spessore in genere modesto (1-10 m), contenenti caratteristici inclusi di metabasalti eclogitici a grana fine, talora a mica bianca: hanno dimensioni in gran prevalenza di 1-5 cm, con massimo di 10-15 cm, forma da subsferica a ellissoidica, contorno vagamente poligonale in qualche incluso maggiore, non a contatto tra loro, ma dispersi nella matrice di micascisto con frequenze dell'ordine di 10-20 elementi per m<sup>2</sup> di affioramento nei casi in cui sono più abbondanti. Vi si associano, ma a livelli geometrici diversi, micascisti granatiferi con *boudins* di eclogiti glaucofaniche, fresche o in parte retrocesse, decimetrico-metrici, talora maggiori (e.g., nei dossi montonati attorno alla stazione Cime Bianche-Laghi della funivia per il Plateau Rosà, al margine del foglio). La formazione a piccoli inclusi basici ha origine ancora poco chiara, anche se l'ipotesi più verosimile è riferirla a un *melange* di ambiente oceanico, poi rielaborato dall'orogenesi alpina; l'orizzonte con inclusi maggiori corrisponde piuttosto a un livello di *melange* tettonico alpino con *boudinage* di basalti stratoidi (colate sottomarine, sill) intercalati nei protoliti dei micascisti (DAL PIAZ, 1965, 2004; DAL PIAZ *et alii*, 1979b).

L'impronta metamorfica alpina dei metasedimenti silicoclastici e carbonatici, chiaramente polifasica, ricorda da vicino quella registrata nei sistemi mafici delle metabasiti circostanti, anche se in forma più discontinua e meno completa. La differente composizione chimico-mineralogica dei

protoliti, il diverso assetto tessiturale, l'elevata permeabilità ai fluidi e la maggiore reattività agli effetti delle deformazioni penetrative del ciclo alpino hanno evidenti riflessi sullo sviluppo delle associazioni di HP, sull'abbondanza dei minerali indice e sul grado di retrocessione metamorfica rispetto a quanto osservato nelle metabasiti. Le paragenesi metamorfiche più significative sono visibili nei micascisti e nelle quarziti scistose che contengono fengite e granato abbondanti ed ubiquitari, anfiboli sodici, zoisite e cloritoide, con discreta frequenza, e rari relitti di omfacite, indicativi delle stesse condizioni eclogitiche delle ofioliti associate. Le varietà carbonatiche sono caratterizzate in genere da associazioni mineralogiche banali, ma non mancano tracce dell'evento di HP (granato e/o zoisite). La retrocessione in facies scisti verdi è marcata dalla destabilizzazione del glaucofane, sostituito da simplectiti di albite ed anfiboli calcici, o da clorite e biotite oliva, e dalla alterazione del cloritoide in paragonite e clorite, accompagnati nella matrice dallo sviluppo indipendente di clorite, Fe-epidoto, mica bianca II, albite. La crescita porfiroblastica dell'albite e la comparsa di scarsa biotite costituiscono l'ultima pulsazione del metamorfismo barroviano acquisito durante il tratto finale della esumazione, cui fanno seguito le mineralizzazioni di litoclase ad albite, quarzo, carbonato, clorite, zeoliti e rara cianite centimetrica presenti nell'intera unità tettonica.

Età dei protoliti: Giurassico sup.-Cretacico inf.?

Età del metamorfismo: Eocene - Oligocene inf.

#### *Metasedimenti con intercalazioni di metabasiti (ZZS<sub>a</sub>)*

Codice utilizzato localmente per cartografare ripetute alternanze di calcescisti *s.l.* e metabasiti in orizzonti non rappresentabili alla scala del foglio, ma distinti almeno in parte nella banca dati. Affiorano nel tratto sommitale dell'unità tettonica, sotto la stazione della funivia di Plan Maison, in associazione con anfiboliti albitico-granatiferi di origine basaltica, metagabbri scistoso-laminati e lenti di serpentiniti, e nella falesia sopra Perrière e la malga Promindo (GLOM, 1977; DAL PIAZ *et alii*, 1980), a tetto del grande corpo di serpentiniti dell'alta Val-tourneche.

#### *Quarziti e metasedimenti terrigeni (ZZB<sub>b</sub>)*

Principali intercalazioni di quarziti e scisti quarzosi a granato e glaucofane (torrente Marmore), filladi a carbonato, scisti filladici e filloniti plumbee, talora a granato, rari scisti albitici (base Cresta della Forca a NNE di Plan Maison, lago Goillet). Le quarziti formano sottili livelli entro i micascisti granatiferi a carbonato, in genere non cartografabili, ma sono interessanti per la struttura poligonale del quarzo e la presenza di granato subrottondeggiante, fresco o con limitata alterazione cloritica, glauco-

fane in grandi porfiroblasti pecilitici ricchi di piccoli granati inclusi, con intensi colori di pleocroismo, nucleo talora più pallido e sottile orlo di anfibolo verde-azzurro. In rari casi il glaucofane è trasformato in anfibolo barroisitico con struttura a fiamme, più spesso è sostituito in parte o con pseudomorfosi completa da aggregati in facies scisti verdi di anfibolo verdognolo  $\pm$  albite, clorite, biotite oliva, calcite. Componenti accessori: grandi lamelle di mica bianca, biotite, minerali opachi, calcite. Alcune analisi di granato zonato e di anfiboli delle quarziti glaucofaniche sono riportate in DAL PIAZ *et alii*, (1979b): il granato è un termine ricco in almandino, con aumento del contenuto in Mg dalla periferia al nucleo e corrispondente diminuzione del tenore in Mn; i porfiroblasti di anfibolo analizzati passano da un nucleo di glaucofane ad una periferia di Mg-orneblenda, talora attraverso una zona intermedia di barroisite. Gli scisti filladici e fillonitici inseriti in questa casella sono litotipi poco frequenti e di modesta estensione, legati a zone di taglio in facies scisti verdi. Meritano menzione gli affioramenti presso la casa dei custodi sulla spalla sinistra della diga del Goillet, contenenti scisti quarzoso-fengitico-cloritici con aggregati lenticolari fillitici derivati probabilmente da cloritoide, scisti chiari ad abbondante albite porfiroblastica, marmi impuri e fels rodingitici a diopside-epidoto a contatto con sottostanti serpentiniti, litotipi assai diffusi e spettacolari lungo la riva destra del lago (Foglio Monte Rosa).

#### *Metasedimenti a coesite ed eclogiti del lago di Cignana (ZZS<sub>H</sub>)*

Scisti quarzoso-fengitico-granatiferi a grana media, di colore chiaro, e quarziti a fengite con alternanze di scisti micaceo-granatiferi a fenoblasti di pirosseno sodico smeraldino e di calcescisti a dolomite, associati a metabasalti eclogitici e passanti verso il basso a tipi manganesiferi, in spalla destra della diga di Cignana e sotto il livello di massimo invaso (fig. 86A-B-C-D). L'unità del Lago di Cignana mostra associazioni polifasiche indicative della traiettoria cinematica progradata e della sua evoluzione decompressionale durante l'esumazione dalla zona di subduzione (FORSTER *et alii*, 2004; GROPPA *et alii*, 2009). La storia progradata è documentata dalla associazione omfacite-anfibolo calcico-epidoto-ilmenite  $\pm$  biotite, preservata nel nucleo dei granati, seguita dalla crescita dei nuclei e poi della periferia dei granati, in equilibrio con omfacite, anfibolo sodico-calcico, lawsonite, quarzo e rutilo, indicative di  $P < 1.7$  GPa e  $T$  compresa tra  $350^\circ$  e  $480^\circ\text{C}$ , con graduale diminuzione del gradiente termico da  $10\text{-}9^\circ\text{C}/\text{km}$  a  $6\text{-}5^\circ\text{C}/\text{km}$ . Analoghe condizioni metamorfiche ( $P$ :  $1.0\text{-}1.7$  GPa,  $400 < T < 600^\circ\text{C}$ ) sono state stimate nelle metabasiti a contatto con l'unità di UHP. Le

condizioni di picco, corrispondenti alla massima profondità raggiunta dall'unità tettonica, sono documentate dall'associazione granato-omfacite-anfibolo sodico-fengite-lawsonite (pseudomorfosi di epidoto-paragonite)-coesite-rutilo, indicative di  $P > 3.2$  GPa e  $T$  compresa tra  $590$  e  $605^\circ\text{C}$ . La coesite è inclusa nel granato e nel pirosseno sodico. L'evoluzione decompressionale è documentata dalle pseudomorfosi di epidoto-mica bianca su lawsonite e dalla trasformazione parziale di omfacite e glaucofane in simplectiti di albite e ferroorneblenda, mentre il granato è in parte cloritizzato alla periferia e lungo fratture (GROPPA *et alii*, 2009).

#### *Quarziti manganesifere (ZZS<sub>F</sub>)*

Quarziti micacee a clorite con lenti e letti dai vivaci colori, ricchi in spessartina, piemontite, mica chiara e braunite, segnalate da BEARTH, (1967) e DAL PIAZ *et alii*, (1979a) nella spalla destra della diga di Cignana e alla sua base. Questi affioramenti sono diventati famosi e molto frequentati da mineralisti e petrologi dopo la scoperta della coesite (REINECKE, 1991) in litotipi derivati da sedimenti silicei del Giurassico superiore (U-Pb zircone:  $160\text{-}157$  Ma, RUBATTO *et alii*, 1998), documentando l'esistenza del metamorfismo di UHP anche nella crosta oceanica piemontese. Si tratta di un orizzonte di  $1\text{-}2$  m di spessore di quarziti a fengite manganesifera con bande e lenti di colore rosa e rosso-violaceo, ricche in piemontite e spessartina.

Analoghi affioramenti di quarziti manganesifere e di scisti quarzoso-micacei a clorite con noduli, lenti e letti varicolori ricchi in spessartina, piemontite e braunite sono presenti in varie località della conca del Breuil (DAL PIAZ & ERNST, 1978; DAL PIAZ *et alii*, 1979a; DAL PIAZ, 1992; BUCHER *et alii*, 2003, 2004). Sono del tutto simili alle quarziti di Cignana da cui sembrano differire solo per l'assenza di coesite (mancata scoperta, scomparsa?). Sono situate  $1300$  m circa a NNE di Plain Maison, nel vallone compreso tra il margine occidentale della grande deformazione gravitativa sotto la Cresta della Forca (Furggen, Forclaz) e il panettone di glaucofaniti granatifere con losanghe di mica bianca-epidoto (ex lawsonite) e anfiboliti albitiche di q. 2713, fortemente collassate. Le quarziti affiorano sul versante orientale del vallone, ma litotipi spettacolari si osservano anche nei sottostanti blocchi di frana (fig. 87A-B). I due ritrovamenti descritti in DAL PIAZ *et alii*, (1979a) sono stati riferiti l'uno alla Zona di Zermatt-Saas, l'altro a quella del Combin per la presenza di tipi prasinitici e ritenendolo parte della contigua grande frana caduta dalla Cresta della Forca. In realtà si tratta di un unico orizzonte, spesso  $5\text{-}10$  m (ingrandito in carta) e in parte collassato, rife-

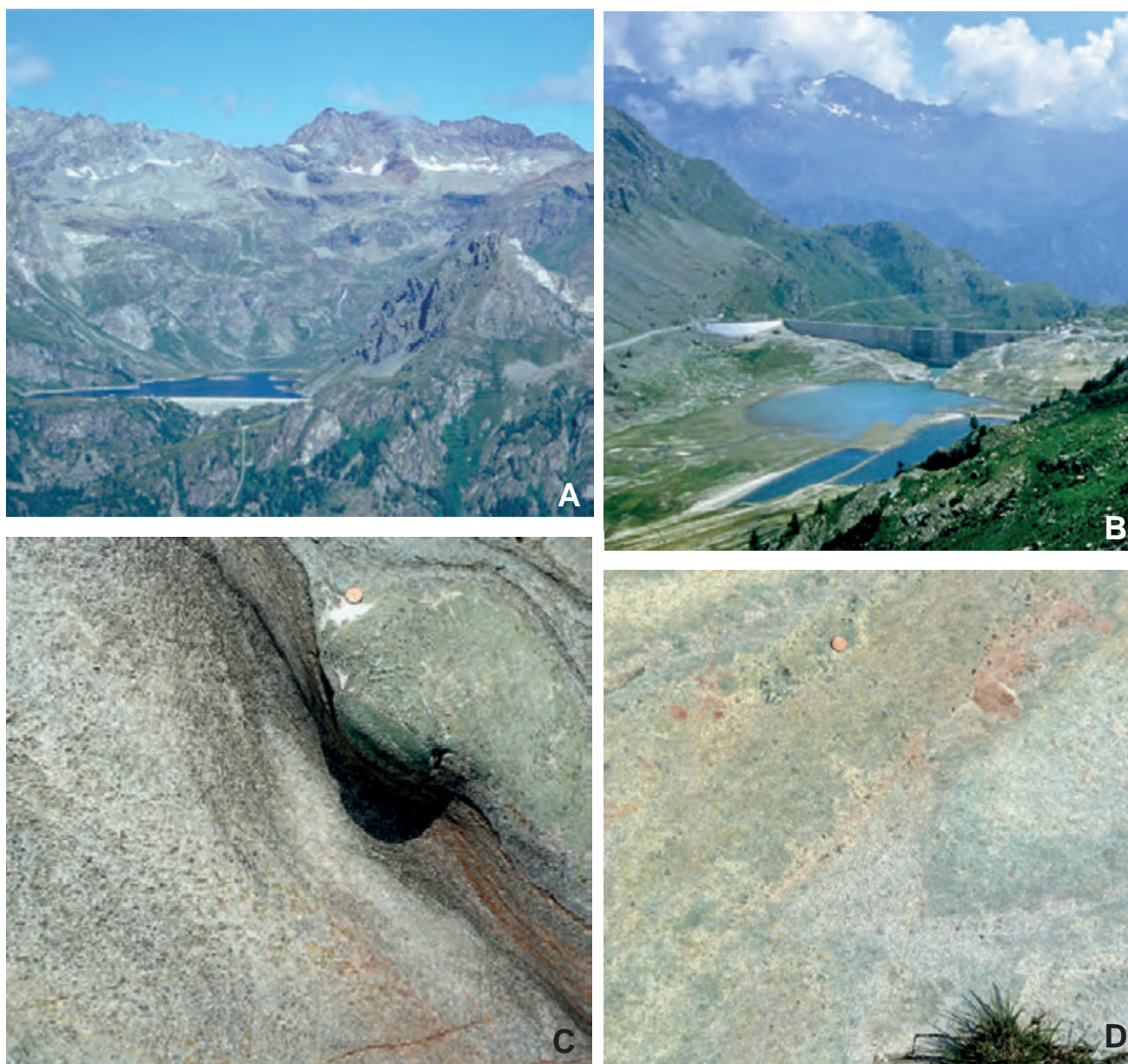


Fig. 86 - (A) Il bacino di Cignana e il versante destro della Valtournanche, con il Pancherot (destra) e la cresta P. Fontanella-P. Dragone (sfondo). (B) Le due dighe di Cignana e il bacino vuoto per manutenzione. (C-D) Metasedimenti giurassici con inclusi eclogitici e metamorfismo eocenico di UHP sulla sponda destra della diga.

- (A) The Cignana lake and the right side of Valtournanche, including the Mt. Pancherot (right) and the P. Fontanella-P. Dragone ridge. (B) The two dams of Cignana and the reservoir emptied for technical work. (C-D) Jurassic metasediments with eclogitic boudins and UHP metamorphism of Eocene age, right dam shoulder.

ribile alla copertura metasedimentaria dell'unità oceanica di HP situata alla base dei depositi gravitativi (DAL PIAZ, 1992; BUCHER *et alii*, 2003, 2004). L'orizzonte è formato da scisti micaceo-granatiferi a clorite, con ripetute intercalazioni di quarziti pure, quarziti manganesifere, scisti albico-micacei e calcescisti (fig. 87B-C). La mineralizzazione è costituita da livelli rosa e rosso-violacei a grana molto fine di quarziti ricche in piemontite, mica manganesifera  $\pm$  braunite e di quarziti a spessartina, mica, clorite, piemontite  $\pm$  ardennite  $\pm$  ematite, ma prive di braunite, in ripetuta alternanza con quarziti e scisti micaceo-

cloritici. Si osservano inoltre noduli cm-dm nerastri di braunite  $\pm$  ematite, di forma da tondeggiante a fortemente appiattita (fig. 87D). La composizione delle principali fasi mineralogiche è riportata in DAL PIAZ *et alii*, (1979a), con analisi in microsonda di KIENAST e VENTURELLI: in particolare, la piemontite coesistente con braunite è relativamente più ricca in Mn di quella associata alla spessartina. L'orizzonte di quarziti e scisti è coperto (successione rovesciata?) da metabasalti d'aspetto prasinitico, ma con relitti di granato, derivati probabilmente da eclogiti con forte retrocessione in facies scisti verdi.

