



**ISPRA**

Istituto Superiore per la Protezione e la Ricerca Ambientale

**SERVIZIO GEOLOGICO D'ITALIA**

Organo Cartografico dello Stato (legge n° 68 del 2. 2. 1960)

# MEMORIE

## DESCRITTIVE DELLA

# CARTA GEOLOGICA D'ITALIA

VOLUME 101

### **Note illustrative del F. 070 Monte Cervino della Carta geologica d'Italia alla scala 1:50.000**

*Explanatory Notes of the sheet 070 Monte Cervino  
of the geological Map of Italy at 1:50,000 scale*

*di*

DAL PIAZ G.V., BISTACCHI A., GIANOTTI F.,  
MONOPOLI B., PASSERI L., SCHIAVO A.

*con la collaborazione di*

BERTOLO D., BONETTO F.,  
CIARAPICA G., DAL PIAZ G., GOUFFON Y.,  
MASSIRONI M., RATTO S., TOFFOLON G.

*Coordinatore scientifico*

Giorgio V. DAL PIAZ

*Grafica di copertina:* Maria Luisa VATOVEC

*In copertina foto di Marco PANTALONI, sullo sfondo:*

*stralcio di: Mont Cervin-Matterhorn foglio n. XIV della Carta geologica delle Alpi occidentali di B. Gastaldi et alii*  
Scala: 1:50000 Autore cartografia: Gerlach, Heinrich Originale cartografico inedito 1865(?) Biblioteca ISPRA

*Direttore responsabile:* Claudio CAMPOBASSO

---

**REDAZIONE** a cura del Servizio Cartografico, coordinamento base dati e tavoli europei

*Responsabile della Produzione Cartografica - Editoriale:* Domenico TACCHIA

*Coordinamento Editoriale, allestimento digitale:* Maria Luisa VATOVEC

---

*Stampa:* SYSTEMCART srl - Roma - 2017

*“Ora si è riconosciuto che la geologia dei paesi difficili  
(e le Alpi sono difficilissime) non altrimenti si può  
condurre sicuramente che studiando passo a passo e nei  
più minuti particolari le regioni a cui si riferisce”*

*Quintino Sella, 1864*



## Note illustrative del F. 070 Monte Cervino della Carta geologica d'Italia alla scala 1:50.000

### *Explanatory Notes of the sheet 070 Monte Cervino of the geological Map of Italy at 1:50,000 scale*

---

DAL PIAZ G.V. (\*), BISTACCHI A. (\*\*), GIANOTTI F. (\*\*\*),  
MONOPOLI B. (\*\*\*\*), PASSERI L. (\*\*\*\*\*), SCHIAVO A. (\*\*\*\*)

Con la collaborazione di: BERTOLO D. (\*\*\*\*\*), BONETTO F. (\*\*\*\*\*),  
CIARAPICA G. (\*\*\*\*\*), DAL PIAZ G. (\*\*\*\*), GOUFFON Y. (\*\*\*\*\*),  
MASSIRONI M. (\*), RATTO S. (\*\*\*\*\*), TOFFOLON G. (\*\*\*\*)

ABSTRACT - The Monte Cervino sheet and its explanatory notes are dedicated to the memory of our dear friend and colleague Alessio Schiavo, who unexpectedly passed away on October 11 2012 after lengthy field mapping for the Gran San Bernardo sheet.

Introduction (I) - The Monte Cervino sheet (070) of the Geological Map of Italy, scale 1:50,000 (CARG Project - ISPRA), covers the high mountains of the Pennine Alps from the northern flank of the middle Aosta valley (423 km<sup>2</sup>) to the southern Valais (149 km<sup>2</sup>). On the Italian side it covers the upper part of the Valtournenche and St Barthélemy valleys, the entire Valpelline and the eastern edge of the Conca di By (Ollomont). On the Swiss side it covers the Bagnes valley from the Mauvoisin lake upwards, and the glacial area towards the Zermatt valley (Mattertal), including the Matterhorn (Mt Cervino, 4478 m), the Dent d'Hérens (4175 m), and many peaks over 3500 m in altitude. This is a key area of the western Alps due to the birth and development of geological studies on Alpine tectonics, and is dominated by the Austroalpine-Penninic collisional wedge, a fossil subduction complex of continental and oceanic nappes. The Italian part of the sheet was surveyed on a scale of 1:10,000 and integrated by the interpretation of aerial and satellite images, structural analysis and laboratory work, including micropalaeontology, petrography, mineral and whole-rock chemistry and isotope dating. The Italian working group was coordinated by Giorgio V. DAL PIAZ and was composed of Andrea and Nicola BISTACCHI, Giovanni DAL PIAZ, Franco GIANOTTI, Antonio GUERMANI, Matteo MASSIRONI, Bruno MONOPOLI, Giorgio PENNACCHIONI, Alessio SCHIAVO and Giovanni TOFFOLON, and also greatly benefited from collaboration by Leonsevero PASSERI and Gloria

CIARAPICA. Starting from the authors' original maps, a geological database first at 1:10,000 and then at 1:25,000 scales was processed by Bruno MONOPOLI, according to the technical specifications of the *Regione Autonoma Valle d'Aosta* and ISPRA, respectively. The Swiss part of the sheet was prepared at 1:50,000 scale, thanks to Yves GOUFFON (swisstopo) and based on the modern Chanrion-Mont Velan (BURRI *et alii*, 1998) and Matterhorn sheets (BUCHER *et alii*, 2004) of the *Geologischer Atlas der Schweiz*, scale 1:25,000. These maps were carefully "generalised" by Alessio SCHIAVO to a scale of 1:50,000 and harmonised to the Italian side and its legend. Lastly, the geometric primitives for setting up printing of the Monte Cervino sheet, scale 1:50,000, were prepared by Bruno MONOPOLI and La NUOVA LITO.

Geographic and morphologic features (II) - The geographic and morphologic features of the splendid environment of the Monte Cervino sheet are briefly illustrated in this chapter.

Geological setting and previous studies (III) - Two centuries of tectonic interpretations of the western Alps are extensively reviewed in this chapter, from the early fixistic tenets and basic contributions by GIORDANO (1869) and GERLACH (1871), to the birth of the nappe theory (BERTRAND, 1884; SCHARD, 1893, 1898) and its grandiose development in the Pennine and Western Alps by Emile ARGAND in the first quarter of the 20th century and the sudden impact of plate tectonics nearly fifty years ago to the classic Alpine geology.

The subduction-related collisional wedge represented in the Monte Cervino sheet and its surroundings from the Aosta valley to southern Valais (fig. 60) consists of i) upper and lower Austroalpine outliers (Dent Blanche nappe *s.l.*) and

---

(\*) Dipartimento di Geoscienze, Università di Padova  
(\*\*) Dipartimento di Scienze della Terra, Università di Milano Bicocca  
(\*\*\*) Dipartimento di Scienze della Terra, Università di Torino  
(\*\*\*\*) LTS - *Land Technology & Services*  
(\*\*\*\*\*) Dipartimento di Scienze della Terra, Università di Perugia  
(\*\*\*\*\*) Regione Autonoma Valle d'Aosta  
(\*\*\*\*\*) Swisstopo

the Sesia-Lanzo inlier; ii) the structurally composite ophiolitic Piemonte zone; iii) the underlying Monte Rosa-Gran Paradiso and Gran St Bernard (Briançonnais) nappe system, derived from the European passive continental margin. The upper Austroalpine outliers are represented by the Dent Blanche s.s.-Mt Mary-Cervino-Pillonet thrust system (subnappes) located on the top of the orogenic wedge, above the Combin zone, the upper tectonic element of the Piemonte zone: both are characterised by blueschist relics and a pervasive greenschist-facies overprint. The blueschist-facies imprint in the Pillonet klippe is dated to the Late Cretaceous, like the well-preserved eclogitic metamorphism in the Sesia-Lanzo zone (COMPAGNONI *et alii*, 1977). In contrast, the Mt Emilius, Glacier-Rafray, Etirol-Levaz and other lower Austroalpine outliers, all eclogitic, are inserted in the ophiolitic Piemonte zone, between its upper (Combin zone) and lower (Zermatt-Saas nappe) tectonic elements, or within the latter. Robust isotope dating documents the Eocene age of the eclogitic imprint in the lower Austroalpine outliers, as well as in the Zermatt-Saas unit and underlying Monte Rosa and Gran Paradiso continental nappes. To sum up, contrasting P-T-time histories identified two continental-oceanic groups of nappes cutting across the classic Austroalpine-Piemonte boundary, clearly separated by a temporal and metamorphic gap: 1) the upper, older group is composed of the blueschist upper Austroalpine outliers and the Combin zone; 2) the underlying younger group of the lower Austroalpine outliers and ophiolitic Zermatt-Saas nappe, both displaying an eclogitic imprint of Eocene age.