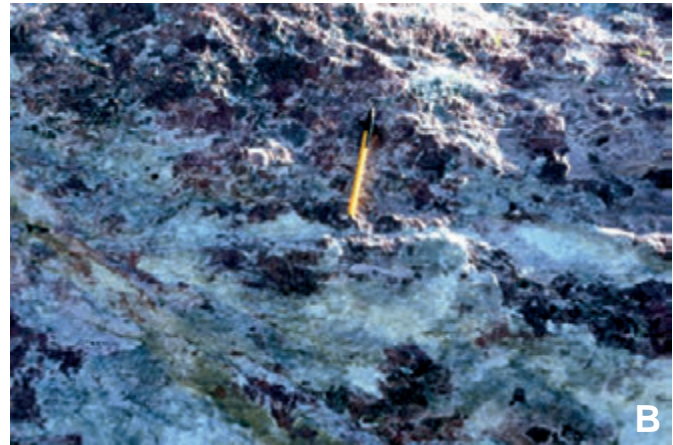


Fig. 87 - Quarziti a manganese dell'unità di Zermatt-Saas nella valletta a nord-est di Plan Maison, tra q. 2713 e q. 2755. (A) Quarzite a piemontite tra i blocchi di frana in vista del Cervino. (B) Quarzite con abbondante piemontite rosso-violacea, dettaglio. Quarziti micaceo-granatifere a lenti (C) e noduli (D) di braunite nera. - *Mn-rich quartzites of the Zermatt-Saas unit in the depression north-east of Plan Maison, between points 2713 and 2755 m. (A) Piemontite-bearing quartzite, landslide blocks in view of the Matterhorn. (B) Detail of quartzite with abundant red-purple piemontite. Garnet-micaceous quartzites with lenses (C) and nodules (D) of black braunite.*

Altri corpi di analoghe quarziti manganesifere sono presenti nel tratto superiore della conca del Breuil (Foglio Monte Rosa). Il primo è situato lungo la bassa dorsale di q. 3087, 400 m circa ad ovest del Col du Plateau Rosà (3102 m), è associato a calcescisti e micascisti ad ankerite, metabasalti albitici a relitti eclogitici, metagabbri a zoisite-anfiboli calcici e serpentiniti con rodingiti ed è costituito da qualche blocco collassato di quarziti scistose, grigio chiare, con sottili letti di scisti manganesiferi viola, gialli e neri e con piccole lenti massive (DAL PIAZ *et alii*, 1979a). La mineralizzazione è costituita da piemontite, spessartina, mica bianca, clorite, minerali opachi, con Fe-epidoto, carbonati, apatite, biotite

olivastra in quantità minore o saltuari e con vesuviana manganesifera in aggregati granoblastici localmente abbondanti nella braunite massiccia. Il secondo affioramento è stato rinvenuto nel 2010 da DAL PIAZ e PASSERI nell'incisione di un torrentello secco, a 2735 m di quota, 400 m circa ad ovest della Cabane Gaspard (Coordinate UTM, ED50, Fuso 32: 397450/5086866): è costituito da un orizzonte nero massiccio, di spessore metrico, formato da minerali opachi submicroscopici con letti di rodonite e subordinato carbonato, e con una banda centrale di granatite beige a grana finissima e vene di quarzo. L'orizzonte è situato entro una sequenza di calcescisti priva di pietre verdi.

Età dei protoliti: Giurassico superiore ?

#### *Anfiboliti albitiche a relitti eclogitici (ZSA)*

Anfiboliti ad anfibolo calcico-albite in aggregati diablastici, epidoto e clorite, con relitti di gra-

nato e talora di glaucofane. Derivano da basalti oceanici normal-MORB in facies di HP (eclogiti e glaucofaniti granatifere) con retrocessione in facies scisti verdi da parziale a pervasiva, talora completa. Sono rocce massicce, raramente in bancate, a grana fine e di colore verde scuro, quindi in genere ben diverse dalle prasiniti, pur derivando da protoliti analoghi. Albite e granato sono visibili in genere ad occhio nudo: in qualche caso l'albite ha sviluppo porfiroblastico, a spese degli aggregati diablastici, conferendo alla roccia colore verde più chiaro e struttura a tendenza prasinitica. Sono i litotipi di crosta oceanica più diffusi nel tratto superiore della Valtourneche mentre in quello inferiore sono i metagabbri che diventano abbondanti e talora prevalenti. Nella conca del Breuil, le anfiboliti albitiche formano un ampio piastrone inciso dal torrente Marmore, situato a tetto delle serpentiniti (propaggine occidentale del grande corpo ultrabasico del Breithorn-Gobba di Rollin) e variamente deformato. Le anfiboliti contengono piccoli corpi di metagabbri scistoso-laminati e sono coperte da una sottile coltre di metasedimenti silicei e carbonatici mesozoici, con contatti in genere trasposti lungo la scistosità  $S_2$ . Ulteriori corpi di anfiboliti albitiche di origine basaltica si osservano, verso valle, su entrambi i fianchi della media Valtourneche, in associazione con serpentiniti e/o metagabbri (Cleyves de la Seyvaz-Saletta, Cignana, Chamois-La Magdaleine, Ersaz-Fiernaz). Al microscopio la roccia è dominata da aggregati diablastici di anfibolo verde-azzurro o verde e di albite, derivati dalla destabilizzazione di pirosseni ed anfiboli sodici; vi si associano zoisite e/o epidoto, clorite e frequenti relitti di granato, in parte cloritizzato al bordo e in fratture. Più rari i relitti di glaucofane, in genere con marcato pleocroismo, bordi barroisitici e alterazione interna in albite, clorite e/o anfiboli calcici, talora associato a pirosseno sodico con forte alterazione in feltri uralitici. Non mancano relitti litici di eclogiti e glaucofaniti granatifere, in lenti e letti di dimensioni micromesoscopiche, non cartografabili. Frequenti gli arricchimenti in epidoto a contatto con le serpentiniti. Componenti accessori: rutilo e/o titanite, talora abbondanti, minerali opachi, mica bianca, carbonato, apatite, tormalina. Frequenti anche le vene di albite  $\pm$  epidoto e di quarzo  $\pm$  clorite e rara cianite, concordanti con la  $S_2$  regionale, o discordanti. Per descrizioni petrografiche di dettaglio, analisi mineralogiche, stime petrologiche e datazioni radiometriche si vedano i già citati contributi di ERNST & DAL PIAZ (1978); BEARTH & STERN, 1979; DAL PIAZ *et alii* (1980), RUBATTO *et alii* (1998), BUCHER *et alii* (2004), MARTIN *et alii* (2004), ANGIPOUST & AGARD (2010),

BELTRANDO *et alii* (2010a-b) e, per la geochimica, quelli di DAL PIAZ & ERNST (1978), DAL PIAZ *et alii* (1981), BECCALUVA *et alii* (1984), GROppo *et alii* (2009), ANGIPOUST & AGARD (2010).

Età dei protoliti: Giurassico medio-sup.?

#### *Eclogiti (ZSA<sub>b</sub>)*

Nel campo carta sono rappresentati i corpi principali di eclogiti e di eclogiti glaucofaniche di origine basaltica, ben preservate o con parziale retrocessione in facies scisti verdi. Le prime sono rocce massicce, molto tenaci, a grana spesso minuta e di colore grigio verdognolo, costituite da granato, omfacite e rutilo: sono relativamente rare per effetto del metamorfismo oceanico sui protoliti e/o della riequilibrio in facies scisti verdi tardo-alpina. Le seconde, decisamente più abbondanti, hanno struttura scistosa, da blanda a marcata, e colore blastro scuro per la presenza di due generazioni di glaucofane, in porfiroblasti talora centimetrici. L'associazione mineralogica fondamentale è costituita da granato, omfacite, rutilo  $\pm$  glaucofane, mica bianca, zoisite, epidoto e carbonato, con cloritoide, talco  $\pm$  ex lawsonite nelle varietà più idratate. Come già ricordato, le principali eclogiti del Foglio Monte Cervino sono quelle presenti e descritte in dettaglio nella conca del Breuil, presso Bardoney (DAL PIAZ & ERNST, 1978; ERNST & DAL PIAZ, 1978) e nel tratto superiore della conca, già nel Foglio Monte Rosa (DAL PIAZ, 1992; BUCHER *et alii*, 2004; ANGIPOUST & AGARD, 2010), e quelle del lago di Cignana, più volte citate, distinguibili solo per la presenza o l'assenza di coesite. Analoghi metabasalti eclogitici affiorano nei dintorni di Zermatt in varie località del vallone delle Cime Bianche, tra Valsesia e Valtourneche, nella bassa Valle d'Ayas e nel massiccio del M. Avic (rif. bibliografici citati in precedenza).

Al microscopio, le eclogiti a granato-omfacite-rutilo e le varietà glaucofaniche sono caratterizzate dalla presenza di abbondanti porfiroblasti di granato, ad abito euedrale o tondeggianti, che spiccano sulla matrice costituita in gran prevalenza da omfacite o da pirosseni ed anfiboli sodici, in genere con blanda orientazione preferenziale, e da aggregati granoblastici di rutilo  $\pm$  mica bianca, epidoti e carbonato in quantità modesta o accessoria, assieme ad apatite e minerali opachi. Il granato contiene inclusi microlitici di coesite (Cignana), quarzo, epidoto, paragonite, anfiboli sodico-calcici e, in qualche caso, anche pseudomorfosi a losanga di mica bianca-epidoto su originaria lawsonite, testimoni dell'evoluzione progradata della roccia sino alle condizioni eclogitiche di picco. Il pirosseno sodico ha colore verdolino chiaro, talora più intenso alla periferia, estinzione ondulata e incipiente alterazione urali-

tica. Il contatto tra granato e omfacite è spesso sottolineato da un filetto di anfibolo di colore blu intenso. L'anfibolo sodico ha marcato pleocroismo, dal viola all'azzurro ed è presente in due generazioni distinte: la più antica è in equilibrio con il pirosseno sodico e la scarsa mica bianca della matrice, la seconda è espressa da blasti tardivi di notevoli dimensioni, in genere zonati, disposti sia casualmente che in covoni lineati (fig. 88A). Un *continuum* di trasformazioni metamorfiche contraddistingue l'evoluzione decompressionale successiva al picco di pressione, corrispondente al momento in cui la roccia si stacca dalla placca oceanica in subduzione ed è trasferita nel prisma di accrezione, con passaggio quindi dalla placca inferiore (in consumo) a quella superiore (in accrezione). Lo stadio iniziale dell'evoluzione decompressionale è rappresentato dalla seconda generazione di anfiboli sodici (facies scisti blu II), coesistenti in genere con la comparsa della prima albite nei feltri uralitici che si sviluppano al bordo del pirosseno sodico o in fratture interne. I passi successivi sono indicati dalla crescita di anfiboli sodico-calcici di tipo bar-

roisitico al bordo del glaucofane o in aggregati diastiblastici (simplectiti) con albite interstiziale che sostituiscono pirosseni ed anfiboli sodici, seguiti dallo sviluppo di albite porfiroblastica e pecilitica, associata ad epidoto, anfiboli calcici, mica bianca II, biotite bruno-oliva e titanite, mentre il granato può mostrare cenni di cloritizzazione. Si noti che queste trasformazioni in facies scisti verdi sono in genere limitate e discontinue nelle metabasiti di HP distinte in carta, mentre diventano predominanti nelle anfiboliti albitiche. La delimitazione sul terreno di questi litotipi è soggettiva, specie se non sostenuta da sistematici controlli al microscopio: la carta indica il litotipo prevalente nei vari poligoni, senza escludere la presenza in una certa misura anche dell'altro litotipo, originato dallo stesso protolite, ma caratterizzato da una diversa evoluzione metamorfica.

I granati hanno elevato contenuto in almandino e sono in genere zonati, con diminuzione di Mn-Ca ed aumento in Fe-Mg dal nucleo alla periferia. In Valtournenche l'omfacite ha composizione abbastanza costante attorno a  $Jd_{42} Ac_{12} Di_{34} Hd_{12}$  (ERNST & DAL PIAZ, 1978), analoga a quella dei pirosseni nelle eclogiti di Zermatt analizzati da BEARTH (1973). In alcune varietà zonate la periferia è formata da cloromelanite verdognola. Gli anfiboli sodici della regione Breuil-St Jacques sono glaucofani poveri in Ti (0.003), Cr (0.001), Mn (0.005) e K (0.003) p.f.u., con composizione che si avvicina all'*end-member*  $Na_2Mg_3Al_2Si_8O_{22}(OH)_2$  e modesto arricchimento in  $Fe^{2+}$  alla periferia dei cristalli zonati. Altri dati sulla composizione degli anfiboli sodico-calcici, epidoto, mica bianca (paragonite e fengite), clorite, titanite sono riportati in ERNST & DAL PIAZ (1978) e ANGIBOUST & AGARD (2010). Riassumendo i dati mineralogici esistenti sulle metabasiti di HP della Zona di Zermatt-Saas dalla Valle d'Aosta meridionale al Vallese (ANGIBOUST & AGARD, 2010), questa è la composizione media delle principali fasi di HP: i) granato nei metabasalti eclogitici:  $Alm_{55-65}Grs_{25-35}Py_{5-12}Sps_{2-4}$ ; nelle Mg-metabasiti e metagabbri:  $Alm_{50-55}Grs_{15-20}Py_{20-25}Sps_{1-3}$ , ii) omfacite:  $Di_{47}Jd_{47}Ac_6$ .

Recenti stime petrologiche sui metasedimenti di HP della Zona di Zermatt-Saas basate su THERMOCALC e spettroscopia Raman indicano condizioni di picco attorno a  $540 \pm 20^\circ C$  e 2.3-2.5 GPa, corrispondenti a profondità dell'ordine di 80 km (ANGIBOUST *et alii*, 2009). Condizioni P-T leggermente più elevate sono state ottenute per le eclogiti di Zermatt (BUCHER *et alii*, 2005) e le rocce a coesite del Lago di Cignana (GROPPA *et alii*, 2009:  $P > 3.2$  GPa,  $T: 590-605^\circ C$ ). La sostanziale uniformità dei valori di temperatura ( $540 \pm 20^\circ C$ ) dei metasedimenti di HP della Zona di Zermatt-Saas dal versante destro della Valle d'Aosta alla termi-

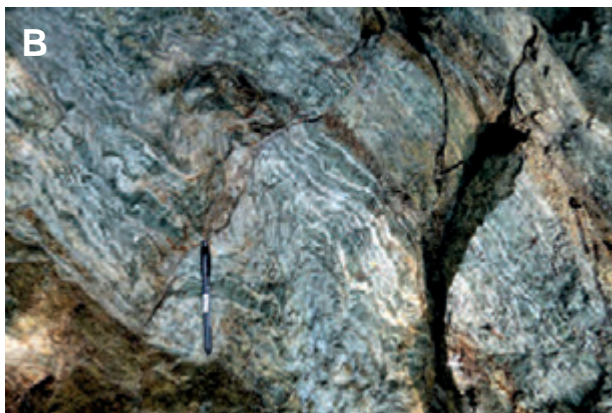


Fig. 88 - Zona di Zermatt-Saas. (A) Eclogite glaucofanica con cristalli millimetrici di anfibolo sodico II variamente orientati, zona del lago Goillet. (B) Metagabbro eclogitico con pieghe  $F_3$ , Raye de Proz.  
- Zermatt-Saas Zone. (A) Glaucophane-rich eclogite with variously oriented millimetric crystals of Na-amphibole II, Goillet lake zone. (B) Eclogitic metagabbro deformed by  $F_3$  folds, Raye de Proz.

nazione nord-orientale dell'unità, presso Saas Fee, sono ritenuti indicativi dell'unitarietà di questo grande frammento di litosfera oceanica, ampio almeno 60 km (ANGIBOUST *et alii*, 2009). In realtà non mancano discontinuità tettoniche interne e zone di taglio milonitico (DAL PIAZ & ERNST, 1978; DAL PIAZ *et alii*, 2001, 2010; ANGIBOUST & AGARD, 2010; BELTRANDO *et alii*, 2010b), senza tuttavia un sostanziale gap di condizioni metamorfiche, oltre alla presenza o meno di coesite.

Età dei protoliti: Giurassico medio-sup.? Età del metamorfismo di subduzione: Eocene inf-medio.

### *Glaucofaniti (ZSA<sub>C</sub>)*

Le glaucofaniti sono metabasalti in facies di HP derivate, come le eclogiti, da protoliti MORB, ma caratterizzate da forte alterazione idrotermale avvenuta durante le fasi di espansione dell'oceano mesozoico (metamorfismo oceanico). Si distinguono dalle eclogiti per l'elevato contenuto in H<sub>2</sub>O e Na (DAL PIAZ & ERNST, 1978; DAL PIAZ *et alii*, 1981; BECCALUVA *et alii*, 1994; ANGIBOUST *et alii*, 2009; MARTIN & CORTIANA, 2001; ANGIBOUST & AGARD, 2010) e per la presenza di abbondanti fasi metamorfiche idrate. Sono rocce di colore blu-violeaceo scuro, generalmente scistose e talora lineate, costituite da una o più generazioni di glaucofane e da quantità variabili di granato, mica bianca, clorite, talco e carbonato (BEARTH, 1967, 1973; DAL PIAZ & ERNST, 1978; MARTIN & TARTAROTTI, 1989; BUCHER *et alii*, 2005; MARTIN *et alii*, 2008; ANGIBOUST & AGARD, 2010). Frequente e caratteristica la presenza di losanghe biancastre di mica bianca, zoisite e/o epidoto, lunghe 0.3-1 cm (fig. 56A): in base a forma e contenuto, si ritiene che questi aggregati sostituiscano originari fenoblasti di lawsonite, una delle principali fasi idrate di HP della crosta oceanica che consentono, assieme alle serpentiniti, di trasferire acqua nella zona di subduzione (PAWLEY, 1994; SCHMIDT & POLI, 1998; SCAMBELLURI & PHILLIPOT, 2001; SCAMBELLURI *et alii*, 2004). Le pseudomorfofisi di lawsonite sono incluse nel granato e nel pirosseno sodico o sono disperse nella matrice policristallina. In qualche metabasite è presente cloritoide ricco in Mg, analogo a quello diffuso nei metasedimenti di copertura e nei metagabbri: forma piccoli inclusi nel granato e cristalli maggiori nella matrice cloritico-micaceo-anfibolica. Sembrano mancare le vistose varietà di cloritoscisti granatiferi a talco, glaucofane e cloritoide tipici in Valle di St Marcel, in Val d'Ayas e in altri settori della Valle d'Aosta (DAL PIAZ *et alii*, 1981, 2010; TUMIATI, 2005; MARTIN *et alii*, 2008).

Gli affioramenti maggiori di glaucofaniti distinte nel foglio (settore orientale) sono situati

nella conca del Breuil, sotto Ville (Chamois), lungo il sentiero a mezza costa Magdaleine-Suisse e lungo la carrozzabile che da Antey-St-André sale ad Herin. Le glaucofaniti formano corpi isolati o in associazione con anfiboliti albitiche a granato e subordinate eclogiti, mentre ad Antey-Herin esse sono inserite in un grande corpo di metagabbri di HP.

L'affioramento principale della conca del Breuil è il dosso di q. 2713 m, dalla caratteristica forma a panettone e più o meno collassato, sito 1.1 km a NNE di Plan Maison, al di sotto della fascia di quarziti a Mn descritte in ZZSf. Si tratta di glaucofaniti e di anfiboliti albitiche, massicce o brecciate, ricche in mica bianca, clorite ed epidoto, con relitti di granato e glaucofane e con pseudomorfofisi a losanga su originaria lawsonite, talora molto abbondanti (fig. 56A). Lastre di glaucofaniti a mica bianca, ankerite e covoni pluricentimetrici di glaucofane II, di interesse museale, affiorano alla sommità della parete sopra il lago Goillet, poco oltre il limite del foglio. Le glaucofaniti della conca del Breuil rappresentano originarie colate sottomarine in ambiente con forte attività idrotermale, documentato dall'abbondanza di fasi idrate e dalla presenza di quarziti manganesifere. Analoghe glaucofaniti granatifere con varietà ricche in losanghe di ex lawsonite affiorano lungo la mulattiera che da Nuarsaz porta a Chamois, nel tratto superiore della grande parete di metabasiti e in affioramenti isolati, modellati dal ghiacciaio, sotto la frazione di Ville, ed infine lungo la pista che a 1750-1800 m contorna la dorsale tra Suisse e la Magdaleine. Le pseudomorfofisi sono presenti localmente anche nei calcescisti del versante destro della Valtournenche, analoghi a quelli di Dondena (Foglio Chatillon).

Le glaucofaniti di Antey-Herin sono interpretabili come filoni di basalti ad alto contenuto in Fe-Ti che attraversavano i gabbri del *layer* 3 oceanico ed alimentavano alcune colate tardive del *layer* 2. Non sono state rinvenute evidenti strutture a *pillow*, tipo quelle della Pfulve (Zermatt), caratterizzate dallo sviluppo di scisti glaucofanici ad albite e carbonato alla periferia dei cuscini e da un nucleo eclogitico (BEARTH, 1959, 1973; BEARTH & STERN, 1979; OBERHÄNSLI, 1980). Le più recenti stime petrologiche per il picco di HP riferito alla facies delle eclogiti a lawsonite (TSUJIMORI *et alii*, 2006) descritte nei dintorni di Zermatt e in Valle d'Aosta indicano condizioni P-T dell'ordine di 2.4 GPa e 550°C (BUCHER *et alii*, 2005; ANGIBOUST *et alii*, 2009; ANGIBOUST & AGARD, 2010), di poco inferiori a quelle delle più volte citate facies a coesite del lago di Cignana.

Età dei protoliti e del metamorfismo: come i metabasalti eclogitici.



### Gabbri metamorfici (ZSG)

Metagabbri con struttura primaria ancora ben riconoscibile, massiccia o fibroso-lenticolare, grana vistosa e prevalente paragenesi in facies scisti verdi, formati da aggregati policristallini verdastrici di anfibi calcici, sui siti del pirosseno magmatico, e da una matrice beige o giallognola di zoisite e/o epidoto e albite diablastica in quantità variabile (nei siti dell'originario plagioclasio calcico)  $\pm$  clorite e scarsa mica chiara (fig. 88B). Non mancano varietà scistoso-laminate e milonitiche, con struttura più omogenea e colore in genere più chiaro, talora finemente zonate. La composizione chimica dei Mg-gabbri è poco idonea per lo sviluppo di tipiche associazioni eclogitiche (e.g., BEARTH & STERN, 1971, 1979; DAL PIAZ & NERVO, 1971; DAL PIAZ & ERNST, 1978; DAL PIAZ *et alii*, 1981; BECCALUVA *et alii*, 1984; PFEIFER *et alii*, 1989; BARNICOAT & BOWTELL, 1995; ANGIBOUST & AGARD, 2010). Ove presente, l'impronta di HP è segnalata da cristalli di omfacite smeraldina (smaragdite *Auct.*: fig. 56B) pseudomorfi sul pirosseno primario, talora pluricentrico, da subordinato granato, da letti e lenti di melagabbri eclogitici derivati da protoliti ricchi in Fe-Ti e da glaucofaniti granatifere (probabili filoni). I corpi maggiori affiorano sui due versanti della Valtournenche, nella dorsale sopra le serpentiniti di Barmasse, nei dintorni di Palud e Falegnon (basso vallone di Cignana), lungo la strada bianca tra Liortiere e Pramoron (*ex decanville* dell'impianto idroelettrico) e, sul lato opposto, a tetto della grande massa di serpentiniti di Singlin-Perrière (Perrères), nel circo dell'alpe Crébuchette, alla base della piccola scaglia di basamento austroalpino, e in piccoli affioramenti sparsi tra le alte frazioni di Valtournenche e all'imbocco del paese. Una piccola cava, situata sopra la strada bianca che da Muranche, frazione di Valtournenche, porta a Falinier, ha fornito il materiale per la costruzione della Casa del Seminario, un grande edificio in blocchi a vista costituiti da magnifici metagabbri di vario tipo. Più a valle, sempre sul fianco sinistro della Valtournenche, vi sono il grande corpo di metagabbri del M. Charvaz, a nord di Chamois, e quello che costituisce la parte inferiore dell'impervia parete tra Buisson è Antey-St-Andrè, lungo quasi 3 km e potente, per la parte esposta, sino a 700 m. Il primo, spesso circa 400 m, è situato a letto di anfiboliti albitiche a granato, con contatto apparentemente normale, ma probabilmente trasposto, e poggia, con contatto tettonico, su anfiboliti a relitti eclogitici (lato sud) e serpentiniti scistoso-laminate (lato nord); il corpo è costituito da metagabbri scistosi, in genere a grana grossa, con intercalazioni di melagabbri, varietà fortemente rielaborate (settore basale) e locali varietà prasinitiche a mica di cromo. Il secondo è situato

a letto del grande corpo di metabasalti di HP, in genere sensibilmente retrocessi, che formano la dorsale Vuëillen-Pilaz, a nord-ovest di La Magdaleine, ed è costituito da Mg-metagabbri massicci, *flaser* e milonitici, con molteplici varietà melanocratiche, a "smaragdite", a fini bande eclogitiche o a tendenza prasinitica con mica di cromo, non distinti in carta. Significativi i piccoli corpi di eclogiti glaucofaniche e glaucofaniti ricche delle pseudomorfi a losanga su originaria lawsonite, presenti nel settore sommitale dei metagabbri o nelle anfiboliti di tetto; sono stati distinti solo in parte e con magnificazione delle loro dimensioni. Questo corpo di metagabbri si estende al versante destro della Valtournenche e ne forma la base tra il torrente del bacino di Etirol (Tirol) e Grand Moulin, frazione di Antey-St-Andrè, passando verso l'alto a gabbri e troctoliti di HP associati a dominanti glaucofaniti, eclogiti e loro prodotti di retrocessione metamorfica (KIENAST, 1983). L'eterogeneo corpo basico forma il substrato tettonico del lembo di Etirol-Levaz ed i suoi protoliti sono riferiti al Giurassico medio-superiore (166-150Ma: BELTRANDO *et alii*, 2010b). Anche in questo lato della valle la base del corpo gabbriaco è nascosta dai depositi quaternari di versante e fondovalle.

Passando alla conca del Breuil, piccoli affioramenti di metagabbri *flaser*, scistoso-laminati, milonitici e prasinitici di origine gabbriaca affiorano lungo l'incisione torrentizia tra Plan Maison e Plan Torrette, a tetto di serpentiniti e a letto di micascisti ad albite, clorite e carbonato  $\pm$  granato (DAL PIAZ & ERNST, 1978; ERNST & DAL PIAZ, 1978; BUCHER *et alii*, 2003, 2004).

Età dei protoliti: Giurassico medio-sup.?

### Gabbri eclogitici (ZSG<sub>a</sub>)

Corpi principali di gabbri e melagabbri eclogitici, massicci, *flaser* e milonitici, derivati da troctoliti e da protoliti basaltici evoluti, ricchi in Fe-Ti, con associazione di HP ben preservata nei volumi rocciosi meno deformati o con parziale retrocessione in facies scisti verdi (fig. 88B). I corpi distinti in carta affiorano nella parete sopra Crepin, frazione di Valtournenche (KIENAST, 1983), e sui due fianchi della bassa valle, tra Fiernaz e Antey-St-Andrè. L'affioramento nel dosso a nord-est di Fiernaz, sotto il pilone della linea elettrica (q. 1165 m, CTR), è costituito da Mg-metagabbri scistoso-laminati ricchi in letti e lenticelle di pirosseno sodico smeraldino; questi litotipi sono identici a quelli affioranti alla base del complesso gabbriaco nell'alto vallone di Savoney (Foglio Chatillon), nella Zona di Zermatt-Saas a letto del *thrust* del Glacier-Rafray (DAL PIAZ & NERVO, 1971; DAL PIAZ *et alii*, 1979c). I gabbri eclogitici derivati da magmi MORB ricchi in Fe-Ti formano corpi stratoidi e lenticolari di varie dimensioni

all'interno dei Mg-metagabbri, da cui si distinguono macroscopicamente per il colore più scuro, la presenza di abbondanti minerali di HP (granato, omfacite, minore glaucofane) e l'abbondanza di rutilo in vistosi aggregati granoblastici.

Il grande corpo di gabbri eclogitici affiorante nelle pareti sotto i ripiani di Etirol e Triatel (KIENAST, 1983) è ricco di intercalazioni di melagabbri eclogitici, glaucofaniti e anfiboliti granatifere, a luoghi dominanti. L'impronta eclogitica è segnalata dall'associazione omfacite-zoisite-rutilo  $\pm$  granato, mica bianca, clorite, glaucofane, talco, cloritoide. Il corpo di metagabbri che affiora in bella esposizione lungo i tagli stradali della carrozzabile Antey-Herin è costituito da metagabbri massicci, *flaser* e scistosi in facies scisti verdi, con relitti di HP più o meno diffusi, a grana da pegmatoide a medio-fine, caratterizzati dalla presenza di frequenti intercalazioni centimetrico-plurimetriche di: i) melagabbri a glaucofane-omfacite  $\pm$  epidoto e mica bianca, talvolta abbondante; ii) melagabbri eclogitici a granato-omfacite-rutilo  $\pm$  mica bianca, glaucofane e solfuri, molto simili a quelli di Verres (BALDELLI *et alii*, 1985); iii) eclogiti glaucofaniche a granato rossastro e glaucofaniti granatifere  $\pm$  omfacite, mica bianca, epidoto giallastro, pirite, entrambe ricche in rutilo e con caratteristica patina superficiale rugginosa; iv) analoghi litotipi con parziale retrocessione in facies scisti verdi. I metagabbri contengono una banda plurimetrica di quarziti micacee e marmi impuri e sono ricoperti da eclogiti glaucofaniche di origine basaltica, in genere abbastanza retrocesse, ma con ancora ben visibili le losanghe di originaria lawsonite sostituita dai consueti aggregati di epidoto-mica bianca. Al microscopio si notano i caratteri seguenti: i) i Mg-metagabbri sono costituiti da plaghe granoblastiche di zoisite-clinozoisite (ex plagioclasio calcico) e da anfiboli calcici (monocristalli o aggregati) che sostituiscono il clinopirosseno o l'orneblenda bruna primari, con rutilo, titanite in quantità accessoria; ii) i melagabbri eclogitici sono costituiti da pirosseno sodico, zoisite e granato; iii) le eclogiti glaucofaniche di origine gabbriaca sono costituite da granato, omfacite in parte alterata, glaucofane fresco, epidoto; alcune varietà estremamente dure sono ricche in epidoto giallastro e rutilo; iv) componenti accessori: rutilo granoblastico, titanite, apatite, talora molto abbondanti nelle eclogiti glaucofaniche e nelle glaucofaniti, ilmenite, pirite, quarzo.

La fase progradata è documentata da microliti di anfibolo violaceo (crossite?) e pirosseno verdognolo inclusi nel granato; l'evoluzione decompressionale dalla alterazione del pirosseno sodico in feltri uralitici, poi trasformati a loro volta in aggregati diablastici fini di albite e anfiboli verde-azzurri o actinolite, mentre il granato è in parte cloritizzato  $\pm$  biotite e il rutilo è circondato da corone di titanite. I prodotti

finali della trasformazione tettono-metamorfica retrograda dei gabbri eclogitici sono costituiti da anfiboliti albitiche a epidoto e clinocloro, da miloniti verde-chiare o biancastre, talora ricristallizzate con struttura a tendenza prasinitica, la cui origine gabbriaca può essere comprovata solo dalla presenza di relitti tessiturali e della mica di cromo.

#### *Serpentiniti (ZSS)*

Serpentiniti antigoritiche con cristalli nerastri di magnetite, aggregati di titanclinohumite-olivina-diopside di età alpina e sottili orizzonti di cloritoscisti a magnetite. Formano piccoli affioramenti nella conca del Breuil, propaggine occidentale del grande corpo ultramafico-ultrabasic del Breithorn-Gobba di Rollin, e numerosi corpi di notevoli dimensioni lungo l'intera Valtournenche, tra Perrère e Maen (Mayen), sui due fianchi della valle, a Ussin-Chesau, e al margine meridionale del foglio, tra Triatel e Grand Moulin. Le serpentiniti sono il prodotto dell'idratazione (in prevalenza di ambiente oceanico) di originarie peridotiti di mantello e della susseguente rielaborazione tettono-metamorfica alpina. L'impronta di HP è espressa da antigorite, titanclinohumite, olivina II, diopside, clorite, talco. Si osservano varie generazioni di antigorite, perfettamente stabile anche in facies scisti verdi. La magnetite è in quantità variabile, talora molto abbondante e in cristalli pluricentimetrici, variamente orientati o lineati. La titanclinohumite, dal caratteristico colore rosso ruggine, l'olivina con patina ocre e il diopside biancastro sono ben visibili all'esame macroscopico e sono spesso concentrati in plaghe, anche metriche, e in sottili vene. Il diopside, in cristalli sino a 10-15 cm di lunghezza, è spesso alterato in anfiboli tremolitici fibrosi (asbesto amfibolico). In qualche caso si riconoscono relitti dei siti microstrutturali primari, indicativi di una tessitura tettonica propria del mantello (*e.g.*, pseudomorfo di diopside su originari pirosseni, ricristallizzazione dinamica di olivina). Le prime analisi in microsonda elettronica dell'associazione olivina-titanclinohumite-diopside sono state eseguite da VENTURELLI (in DAL PIAZ *et alii*, 1980). Una precedente descrizione chimica e cristallografica della titanclinohumite, indicata col nome di titanolivina, si deve a CARPANESE (1933b). Moderni dati microstrutturali, microchimici e petrologici sui principali componenti mineralogici delle serpentiniti nella zona di Valtournenche sono forniti da REBAY *et alii*, (2012): le stime petrologiche (T:  $600 \pm 20^\circ\text{C}$ , P:  $2.5 \pm 0.3 \text{ GPa}$ ) sono in linea con quelle delle metabasiti eclogitiche della regione.

Le serpentiniti formano ammassi rocciosi con struttura molto variabile, massiccia e disarticolata da vari sistemi di frattura o scistoso-laminata e milonitica, mantenendo inalterata la composizione

mineralogica. Si riconoscono varie generazioni di vene con cristalli di serpentino fibroso, a volte di notevoli dimensioni (serpentino nobile). Le oficalci, relativamente rare e di modeste dimensioni, non giustificano la specifica distinzione cartografica effettuata nel Foglio Chatillon per queste brecce che ammantano i grandi corpi di serpentiniti della bassa Valtournenche e del M. Avic.

Frequenti i filoni di gabbri rodingitici descritti a parte, assieme ad alcune zone di reazione metasomatica tra serpentiniti e rocce incassanti. Come ricordato in precedenza, l'associazione mineralogica dei filoni e delle zone di reazione ha subito una ricristallizzazione polifasica alpina: si dovrebbe parlare di metarodingiti, significato che riteniamo implicito nel termine più semplice e scorrevole di rodingiti.

#### *Rodingiti* (fr)

Filoni e *boudins* di metagabbri rodingitici a grana grossa, talora pegmatoide, e subordinate rodingiti a grana fine di probabile origine basaltica sono diffusi e localmente molto abbondanti nelle serpentiniti della Zona di Zermatt-Saas compresa nei fogli Monte Cervino e Monte Rosa (DAL PIAZ, 1967, 1969b, 1992, 2004; DAL PIAZ & ERNST, 1978; DAL PIAZ *et alii*, 1980, 2010; BUCHER *et alii*, 2003; ZANONI *et alii*, 2012), nella contigua regione di Zermatt (BEARTH, 1953; LI, 2002; LI *et alii*, 2004, 2008) e nel massiccio del M. Avic (Foglio Chatillon), a sud della faglia Aosta-Ranzola (DAL PIAZ *et alii*, 1979c, 2010; DAL PIAZ, 1992; PANSERI *et alii*, 2008). I filoni hanno dimensioni modeste, spessore in genere inferiore al metro e lunghezza che raramente supera i 10-15 m, ma sono spesso molto numerosi in aree ristrette: i filoni riportati in carta sono quindi molto ingranditi e hanno il significato di indicare le zone con i sistemi di filoni maggiori o più interessanti. Filoni e *boudins* sono costituiti da aggregati di silicati di Ca (grossularia, diopside, epidoto, vesuviana), con caratteristiche salbande di scisti cloritici verde chiari. I metagabbri rodingitici con struttura magmatica ancora evidente sono costituiti da porfiroblasti di diopside verdolino sui siti del pirosseno primario, a volte ancora presente; la matrice che li avvolge è formata da aggregati granoblastici di grossularia-andradite, epidoto e/o vesuviana  $\pm$  subordinata clorite che sostituiscono l'originario plagioclasio calcico. Altre varietà tendono a perdere il *fabric* gabbroide, con struttura omogenea o zonata e colore che varia a seconda del minerale prevalente: beige, rosato, rossastro e rosso cupo le plaghe e i letti ricchi in granato, quelli ricchi in clinopirosseno e/o in vesuviana sono verdi, beige o giallastri quelli ricchi in epidoto, colori che diventano molto vivaci quando questi minerali ricristallizzano come magnifici cristalli di litoclase (purtroppo protetti solo a parole dallo

stuolo di rapaci raccoglitori). Il granato, anidro o idrato, forma miscele eterogenee di prevalente grossularia, subordinata andradite e percentuali minori di almandino, piropo e spessartina; alcune varietà contengono discreti tenori di cromo, derivato dallo spinello magmatico, talora ancora visibile al microscopio. Il clinopirosseno rodingitico è un diopside molto puro che sostituisce completamente o in periferia, talora con granato e/o clorite, un pirosseno di colore grigio metallico o nerastro (diallagio *Auct.*), il cui carattere relitto è documentato da deformazioni duttili e clastiche assenti nel nuovo diopside e nella matrice. La vesuviana si rinviene nella matrice dei metagabbri, associata a granato, diopside e clorite e si distingue per il colore verde brillante (macroscopico) e per i colori di interferenza anomali, bronzee scuri; in qualche filone è particolarmente abbondante. L'epidoto è diffuso in quantità generalmente inferiore a granato e pirosseno, ma talora diventa dominante in vistose forme cristalline di colore giallo-olivastro. La prehnite è un componente accessorio frequente. Non è stata rinvenuta wollastonite, segnalata in altri giacimenti delle Alpi.