Stratigraphy (IV) - The legend and lithostratigraphic setting of the Monte Cervino sheet are described in this chapter, starting from the metamorphic bedrock. The upper Austroalpine outliers consist of three main tectonostratigraphic units: 1) the Roisan zone, a strongly transposed metasedimentary cover discontinuously preserved along the thick shear zone between the Dent Blanche s.s. and Mt Mary-Cervino-Pillonet subnappes (DAL PIAZ, 1976; CANEPA *et alii*, 1990; MANZOTTI, 2011). It consists of basal quartzites, Upper Triassic (CIARAPICA *et alii*, 2011) to Jurassic platform carbonates, syn-rift scarp breccias and some basinal limestones, followed by carbonate to terrigenous flysch-type metasediments of presumed Cretaceous age. A few Mesozoic metasediments are also preserved in Mt Dolin, near Arolla, beyond the northern boundary of the sheet (AYRTON *et alii*, 1982; BURRI *et alii*, 1998). No Mesozoic remains are presently associated with the eclogitic basement slices of the lower Austroalpine outliers. 2) The Arolla Series (unit) groups a suite of massive, feebly to pervasively foliated and mylonitic gneiss derived from Permian granitoids, minor pre-granitic parashists (Mt Morion, Pillonet) and huge bodies of fresh to altered Permian gabbros and cumulus peridotites (Cervino, Collon, la Sassa: DIEHL *et alii*, 1952; DAL PIAZ, 1976, 1999; DAL PIAZ *et alii*, 1977; BUSSY *et alii*, 1998; MONJOIE *et alii*, 2005, 2007; BALETTI *et alii*, 2012). 3) The Valpelline Series (unit) is a fragment of lower continental crust (kinzigitic complex) including granulite to amphibolite-facies and partially melted paragneiss, mafic rocks and marbles (DIEHL *et alii*, 1952; GARDIEN *et alii*, 1994; MANZOTTI & ZUCALI, 2013). The contact between the Valpelline and Arolla units is mylonitic.

In the Aosta valley and southern Valais, the upper ophiolitic element (Combin zone) is dominated by carbonate and terrigenous flysch-type calcshists, alternating with tabular beds of greenschist-facies tholeiitic metabasalt (prasinite). In places, especially near the top, it hosts large olistoliths or tectonic slices of prasinite, metagabbro and serpentinite (DAL PIAZ, 1965, 1999; BEARTH, 1967; KIENAST, 1973; MARTHALER, 1984; SARTORI, 1987; VANNAY & ALLEMANN,

1990; BURRI *et alii*, 1998). Disregarding the metamorphic overprint, these sequences may tentatively be compared with the external Ligurian units in the northern Apennines. A Permian-Mesozoic *décollement* cover unit with continental affinity occurs discontinuously in the lower part or at the base of the Combin zone, *i.e.* the Pancherot-Cime Bianche and Frilihorn units on the Italian (DAL PIAZ, 1988; VANNAY & ALLEMANN, 1990) and Swiss sides respectively (MARTHALER, 1984; SARTORI, 1987). Extensively transposed by isoclinal folding, its stratigraphy can tentatively be reconstructed as follows: basal siliciclastic successions (Permian-Eotriassic?), dolostones and marbles (Middle-Late Triassic), slope breccias with dolomitic fragments (Jurassic?) and brownish calcshists (Cretaceous?). Since the facies affinity is not conclusive, partly recalling either the Briançonnais cover or the Southalpine domain, various paleogeographic sources have been suggested for the origin of these exotic sheets, *e.g.* the European (pre-Piedmont) distal passive margin (ELTER, 1971, 1972; DAL PIAZ, 1974; ESCHER, 1988), Adriatic margin (CABY *et alii*, 1978), or extensional allochthons between them (DAL PIAZ, 1999). As a whole, the upper ophiolitic nappe and its exotic interleavings constitute the Combin zone, an Argandian term which is still useful to indicate the eclogite-free footwall of the Dent Blanche-Mt Mary-Cervino-Pillonet thrust system.

The underlying Zermatt-Saas nappe is dominated by mafic and ultramafic ophiolites which, disregarding their eclogitic imprint, display a close affinity with the oceanic lithosphere, such as the internal Ligurian unit in the northern Apennines. Made famous by BEARTH's work (1967), the Zermatt-Saas nappe and its extension in the Aosta valley mainly consist of gigantic slices of mantle serpentinites, often passing upwards to ophicarbonates and metasedimentary breccias, discontinuous bodies of Mg- to Fe-Ti-rich metagabbros and/or massive to pillow metabasalts (BEARTH, 1959, 1967; KIENAST, 1973, 1983; CHINNER & DIXON, 1973; DAL PIAZ & ERNST, 1978; BARNICOAT & FRY, 1986; BUCHER *et alii*, 2004; ANGIBOUST & AGARD, 2010; BELTRANDO *et alii*, 2010). The generally thin metasedimentary cover is represented by impure quartzites (locally Mn-rich, DAL PIAZ *et alii*, 1979), siliceous micaschists and minor marbles, followed by terrigenous deposits converted into garnet micaschists  $\pm$  Mg-chloritoid-glaucophane, speckled by red-ochre carbonate grains.

The mid-Penninic Grand St Bernard system underlies and is partly imbricated with the external part of the Combin zone, whereas the Zermatt-Saas nappe never goes beyond the Mischabel back-fold (figs. 36 and 60). This Briançonnais tectonic system is exposed in the north-west edge of the Monte Cervino sheet, emerging from the Boussine window, and is represented by the Mont Fort nappe and its Fallère and Métailler units (GOUFFON, 1993; BURRI *et alii*, 1998; SARTORI *et alii*, 2006).

The Neogene-Quaternary cover is represented by glacial, alluvial and gravitational deposits, mainly generated since the maximum glacial expansion began to retreat. The distinction of these deposits is based on *Unconformity-Bounded Stratigraphic Units* (UBSU) and their sedimentary facies. Closely interconnected glacial and fluvial deposits are subdivided into the Ivrea and Miage Synthem and various Subsynthem belonging to the Dora Baltea (Aosta valley) and Rhone (Valais) basins. The ubiquitous sedimentary units are described in the last part, including more randomly distributed gravitational and lacustrine deposits.

Metamorphism (V) - This chapter focuses on the principal metamorphic features of the collisional nappe stack (fig. 99). The prealpine high-grade metamorphism is well preserved only in the kinzigitic complex of the Valpelline unit, recorded by felsic and mafic granulites grading to amphibolite-facies conditions and partial melting (PENNACCHIONI & GUERMANI,

1993; GARDIEN *et alii*, 1994; BUCHER *et alii*, 2004; MANZOTTI & ZUCALI, 2013). Amphibolite-facies assemblages and anatectic migmatites are also preserved in the pregranitic roof pendants associated with the Arolla series of Mt Morion (BUCHER *et alii*, 2004). Minor high-T relics occurring in the Pillonet klippe (DAL PIAZ, 1976) are dated to the Variscan (CORTIANA *et alii*, 1998). Thermal perturbation with resetting of isotope systems and bimodal igneous activity are recorded during the Permian in the Valpelline and Arolla series, respectively.

The Alpine orogeny is characterised by diachronous (Late Cretaceous vs Eocene) and contrasting (blueschist vs eclogitic) subduction metamorphism, regionally followed by a collisional greenschist-facies overprint in the nappe pile exposed in the Monte Cervino sheet (Metamorphic map as fig. 100). Relict glaucophane-epidote facies metamorphism is documented in the upper Austroalpine outliers and dated to the Late Cretaceous in the Pillonet klippe, whereas a coeval eclogitic imprint developed in the inner Sesia-Lanzo zone (sheet 092 - Verres). Similar blueschist-facies relics are locally reported from the Combin zone, albeit without confident dating. A large number of Rb-Sr, Ar-Ar, Sm-Nd and U-Pb ages document the Eocene age of the eclogitic imprint in the Etirol-Levaz and other lower Austroalpine outliers, as well as the eclogitic and UHP imprints of the Zermatt-Saas nappe. Historical and modern P-T-t paths are shown as fig. 101. A few prograde relics inside garnet and a continuum of transformations at decreasing pressure mark the subduction and exhumation history of these rocks. The eclogitic peak generated garnet, omfacite and rutile  $\pm$  zoisite in Fe-Ti-gabbros and unaltered tholeiitic basalts, together with various amounts of glaucophane, lawsonite, phengite, chloritoid, chlorite and carbonate in basaltic materials previously affected by hydrothermal alteration during the oceanic stage (ERNST & DAL PIAZ, 1978; BARNICOAT & FRY, 1986; BUCHER *et alii*, 2004, 2005; GROppo *et alii*, 2009; ANGIBOUST & AGARD, 2010; BELTRANDO *et alii*, 2010). Therefore, a large spectrum of metabasalts, ranging from typical bimineraleclogites to garnet-glaucophanites and garnet-chloritoid-chlorite schists concurrently developed during the HP climax. It should be noted that lawsonite has been identified as large losange-shaped pseudomorphs of white mica and epidote. Aggregates and veins of titan-clinohumite, Fe-rich olivine and diopside are the HP counterpart in antigorite serpentinite (LI *et alii*, 2008; ZANONI *et alii*, 2011; REBAY *et alii*, 2012). In siliceous metasediments and associated calcschists, the HP imprint is recorded by garnet, phengite and rutile  $\pm$  chloritoid, glaucophane, zoisite and sodic pyroxene.