Le salbande cloritiche di filoni e lenti, sempre presenti salvo rari eccezioni, hanno spessore da centimetrico a pluridecimetrico e sono costituite da clinocloro associato talvolta a cristalli isolati di magnetite, perovskite e diopside. La loro foliazione segue la forma del corpo rodingitico e non è penetrata dalle foliazioni S<sub>2</sub>-S<sub>3</sub> delle serpentiniti incassanti (fig. 89A, v. altra fotografia in DAL PIAZ, 1967). Non mancano rosari di lenti rodingitiche massicce (*boudinage* di filoni), a volte ancora unite da un cordone ombelicale costituito da un sottile nastro di cloritoscisti, residuo delle salbande del filone.

Il processo rodingitico produce una vistosa variazione chimica dei protoliti: prendendo come riferimento la composizione media dei metagabbri della Zona di Zermatt-Saas (DAL PIAZ *et alii*, 1981; BECCALUVA *et alii*, 1984; PFEIFER *et alii*, 1989), i gabbri rodingitici mostrano un forte arricchimento in CaO (20-30%) e più contenuto in MgO, accompagnato da una sensibile diminuzione del tenore in silice (in genere sotto il 40%), TiO<sub>2</sub>, P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> e alcali, talora quasi scomparsi (DAL PIAZ, 1969; LI *et alii*, 2004).

I principali filoni rodingitici del foglio affiorano nella conca del Breuil (fig. 55; DAL PIAZ & ERNST, 1978) e soprattutto nel grande corpo di serpentiniti di Perrères-Gouffre de Busserailles, in bella esposizione lungo la strada regionale nei tornanti a valle della galleria (fig. 89A) e in riva destra del Marmore (fig. 89B), lungo la pista ciclabile che segue il tracciato della ferrovia *decanville* (dismessa) per gli impianti idroelettrici di Falegnon-Cignana (DAL PIAZ, 1967, 1969, 1992; DAL PIAZ *et alii*, 1980; TOFFOLON,



Fig. 89 - Boudins e filoni di gabbri rodingitici tra i due tornanti prima della galleria di les Perrière (A) e lungo la strada bianca in riva destra del Marmore, a valle della piccola diga (B). Fels massiccio di reazione rodingitica a diopside-epidoto formato a spese di metasedimenti del Garten a contatto con le serpentiniti a monte del lago Goillet, poco oltre il margine del foglio (C).

- Boudins and dykes of rodingitic metabasalt between two road bends below the Perrière tunnel (A) and along the dirt road on the right flank of the Marmore, downstream of the little dam (B). Massive diopside-epidote rodingitic reaction zone between Gärten metasediments and serpentinites over the Goilled lake, just outside the map (C).

1998). I primi sono compresi nel dosso di serpentiniti modellate dal ghiacciaio, 300 m circa a sud-ovest dell'Alpe Barmaz, a est di Cervinia, e sono costituiti da filoni rodingitici ricchi in granato e vesuviana. Altri filoni si trovano nella parte superiore della conca, già nel Foglio Monte Rosa, e nel grande corpo ultramafico del Breithorn, dal circo di Verra alla Gobba di Rollin, al Piccolo Cervino (DAL PIAZ, 1969, 1992, 2004) e agli estesi affioramenti svizzeri di Gandegg-Lichenbretter (BEARTH, 1953; LI *et alii*, 2004). I secondi si ammirano lungo i tagli stradali per il colore vivace, su toni rosa, gialli e verdognoli, in netto contrasto con le serpentiniti incassanti; hanno giacitura filoniana, con classici esempi di *boudinage*. Sono costituiti da diopside pseudomorfo (talora con clorite e/o granato) su clinopirosseno magmatico, anche pluricentimetrico, in matrice di idrogrossularia-andradite, epidoto, clorite  $\pm$  vesuviana e prehnite, sviluppata sui siti del plagioclasio

primario. Tipiche le salbande di cloritoscisti verde chiari con diopside e rara magnetite.

Le prime analisi chimiche di alcuni minerali significativi dei gabbri rodingitici di Les Perères-Gouffre de Bousseraillies (epidoto, granato di calcio, uvarovite, diopside) risalgono a RONDOLINO (1937, 1938) e RIGAULT (1959, 1961, 1963). Nuovi dati petrografici e microchimici su granato, clinopirosseno, epidoto e clorite di questi gabbri rodingitici con ricristallizzazione eclogitica sono esposti e commentati in DAL PIAZ *et alii*, (1980): in particolare, il diopside rodingitico è quasi privo di Ti e ha contenuti molto bassi in Al, Mn, Na e Fe rispetto ai relitti di clinopirosseno primario la cui composizione è simile a quella del pirosseno magmatico dei matagabbri dell'Allalin (BEARTH, 1967; CHINNER & DIXON, 1973). Ulteriori dati strutturali, microchimici e petrologici sugli stessi filoni rodingitici della Valtourneche sono pubblicati da ZANONI *et alii* (2012).

Il processo rodingitico produce analoghe associazioni mineralogiche anche nelle zone di reazione metasomatica che si osservano nelle rocce incassanti di alcuni corpi di serpentiniti (calcescisti, micascisti, Fm del Garten, eclogiti, glaucofaniti, anfiboliti): le zone di reazione rodingitica sono diffuse nella conca del Breuil, alla spalla sinistra della diga del Goillet e specie più a monte, alla base della parete sul lato destro del lago Goillet (fig. 89C), tra i depositi morenici di fondo della PEG, nelle falesie tra il Colle delle Cime Bianche ed il torrente la Vieille e nello sperone a est del Colle delle Cime Bianche, sempre nella Zona di Zermatt-Saas, ma già nel Foglio Monte Rosa. Queste rocce sono più massicce e dure dei protoliti e hanno spessore da pochi decimetri a quasi dieci metri. Alla spalla sinistra della diga si osservano, sotto la casa dei custodi, una scaglia di serpentiniti scistoso-laminate e, a tetto, una successione di scisti quarzoso-micaei, con relitti di cloritoide ed intercalazioni tabulari di ovariditi e marmi candidi, trasformati al contatto in una epidosite giallastra con fels anfibolico a diopside, di colore verdastro e grana minuta. Alcune analisi in microsonda (VENTURELLI in DAL PIAZ *et alii*, 1980) riportano la composizione di omfacite relitta, granati, diopside, epidoto ed anfiboli edenitico-orneblendici di due campioni di fels carbonatici a granato-diopside e ad epidoto-diopside-anfibolo a contatto con serpentiniti.

### 3. - SISTEMA MEDIO-PENNIDICO DEL GRAN SAN BERNARDO

Il ricoprimento del Gran San Bernardo è un sistema tettonico multifalda di origine europea, attribuito correntemente al dominio brianzonese (medio-pennidico, pennidico IV di ARGAND). Tra

il Rodano e la Dora Baltea esso comprende la *zone Houillère*, la zona del Ruitor (falda dei Pontis *Auct.*), la falda Siviez-Mischabel e la falda del Mont Fort, in successione dall'esterno all'interno della catena e da letto a tetto (figg. 21, 36, 52). Nell'area del foglio Monte Cervino il ricoprimento del Gran San Bernardo è rappresentato dal suo elemento sommitale, la falda del Mont Fort, istituita da ESCHER (1985, 1988) a spese della parte superiore della *Zone Siviez-Mischabel* (BEARTH, 1963) e poi aggiornata nel suo assetto litostratigrafico (BURRI & MARRO, 1993; GOUFFON, 1993; BURRI *et alii*, 1999; SARTORI *et alii*, 2006).

#### 3.1. - FALDA DEL MONT FORT

La falda del Mont Fort è l'elemento tettonico più elevato del Sistema del Gran San Bernardo. Poggia direttamente sulle quarziti permo-triassiche attribuite alla copertura scollata della falda Siviez-Mischabel (fianco normale), ove presenti, ed è sovrascorsa dai calcescisti con pietre verdi della Zona del Combin (Tsaté). Vista in sezione, la falda ha la forma lenticolare di una grande piega isoclinale senza radice, complicata sul dorso e nel settore frontale da pieghe coricate, vergenti a nord e ad est (ESCHER *et alii*, 1987; ESCHER, 1988). Il basamento cristallino pretriassico è costituito dall'unità litostratigrafica del Métailler, largamente prevalente, e da quella sottostante del Mont Fallère (fig. 58; ALLIMANN, 1987; GOUFFON, 1991, 1993; GOUFFON & BURRI, 1997). Entrambe sono presenti nell'area del Foglio Monte Cervino (fig. 60), esposte al di sotto dei calcescisti mesozoici nella finestra tettonica di Boussine (ARGAND, 1909, 1934), presso il lago di Mauvoisin (BURRI, 1983a-b; BURRI *et alii*, 1998); entrambe affiorano estesamente nel contiguo Foglio Gran San Bernardo di cui abbiamo terminato il rilievo per la Regione.

Le due unità litostratigrafiche sono molto simili, formate entrambe da micascisti a cloritoide e granato, quarziti e gneiss albitici, talora a carbonato, con ripetute intercalazioni di rocce basiche, di natura intrusiva, subvulcanica e/o vulcanica (SCHAER, 1959a-b; BEARTH, 1963, 1964, 1978-80; ALLIMANN, 1987; ESCHER, 1988; GOUFFON, 1993; CHESSEX, 1995; BURRI *et alii*, 1998; SARTORI *et alii*, 2006). Le due unità denotano un metamorfismo polifasico di età alpina, con diffusi relitti di anfiboli sodici, indicativi di un primo episodio in facies scisti blu ad epidoto e una pervasiva sovraimpronta in facies scisti verdi. Il metamorfismo di HP non è datato nella falda del Mont Fort, ma una sua età eocenica (post-luteziana) appare molto probabile in base alla presenza del "flysch nero" (fig. 59) nella serie del Barrhorn (ELLENBERGER, 1953b; SARTORI, 1990) ed all'età radiometrica del metamorfismo eclogitico

nelle unità pennidiche superiori-interne del Gran Paradiso ( $43.0 \pm 0.5$  Ma: MEFFAN-MAIN *et alii*, 2004;  $37.4 \pm 0.9$ : GABUDIANU RADULESCU *et alii*, 2009) e del Monte Rosa ( $42.6 \pm 0.6$  Ma: LAPEN *et alii*, 2007).

Non sono segnalate sicure tracce del metamorfismo pre-westfaliano (varisico e più antico) in facies anfibolitica ed eclogitica documentato, dagli inizi del Novecento (STELLA, 1902), nel basamento polimetamorfico del Gran San Bernardo (Siviez-Mischabel e Rutor: BEARTH, 1963; NIGGLI *et alii*, 1978; CABY & KIENAST, 1989; THÉLIN *et alii*, 1990, 1993; RAHN, 1991; DESMONS, 1992; DESMONS & MERCIER, 1993; SCHIAVO, 1997; DESMONS *et alii*, 1999c; GIORGIS *et alii*, 1999; MALUSÀ *et alii*, 2005). La mancanza di relitti significativi e l'autorevolezza esercitata dall'interpretazione stratigrafica di ELLENBERGER (1958) sul basamento della Vanoise - ritenuto l'equivalente metamorfico della *Zone bo-uillère* e di sequenze permiane - hanno indotto molti autori ad attribuire allo zoccolo cristallino del Mont Fort una età permo-carbonifera (ESCHER, 1988; GOUFFON, 1993), anche se non macavano i sostenitori di una età più antica (THÉLIN & AYRTON, 1983; DESMONS & MERCIER, 1993), rilanciata da SARTORI *et alii* (2006) nella loro monografia sulle unità litostratigrafiche brianzonesi del Vallese. Alle unità del Métailler e del Mont Fallère essi attribuiscono il rango di formazione e per la seconda ripropongono il nome di *Fm du Distulberg* (SARTORI, 1990), con età dei protoliti riferita rispettivamente al Cambro-Ordoviciano e al Cambriano. La ricostruzione cronostratigrafica è basata sulla presenza in altre unità del Sistema del Gran San Bernardo di graniti e granofiri caledoniani (Tyon:  $500 \pm 4$  Ma, BUSSY *et alii*, 1996a; Mt Pourri in Vanoise settentrionale:  $507 \pm 9$  Ma, GUILLOT *et alii*, 1991; Changier, Val di Rhêmes:  $511 \pm 9$  Ma, GUILLOT *et alii*, 1991; BERTRAND *et alii*, 2000a-b) e su analogia età ottenuta per i metagabbri del settore svizzero ( $504 \pm 2$  Ma, BUSSY com. pers. in SARTORI *et alii*, 2006), inseriti in posizione primaria (presunta) nella successione metasedimentaria dello zoccolo prepermiano. L'ipotesi è confermata dalla recente datazione del protolite dei gabbri con forte sovraimpronta alpina di Louvie, a sud-est di Verbier ( $456.7 \pm 5$ ,  $462 \pm 4/-7$  Ma, GAUTHIEZ *et alii*, 2011), intrusi in una successione vulcano-clastica con intercalazioni di colate basaltiche sottomarine, situata a letto dell'unità Siviez-Mischabel ed attribuita alla Fm del Métailler. Come discusso nel Capitolo III, questi dati cronologici impongono che il metamorfismo varisico nella falda del Mont Fort sia stato di basso grado, mascherato da quello in facies scisti blu-scisti verdi dell'orogenesi alpina. Le serie di copertura, non presenti nel foglio, sono rappresentate dalla *Formation du Col de Chassoure* (SARTORI *et alii*, 2006; ex *série du Greppon Blanc* di SCHAEER, 1959a-

b), affiorante più a nord e costituita da depositi silicoclastici di età permo-eotriassica con impronta metamorfica alpina; le successioni inferiori (arcose e grovacche) sono intruse dal granito di Randa ( $269 \pm 2$  Ma, BUSSY *et alii*, 1996b), trasformato in gneiss granitico dall'orogenesi alpina. Le tre formazioni carbonatiche di età mesozoica attribuite da ESCHER (1988) alla copertura parautoctona del Mont Fort sono state successivamente raggruppate e riferite alla falda del Tsaté (SARTORI & MARTHALER, 1994).

Seguiamo le note del Foglio Chanrion-Vélan (BURRI *et alii*, 1999) per descrivere le due unità di basamento della falda del Mont Fort presenti nel foglio.

#### *Unità del Métailler (MTL)*

Definita da GOUFFON (1991), l'unità corrisponde alla *Formation du Métailler* di SARTORI *et alii* (2006). Costituisce la parte principale del basamento cristallino nella falda del Mont Fort, con spessore massimo di 4-5 km, probabile effetto di raddoppi tettonici, ma l'interpretazione delle sue strutture interne è difficile per mancanza di sicuri livelli di riferimento. Il contatto con la sottostante unità litostratigrafica del Mont Fallère è generalmente transizionale, ma diventa netto ove è presente un orizzonte di quarziti o di prasiniti. I litotipi del Métailler fanno parte degli Scisti di Cassanna inferiori di WEGMANN (1923), sono stati descritti da OULIANOFF (1954) e poi da SCHAEER (1959a), che li ha riferiti alla *série du Métailler*, ritenuta monociclica alpina. La loro estensione nel versante sinistro della Valle d'Aosta è cartografata alla scala 1:10.000 e descritta in dettaglio da GOUFFON (1993) che li riferisce al tegumento silicoclastico postvarisico.

L'unità affiora sui due fianchi del tratto centro-meridionale del lago di Mauvoisin (fig. 90A-B-C) e alla sua testata, a letto del *thrust* basale dell'unità mesozoica, non ofiolitica, di Mauvoisin (falda del Tsaté) e a tetto, con rapporti transizionali, dell'unità del Mont Fallère. Procedendo dal margine settentrionale della finestra di Boussine verso sud e, grosso modo, da tetto a letto, il Foglio Chanrion-Mont Vélan (BURRI *et alii*, 1998, 1999) rappresenta le unità cartografiche seguenti, qui accorpate per limiti di scala: i) gneiss albitico-micacei a clorite e scisti quarzoso-micacei grossolani, biancastri o verde chiari, con relitti di anfiboli sodici alterati, cristalli ocra-arancio di carbonato ferrifero e locali lenticelle di dolomia e di ovariditi a carbonato; la successione è attraversata dalle gallerie della strada e suddivisa in due parti da una zona di taglio decametrica con cataclasi e brecce di faglia all'imbocco di monte della galleria meridionale; ii) gneiss albitici di colore grigio-verdastro, punteggiati da

porfiroblasti bianchi di albite, in matrice di quarzo, clorite, mica bianca  $\pm$  epidoto e raro granato, con anfiboli sodici bluastrì che, al microscopio, risultano spesso sostituiti, in parte o completamente, da albite, clorite  $\pm$  actinolite. Minerali accessori: ematite, magnetite o pirite, allanite, titanite; iii) scisti quarzoso-albitici grigio-bluastrì a mica bianca carbonato, clorite e anfiboli sodici più o meno alterati, distinguibili dagli gneiss albitici per la tinta più scura e la patina superficiale rugginosa e simili agli scisti grigio-blu del Mont Fallère; iv) ulteriori potenti sequenze di gneiss albitici con numerose

intercalazioni di metabasiti, distinte nel foglio (MTLa), e minori quarziti biancastre in bancate metrico-decametriche. I micascisti a cloritoide  $\pm$  granato, con relitti di anfibolo sodico, diffusi in altri settori dell'unità del Métailler, non sembrano costituire affioramenti rilevanti e cartografabili nella cupola di Boussine. In sintesi, seguendo BURRI *et alii* (1999), l'unità del Métailler è una successione pretriassica in facies monometamorfica (polifasica) alpina, priva di evidenti relitti attribuibili al metamorfismo ercinico di medio-alto grado.

Età dei protoliti: Cambriano-Ordoviciano ?



Fig. 90 - Lago di Mauvoisin. (A) Veduta del lago artificiale. Unità del Métailler sul fianco del lago; (B) scisti albitico-micacei con liste e lenti di metabasalti prasinitici; (C) letti e lenti di prasinita con relitti di anfiboli sodici in matrice di micascisti a clorite, albite e piccoli clasti ocracei di ankerite.  
- Mauvoisin lake. (A) View of the artificial lake. Métailler unit on the flank of the lake; (B) Albite-micaeous schists with strips and lenses of prasinitic metabasalts; (C) strips and lenses of prasinites with relict Na-amphiboles within an albite-chlorite matrix with small ocher clasts of ankerite.

*Metabasiti del Métailler (MTL<sub>a</sub>)*

Principali intercalazioni di metabasalti pretriasici con impronta polifasica alpina in facies scisti blu a epidoto e scisti verdi, costituite da glaucofaniti, prasiniti, ovariditi, scisti albitico-cloritici a carbonato. Formano intercalazioni stratoidi e lenticolari (*boudinage*) entro gli gneiss albitici. La composizione mineralogica è molto variabile: prevalgono tipi prasinitici a porfiroblasti pecilitici di albite, anfibolo, clorite, epidoto  $\pm$  mica bianca, carbonato, titanite, passanti a tipi ovarditici col prevalere di albite e clorite, ma non mancano vere glaucofaniti, rocce massicce di colore blu violaceo, ricche in anfiboli sodici. La natura transizionale-subalcalina dei protoliti basaltici e la loro affinità *whitin plate* è documentata su base geochimica da CHESSEX (1995) e THÉLIN *et alii*, (1993).

*Unità del Mont Fallère (FLR)*

Equivalente alla Fm di Distulberg (SARTORI, 1990), l'unità affiora a monte del lago di Mauvoisin, nel cuore della finestra di Boussine, suddivisa in due unità cartografiche nel Foglio Chanrion-Mont Vélán (BURRI *et alii*, 1999), qui unificate per limiti di scala. La successione superiore è costituita da gneiss albitici con ripetute intercalazioni metrico-decametriche di metabasiti prasinitiche, gneiss e scisti neri, esposti nel settore sud-orientale della finestra, tra la Dyure du Brenay e il ghiacciaio del Mont Durand (figg. 91A-B). La successione comprende tutti i principali litotipi delle unità del Métailler e del Mont Fallère, senza apparente ordine logico, dagli scisti grigio-blu alle prasiniti, ai micascisti a cloritoide e agli gneiss albitici, in bancate non rappresentabili nemmeno alla scala maggiore del Foglio Chanrion-Mont Vélán.

Le alternanze di micascisti bronzei, prasiniti e gneiss albitici esposte sulla destra della Dyure du Brenay potrebbero rappresentare la continuazione

di questa serie, ma nel settore settentrionale della finestra queste rocce fanno passaggio a una serie più tipica dell'unità del Métailler.

La successione inferiore (*Schistes gris-bleu* del Foglio Chanrion-Vélán) è costituita da scisti quarzoso-albitici con marcata patina superficiale rosso-bruna, ben visibile a distanza e con affioramenti tipici nel massiccio del Mt Vélán (GOUFFON, 1993; BURRI *et alii*, 1998, 1999). Alla frattura fresca la roccia ha colore grigio scuro o bluastro, letti argentei e bronzei ricchi in miche e *pois* plurimillimetrici di colore rugginoso, derivati da cristalli alterati e lisciviati di pirite. Frequente una fine zonatura parallela alla scistosità regionale, con alternanza di letti millimetrici biancastri e grigio-bluastri. Più friabili in genere degli gneiss albitici delle altre unità, questi litotipi producono estese coltri detritiche d'aspetto quasi pulverulento.

All'esame microscopico, l'associazione mineralogica fondamentale è costituita da quarzo, albite, mica bianca e clorite: il quarzo compare in minuti granoblasti diffusi nella matrice o si concentra in minuti letti e lenticelle di quarzite, l'albite si sviluppa in piccoli porfiroblasti lenticolari e in xenoblasti, mica bianca e clorite si concentrano in letti che evidenziano la scistosità e la sua crenulazione, spesso associate a fini dispersioni e filari di sostanza organica nerastra. Il granato è quasi sempre presente, ma in quantità subordinata, sia in individui maggiori, fratturati e in parte cloritizzati, sia in piccoli cristalli automorfi, talora zonati e contenenti sostanza organica. È inoltre segnalato un anfibolo blu, molto pallido, con tracce di alterazione in clorite. Gli scisti quarzoso-albitici fanno localmente passaggio a micascisti granatiferi a cloritoide. La successione contiene frequenti intercalazioni di prasiniti, identiche a quelle presenti nell'unità del Métailler, e rari livelli di tipo quarzítico.

Età dei protoliti: Cambriano ?

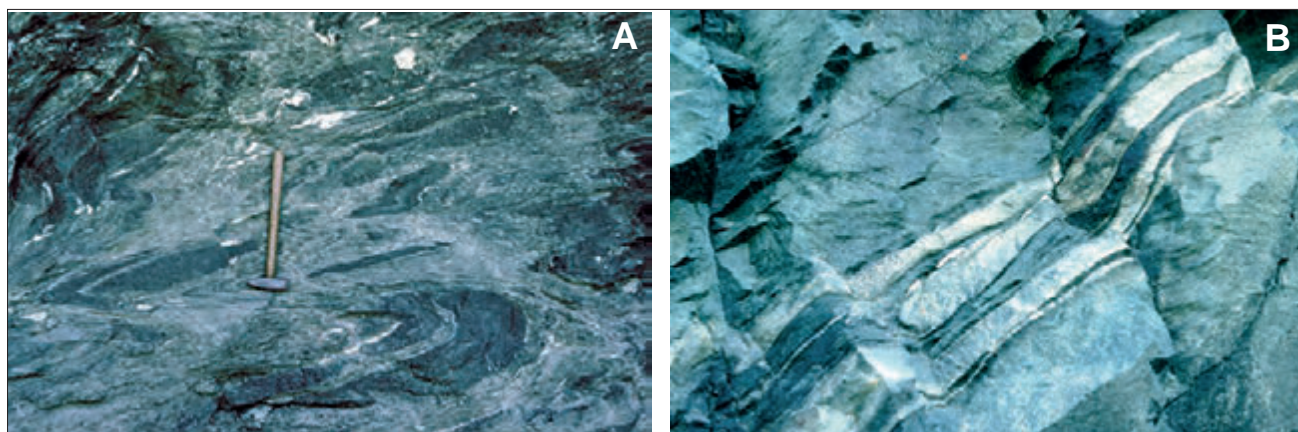


Fig. 91 - Vallone della Dyure (Doire) de Brenay, unità del Mont Fallère: (A) micascisto granatifero a clorite ed albite, ricco di letti ripiegati e boudins di metabasiti; (B) gneiss albitico e prasiniti con bande silicoclastiche che evidenziano un piegamento isoclinal.  
- Dyure (Doire) de Brenay valley, Mont Fallère unit: (A) Garnet-chlorite-albite micaschist with abundant folded beds and boudins of basic rocks; (B) albitic gneiss and prasinites with siliciclastic bands and isoclinal folds.



#### 4. - ROCCE DI ORIGINE TETTONICA E IDROTERMALE

##### *Cataclasiti, breccie di faglia e pseudotachiliti (ca)*

Espressione della tettonica fragile oligocenica e neogenica, sono diffuse in tutto il foglio, ma in affioramenti in genere non cartografabili. Tra quelle distinte, sono particolarmente significative le cataclasiti, le breccie di faglia e le pseudotachiliti su metagranitoidi della serie di Arolla (Chavacour-Faglia di Trois Villes), su metagabbri (Col de Crête Sèche) e lungo riattivazioni del contatto milonitico tra le unità di Arolla e di Valpelline del lembo Dent Blanche, nel versante destro della bassa Valpelline. Notizie di dettaglio sulla genesi e le caratteristiche di cataclasiti e pseudotachiliti in MENEGON *et alii*, (2008).

##### *Corniole (cc)*

Sono state distinte le principali corniole della Zona di Roisan, diffuse nel massiccio della Punta Bianca, e quelle dell'unità Pancherot-Cime Bianche, affioranti al Pancherot e nel *duplex* a nord-est della Finestra di Cignana (Tsignanaz). Anche se non si esclude che in certi casi possano corrispondere ad originari depositi evaporitici profondamente rielaborati dagli eventi alpini (Pancherot?), è netta l'impressione che in questi e in molti altri casi, non rappresentati in carta per la modesta rilevanza, questi depositi carbonatici vacuolari siano manifestazioni di natura tettonica e/o idrotermale relativamente giovani, documentate dal coinvolgimento nella breccia di materiale detritico recente. Ulteriori notizie e discussione sull'argomento in DEBENEDETTI (1975).

#### 5. - DEPOSITI CONTINENTALI NEOGENICO-QUATERNARI

I depositi quaternari sono distinti in base all'unità stratigrafica di appartenenza (colore di fondo) e alla loro facies (sovrassetto). Sono descritte dapprima le unità quaternarie riferibili ai bacini della Dora Baltea (Valle d'Aosta) e del Rodano (Vallese), costituite da depositi glaciali e fluviali strettamente interconnessi dal punto di vista evolutivo, utilizzando le *unità a limiti inconformi* (UBSU) basate sui caratteri delle discontinuità (superfici basali e sommitali) che delimitano i corpi sedimentari. Segue l'illustrazione delle *unità ubiquitarie*, costituite da depositi gravitativi *s.l.* e lacustri distribuiti in modo più casuale.

Il settore valdostano del foglio comprende tre grandi valli glaciali (Valtournenche, Valle di St Barthélemy, Valpelline) in cui sono esposti, in modo evidente ma discontinuo, depositi riferibili all'ultima glaciazione (30.000-11.500 anni BP) e, alla loro testata, imponenti apparati morenici prodotti dalle fasi di espansione oloceniche. I versanti di queste vallate

sono in genere articolati in una successione di rotture di pendenza separate da scarpate in roccia su cui poggiano i depositi glaciali sotto forma di lembi terrazzati e di locali residui sfuggiti ai processi erosivi (*lembi applicati* di CARRARO, 1992). La presenza di ripetuti rapporti di intersezione tra queste forme di esarazione nel profilo vallivo trasversale e del loro allineamento nel profilo longitudinale è spiegabile con fenomeni di terrazzamento prodotti dal ghiacciaio in approfondimento erosivo (CARRARO, 1992; GIANOTTI, 2010). Le unità a limiti inconformi si basano, in questo caso, sulla distribuzione altimetrica delle loro superfici di appoggio, tenendo conto della facies dei depositi.

L'unità situata nella fascia altimetrica più elevata (*Subsintema di Nissod*) è riferita alla massima espansione locale dell'ultima glaciazione (LGM - *Last Glacial Maximum*). Le altre tre unità affiorano a quote via via più basse, costituiscono in prima approssimazione la cosiddetta *sequenza cataglaciale* e sono riferite al LGM (subsintemi *Colle San Carlo* ed *Exccenex*) e al successivo Tardoglaciale (*Subsintema di Pileo*).

Allineamenti di forme e di depositi di margine glaciale (morene nel caso di till di ablazione, superfici pianeggianti terrazzate per i depositi glacio-lacustri o di contatto glaciale) documentano le quote raggiunte dalla superficie del ghiacciaio durante alcune delle sue molteplici configurazioni.

I depositi del versante svizzero (bacino idrografico del Rodano) sono stati rappresentati generalizzando gli affioramenti dei Fogli Chanrion-Mont Velan (BURRI *et alii*, 1998) e Matterhorn (BUCHER *et alii*, 2003) alla scala 1:25.000 e correlandoli alle unità definite in Valle d'Aosta.

I depositi glaciali sono classificabili in base alla loro posizione rispetto al ghiacciaio (subglaciale, di margine glaciale, supraglaciale e proglaciale), al processo che li ha generati (fusione, colata, alloggiamento, ecc.) e all'ambiente di sedimentazione (subaereo o acquatico). Il foglio riporta solo un numero limitato delle facies glaciali distinte nei rilievi alla scala 1:10.000 e nella banca dati.

Till di ablazione (c5) - Riunisce sostanzialmente depositi di colata di margine glaciale e depositi di fusione supraglaciale: è caratterizzato dalla presenza di clasti eterometrici, tra cui numerosi blocchi di forma da subangolosa a smussata, e da una matrice sabbiosa con tracce di limo, in cui la frazione a grana media e grossolana è importante. I depositi mostrano una stratificazione massiva inclinata, poco evidente, con tessitura variabile: prevale quella a supporto di matrice, anche in presenza di abbondanti ciottoli e blocchi, ma compaiono frequenti lenti a supporto di clasti. La composizione dei clasti è varia, comprendendo potenzialmente tutte le rocce affioranti nelle pareti del circo glaciale sotteso, ma diventa uniforme nei molti casi di frane con trasporto glaciale (a5).

Till di alloggiamento (**c4**) - Corrisponde a una precisa facies di depositi subglaciali, contraddistinta da struttura massiva con tracce di fissilità, tessitura a supporto di matrice ed elevato grado di addensamento. Prevale di gran lunga una matrice di finissime sabbie limose dal tipico colore grigio-azzurrognolo, con clasti sparsi, mediamente di taglia centimetrica, perfettamente levigati, sfaccettati e talvolta striati. Il trasporto ha prodotto una marcata selezione nella composizione dei clasti, con riduzione a matrice del materiale derivato dai litotipi scistosi e conseguente concentrazione dei litotipi più resistenti (eclogiti, anfiboliti, serpentiniti massive, metagranitoidi, quarziti, marmi). In questa facies abbiamo inserito anche alcuni depositi subglaciali riferibili ad altri processi, in particolare a quello di fusione: si differenziano dai primi per la presenza di una certa stratificazione, una granulometria di matrice e clasti leggermente più grossolana e un minor grado di addensamento.

In questo gruppo sono stati inseriti anche i depositi di contatto glaciale, rappresentati da un solo affioramento situato in riva destra del T. di St Barthélemy, sotto l'abitato di Praz.

Molti depositi glaciali sono stati completamente erosi dagli agenti del rimodellamento, in dipendenza della loro età, della posizione e dello spessore originario, lasciando come loro traccia solo blocchi e lembetti poggianti sul substrato roccioso (morenico scheletrico sparso, **c3**). In molti casi, tuttavia, tale facies è il prodotto primario della sedimentazione glaciale in settori di scarso accumulo subglaciale e/o di veloce ritiro.

Sono stati inoltre distinti i lembi maggiori dei depositi fluvio-glaciali (**b**), caratterizzati da stratificazione grossolana, tessitura a supporto di clasti, matrice sabbiosa medio-grossa, piuttosto selezionata e con embricatura dei clasti. A seconda dell'entità del trasporto in acqua corrente, ciottoli e blocchi possono avere forme da subangolose (depositi fluvio-glaciali di margine glaciale) a subarrotondate (depositi fluvio-glaciali proglaciali). Nei depositi di delta-conoide si osservano passaggi dalla facies fluvio-glaciale a quella glaciolacustre, con livelli di ghiaie fini e sabbie a stratificazione incrociata.

La maggior parte dei depositi rappresentati nel foglio sono indicati come depositi glaciali indifferenziati (**c1**), sia per la mancanza di affioramenti e di forme diagnostiche, sia per la presenza di sedimenti con caratteri intermedi tra le varie facies.

## 5.1. - UNITÀ DEI BACINI DELLA DORA BALTEA E DEL RODANO

Il settore italiano del Foglio Monte Cervino rientra nel bacino idrografico della Dora Baltea, quello svizzero nel bacino del Rodano. I depositi glaciali e

alluvionali affioranti nel settore italiano sono riferibili a una sola successione di unità stratigrafiche: i) *Sintema di Ivrea* (ultimo episodio glaciale), suddiviso nei subsintemi di *Nissod*, *Colle San Carlo*, *Excenex* (fasi del LGM) e *Pileo* (fine LGM-Tardoglaciale); ii) *Sintema del Miage* (Unità Postglaciale), suddiviso in *Subsintema di Château Blanc* (parte formata) e in *Subsintema di Les Iles* (parte in formazione).

Per l'elevata altitudine media di questo settore del bacino valdostano, non vi sono depositi più antichi dell'ultimo episodio glaciale, riferiti al *Supersintema della Serra d'Ivrea* (insieme degli episodi glaciali pre-LGM) e conservati solo nel tratto medio-distale della valle principale.

I depositi del settore svizzero sono correlati alle unità definite in Valle d'Aosta, cosa facilitata dal fatto che, coprendo le testate vallive, si tratta per lo più di depositi riferibili all'ultima fase di espansione olocenica (PEG) oppure in formazione.

### 5.1.1. - *Sintema di Ivrea (IVR)* (*Pleistocene sup.* - *Olocene inf.*)

Comprende i depositi e le forme legati al reticolato idrografico e glaciale risalenti all'ultima grande espansione glaciale (di seguito *ultimo episodio glaciale*) del Pleistocene superiore, in particolare ai suoi stadi di ritiro noti come *sequenza cataglaciale* che, nella letteratura classica sul glacialismo alpino, è stata spesso correlata alla glaciazione *Würm* di PENCK & BRÜCKNER (1909) o indicata come *Würm II* (nello schema bipartito del *Würm*) o *Würm superiore* (nello schema tripartito del *Würm*).