A blueschist-facies imprint of Eocene age, more or less preserved below the greenschist-facies overprint, occurs in both units of the Mont Fort nappe, mainly in mafic volcanic and/or subvolcanic bodies (GOUFFON, 1993; BURRI *et alii*, 1998).

Tectonics and Geodynamics (VI) - This chapter begins by describing the tectonic schemes at the margin of the maps and as figures 52 and 60, as well as the five geological profiles, scale 1:50,000, focusing on nappes, tectonic elements (subnappes), mylonitic horizons and ductile post-nappe deformations, from the capping upper Austroalpine outliers to the Mont Fort nappe through the Combin (Tsaté) and Zermatt-Saas nappes. Pre-Alpine high-T isoclinal folding, a second schistosity and amphibolite-facies mylonites are preserved in the Valpelline unit of the Dent Blanche and Mont Mary subnappes (GARDIEN *et alii*, 1994; PENNACCHIONI & CESARE, 1997). Three main Alpine folding phases (D<sub>1</sub>-D<sub>3</sub>) can be identified throughout the Austroalpine, Piedmont and Penninic nappes (DAL PIAZ & SACCHI, 1969; VANNAY & ALLEMANN, 1990; BALLÈVRE & MERLE, 1993; PENNACCHIONI & GUERMANNI,

1993; VAN DER KLAUW *et alii*, 1997; REDDY *et alii*, 2003; FORSTER *et alii*, 2004; RODA & ZUCALI, 2008; MALASPINA *et alii*, 2011; MANZOTTI & ZUCALI, 2012). Continuous mylonitic horizons occur along the first-rank tectonic contact between the continental and ophiolitic nappes and inside them, for instance the kilometric shear zone between the Dent Blanche *s.s.* and Mont Mary-Cervino subnappes, where most of the Roisan metasediments were trapped. The Alpine regional schistosity is S<sub>2</sub>, whereas S<sub>1</sub> is well preserved mainly at microscopical scale and, in the field, by some crenulated rocks. Many tectonic lines cut the nappe pile in the Monte Cervino sheet and surroundings (figs. 52 and 60). The important role played by the Oligocene Aosta-Ranzola normal fault (BALLÈVRE *et alii*, 1986; BISTACCHI *et alii*, 2001) is emphasised, as it explains the tectonic lowering and preservation in the area of the Monte Cervino sheet of the eclogitic lower Austroalpine Etirol-Levaz outlier and Crebuchette slice. The ultramylonitic-pseudotachylytic segment along the Valpelline/Arolla contact of the Dent Blanche subnappe (DIEHL *et alii*, 1952; MENEGON *et alii*, 2007) is reinterpreted as brittle reactivation of the previous ductile shear zone by the Buthier fault. The Praz de Dieu-Vofrede fault clearly extends across the Dent Blanche-Cervino subnappes and Combin unit, from the Buthier fault (Valpelline) to the right slope of Valtournenche, vanishing in the large Motta di Pletè deep-seated gravitational deformation (figs. 60 and 104). The moderate seismicity and related tectonics in the North-Western Alps are briefly reviewed (fig. 112, tab. 3). Lastly, the evolutionary history of this area is discussed, from the Variscan and older events to the polyphase Alpine orogeny, through the Permian-Triassic lithospheric thinning, thermal perturbation and Mesozoic continental rifting. Classic models of Western Tethys, characterised by oceanic channels alternating with one or more lithospheric microcontinents, are replaced by new palaeostructural reconstructions based on mantle denudation, hyper-extended margins and extensional allochthons (DAL PIAZ *et alii*, 2003; MANATSCHAL, 2004; BELTRANDO *et alii*, 2010, 2013; MOHN *et alii*, 2012).

Environment and Georesources (VII) - This chapter covers the main alluvial events and landslides, carefully inventoried by the *Regione Autonoma Valle d'Aosta* in its "*portale geologico*" (<http://geologiavda.partout.it>). It then illustrates the major "deep-seated gravitational slope deformations" active in the area and the Jumeaux Sackung, concluding with brief information on the sand and gravel quarry near Perrères, the principal springs, and dams for hydroelectric power plants.

Data Base (VIII) - The design and structure of Matterhorn's database (DB) were established by ISPRA (SGd'I) and its implementation by Land Technology & Services SrL, under the responsibility of *Regione Autonoma Valle d'Aosta*. The workflow can be summarised as follows:

- Geological DB, 1:10,000 scale, starting from the Authors' field maps, according to Region specifications;
- Geological DB, 1:25,000 scale, according to ISPRA specifications, through processes of generalisation, normalisation and transcoding of the DB at 1:10,000 scale.

The following steps were done for the cartographic layout and letterpress at 1:50,000 scale: i) acquisition and processing of the Swiss topographic base, scale 1:50,000, in raster format; ii) migration, normalisation and transcoding of the DB for the Swiss sector, received in digital format with different structure and coding; iii) generalisation of DB at 1:25,000 scale.

Lastly, the entire geological dataset of the *Regione Autonoma Valle d'Aosta* was normalised, transcoded, validated and then published (<http://geologiavda.partout.it>).

## I - INTRODUZIONE

Il Foglio Monte Cervino (n. 070) della Carta Geologica d'Italia alla scala 1:50.000 copre un'area di alta montagna di circa 572 km<sup>2</sup>, al confine tra l'Italia e la Svizzera. In particolare, 423 km<sup>2</sup> sono situati nella Regione Autonoma Valle d'Aosta ed i restanti 149 km<sup>2</sup> nel Cantone del Vallese. Il foglio è ubicato, per il tratto italiano, nel versante sinistro della media Valle d'Aosta, a nord del Foglio Chatillon (091), a est del Foglio Gran San Bernardo (069) e ad ovest del Foglio Monte Rosa (071), mentre per il tratto vallesano è situato alla testata delle alte valli glaciali tra la Mattertal (Zermatt) e la Val de Bagnes.

Il settore italiano del Foglio Monte Cervino è compreso nei Fogli Aosta (28) e Monte Rosa (29) della Carta Geologica d'Italia alla scala 1:100.000, pubblicati entrambi nel 1912. Il settore svizzero è interamente coperto dai Fogli *Chanrion-Mont Vêlan* (BURRI *et alii*, 1998) e *Matterhorn* (BUCHER *et alii*, 2003, 2004) del *Geologischer Atlas der Schweiz* alla scala 1:25.000. Altre carte geologiche, di dettaglio e di sintesi sulla regione, sono citate nel Capitolo III (Inquadramento geologico e studi precedenti).

Siamo nel cuore delle Alpi Pennine, una delle zone più classiche dell'orogene collisionale delle Alpi occidentali, rese famose dalle note di viaggio di DE SAUSSURE (1779-96) e dalla "corsa" alpinistica per la conquista del Cervino, vinta da WHYMPER nel 1865 lungo la cresta svizzera dell'Hörnli, seguito tre giorni dopo da CARREL e compagni lungo la più difficile via italiana del Leone (WHYMPER, 1900; REY, 1904). In campo scientifico le Alpi Pennine sono celebri per gli studi, le monografie e le carte geologiche di SISMONDA (1840, 1848, 1862-66), STUDER (1851-53), BARETTI *et alii* (1860-79), GASTALDI *et alii* (1864), FAVRE (1867), GERLACH (1869, 1871, 1883), GIORDANO (1869 a-b), GASTALDI (1871, 1874), DIENER (1889) e, nella prima metà del Novecento, per le innovative ricostruzioni tettoniche e cinematiche di ARGAND (1908-1924), a definitiva conferma della teoria delle falde (MASSON, 1976, 1983; DAL PIAZ & DAL PIAZ, 1984; DAL PIAZ, 2001; APAT, 2004). Si tratta di un settore chiave della catena per analizzare l'assetto geologico-strutturale, il metamorfismo e l'evoluzione geodinamica dei lembi di ricoprimento settentrionali del Sistema austroalpino (Falda Dent Blanche *l.s.*), i loro rapporti con le unità oceaniche della Zona piemontese e le sottostanti unità continentali del Sistema medio-pennidico del Gran San Bernardo (Brianzone). Lo spaccato naturale offerto dalle grandi pareti delle Alpi Pennine e le ondulazioni longitudinali, a scala regionale, della pila delle falde tra la culminazione tettonica antiformale (duomo) dell'Ossola-Ticino e la depressione sinformale (insellamento) della Valle d'Aosta consentono una

visione tridimensionale della catena per uno spessore di 25-30 km, mentre le sue parti nascoste possono essere ricostruite, sino alla loro base (50-55 km), interpretando le immagini prodotte dai grandi esperimenti di sismica crostale CROP-ECORS (ROURE *et alii*, 1990, 1996) e NFP20 (PFIFFNER *et alii*, 1997).