Sulla base della correlazione con i depositi dell'Anfiteatro Morenico di Ivrea e in analogia con le successioni di altre valli delle Alpi Occidentali, il sintema appare riferibile all'ultima parte del Pleistocene superiore (intervallo correlabile al MIS2), con possibile prolungamento all'inizio dell'Olocene (cfr. *infra*). Il *Sintema di Ivrea* si compone di quattro subsintemi: *Nissod*, *Colle San Carlo*, *Excenex* e *Pileo*.

Morene laterali e terminali dei ghiacciai tributari sono stati assegnati a una data unità sulla base della loro posizione e tenendo conto di morfologia, distribuzione altimetrica, esposizione e dimensioni del bacino che li ospita, nonché dei rapporti stratigrafici.

La cronologia della varie subunità si fonda su poche datazioni. L'*Allomembro di Andrate*, rappresentato in anfiteatro dalla morena della Piccola Serra (GIANOTTI *et alii*, 2008), e i depositi del *Subsintema di Nissod* in valle sono attribuibili al LGM per correlazione con depositi situati sopra un livello interstadiale con torbe, rinvenuto nel settore destro dell'anfiteatro (datato post-Eemiano e > 43.000 anni <sup>14</sup>C BP, AROBBA *et alii*, 1997). Inoltre, le recenti datazioni con isotopi cosmogenici su massi erratici dei Colli di Ivrea (GIANOTTI *et alii*,

2008) collocano il ritiro del ghiacciaio balteo dall'anfiteatro ad almeno  $20.8 \pm 1.5$   $^{10}\text{Be ka}$ , consentendo dunque di riferire al LGM i primi stadi di ritiro del Sintema di Ivrea (correlabili con il Sub-sintema di Nissod).

In base al confronto con la posizione delle morene tardoglaciali (Gschnitz, Daun, Egesen) nelle località tipo della regione alpina, solo il *Subsintema di Pileo* è riferibile al Tardoglaciale (periodo post-LGM di  $18.500 \div 11.500$  anni  $^{14}\text{C cal. BP}$ ). La fine dell'ultimo episodio glaciale globale è collocabile al passaggio tra Pleistocene sup. e Olocene, convenzionalmente a  $10.000$  anni BP  $^{14}\text{C}$  non calibrati (MANGERUD *et alii*, 1974) o  $11.268 \div 11.553$  anni BP  $^{14}\text{C}$  calibrati (STUIVER & REIMER, 1998). Per il bacino valdostano l'età minima della sequenza cataglaciale locale precede il periodo di forte riduzione della copertura glaciale documentato per il ghiacciaio del Rutor (Foglio Aosta), con inizio a  $10.270 \div 9.955$  anni BP calibrati (OROMBELLI, 1998).

#### *Subsintema di Nissod (IVR<sub>1</sub>)*

L'unità comprende i depositi dei ghiacciai del bacino della Dora Baltea che risalgono alla prima fase del LGM, correlabili con le cerchie più interne e recenti dell'Anfiteatro Morenico di Ivrea (morene laterali di Andrate-Bollengo e di Parella, morena frontale di Strambino).

Essendo legati allo stadio di massima espansione glaciale, sono stati depositi in una fascia altimetrica elevata sui due fianchi vallivi, in Valtournenche a partire da circa  $600$  m sopra il fondovalle alluvionale nel tratto considerato. I vari lembi poggiano su alcuni terrazzi glaciali sospesi nel tratto medio-distale della valle, limitatamente a settori non raggiunti dai ghiacciai tributari.

Sul versante sinistro, a nord di Chamois, la morena laterale che sbarrava la conca del lago di Lod (Lou) (fig. 92A-B), con cresta a  $2030$  m e dislivello di  $850$  m dal fondovalle, rappresenta la massima espansione altimetrica locale del ghiacciaio del Marmore. Sul versante destro, un corrispondente lembo di till riveste il terrazzo di Ersaz ( $2091$  m). Il lembo rinvenuto più a monte è sospeso intorno ai  $2385$  m di quota, a nord-est della Finestra di Cignana,  $700$  m sopra Valtournenche: è rappresentato da una piccola morena laterale costituita in superficie da blocchi di gneiss kinzigitici della Serie di Valpelline e da subordinati gneiss minuti della Serie di Arolla, con quarzo di vena (fig. 93A).

In posizione più distale, al margine meridionale del foglio, estese coperture di depositi glaciali, non differenziati in carta, talvolta di ablazione, si rinvennero a quote superiori ai  $1600$  m, oltre  $600$  m sopra il fondovalle di Antey-Saint-André. Sul versante destro, i depositi attribuibili al ghiacciaio del Marmore coprono il substrato deformato dalla deformazione



Fig. 92 - (A) Lago di Lod (Lou), Chamois, dalla P. Fontana Fredda (Freida). (B) Dettaglio della morena laterale.

- (A) Lod (Lou) lake, Chamois, view from P. Fontana Fredda (Freida). (B) Detail of lateral moraine.

gravitativa di Torgnon; verso l'alto, tra i  $1700$  e i  $1950$  m di quota (Chantorné, CTR, a ovest di Chavannes), lasciano il posto ai coevi depositi abbandonati dai piccoli ghiacciai provenienti dal versante orientale della dorsale Becca d'Aver-M. Méabé. Sul versante sinistro, il corrispondente lembo di till del Marmore fa passaggio, tra i  $1800$ - $2000$  m (dorsale di A. Pilaz-Crous), ai depositi della massima espansione dei ghiacciai tributari provenienti dal versante occidentale e da quello settentrionale del M. Tantané.

Nessun altro lembo del Subsintema di Nissod è stato rinvenuto al di fuori della Valtournenche. Tuttavia, sul fianco destro dell'alta Valpelline è osservabile la *trim line* glaciale che delimita verso l'alto il versante roccioso, levigato dall'esarazione, collocabile a circa  $3050$  m sul versante orientale del M. Brulé (Braoulé),  $850$  m sopra il fondovalle.

Età: Pleistocene superiore

#### *Subsintema di Colle San Carlo (IVR<sub>2</sub>)*

Comprende i depositi abbandonati dai ghiacciai nella seconda fase del LGM in cui, a causa della prima sensibile riduzione del volume di ghiaccio, anche in alta montagna iniziano a differenziarsi i singoli rami del reticolato glaciale, prima saldati in una successione di calotte interconnesse.

In Valtournenche tale unità è individuabile solo nel tratto medio-distale del bacino, mentre nel settore a monte la maggiore estensione e persistenza dei ghiacciai tributari non ne ha consentito la conservazione. Nella zona di Antey-Saint-André i depositi del ghiacciaio del Marmore sono visibili in destra (Torgnon) e in sinistra idrografica (Challin-Lot) della valle (fig. 93B). Poco a monte, nel primo caso, i depositi del ghiacciaio principale si saldano con quelli del ghiacciaio laterale di Chavacour.

Nei bacini tributari i depositi glaciali formano morene e terrazzi di *kame* sospesi a mezza costa sui due fianchi vallivi, ma quasi sempre mal



Fig. 93 - (A) Lembo morenico attribuito al Subsintema di Nissod, percorso dall'Alta Via n.3, Grande Balconata del Cervino n. 107, a nord dell'Alpe Croux de Dzà; evidente la fascia milonitica che attraversa diagonalmente la parete sud del Cervino. (B) Il terrazzo glaciale di Challin e il laghetto di Lot (1459 m), a sud-ovest di La Magdeleine, con depositi attribuiti al Sintema di San Carlo.

- (A) Glacial deposit attributed to the Nissod Subsintem, crossed by Alta Via n.3, Grande Balconata of Cervino n. 107, north of Alpe Croux de Dzà; it is evident the mylonitic horizon which diagonally crosses the southern wall of the Matterhorn. (B) The Challin glacial terrace and the small Lot lake (1459 m), south-west of La Magdeleine, with deposits referred to as San Carlo Sintem.

espressi perché semisepolti da prodotti colluviali e gravitativi. Tali sono, a la Magdeleine, le rotture di pendenza su cui sorgono le frazioni di Artaz e Vieux; più in alto, intorno ai 1970 m, l'apparato morenico del laghetto a sud-est dell'Alpe Pilaz (Grande-Puine in CTR) sembra legato a un lobo di trasfluenza del ghiacciaio di Saverou (Sauverou), transitato per la sella sovrastante.

Più a nord, due analoghi lembi di till del ghiacciaio di Chamois sono individuabili sugli opposti versanti del vallone, a Plan Bringay in sinistra e tra Lieussel e Charavellessaz in destra.

Nel vallone di St Barthélemy a questa unità sono attribuibili i depositi glaciali che rivestono in destra idrografica i terrazzi sopra Porliod (1900-2100 m) e Champ Combre (intorno ai 2200 m), 400 m circa sopra il fondovalle. Questi depositi sono intersecati dal vallone tributario di Chavalary, inciso dal ghiacciaio proveniente dal circo di Salvé che, in questa fase, abbandonava i propri depositi sull'estesa rottura di pendenza di Tsa de Fontaney.

Età: Pleistocene superiore

#### *Subsintema di Excenex (IVR<sub>3</sub>)*

Comprende i depositi abbandonati dai ghiacciai nel corso della terza fase del LGM quando, nonostante la loro notevole diminuzione di volume, i tre grandi ghiacciai del Marmore, della Valpelline e di St Barthélemy erano ancora saldati a quello della Dora Baltea.

In Valtournenche i pochi lembi di depositi attribuibili al ghiacciaio del Marmore sono distribuiti a quote in rapido abbassamento verso valle. Sono conservati su entrambi i fianchi vallivi: sopra Perrière, su alcune rotture di pendenza intorno a 2250 m, 400 m sul fondovalle, 600 m sopra Singlin (2250 m) e 500 m sopra Glaire in destra, dove si osserva il piccolo ripiano di Falinier (1715-1790 m), a sud del capoluogo. Infine i depositi di questo sintema coprono il terrazzo di Navillod, sospesi in destra idrografica poco più di 100 m sul fondovalle di Antey, anche se in questo caso sono stati ribassati dalla deformazione gravitativa di Torgnon.

Morene laterali sono individuabili nel vallone di Chamois, in posizione più alta ed esterna rispetto alle morene della fase successiva che occupano il fondovalle. La forma ampia e svasata del vallone di la Magdeleine, privo di circhi glaciali ben espressi, fa ipotizzare che il suo ghiacciaio si sia ritirato precocemente e che l'insieme dei depositi del settore medio-distale del bacino siano attribuibili a questa unità, compreso l'apparato morenico terminale che si osserva alla confluenza con il fondovalle del Marmore. I coevi depositi dei piccoli ghiacciai del M. Méabé sono relegati a quote elevate sopra Torgnon, tra i 1850 e i 2000 m all'Alpe Chatelard (1891 m). A quote più basse (Comiana, Triatel) giungono invece alcuni lembi di till at-

tribuibili al ghiacciaio di Chavacour, sospesi sui due fianchi del vallone di Petit Monde. In valle di St Barthélemy il till del ghiacciaio principale si estende nel versante destro sul terrazzo di Porliod (1800-2000 m), dove i suoi depositi si saldano con quelli del ghiacciaio tributario di Chavalary.

Età: Pleistocene superiore

#### *Subsintema di Pileo (IVR<sub>4</sub>)*

Raggruppa i depositi glaciali attribuibili all'ultima fase del LGM e al successivo Tardoglaciale. Nelle valli principali l'unità affiora nel fondovalle dei settori medio-distali, ma verso monte si innalza gradualmente andando ad occupare la maggior parte dei bacini, fino in prossimità dei ghiacciai attuali, dove fa passaggio agli apparati morenici olocenici.

In Valtournenche la massima altezza raggiunta in questa fase dal ghiacciaio del Marmore è documentata dalla morena laterale sinistra di Manda (2097 m), 400 m sopra le Gouffre de Busserailles (IGM), a sud di Perrière. Secondo la ricostruzione proposta, la fronte glaciale poteva essere situata allo sbocco vallivo (Foglio Chatillon, GIANOTTI, 2010).

Alla più bassa morena del lago di Loz (1700 m, a nord di Valtournenche) corrisponde il relitto dell'apparato morenico frontale di Maisonasse (1350 m), sopra Maen (Mayen), relativo all'unica fermata cataglaciale di una certa evidenza individuata nel tratto vallivo in esame. Sul versante destro, la frazione di Valmartin (1493 m) si trova su una dorsale costituita da depositi glaciali con morfologia a cono, simile a quella degli accumuli di frana, dovuta al rimodellamento da parte dei corsi d'acqua laterali: la somiglianza è rafforzata dalla presenza, al di sopra, di una grande nicchia di distacco. Casi analoghi di convergenza morfologica si osservano a Mellier in Val di Champorcher, a Issologne in Val di St Barthélemy e a Barbustel in Val di Champdepraz (Foglio Chatillon, GIANOTTI, 2010).

Tra Valtournenche e Brueil-Cervinia una stretta del fondovalle modellata nelle serpentinità dell'unità di Zermatt-Saas è incisa dall'orrido subglaciale noto come Gouffre de Busserailles. Esplorato dalle guide CARREL e MAQUIGNAZ, visitato e reso popolare dal canonico George CARREL (1865), l'orrido è lungo un centinaio di metri, profondo una ventina e largo svariati metri, in forte restringimento verso l'alto (figg. 94A-B-C). La presenza di una successione di marmitte dei giganti e la mancanza di strie glaciali sulle superfici perfettamente lisce dell'orrido indicano che l'escavazione è in gran parte opera di un corso d'acqua subglaciale; le strie glaciali sono evidenti a partire da una quarantina di metri sopra il fondo dell'incisione.

A monte di Cervinia, l'altopiano di Plan Maison corrisponde al fondo del grande circo glaciale pleistocenico della conca del Breuil, rilevato di oltre un

centinaio di metri sulle incisioni del T. Cervino e del T. Marmore che lo delimitano con terrazzi al margine nord-occidentale e meridionale. Il ripiano mostra in superficie una coltre sottile e discontinua di depositi subglaciali, coperti localmente da till supraglaciale, entrambi generati da processi di fusione dell'antico ghiacciaio di Valtournenche-Teodulo. Una bella sequenza di morene laterali è presente sui due fianchi dell'incisione del T. Marmore, tra il lago Goillet e la Vieille.

Le morene laterali sinistre del ghiacciaio del Cervino sono particolarmente evidenti per morfologia (creste ben espresse) e composizione litologica (blocchi subangolosi di gneiss occhadini e gneiss minuti a bande): esse poggiano sul fianco occidentale dell'altopiano a partire dal suo ciglio a Pré du Veau (2290 m). Il till di ablazione, molto sottile al suo margine esterno e rappresentato a volte da un solo blocco, poggia su depositi glaciali di fondo, di spessore plurimetrico: sono costituiti da sabbie e ghiaie grossolane debolmente limose, con tessitura a supporto di matrice, ricche di clasti smussati di marmi, serpentinità, metagabbri, prasinità listate, quarziti e calcescisti, questi ultimi anche spigolosi; l'orientazione sistematica di molti blocchi, pendenti verso sud-ovest di oltre 35°, fa ritenere che si tratti di depositi subglaciali del bacino di Valtournenche, erosi o deformati e risedimentati dal ghiacciaio del Cervino in avanzata, in posizione subglaciale ma prossima al suo margine. I depositi glaciali diventano particolarmente potenti (oltre 10 m) nella dorsale erbosa del Giomein, a nord-est del Breuil, messi in evidenza dallo sbancamento in un cantiere edile. Più a monte, a ovest di Plan Torrette, la traccia superiore del margine sinistro del ghiacciaio del Cervino è individuabile intorno ai 2330 m grazie ad un allineamento di massi erratici subangolosi, costituiti da marmi chiari a bande e subordinate prasinità foliate. A valle del Breuil la traccia prosegue alla base del versante occidentale della Motta di Plété e sembra chiudersi con la morena del lago Blu (1985 m) la cui composizione (gneiss di Arolla) attesta l'avvenuta separazione tra le lingue glaciali di Valtournenche e del Cervino. Una successione più bassa e interna di morene, tra cui in destra i due marcati cordoni presso la Cappella dei Caduti del Battaglione Cervino (CTR), converge verso il fondovalle del Breuil dove è probabile esistesse un apparato morenico terminale attualmente sepolto sotto depositi di frana e alluvionali.

All'unità di Pileo appartiene la quasi totalità dei lembi di depositi glaciali conservati entro i valloni tributari (figg. 95A-B). Di particolare interesse è la presenza di apparati morenici ospitati entro alcune grandi depressioni generate dalla DGPV della Motta de Plété e poi modellate da piccoli ghiacciai di nicchia di genesi tardiva, indicando uno stato avanzato della deformazione gravitativa già nel



Fig. 94 - L'orrido de le Gouffre de Bousseraille, attualmente attrezzato con scale metalliche. (A-B) Vista dal fondo verso l'alto. (C) Incisioni al fondo dell'orrido eseguite dal Cavaliere (Chev.er) Carrel G. Canonico (Cha.ne) Avvocato (Av.at) il 21 Dicembre (D)1865, e da altri visitatori.

- The Gouffre (gorge) de Bousseraille, presently equipped with metal stairs. (A-B) View upwards. (C) Engravings in the gorge bottom of Cavaliere (Chev.er) Carrel G. Canonico (Cha.ne) Avvocato (Av.at), 21th December (D) 1865, and other visitors.

Tardoglaciale. L'esempio migliore è rappresentato da un vero e proprio circo glaciale delimitato a sud dal Bec Pio Merlo, ma altri archi morenici si osservano anche più in basso, intorno ai 2400 m di quota, in parte evoluti in *rock glacier*.

I depositi glaciali dell'unità di Pileo abbandonati dal ghiacciaio di Valpelline sono diffusi nel fondovalle tra Prarayè (Praz Rayé) e Lavod, frazione di Valpelline, mentre più a monte predominano le grandi morene della PEG deposte dai vari ghiacciai ancora presenti alla testata della valle. I depositi tardoglaciali non sembrano mai raggiungere spessori considerevoli, fatto dovuto alla difficoltà di formare e conservare apparati morenici stadiali in una valle molto lunga e stretta, dominata dagli apporti glaciali e alluvionali dei numerosi valloni tributari che incombono sul solco centrale. Maggiormente potenti e riconoscibili sono quindi i depositi dei ghiacciai tributari, sviluppati con forme continue e ben espresse in alcune combe sospese in destra idrografica (Faudery, Crête Sèche, Vert Tsan e Grand Chamen); altrove i depositi glaciali sono discontinui o assenti perché risedimentati o sepolti sotto potenti accumuli gravitativi e di *debris flow*, come nella comba d'Oren, in destra idrografica, e nelle combe di Valcorniere, Livourneyaz, Montagnayes e Vessonaz in sinistra.