Il Foglio Monte Cervino è stato realizzato nell'ambito del Progetto CARG proposto dalla Regione Autonoma Valle d'Aosta (in seguito Regione), approvato dal Servizio Geologico d'Italia (in seguito SGd'I, appartenente all'Istituto Superiore per la Protezione e la Ricerca Ambientale, in seguito ISPRA) il 17 febbraio 2000 e diretto da Franco BONETTO. La convenzione tra SGd'I e Regione, per la sua esecuzione, è stata stipulata il 26 febbraio 2001 e resa esecutiva il 3 aprile dello stesso anno. La Regione ha affidato la realizzazione del foglio al Consorzio Ferrara Ricerche (CFR) in base a convenzione tra le parti divenuta operante il 30 ottobre 2001.

Il rilevamento geologico *ex novo* alla scala 1:10.000 del settore italiano è iniziato nell'estate 2002 e si è concluso nell'autunno 2006, con controlli e raffinamenti negli anni successivi. Il rilievo geologico e gli studi connessi sono stati eseguiti da Andrea BISTACCHI, Nicola BISTACCHI, Giorgio V. DAL PIAZ, Giovanni DAL PIAZ, Matteo MASSIRONI, Bruno MONOPOLI, Alessio SCHIAVO e Giovanni TOFFOLON (quadro delle aree e degli autori a margine della carta), coordinati da G.V. DAL PIAZ, con la collaborazione dei direttori di rilevamento F. GIANOTTI (Università di Torino), per le successioni quaternarie, B. MONOPOLI e A. SCHIAVO (*Land Technology & Services s.r.l.*, LTS) per le unità pre-quaternarie (substrato roccioso) e di G. PENNACCHIONI (Università di Padova) per l'analisi strutturale. Sono state rese disponibili e consultate le tesi di laurea inedite degli allievi B. CESARE, G. DI TORO, A. GUERMANI, G. MONEGATO, B. MONOPOLI, A. SCHIAVO, G. TOFFOLON, L. ZAGGIA dell'Università di Padova e di L. BALETTI (Milano), D. BERTOLO (Torino), E. NICOT (Paris VI), S. RATTO (Torino), F. ROETLISBERGER (Berna).

Hanno fornito validi contributi come esperti e collaboratori: i) L. PASSERI e G. CIARAPICA (Università di Perugia) per ricerche stratigrafiche, micropaleontologiche e paleoambientali svolte dal 2003 sulle successioni carbonatiche mesozoiche dell'Unità Pancherot-Cime Bianche, la Zona di Roisan e il Mt Dolin; ii) A. GUERMANI, per l'accurato rilievo e le analisi meso-microstrutturali nel basamento cristallino della falda Dent Blanche *s.s.* sul versante destro della Valpelline, tra la comba di Faudery e la comba della Sassa; iii) P. TARTAROTTI (Università di Milano), per analisi geo-petrografiche su alcune successioni di calcescisti con pietre

verdi; iv) I.M. SPALLA (Università di Milano) per analisi petrografiche di alcuni campioni di gabbri del Cervino e della Sassa; v) M. MASSIRONI (Università di Padova), per l’interpretazione di immagini satellitari, con particolare riferimento alle strutture fragili regionali; vi) L. MENEGON (dottore di ricerca dell’Università di Padova), per lo studio della fascia di miloniti, cataclasiti e pseudotachiliti in un tratto del contatto tra le unità di Arolla e di Valpelline presso la condotta forzata della centrale idroelettrica del paese di Valpelline.

Su nostra proposta e con il benestare di SGdI-ISPRA è stato possibile rappresentare nel prodotto cartografico finale alla scala 1:50.000 anche il settore vallesano, utilizzando e generalizzando, a cura di A. SCHIAVO, i fogli *Chanrion-Mont Vêlan* (BURRI *et alii*, 1998) e *Matterhorn* (BUCHER *et alii*, 2003) dell’Atlante Geologico della Svizzera alla scala 1:25.000, concessi cortesemente da Y. GOUFFON, previa convenzione nel 2011 tra la Regione e il Servizio geologico nazionale della Svizzera (swisstopo). Il rilievo dei fogli *Chanrion-Mont Vêlan* e *Matterhorn* utilizzati per il settore svizzero del Foglio Monte Cervino erano stati eseguiti, rispettivamente, da M. BURRI e D. KRUMMENACHER, con revisioni di G. DELLA VALLE e Y. GOUFFON, e da K. BUCKER e R. OBERHÄNSLI, con revisione finale di Y. GOUFFON; il settore italiano era stato rilevato da G.V. DAL PIAZ, A. GUERMANI e R. POLINO, con la collaborazione di G. MARTINOTTI per la conca del Breuil.

Il rilevamento geologico del Foglio Monte Cervino è stato effettuato utilizzando come base topografica la Carta Tecnica Regionale (CTR), integrata da ingrandimenti al 1:10.000 delle Tavole I.G.M.I. e da ortofotografie della CGR di Parma (1999-2000). Le splendide immagini LIDAR, rese disponibili dalla Regione nel 2010, hanno consentito un ulteriore affinamento del foglio, con particolare riguardo alla forma degli affioramenti, alla tettonica fragile e alle deformazioni gravitative, lavoro eseguito da G.V. DAL PIAZ e dai Rilevatori.

In mancanza di una carta ufficiale (I.G.M.I.) alla scala 1:50.000, la base topografica del Foglio Monte Cervino è stata tratta dai tipi della *Carte nationale de la Suisse* alla scala 1:50.000 (fogli 283 Arolla e 293 Valpelline), prodotta dall’Ufficio federale di topografia swisstopo ed elaborata, per la parte valdostana, in base a carte ufficiali italiane a scala maggiore. La base è stata cortesemente concessa con autorizzazione ZFK621-BA-10092 del 10 maggio 2010 e validata con nulla osta di ISPRA in data 11 Agosto 2011.

Una “bozza preliminare” del foglio Monte Cervino è stata stampata e distribuita ai partecipanti della “Giornata dedicata a J.R. Kienast e G.V. Dal Piaz in Val d’Aosta”, organizzata in Valtournanche

il 6-7 luglio 2013. L’estensione al settore svizzero, l’utilizzo delle nuove immagini LIDAR, i problemi della base topografica e la comparsa di varie pubblicazioni possono essere invocati come parziale giustificazione del ritardo con cui il foglio è stato portato a termine, senza dimenticare il sovrapporsi dei rilievi per il tratto valdostano dei Fogli Monte Rosa, Verres e Gran San Bernardo, ritardo di cui il coordinatore scientifico si assume comunque piena responsabilità.

Il Foglio Monte Cervino è particolarmente complesso poiché, se si escludono i depositi quaternari, tutte le successioni litologiche presenti, di origine sedimentaria ed eruttiva, sono costituite da rocce metamorfiche ed appartengono ad unità polideformate largamente alloctone. Comprende e rappresenta una delle sezioni più significative della zona di collisione continentale, costituita dal “prisma austroalpino-pennidico”, una pila di falde derivate da unità (alloctoni estensionali) riferibili al margine continentale passivo adriatico (Austroalpino), al margine continentale passivo europeo (Zona pennidica) e all’interposto oceano mesozoico ligure-piemontese (Zona piemontese), con metamorfismo di subduzione di età alpina in facies eclogitica o scisti blu, sovrainpronta barroviana in facies scisti verdi e deformazioni post-falda di tipo duttile, semiduttile e fragile. Sono state distinte unità strutturali di vario rango, da grandi sistemi tettonici compositi (multifalda), a falde, subfalde e lembi di ricoprimento, digitazioni, unità e scaglie tettoniche, seguendo l’impostazione dello *Structural Model of Italy* (BIGI *et alii*, 1990), la *Carta geotettonica della Valle d’Aosta* (DE GIUSTI *et alii*, 2004) e il Foglio 091 Chatillon (DAL PIAZ *et alii*, 2010). Nella legenda queste unità sono organizzate in successione geometrica da tetto a letto e, per quanto riguarda la loro presunta posizione paleogeografica, dalle zone interne (concave, SE) alle zone esterne (convesse, NO) dell’arco delle Alpi occidentali, in accordo con le ricostruzioni paleostrutturali classiche e riportando nelle note le principali vedute correnti, spesso contrastanti.