Nella Valle di St Barthélemy i depositi tardoglaciali sono concentrati nel settore mediano del bacino, tra Champ Combre e Baravey, in destra, e tra Pierrey e Prêles in sinistra, mentre più a monte prevalgono i prodotti gravitativi.

Molti apparati morenici tardoglaciali presenti nei circhi mostrano caratteristiche deformazioni di ambiente periglaciale (*rock glaciers* e lobi di geliflusso) (figg. 95C-D).

Età: Pleistocene superiore - Olocene?



Fig. 95 - Subsintema di Pileo. (A-B) Lembi glaciali conservati entro il vallone di Cignana, presso l'alpeggio (2097 m) e il laghetto di Cortinaz. (C) Rock glacier del M. Rion, lato nord-est, circo del Col du Salvé. (D) Rock glacier e lobi di geliflusso nel circo delimitato dalla cresta Pancherot nord - Finestra di Cignana (fuori quadro a destra).

- Pileo Subsystem. (A-B) Glacial deposits preserved in the Cignana valley, near the hamlet (2097 m) and little lake of Cortinaz. (C) Rock glacier of Mt. Rion, north-eastern side, Col du Salvé cirque. (D) Rock glacier and solifluction lobes in the cirque delimited by the Pancherot northern ridge - Finestra di Cignana (right, out of picture).

### 5.1.2. - Sintema del Miage (MGE) (Unità Postglaciale, Olocene)

Il Sintema del Miage corrisponde all'unità postglaciale locale, quella cioè che raggruppa i depositi glaciali e alluvionali legati al reticolato idrografico della Dora Baltea successivi all'ultimo episodio glaciale e quindi di età olocenica. Il sintema si suddivide in due subunità: i) il *Subsintema di Château Blanc* riunisce i depositi non più in formazione, corrispondenti in massima parte ai depositi glaciali legati alle moderate oscillazioni glaciali oloceniche (ultima delle quali quella della PEG); ii) il *Subsintema di Les Iles* riunisce i depositi ancora in formazione e quindi la gran parte dei depositi alluvionali che colmano i fondovalle e, ove distinti, i depositi post-PEG dei ghiacciai attuali.

#### *Subsintema del Château Blanc (MGE<sub>1</sub>)* (parte completamente formata dell'Unità Postglaciale)

Raggruppa depositi sedimentati da ghiacciai e corsi d'acqua nel corso dell'Olocene, attualmente

non più in formazione. I depositi glaciali sono confinati alla testata dei bacini principali e tributari e si sviluppano alla fronte di ghiacciai, ormai di modeste dimensioni, glacionevati o nevai. La maggior parte di essi si è formata durante la PEG, l'ultimo periodo plurisecolare di espansione glaciale, durato dal 1550 al 1850-60 d.C. (LE ROY LADURIE, 1967). Verso valle, i depositi glaciali della PEG si sovrappongono a quelli di età tardoglaciale, decisamente più antichi, da cui si distinguono per le loro forme bene espresse, costituite da morene laterali e frontali particolarmente sviluppate e continue, con creste aguzze, fianchi acclivi e copertura vegetale scarsa o assente. Riferibile alla PEG è l'apparato morenico del sistema glaciale Grandes Murailles-Haut Glacier de Tsa de Tsan, esteso per 4,3 km alla testata della Valpelline, il maggiore del settore italiano del foglio e quello che raggiunge la quota più bassa (2100 m). Analoga età hanno gli apparati morenici dei ghiacciai in forte ritiro della conca del Breuil: M. Tabel, Cherillon, Leone, Cervino e Teodulo. Alla PEG appartiene anche la maggior parte

delle morene del versante svizzero, più estese in virtù del clima e dell'esposizione dei loro bacini: alla testata della Val de Bagnes gli apparati saldati dei ghiacciai di Otemma e di Crête Sèche, Brenay, Fenêtre, Durand e Tsessette; alla testata della Val d'Hérens quelli del sistema Arolla-Collon-Vuibé; alla Mattertal quelli del Stockgletscher-Zmuttgletscher.

In base alle testimonianze storiche, le maggiori morene del versante valdostano sono state riferite alle oscillazioni glaciali culminate nei periodi 1818-1821 e 1860-1862, corrispondenti alle massime espansioni di questi ghiacciai in epoca storica (WHYMPER, 1900; CERUTTI, 1977). Ad una importante espansione della PEG, culminata intorno al 1640, potrebbero essere legate morene di poco più esterne, meno elevate, visibilmente più rimodellate e inerbite: un possibile esempio, non datato, si può individuare nella morena laterale destra più esterna del ghiacciaio del Cervino, a sud-est del Rifugio Duca degli Abruzzi, in parte sepolta dalla morena del 1860 sopra i 2630 m di quota.

Ai depositi della PEG possono essere associati lembi prodotti da fasi di espansioni ancora più antiche, avvenute nella seconda parte dell'Olocene a partire da 5.000 anni BP e documentate, ad esempio, nell'apparato morenico del Miage (Foglio Courmayeur; PERELLO *et alii*, 2011). Questi lembi sono stati per lo più erosi dai ghiacciai della PEG o sepolti dai loro depositi, formando la base o il nucleo di morene di sovrapposizione. Più raramente potrebbero essere preservati come morene più esterne, peraltro non distinguibili da quelle tardoglaciali senza analisi specifiche.

Dalla posizione delle morene della PEG si deduce la notevole estensione raggiunta solo 150 anni fa dai ghiacciai, quando molti di essi, ora ridotti ai minimi termini, avevano sviluppato lingue di lunghezza anche

plurichilometrica (Valpelline: 2 km quelli di Crête Sèche e de la Sassa, 2,7 km quello della Pointe du Laurier Noire; Valtournenche: 2,1 km quello della Roissetta).

Altri apparati morenici, ormai privi di ghiacciaio a monte, testimoniano la rigenerazione durante la PEG di nuovi ghiacciai al posto di quelli estinti all'inizio dell'Olocene, e attualmente ridotti a glaci-nevati o nuovamente scomparsi. Ad esempio, la Valle di St Barthélemy, attualmente priva di ghiacciai, conserva vari apparati morenici della PEG: i maggiori sono quello del circo orientale della Becca di Leseney (fig. 96A) e quello di Cuney, alla cui fronte sgorga una sorgente oggetto di culto. In Valpelline casi analoghi sono rappresentati dai ghiacciai estinti di Brison, Faudery, Comba de La Tsa, des Pecons, Col d'Otemma, Lac Mort e Lac Long, del versante occidentale della Becca Vannetta, Arbière, Becca du Merlo (con archi morenici in parte evoluti in *rock glacier*), Verdignolaz, M. Faroma, Verdonaz, Arpison, Becca de Viou e Becca di Roisan. In Valtournenche il principale è quello del M. Dragone (Dragon) alla testata del Vallone di Cignana. Il ritiro della vedretta del Dragone ha portato alla luce il 27 agosto 1990 la salma mummificata di un turista sconosciuto, fornito di attrezzatura per la raccolta di reperti naturalistici e di monete di vari stati stranieri con conio della fine '800, materiale consegnato ai Carabinieri della Stazione di Valtournenche assieme a uno spesso quaderno con fogli incollati dal gelo, di cui purtroppo non si è saputo più nulla.

Gli apparati morenici della PEG si trovano a quote generalmente superiori ai 2400 m: la quota media, calcolata su 44 casi considerati, è intorno ai 2570 m. Non mancano depositi a quote più basse, legati a particolari condizioni morfologiche, climatiche e di esposizione: ad es., le morene oloceniche del ghiacciaio d'Orein Sud giungono a 2350 m, del

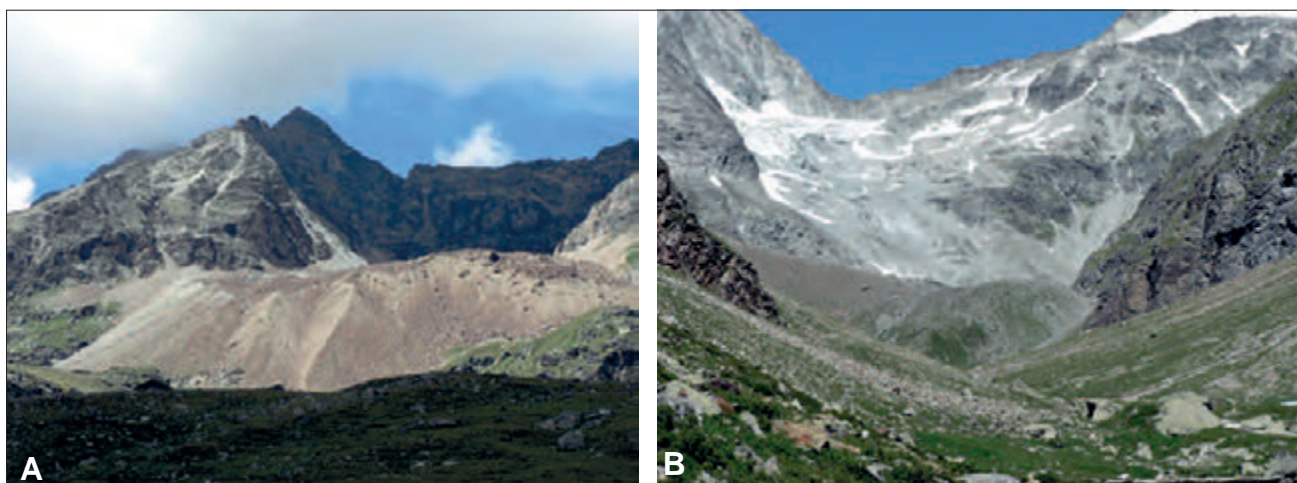


Fig. 96 - Subsintema del Château Blanc, depositi glaciali della PEG. (A) L'apparato morenico nel profondo circo tra la Becca di Leseney e la Becca d'Arbière, versante orientale. (B) Apparato morenico frontale del ghiacciaio laterale d'Orein (Oren) Nord che sbarra la valle principale.  
- Château Blanc subsynthem, glacial deposits of L.G.A. (A) The moraine system within the deep cirque between the Becca di Leseney and Becca d'Arbière, eastern side. (B) The frontal moraine of the northern Orein (Oren) lateral glacier, that blocks the principal valley.



Chavacour a 2320 m, di Chérillon a 2200 m. In qualche caso bisogna però tenere conto dei processi di deformazione secondaria di ambiente periglaciale che hanno prodotto o continuano a produrre la rimobilizzazione in massa verso valle dei lembi di depositi glaciali, come nel caso del *rock glacier* di Plan Mule (IGM), presso Brison, a Nord di Thoules (bassa Valpelline).

Da segnalare nella Comba d'Orein (Oren), tributaria della Valpelline, una particolare concentrazione di apparati morenici della PEG, tra cui lo spettacolare arco morenico del Ghiacciaio d'Orein Sud che sbarrava il fondovalle (fig. 96B).

Età: Olocene

#### *Subsintema di Les Iles (MGE<sub>2</sub>)* (parte in formazione dell'Unità postglaciale)

Il Subsintema di Les Iles riunisce i depositi in formazione legati agli attuali ghiacciai e corsi d'acqua del bacino della Dora Baltea. Esso comprende, oltre agli alvei attuali, i depositi alluvionali terrazzati potenzialmente ancora soggetti ad alluvionamento o in continuità morfologica con settori alluvionabili. I depositi alluvionali recenti e attuali dei principali affluenti di sinistra della Dora Baltea (Buthier, Marmore, St Barthélemy) sono costituiti da ghiaie sabbiose con tessitura a supporto di clasti, eterometriche, grossolanamente stratificate (settori di conoide) e localmente ben stratificate (piane intravallive), comprendenti una elevata percentuale di blocchi di varie dimensioni. Possono essere presenti intercalazioni di *diamicton* massivi, legati a episodi di *debris flow* o di frana, provenienti per la maggior parte dai bacini tributari e dai versanti.

La maggiore piana alluvionale intravalliva del foglio è quella del T. Buthier a valle di Oyace, lunga 5 km anche se non particolarmente ampia. In Valtournenche, la piana alluvionale del T. Marmore tra Fiernaz e Antey ha forma piatta, si estende per 2 km ed è larga 350 m: è l'espressione superficiale del riempimento di una conca di sbarramento generata tra la fronte della DGPV di Torgnon, sulla destra idrografica, e il conoide di la Magedeleine in sinistra. La sua continuità verso monte è interrotta dall'accumulo della frana di Fiernaz. Anche in Valle di St Barthélemy la maggiore piana alluvionale è legata allo sbarramento della grande frana di Champ Plaisant, con sviluppo di un bacino lacustre poi completamente interrato. Nei bacini minori le coltri alluvionali di dimensioni cartografabili sono discontinue e limitate poiché i fondovalle sono decisamente più stretti e in gran parte colmati da depositi di *debris flow*.

L'unità comprende i conoidi dei corsi d'acqua in cui prevalgono i processi torrentizi, anche se talvolta sono alimentati anche da apporti di *debris flow*: da segnalare il conoide proglaciale del T. Cerillon a monte del Château di Breuil-Cervinia.

Età: Olocene - Attuale

## 5.2. - UNITÀ UBIQUITARIE

In questo gruppo sono riuniti e distinti con sovrassegno e sigla della facies depositi gravitativi di vario tipo, depositi di trasporto in massa (*debris flow*) e di genesi mista, depositi lacustri e detritico-coluviali: essi sono distribuiti nell'area del foglio in stretta relazione con l'assetto morfologico, litologico e idrologico della regione, senza connotazioni di carattere stratigrafico e altimetrico. Si tratta in gran prevalenza di unità in formazione riferibili all'Olocene-Attuale (UID). Nella fase di generalizzazione, molti degli affioramenti distinti alla scala 1:10.000 sono stati eliminati a favore del substrato roccioso subaffiorante.

#### *Depositi detritici di falda e di conoide (UID<sub>a</sub>)*

Si formano alla base delle pareti per distacco, caduta e accumulo di frammenti di roccia. I depositi sono caratterizzati da clasti a spigoli vivi e di composizione monotona, tessitura prevalentemente aperta, struttura caotica o con grossolana stratificazione massiva inclinata. I conoidi di detrito si sviluppano allo sbocco di ripidi canali incisi nei versanti più acclivi. Spesso le falde detritiche sono il risultato della coalescenza di numerosi conoidi ravvicinati, poco rilevati e saldati sui fianchi. Conoidi e falde detritiche sono presenti con caratteri analoghi in tutte le valli principali e nei loro valloni tributari, dove lasciano le parti medio-basse delle scarpate a tutte le quote (e.g., figg. 3A, 7A, 41, 43, 48, 67, 70). Una particolare concentrazione di falde di detrito particolarmente estese si osserva sui due versanti della Valpelline a valle di Oyace, situazione legata probabilmente alla presenza di incipienti deformazioni gravitative.

#### *Depositi detritici a grandi massi (UID<sub>a</sub>)*

Ripetuti fenomeni di crollo da pareti in ammassi rocciosi più o meno allentati, con sistemi di frattura a maglie larghe, danno origine ad accumuli di falda caratterizzati da una pezzatura maggiore, in cui prevalgono blocchi di grande volume (da qualche m<sup>3</sup> alle migliaia di m<sup>3</sup>). Tali sono, ad esempio, i depositi detritici situati al piede del versante destro della Valtournenche, presso Buisson, nel versante nord-occidentale del M. Ersa, sul fianco sinistro della valle di St Barthélemy, tra Cima Bianca e la Fenêtre de Tsan. I settori più estesi con copertura di detrito a grandi blocchi sono in genere legati ai versanti interessati da DGPV, anche in assenza di pareti rilevanti: la coltre detritica che ne deriva è costituita dalla associazione di numerosi accumuli di crollo, spesso di delimitazione incerta, e dalla diretta emergenza del substrato scompagnato (diedri ruotati), come nel caso del versante settentrionale della Becca Noail (Novailloz) sul fianco sinistro della bassa Valpelline.

*Depositi detritici di falda e di conoide di genesi mista (UID<sub>1</sub>)*

Molte coltri detritiche che rivestono i versanti sono il risultato di ripetuti episodi di accumulo generati da processi differenti, legati di volta in volta all'acqua corrente, *debris flow*, colamenti, crolli e valanghe, senza che risulti la netta prevalenza di un processo sugli altri. L'alternanza delle varie facies in spazi brevi non consente di distinguerle e rappresentarle alla scala del foglio. I depositi di genesi mista si accumulano in gran parte allo sbocco di ripide incisioni vallive, sotto forma di conoidi con pendenza di 15°-30°, a seconda dei processi coinvolti, sensibilmente minore di quella dei conoidi di detrito puramente gravitativi. Sono costituiti in genere da sedimenti a supporto di matrice, in cui una abbondante matrice sabbiosa debolmente limosa ingloba clasti di ogni dimensione e con spigoli smussati; hanno grossolana stratificazione massiva, con locale isorientazione dei clasti (fig. 97A).

*Depositi di debris flow (UID<sub>b4</sub>)*

La loro genesi è legata a movimenti in massa incanalati e ad elevata energia, denominati lave torren-

tie o *debris flow*. Sono prodotti da una miscela di acqua e detrito in cui la componente solida è superiore a quella liquida da 2 a 10 volte. Singoli fenomeni di *debris flow* si sviluppano ad opera di piogge brevi e intense, prodotte in genere dai temporali estivi. Fenomeni di magnitudo considerevole e distribuiti su vaste aree possono essere attivati da eventi meteorici critici di portata regionale, possibili in primavera e in autunno e con tempi di ritorno pluridecennali.