Il termine “substrato” è usato in modo neutro (geometrico) per ogni elemento geologico che stia sotto un altro (ad es., Zona del Combin, substrato tettonico dei lembi superiori della falda Dent Blanche; substrato roccioso dei depositi quaternari, ecc.), mentre i termini basamento, basamento cristallino o zoccolo (*socle*) sono riservati alle rocce metamorfiche varisiche, o più antiche, e ai corpi intrusivi permiani che costituiscono il substrato stratigrafico (presunto e in genere più o meno trasposto) delle unità vulcaniche e/o sedimentarie di copertura, permiane e/o mesozoiche, in facies metamorfica alpina, indicate come tali.

Il termine “sinclinale mesozoica”, introdotto da ARGAND, impiegato frequentemente dagli autori

successivi e tuttora in uso, è riportato per indicare una successione mesozoica all'interno di unità di basamento più antiche, come sinonimo di intercalazione, a prescindere dalla sua reale struttura geometrica, spesso non sinformale né in rapporti stratigrafici con le rocce circostanti, ma delimitata a tetto e/o a letto da contatti tettonici. Il termine "zona" è stato mantenuto per rispetto di chi le ha definite e nei casi in cui è di uso corrente nella letteratura internazionale, anche se in genere ha significato tettonico, indicando falde di ricoprimento, semplici o composite, unità o domini paleostrutturali (ad es., Zona del Combin, Zona di Zermatt-Saas, Zona di Roisan, Zona piemontese). Il termine "zona di taglio" attribuito nel Foglio Aosta (*on line* in ISPRA) ad intercalazioni tettoniche di unità piemontesi entro il Sistema medio-pennidico del Gran San Bernardo non sembra appropriato per descrivere unità tettono-metamorfiche con specifico contenuto litologico, rientrando piuttosto nell'ambito dei simboli strutturali. Il termine "senza radice" riferito ad unità alloctone (lembi, *Klippe*) indica l'assenza di una connessione fisicamente continua con la presunta zona di provenienza (radice, patria d'origine) o con la falda principale. Già HERMANN (1930) aveva sostenuto l'inesistenza delle radici nella sua critica al modello cilindrista di ARGAND: non c'è nessuna prova che *"l'intersezione posteriore, interna, delle masse di ricoprimento (pennidiche [...] austriache, dinariche), con la topografia, ove esse scompaiono irrimediabilmente al nostro esame, presente e futuro, sia il luogo delle radici di queste masse. Nulla ci prova che esse (masse di ricoprimento) ne abbiano mai avute"*.

Sono stati utilizzati tutti i nomi classici delle falde di ricoprimento e di alcune unità litostratigrafico-metamorfiche (complessi, formazioni, serie) da tempo definite, nomi tuttora largamente utilizzati e citati nella letteratura moderna, evitando di sostituirli con neologismi che, senza aggiungere nulla di originale, avrebbero certamente reso più confuse e difficili la comprensione della carta geologica, le correlazioni regionali e quelle internazionali (il Foglio Courmayeur ne è un pessimo esempio).

Per chiarezza e per rispetto del lettore non specialista dell'intricato assetto tettonico e metamorfico delle Alpi Pennine abbiamo ritenuto utile inserire in legenda, al di sotto dei titoli dei principali domini strutturali, una sintetica descrizione dei loro caratteri più significativi, soluzione ispirata anche in questo caso allo *Structural Model of Italy* (BIGI *et alii*, 1990) e già applicata con successo in alcuni fogli alpini del progetto CARG.

Le associazioni litologiche semplici o complesse, i principali litotipi che le costituiscono e le loro varietà sono rappresentati con il rango e le sigle delle formazioni, dei membri e delle litofa-

cies, secondo le esigenze vincolanti della banca dati e le linee guida esposte nei Quaderni del SGd'I, i loro aggiornamenti, le soluzioni adottate per analoghe successioni metamorfiche in altri fogli, i suggerimenti del Comitato di coordinamento Alpi e quelli dei revisori. Nessuna nuova unità litostratigrafica è stata formalizzata per la mancanza dei requisiti richiesti dai codici stratigrafici e, in molti casi, non si è volutamente fatto riferimento a località tipo per definire unità litologiche codificate con il rango di formazione (tre lettere), trattandosi di litotipi ubiquitari, presenti con caratteristiche litologiche, petrografiche e strutturali del tutto simili non solo in varie località del sistema tettonico d'appartenenza, ma anche in altre unità tettoniche della catena alpina e in altre catene (ad es., nell'ambito delle rocce femiche: prasiniti, anfiboliti, granuliti basiche, metagabbri, serpentiniti, rodingiti, note dall'Ottocento e tutte prive di una potenziale località tipo nell'ambito del foglio). Il significato stratigrafico attribuibile alla successione delle caselle raggruppate in legenda all'interno di ogni unità tettonica va sempre preso con molta cautela, non solo per la sistematica assenza di fossili (tranne il caso fortunato della Zona di Roisan), ma anche e soprattutto per la costante presenza di estese trasposizioni per piegamento isoclinali e/o taglio duttile, raddoppi, inversioni ed elisioni tettoniche, fenomeni che l'ultimo evento metamorfico alpino ha sovente ricucito e mascherato con efficacia. Emblematiche sono le parole di Peter BEARTH (1963), uno dei più validi rilevatori delle Alpi Pennine italo-svizzere: *«Le classement stratigraphique s'appuie non sur des fossiles mais sur des rapports géométriques et sur des analogies lithologiques et paléogéographiques»*.

Nel foglio Monte Cervino sono presenti unità metamorfiche esclusivamente alpine, riferibili quindi al solo ciclo orogenico meso-cenozoico (monocicliche), ed altre più antiche e complesse, sottoposte a più eventi orogenici (politicliche): i) le prime corrispondono a frammenti della crosta oceanica mesozoica e a successioni di copertura della crosta continentale, solidali e discordanti con il loro basamento, o ancora aderenti ma scollate, oppure largamente traslate (falde di scollamento), derivate da protoliti sedimentari ed eruttivi postvarisici, di età permo-mesozoica nel settore italiano del foglio, o estesi dal Carbonifero superiore all'Eocene (Gran San Bernardo-Brianzonese) in altri settori della catena (BIGI *et alii*, 1990): sono unità monometamorfiche, seppure di norma polifasiche, e ad esse si associano gli ortoderivati dei grandi corpi plutonici di granitoidi e gabbri permiani intrusi nella crosta continentale (ensialici); ii) le seconde sono espressione del basamento (zoccolo) cristallino antico, derivano da protoliti antecedenti

ai depositi e ai plutoni di età carbonifera superiore e/o permiana, documentano l'esistenza di eventi varisici, eovarisici e più antichi e sono tipiche unità polimetamorfiche, anche se in certi casi la sovrainpronta alpina è assente o molto debole all'esame macroscopico (*e.g.*, complesso kinzigitico) o, in casi opposti, è il metamorfismo varisico di medio-alto grado che sembra essere evanescente (*e.g.*, falda del Mont Fort ed equivalenti meridionali nel Sistema del Gran San Bernardo; GOUFFON, 1993; MALUSÀ *et alii*, 2005a; SARTORI *et alii*, 2006).

La distinzione dei due gruppi non è sempre facile come potrebbe sembrare a prima vista. In molti casi, la rielaborazione tettono-metamorfica alpina è così pervasiva e persistente da cancellare i limiti inconformi, le discordanze stratigrafiche, i contatti intrusivi, i minerali primari e, in sostanza, buona parte dell'evoluzione geologica antecedente. La storia prealpina è rintracciabile nei domini strutturali con deformazione alpina relativamente debole (*low strain domain*), presenti in volumi di dimensioni variabili, da chilometriche a microscopiche, avvolti in genere da larghe fasce di miloniti a testimonianza di una ripartizione disomogenea della deformazione. Nel primo caso, cioè nelle unità dominate dall'impronta alpina e in cui non sono stati rinvenuti sicuri relitti di cicli metamorfici più antichi, possono sorgere fondati dubbi sull'effettiva età dei protoliti: si tratta soprattutto di micascisti, gneiss albitici e scisti quarzoso-micacei, spesso ad elevata cristallinità, potenzialmente riferibili sia a successioni silicoclastiche di una copertura permo-eotriassica, sia a più antiche unità del basamento polimetamorfico che hanno perso ogni memoria della loro storia più remota. Queste incertezze, sottolineate anche dai punti interrogativi che costellano i riferimenti cronologici della legenda, sono la causa principale di perduranti controversie sull'interpretazione stratigrafica di varie unità metamorfiche del prisma collisionale austroalpino-pennidico, comprese alcune di quelle esposte nel Foglio Monte Cervino. Per l'estensione e l'attualità del problema vale sempre la prudente consuetudine suggerita da ARGAND di attribuire un'età pretriassica alle unità silicoclastiche comprese tra il basamento cristallino e le successioni carbonatiche mesozoiche di copertura - le uniche relativamente ben datate, in genere per confronto - nell'incertezza di riferirle ad un tegumento (substrato) metamorfico permiano, simile al basamento, ma più giovane (monociclico), o al cristallino antico vero e proprio (policiclico). Non mancano infine seri dubbi sull'effettiva natura di molti apparenti contatti primari (stratigrafici) tra le successioni carbonatiche e il loro attuale substrato scistoso-gneissico, permo-eotriassico o più antico. Il problema non è tanto accertare se vi sia stata o