I depositi di *debris flow* sono costituiti da *diamicton* stratificati in bancate grossolane, prevalentemente a supporto di matrice, con clasti eterometrici subangolosi in matrice sabbioso-limosa. Possono essere presenti livelli a grandi blocchi e lenti ghiaiose a supporto di clasti. In superficie mostrano terminazioni a lobo e soprattutto coppie di piccoli cordoni formati ai bordi del flusso per deposito e concentrazione dei blocchi di taglia maggiore.

Questi depositi formano potenti conoidi allo sbocco di canali che prendono origine da bacini sospesi caratterizzati da abbondante copertura detritica facilmente mobilizzabile per erosione e frana. Esempi di questo tipo sono i conoidi dei T. Varrère e Baoudier (CTR) sopra Oyace (fig. 97B) e il conoide di Chardonney nell'alta comba di Valcornière. Di norma un conoide grande e potente, nettamente sovradimensionato rispetto alle dimensioni del bacino che lo alimenta, è costituito da depositi di *debris flow* e può segnalare la presenza di una DGPV a monte. Depositati meno potenti sedimentano alla base di falde detritiche o si incastrano nel fianco di grandi conoidi di genesi mista, dove formano conoidi meno inclinati di quelli di genesi gravitativa o mista da cui prendono origine. In Valpelline una successione di conoidi di *debris flow* coalescenti ha colmato completamente il fondovalle dell'alta comba di Montagnayes e rivestito ampi tratti di quello della comba di Vessonaz. Altri settori in cui questi depositi hanno notevole estensione sono i tratti superiori della Valle di St Barthélemy, a monte di Ollière, di Chaleby e della Comba Déche (A. Valchourda). In Valtournenche, anche se non mancano i fenomeni di *debris flow* (come quelli associati alla frana di Fiernaz; CHARLE *et alii*, 1995), si contano poche aree estese di accumulo, confinate ai settori elevati dei bacini di Chavacour, Oiliaz (Losanche) e Vofrede (CTR).

*Accumuli di frana (UID<sub>a1</sub>)*

Tutti i principali accumuli di frana cartografati nel foglio derivano dal collasso di grandi volumi del substrato roccioso: quelli più facilmente riconoscibili per la forma bene espressa dell'accumulo e della nicchia di distacco sono legati a processi gravitativi parossistici, di tipo estremo, con netta differenziazione tra zona di distacco, traslazione e accumulo. In questi casi di solito si verifica una completa disarticolazione del materiale franato, con formazione di un deposito grossolano mas-

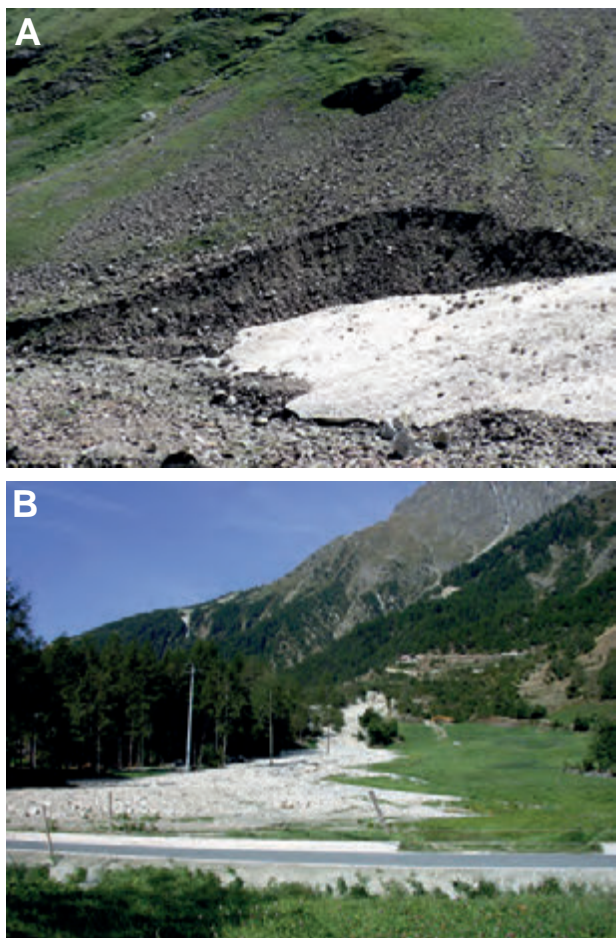


Fig. 97 - (A) Conoide di genesi mista. (B) Debris flow del T. Varere che ha interrotto la carrozzabile della Valpelline tra Closé e Cèntre, Oyace, agosto 2003.

- (A) Mixed cone. (B) Debris flow of the Varere torrent which interrupted the Valpelline road between Closé and Oyace Cèntre, August 2003.

sivo, di composizione omogenea, con blocchi spigolosi eterometrici, tessitura aperta in superficie e subordinata matrice ghiaioso-sabbiosa in profondità. Le frane che coinvolgono solo la copertura quaternaria, benché più frequenti e numerose, sono di solito dei colamenti che producono accumuli non cartografabili alla scala del foglio a causa delle modeste dimensioni (al massimo dell'ordine delle migliaia di m<sup>3</sup>) e del veloce rimodellamento che ne impedisce una corretta delimitazione. Nel loro insieme, tali accumuli costituiscono tuttavia una parte importante della coltre detritico-colluviale che riveste i versanti lontano dalle pareti.

Già da un primo sguardo alla carta geologica si nota come i grandi accumuli di frana siano concentrati nel settore sud-orientale del foglio, costituito dai bacini dei T. Marmore e di St Barthélemy, mentre sono molto rari nel settore nord-occidentale, corrispondente alla Valpelline e al tratto svizzero. Si tratta, nel primo caso, di un settore molto complesso dal punto di vista geostrutturale, con numerosi e ravvicinati contatti tettonici, accompagnati in genere da orizzonti di debolezza meccanica, costituiti da cataclasi di vario tipo e da rocce fissili e facilmente disgregabili come i calcescisti della Zona del Combin. La situazione è peggiorata dalla fratturazione, dalla notevole acclività dei versanti, dalla loro elevata energia e dalla presenza di numerose deformazioni gravitative, talora gigantesche. Il regolare solco della Valpelline e buona parte del settore svizzero sono invece modellati nelle buone rocce cristalline della falda Dent Blanche. La situazione generale conferma il forte controllo strutturale e litologico sui maggiori fenomeni gravitativi e mostra che la elevata acclività ed energia dei versanti, caratteristica di entrambe le zone e dovuta in prevalenza al modellamento glaciale, è una condizione necessaria ma non sufficiente all'insorgere di grandi frane nel substrato roccioso.

Tra le frane sviluppate al contatto tra le unità austroalpine e piemontesi ricordiamo quelle, molto diverse, di Fiernaz (Valtournenche) e di Champ Plaisant (St Barthélemy). La frana di Fiernaz, ubicata sul basso versante destro della Valtournenche, si manifesta come imponente cono di frana polifasico e poligenico, dovuto a ripetuti episodi di crollo e, subordinatamente, di *debris flow*, del tutto attivi; il materiale clastico è costituito da micascisti granatiferi e metagabbri del lembo austroalpino Etirol-Levaz e da metabasiti della Zona di Zermatt-Saas che affiorano nell'impervia parete sovrastante l'accumulo. Per mitigare la pericolosità incombente sulle frazioni di Fiernaz e di Buisson e sulla strada regionale della Valtournenche, il dissesto è stato oggetto di vari interventi di rimodellamento e protezione (barriere paramassi).

La frana di Champ Plaisant è uno scivolamento profondo del substrato roccioso, di età postglaciale, sul basso versante destro dell'alta valle di St Barthélemy, alla base del versante orientale del M. Rion, tra Valochère e Champ Plaisant. La nicchia di distacco è impostata al contatto tra ortogneiss della Serie di Arolla e i sottostanti calcescisti della Zona del Combin. L'accumulo è formato da substrato scompaginato con corteo di grandi blocchi e falde detritiche, si estende per oltre 0,5 km<sup>2</sup> ed affiora con evidenza nell'incisione del T. St Barthélemy con spessore visibile di 35 m. Il fatto che l'accumulo abbia colmato il fondovalle principale senza risalire sensibilmente il versante opposto sembrerebbe indicare una velocità di propagazione non elevata. Al collasso gravitativo è seguito un fenomeno di *debris flow* che ha dato origine a lembi di depositi terrazzati sui due fianchi dell'incisione torrentizia per un tratto di 1,7 km. Lo sbarramento vallivo ha prodotto la formazione di un lago effimero, testimoniato da depositi lacustri e deltizi subaffioranti (alternanze di sabbie medie e ghiaie fini in strati centimetrici con livelli di sabbie debolmente argillose); il lago si estinse per erosione della soglia, come indicato dalla presenza di più ordini di terrazzi a monte dell'accumulo e dalla mancanza di torbe.

La frana nei pressi della frazione Suisse (Chamois) è un crollo che ha colpito una parete di metabasiti e calcescisti dell'unità del Combin inferiore (vedi schema tettonico del foglio), con coronamento a 2050 m, al di sotto dell'unità Pancherot-Cime Bianche. La frana è avvenuta il 6 giugno 1972, ha percorso la distanza di 970 m per un dislivello di 350 m e ha distrutto la strada sterrata che collega la Magdeleine a Chamois. Ancora nella conca di Chamois, una piccola frana di crollo è avvenuta recentemente nella falsesia di marmi e dolomie che sovrasta la frazione di Foresus.

Alla base del versante meridionale della Motta di Pletè sud (2840 m), in località Baracon, si osserva un accumulo di frana (fig. 98A): ha forma lenticolare (600 x 400 m) ed è costituito da una congerie di blocchi di prasiniti e calcescisti dell'unità del Combin e da subordinate dolomie dell'unità Pancherot-Cime Bianche. Nella parte alta del versante è molto evidente la nicchia di distacco, larga 400 m e con coronamento prossimo ai 2840 m della vetta (fig. 98B). Si tratta probabilmente di uno scivolamento in blocco avvenuto nel Tardoglaciale: lo indica la presenza di una piccola morena laterale destra del ghiacciaio della Cleva Grossa, appoggiata sul fianco sinistro dell'accumulo e legata verosimilmente a una limitata riavanzata glaciale. L'evento deve essere comunque avvenuto quando il ghiacciaio era ormai fortemente assottigliato o comunque non più in grado di asportare l'accumulo.



Fig. 98 - (A) La frana di crollo nel versante meridionale della Motta di Pletè. (B) Dettaglio della nicchia di distacco.  
- (A) The Motta di Pletè landslide, southern face. (B) Detail of detachment hollow.

Tra i fenomeni postglaciali non documentati storicamente è da citare la *rock avalanche* del M. Cervino, caduta su ghiacciaio almeno 1000 anni fa, datata su base lichenometrica e geomorfologica (PORTER & OROMBELLI, 1981). È costituita da un accumulo di blocchi spigolosi, anche ciclopici, di gneiss occhiadini e gneiss a bande leucocratiche della Serie di Arolla, situato in posizione immediatamente più esterna rispetto alla morena laterale sinistra del Ghiacciaio del Cervino, riferibile alla PEG.

Di particolare interesse è il curioso allineamento di blocchi di gneiss di Arolla al centro della conca del Breuil, nei pressi di Cervinia. Si tratta di gneiss a bande in blocchi spigolosi di dimensioni plurimetrie (fino ad oltre 1000 m<sup>3</sup>), visibili nell'area del campo di golf (2000 m) semiseppolti entro un corpo sedimentario pianeggiante, rilevato di oltre 3 m sulle alluvioni attuali del T. Marmore. Questi depositi a blocchi, già interpretati come morene da SACCO (1927) o come parte distale della già citata

grande frana di crollo pre-PEG staccatasi dalla parete sud del Cervino (PORTER & OROMBELLI, 1981), sono qui riproposti come depositi di *rock avalanche* di età tardoglaciale. La frana sarebbe caduta sul ghiacciaio e avrebbe sopravanzato la sua fronte quando quest'ultima era attestata a meno di 1 km a monte del Breuil, a circa 2150 m. In tale prospettiva l'accumulo non sarebbe correlabile con quello analogo che, più a monte, colma il fondovalle del T. Cervino a fianco delle morene della PEG, a nord di Plan Torrette. Infatti, non vi è continuità tra i due lembi, tra cui si interpongono depositi glaciali privi di blocchi ciclopici, comuni invece a monte e a valle; inoltre la loro composizione è diversa, dato che l'accumulo prossimale è ricco di gneiss occhiadini, assenti in quello distale. D'altra parte altri allineamenti di blocchi monogenici e spigolosi di gneiss minuti presenti a quote maggiori sui due fianchi dell'incisione sono legati a precedenti eventi di crollo delle pareti del Cervino e sono stati poi abbandonati dal ghiacciaio ai suoi margini.

Il forte allentamento di grandi volumi di substrato roccioso prodotto dalle DGPV costituisce un importante fattore predisponente per lo sviluppo di

grandi frane. Queste si concentrano in prevalenza ai margini e soprattutto ai piedi della DGPV, dove la deformazione è stata maggiore e dove spesso si ha un aumento di acclività. Il più delle volte questi fenomeni producono accumuli privi di una chiara evidenza morfologica, perché dal substrato roccioso fratturato a larghe maglie, allentato e talora gradinato, si passa più o meno gradualmente ad accumuli di materiale totalmente disarticolato. Un esempio è la frana di Cielo Alto, il complesso turistico di Cervinia con gravi problemi di fratturazione di alcuni edifici a causa dello scivolamento lento ma sensibile (gli inclinometri hanno registrato spostamenti di 45 e 90 mm tra gli anni 1991-1994 a profondità comprese tra i 12 e i 39 m) di un accumulo di blocchi anfibolitici situato al margine nord-occidentale della DGPV della Motta di Plété, descritta nel Capitolo VII, Ambiente e Georisorse.

Passando alla Valpelline, il maggior evento recente è la *rock avalanche* del 8 giugno 1952, staccata dal versante occidentale della Becca de Leseney e scivolata sino al fondovalle, ove se ne osservano i depositi frontali incisi dal Buthier (STRAGIOTTI & PERETTI, 1953); ulteriori dettagli sono esposti nel Capitolo VII. La presenza della frana della Becca de Leseney è tanto più rilevante in quanto la Valpelline è una valle relativamente molto povera di grandi eventi di questo tipo, eventi che possono tuttavia ripetersi a causa dell'alta energia dei versanti, dell'innalzamento dello zero termico durante i mesi estivi e dello stato di crescente degrado di molti ammassi rocciosi.

Per concludere, si noti che alcuni accumuli di frana presenti ad alte quote sono evoluti in *rock glacier* per la formazione di ghiaccio interstiziale in ambiente periglaciale: esempi significativi sono il piccolo *rock glacier* presente a 2500 m nel circo settentrionale del Bec Pio Merlo in Valtournanche, entro la deformazione gravitativa della Motta di Plété, e quello a 2050 m sul versante sinistro della Valpelline a nord-ovest della Becca de Rayes Planes (bassa comba di Montagnayes).

*Prodotti detritico-colluviali indifferenziati (coltre detritico-colluviale) (UID<sub>b2</sub>)*

I prodotti detritico-colluviali, chiamati più genericamente depositi di versante, sono quelli più diffusi ed estesi perché derivano dalla mobilitazione dei prodotti di erosione e di alterazione *in situ* del substrato roccioso o dalla risedimentazione dei depositi quaternari, dovuta principalmente alle acque ruscellanti (prodotti colluviali *s.s.*) e a fenomeni di colamento e *soil slip*. Rispetto agli altri depositi, essi subiscono un trasporto di entità molto limitata e sono più facilmente soggetti a ripetute fasi di erosione e risedimentazione finché non raggiungono un sottostante bacino di sedimentazione.

Formano una coltre che può rivestire quasi completamente i versanti rocciosi e i vari tipi di depositi, con spessore di solito modesto e variabile, da pochi cm a qualche m. In carta sono state indicate solo le coperture colluviali con substrato non definibile in modo affidabile, come spesso si verifica per le coltri detritico-colluviali di versanti interessati da DGPV.

I prodotti colluviali sono caratterizzati da tessitura a supporto di matrice e da prevalenti sabbie debolmente limose, non selezionate, con basso grado di addensamento e di colore screziato. Quelli derivati direttamente o indirettamente dal substrato roccioso contengono clasti eterometrici e monogenici, spigolosi, spesso concentrati in livelli a supporto di clasti. Il colluvium originato dalla risedimentazione dei depositi glaciali contiene invece massi e ciottoli sfaccettati o smussati. Sono frequenti i prodotti colluviali costituiti da una mescolanza di entrambi i termini.

*Depositati palustri (UID<sub>e3</sub>)*

Sono costituiti da limi sabbiosi e sabbie limose, ben stratificati, caratterizzati da livelli nerastri di limi ricchi di materia organica (*gyttia*) e da torbe sommitali. Si formano ai margini dei bacini lacustri in via di colmamento ad opera di apporti terrigeni e della vegetazione palustre. Formano la chiusura di una successione sedimentaria costituita da depositi lacustri o alluvionale-lacustri e sono contraddistinti per la loro superficie piana e orizzontale.

In carta sono indicate le principali torbiere che circondano alcuni laghetti montani, come il lago di Lot ad Antey-Saint-André (fig. 93B).

Nell'area della DGPV del paese di Valtournanche i depositi palustri costituiscono il prodotto finale del riempimento di depressioni chiuse, di origine tettono-gravitativa, in cui si erano impostati piccoli laghi. La maggiore conca lacustre-palustre colmata è quella di Champ de l'Éve (CTR), sopra Bringaz, nella depressione sovrastante il coronamento della DGPV, con depositi glaciali. Essa è allineata con tutta una serie di altre depressioni allungate (corrispondenti ad impluvi, trincee, fratture regionali) che indicano la presenza di una sviluppata fascia di distensione gravitativa allungata in senso NNE-SSW per alcuni km di lunghezza, da Bringaz a Crétaz.

*Depositati antropici (h)*

I depositi di riporto antropico corrispondono a discariche prodotte dall'attività estrattiva (cave e miniere) o dallo "smarino" di gallerie idrauliche, nonché ad argini e gallerie paravalanghe. Non sono state rappresentate le piste di sci, particolarmente estese nel comprensorio di Cervinia e Valtournanche.