non una traslazione, in genere sempre presente e documentabile, ma valutarne l'ordine di grandezza e il significato in chiave paleostrutturale: in altre parole, contatto tettonico (ricorpimento, *thrust*) o contatto primario tettonizzato? L'analisi del metamorfismo può risolvere molte situazioni intricate, specie quando lungo un contatto che sul terreno appare di dubbia natura sono giustapposte unità caratterizzate da associazioni mineralogiche e traiettorie P-T-t nettamente contrastanti.

Nella legenda, l'età delle unità litologiche codificate col rango di formazione (sigla di tre lettere) e quella indicata con graffa a fianco di gruppi di caselle si riferiscono di norma al protolite, non all'evento o agli eventi metamorfici che lo hanno rigenerato. In molti casi è solo un'età limite. Le datazioni radiometriche più significative dei protoliti (U-Pb su zircone) e/o dell'impronta metamorfica (Sm-Nd, Rb-Sr, <sup>40</sup>Ar-<sup>39</sup>Ar) sono indicate nel commento ai titoli o nelle singole didascalie.

I depositi quaternari e le loro facies sono stati cartografati dai rilevatori con la cura richiesta dalla loro importanza per la tutela del territorio e la valutazione dei rischi, con particolare riguardo a frane, deformazioni gravitative in atto e trasporto alluvionale in massa (*debris flow*). I depositi sono stati interpretati da GIANOTTI sulla base di fotografie aeree e di controlli sul campo, utilizzando il criterio dei sintemi imposto dal Progetto CARG e già applicato nei fogli Aosta, Chatillon e Courmayeur, anche se in un prodotto cartografico destinato anche a tecnici e non specialisti sarebbe stato preferibile subordinarli alle facies e confinarli in uno schema a margine o nelle note. L'estensione dei sintemi ai depositi del settore svizzero è opera pregevole di SCHIAVO. In Valle d'Aosta e nel settore svizzero del foglio i depositi quaternari (glaciali, alluvionali e gravitativi) hanno età molto recenti, soprattutto se rapportati all'intera durata del Quaternario: risalgono quasi completamente all'ultimo episodio glaciale del Pleistocene superiore (25.000 - 11.500 anni BP circa) e soprattutto al periodo Postglaciale (Olocene), esteso sino al Presente. Nella carta geologica i depositi quaternari sono distinti con un colore di fondo, per indicare l'unità stratigrafica di appartenenza, e con sovrasegni standard per rappresentare la facies, con risultati grafici spesso molto pesanti.

*Toponomastica* - Sono usati i toponimi della base topografica alla scala 1:50.000, ispirati ai *patois* franco-provenzali locali e corrispondenti in parte a quelli della CTR, salvo il caso di nomi da tempo consolidati nella letteratura geologica italiana ed internazionale, tratti in genere dalle Tavole I.G.M.I.: ad esempio, M. Morion al posto di M. Rion, Cignana al posto di Tzignanaz, ecc., toponimi comunque indicati tra parentesi alla prima oc-

casione. Ove necessario, sono citati nomi non riportati in carta, ma di uso corrente e noti in letteratura, citandone la fonte.

*Informatizzazione e banca dati* - Le carte originali di campagna alla scala 1:10.000, digitalizzate dagli autori su base CTR, sono state aggiornate, rese omogenee e inserite nella Banca Dati geologica alla scala 1:25.000. La carta digitale alla scala 1:25.000 del settore italiano è stata integrata con la carta, in pari scala, del settore svizzero, tratta dai Fogli *Chanrion-Mont Vélan* e *Matterhorn* forniti da swisstopo. Il prodotto così ottenuto è stato generalizzato, reso omogeneo con opportuni accorpamenti di litotipi affini e conseguente semplificazione della legenda ed infine ridotto alla scala 1:50.000 ad opera di B. MONOPOLI e A. SCHIAVO (con l'assistenza del coordinatore scientifico) che hanno curato anche l'allestimento finale per la stampa in collaborazione con La Nuova Lito di Firenze.

*Note illustrative* - Coordinamento, stesura e revisione generale del testo, delle figure e della bibliografia: G.V. DAL PIAZ; i) Introduzione (Cap. I): G.V. DAL PIAZ; ii) Caratteri geografici e geomorfologici (Cap. II): G.V. DAL PIAZ con la collaborazione di F. GIANOTTI; iii) Inquadramento geologico e studi precedenti (Cap. III), aggiornati al 2013 e con particolare riguardo alla parte storica tenuto conto del ruolo speciale assunto dal Cervino e dalle Alpi Pennine nella cartografia geologica e nel progresso della geologia alpina: G.V. DAL PIAZ; iv) Stratigrafia (Cap. IV), Substrato roccioso: G.V. DAL PIAZ, con la collaborazione di L. PASSERI e dei Rilevatori; Successioni quaternarie: F. GIANOTTI con la collaborazione dei Rilevatori; v) Metamorfismo (Cap. V): G.V. DAL PIAZ; vi) Tettonica e Geodinamica (Cap. VI): G.V. DAL PIAZ con la collaborazione di A. BISTACCHI (Deformazioni fragili) e di A. BISTACCHI e D. BERTOLO (Sismicità); vi) Ambiente e Georisorse (Cap. VII): G.V. DAL PIAZ con la collaborazione di D. BERTOLO, F. BONETTO e S. RATTO (Alluvioni e Frane) e di F. GIANOTTI (Deformazioni gravitative); Banca Dati Geologica (Cap. VIII) B. MONOPOLI. La descrizione geologica e strutturale delle unità affioranti nel settore svizzero è di G.V. DAL PIAZ e A. SCHIAVO sulla base delle note illustrative dei fogli *Chanrion-Mont Vélan* e *Matterhorn* e della letteratura pertinente.

La notevole lunghezza di queste note è dipesa da varie circostanze: l'esistenza di precedenti, il ruolo chiave del Foglio Monte Cervino e delle zone circostanti nello sviluppo della tettonica alpina e nello studio del metamorfismo di subduzione, l'opportunità di enfatizzare la figura e il contributo di grandi rilevatori e scienziati del secolo scorso, il carattere transfrontaliero del foglio e, non ultimo, l'avvicinarsi del centenario della conquista del Cervino.

## II - CARATTERI GEOGRAFICI E GEOMORFOLOGICI

Il Monte Cervino (Gran Becca, Gran Cervino, *Mont Cervin*, *Matterhorn*) e il foglio omonimo sono situati nelle Alpi Pennine, lungo il confine di stato italo-svizzero, tra la Valle d'Aosta ed il Vallese. Il settore italiano si estende dalla Valtournenche alla testata della Valle di Ollomont (M. Avril, Conca di By), attraverso la Valle di St Barthélemy e la Valpelline, tributarie di sinistra della Dora Baltea (bacino del Po). Il settore svizzero si estende dalla Mattertal (Zermatt) e dal vallone di Zmutt, ai piedi delle pareti nord ed ovest del Cervino, sino al lago artificiale di Mauvoisin (alta Val de Bagnes), attraverso le grandi aree glaciali di Tiefmatten, Miné, Arolla, Collon, Otemma e Giétro, appartenenti al bacino del Rodano. Si tratta di una delle zone più elevate ed impervie delle Alpi Pennine che comprende, oltre al Cervino (4478 m) e alla Dent d'Hérens (4171 m), numerose vette superiori ai 3500 m di altitudine.

Per descrivere i caratteri geografici e morfologici del foglio procederemo, in genere, da est verso ovest e da valle verso monte, riferendo al reticolato idrografico i termini destra e sinistra. Come carte topografiche integrative, utili per escursioni geologiche e naturalistiche, si segnalano, oltre alle Tavole I.G.M.I., i Fogli Arolla (283) e Valpelline (293) della *Carte nationale de la Suisse* alla scala 1:50.000, la carta La Valpelline alla scala 1:30.000, edita dalla Comunità montana Gran Combin, e le recenti Carte dei sentieri n. 6 Valpelline, Saint-Barthélemy (2007) e n. 7 Valtournenche, Monte Cervino, Val d'Ayas ovest (2007) alla scala 1:25.000, edite da l'Escursionista, Rimini.

La Valtournenche (T. Marmore) è una delle principali tributarie di sinistra della Dora Baltea. Inizia a Chatillon (foglio omonimo n. 91, DAL PIAZ *et alii*, 2010) e taglia l'intero settore italiano del Foglio Monte Cervino, con andamento sudnord, da Antey-St-André (1014 m) al comune di Valtournenche (1578 m) e alla conca del Breuil (fig. 1A-B), la moderna Cervinia (2006-2095 m). Sul lato sinistro del T. Marmore si notano, procedendo verso monte, gli alti circhi sospesi di La Magdeleine (1642 m), Chamois (1896), Cheney (Cheney, 2105 m) e Illiaz-Madonna della Saletta (2205 m). Sullo stesso lato, la cresta spartiacque con la Val d'Ayas è compresa in prevalenza nel Foglio Monte Rosa (071), tranne il tratto tra il Col Portola (2414 m) e il Col Pillonet (2698 m), da cui prende nome un classico lembo di ricoprimento del Sistema austroalpino (DAL PIAZ, 1976). Sul versante destro della Valtournenche si aprono i valloni del T. Torgnon e del T. Cignana (Tsignanaz), separati dalla dorsale Punta Cian (Tsan, 3322 m)-Becca de Salé (3107 m)-M. d'Ersaz (2789 m) e assai più estesi dei pre-

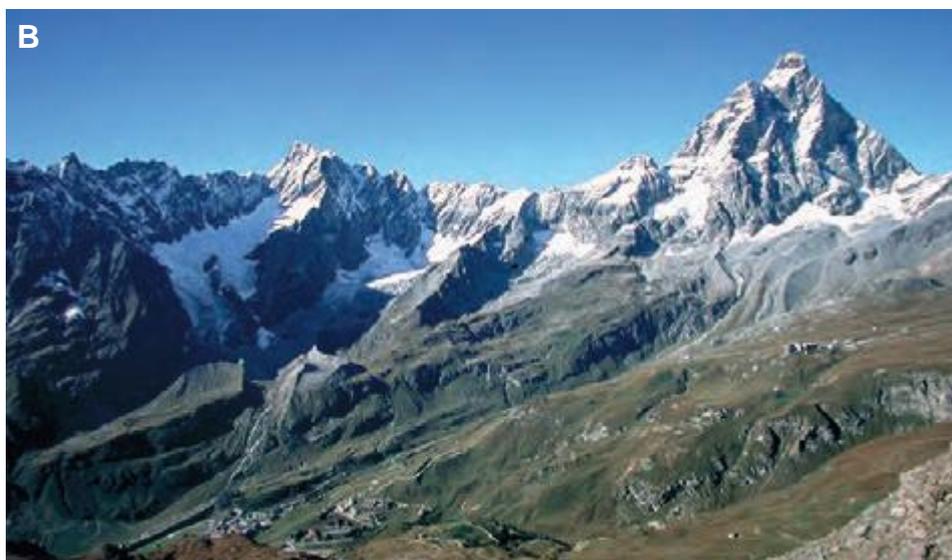


Fig. 1 - Il Cervino e la conca del Breuil dal M. Rouge (A) e dalla Motte du Pleté (B).  
- The Matterhorn and the Breuil cirque from Mt Rouge (A) and Motta du Pleté (B).

cedenti. Il vallone di Torgnon risale verso nord sino agli alpeggi Crotte de Loup (2060 m) e Grand Raye (2352 m), ai piedi del massiccio di Cian, delimitato sulla destra dalla dorsale Becca d'Aver (2469 m)-M. Meabè (2615 m)-Cima Bianca (Cime Blanche, 3009 m)-M. Redessau (3253 m), che lo separa dalla contigua Valle di St Barthélemy. Il vallone di Cignana, caratterizzato dalla presenza dell'omonimo lago artificiale (2157 m), sostenuto da due

dighe, si estende verso NO sino alla cresta spartiacque con l'alta Valpelline, costituita in questo tratto dalla dorsale Pointe de Balanselmo (3318 m)-Punta Fontanella (Fontanelles, 3384 m)-Château des Dames (3489 m). Più a nord, la grandiosa bastionata delle Petites e Grandes Murailles, estesa per 6 km dalla Tour du Creton (3579) sino alla Dent d'Hérens (4171 m), separa la conca del Breuil dalla testata della Valpelline.

La Valle di St Barthélemy, percorsa dal torrente omonimo, ha un andamento sinuoso, controllato dall'assetto litologico e tettonico locale: inizia presso Nus (Foglio 070-Chatillon), risale verso NE sino alla frazione di Praz (1738 m), alle spalle della gigantesca deformazione gravitativa della Becca d'Aver (2469 m), e poi piega verso nord, sino alla piana oltre l'Alpe Praterier (Tessanaz, 2066 m), ai piedi della Becca de Lusene (Lesene, 3504 m) e della Cima Bianca, nome quest'ultimo che riflette la presenza di marmi calcarei e dolomitici mesozoici; sulla destra idrografica confina con la Valpelline lungo l'alta ed articolata cresta spartiacque M. Faroma (3073 m)-Becca du Merlo (3231 m)-Becca de Lusene (3504 m).

La Valpelline, incisa dal T. Buthier, attraversa diagonalmente l'intero foglio, con andamento SONE, dal comune omonimo (960 m) ai comuni di Oyace (1390 m) e Bionaz (1606 m), alla grande diga ad arco-gravità di Place Moulin (Places des Moulins, 1987 m, invaso di 105 milioni di m<sup>3</sup>, v. Capitolo VII), ove termina la strada carrozzabile, e al fondo del lago (Prarayer o Praz Raye, 2010 m), per poi piegare verso nord sino a raggiungere i ghiacciai delle Grandes Murailles e di Tsa de Tsan e la Dent d'Hérens (fig. 2A-B). In sinistra idrografica la Valpelline confina con la Val d'Aosta lungo la dorsale Mont Mary-M. Faroma e, come ricordato, con la Valle di St Barthélemy e l'alta Valtournenche. Sul lato sinistro del T. Buthier si succedono le vallate laterali sospese (combe) di Arpisson, Verzignola (Verdignolaz), Verdone (Verdonaz), Vessona (Vessonaz), Montagnaya (Montagnayes), Arbières e Valcournera (Valcornière), separate da impervie dorsali, e quelle glaciali di Bella Tsa e des Dames, tutte con andamento trasversale rispetto alla valle principale, ed infine il ghiacciaio delle Grandes Murailles (fig. 2B), il più grande nel settore italiano del foglio, tra la Punta Budden (3630 m), la Dent d'Hérens (4171) e la Tête de Valpelline (3799 m), e quello di Tsa de Tsan alla testata della valle, tra la Tête de Valpelline e i Bouquetins (3838 m). Sul fianco destro la Valpelline confina dapprima con la Valle d'Ollomont, lungo la cresta M. Berrio (3075 m)-M. Morion (M. Rion, 3487 m)-M. Gelé (3518) e quindi con la Valle di Otemma (Vallese), lungo la grande cresta di confine che, a partire dal M. Gelé (fig. 3A), comprende il Bec d'Épicoune (Becca Rayette, 3529 m), l'Aouille Tseucca (Tseuque, 3554 m), la Grand Blanchen (3679 m), il M. Brulé (Braoulè, 3578 m), les Bouquetins e molte altre alte vette intermedie. Tra le varie valli sospese che modellano il fianco destro della Valpelline ricordiamo quelle di Faudery, Crête Sèche, Vertosan (Vertsan), Chamen-Sassa e Oren, ricche di depositi detritici, glaciali e alluvionali.

I collegamenti stradali tra le tre valli principali del foglio (Valtournenche, St Barthélemy e Valpelline) avvengono con lunghi giri attraverso il fondo della Valle d'Aosta. Collegamenti diretti sono forniti solo da valichi di alta montagna, percorribili a piedi nella buona stagione, o con gli sci e le pelli di foca: Col Fenêtre (2182 m) e Fenêtre du Tsan (2736 m) tra Valtournenche e Valle di St Barthélemy; Col de St Barthélemy (2645 m) e Col de Vessonaz (2783 m) tra Val d'Aosta-Valle di St Barthélemy e Valpelline; Col de Valcornière (3072 m) tra Valtournenche (Cignana) e Valpelline (Prarayer); Colle di Breuson (Brison, 2480 m) tra la bassa Valpelline (Oyace) e Ollomont. La Fenêtre Durand (2797 m, fig. 3A-4A) è l'unico valico non alpinistico verso la Svizzera, tra la Conca di By (fig. 3B), alla testata della Valle d'Ollomont, e la Val de Bagnes (Foglio Chanrion); al colle una targa in bronzo (fig. 4B) ricorda l'espatrio di Luigi EINAUDI e famiglia nel tardo autunno del 1943, assistiti da Ettore CASTIGLIONI (FERRARI, 1999). La Fenêtre Durand segna il limite tra il margine continentale africano (M. Gelé, falda Dent Blanche) e l'oceano mesozoico (Conca di By).

Numerose strade bianche, a traffico limitato o private, non sempre agevoli, consentono di raggiungere il lago di Cignana, Prarayer, la conca di By e gli alpeggi principali, tuttora in attività alla testata e sui fianchi delle tre valli maggiori.

La Valtournenche è sede di una attività turistica particolarmente fiorente, iniziata nell'Ottocento con l'epica *course* al Cervino (REY, 1904), ripresa negli anni '30 e soprattutto nel dopoguerra con lo sviluppo dello sci, invernale ed estivo, favorito da moltissimi impianti di risalita. Più recentemente il turismo si è sviluppato anche nel comune di Torgnon e negli alti circhi sul versante sinistro della Valtournenche, soleggiati e con estese praterie, da La Magdeleine a Chamois, il più alto comune valdostano, vietato alle automobili e accessibile con funivia di servizio in funzione tutto l'anno e ardito eliporto per aerei leggeri in località Suisse (1745 m). Seguono, a nord, l'amenissimo circo di Cheneil, ai piedi del Gran Tournalin (3379 m), e quelli di Tsa d'Illiaz-Cleva Grossa, con telecabina da Valtournenche a Salette e collegamento invernale con gli impianti di Cervinia attraverso il Colle inferiore delle Cime Bianche (2896 m).

Le altre due valli maggiori e soprattutto le loro tributarie appaiono ancora in condizioni piuttosto primitive, ma più tranquille e molto affascinanti per l'antico ambiente naturale in genere ben preservato. Sono dedite ad attività agricole e pastorali, con turismo estivo nei comuni principali.

La parte più estesa del settore svizzero (angolo NO del foglio) corrisponde all'alta Val de Bagnes,

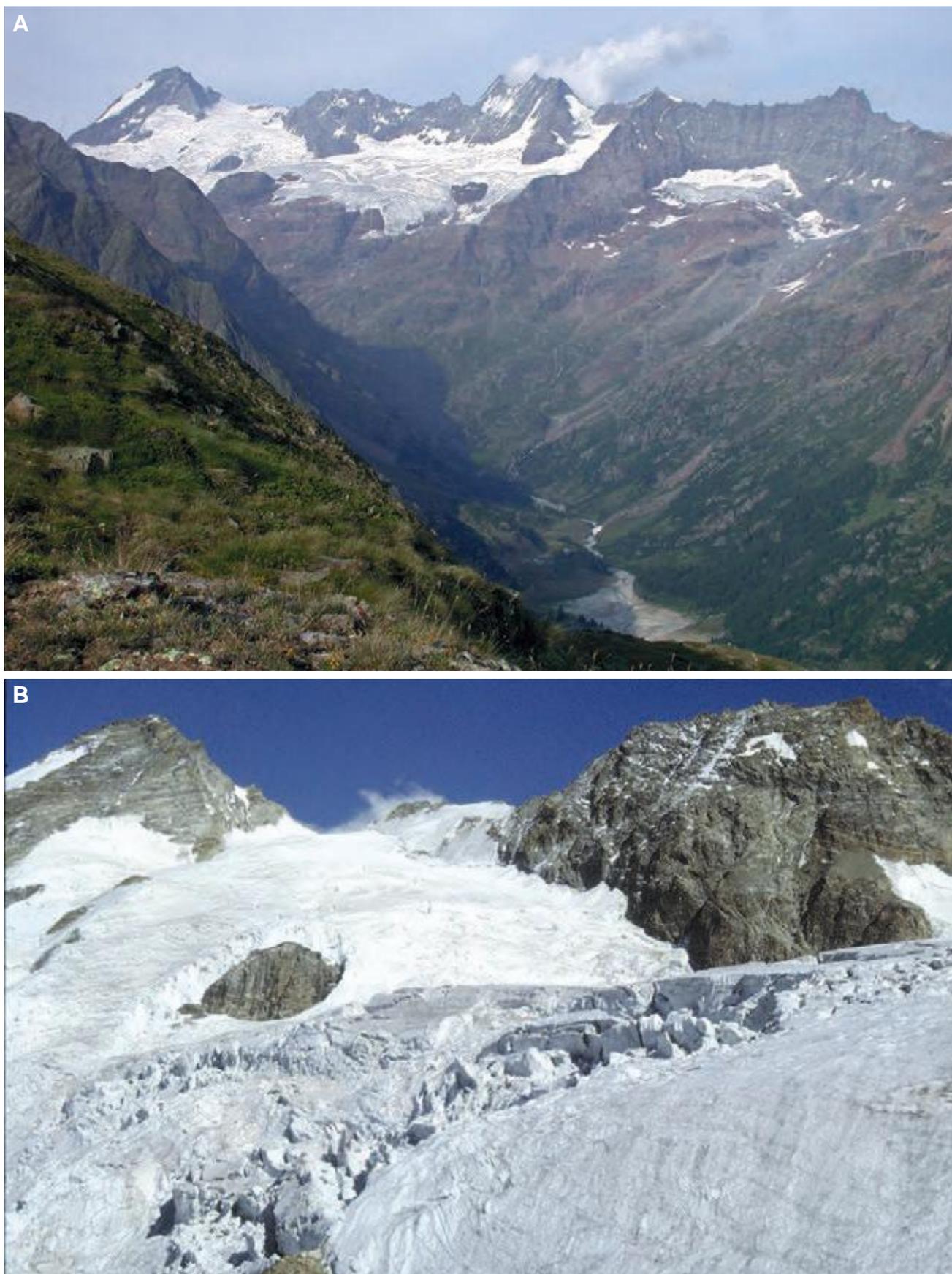


Fig. 2 - (A) La testata della Valpelline con la Dent d'Hérens, le Piccole e Grandi Muraglie. (B) Dent d'Hérens (4171 m), Punta Margherita (2909 m) e il ghiacciaio delle Grandes Murailles dalla Tête des Roèses.  
- (A) Head of Valpelline, Petites and Grandes Murailles. (B) Dent d'Hérens (4171 m), Margherita peak (2909 m) and Grandes Murailles glacier from Tête des Roèses.



Fig. 3 - (A) La Fenêtre Durand e il M. Gelé (3518 m) alla testata della conca di By e, in secondo piano, il Bec d'Epicoune (3529 m), versante vallesano.  
 (B) La conca di By con il massiccio del Gran Combin (4314 m), in secondo piano, la Fenêtre Durand.  
 - (A) The Fenêtre Durand and the Mt Gelé (3518 m) at the head of the By cirque and, in a second plane, the Bec d'Epicoune (3529 m), Valais side. (B) The By cirque, the Gran Combin massif (4314 m, second plane) and the Fenêtre Durand.

una riserva naturalistica di particolare bellezza, drenata dalla Drance de Bagnes e caratterizzata dalla presenza del grande lago artificiale di Mauvoisin (1976 m), creato da una delle più alte dighe ad arco del mondo (v. Cap. 22). La valle è percorsa da una strada bianca con senso unico alternato nel

tratto delle strette gallerie a fianco del lago, strada che arriva nei pressi della Cabane Chanrion (2462 m).

Il quadro morfologico della regione è molto vario, diretta conseguenza dei litotipi che formano il substrato roccioso e dei processi tettonici, erosivi



Fig. 4 - (A) La Fenêtre Durand (2797 m), versante valdostano) e la targa che ricorda il passaggio di Luigi EINAUDI il 23 settembre 1943 (B).  
 - (A) The Fenêtre Durand (2797 m), Italian side and the plaque that recalls the crossing of Luigi Einaudi, 23th September 1943 (B).

e deposizionali (glaciali, fluviali, gravitativi) che hanno agito ripetutamente e in varia misura durante l'evoluzione recente della catena. Le prime notizie di carattere morfologico e glaciologico sulla Valle d'Aosta e sul Vallese risalgono alle note di viaggio di DE SAUSSURE (1779, 1796), alle carte geologiche di SISMONDA (1839, 1840, 1862, 1866),

GASTALDI *et alii* (1864), BARETTI *et alii* (1860-79; ristampa in CAMPANINO & POLINO, 2002) e agli articoli di SISMONDA (1848), GASTALDI & MARTINS (1850), GERLACH (1869), GASTALDI (1873), BARETTI (1877, 1893) e BRUNO (1897). In particolare, la *Carta geologica di Savoia, Piemonte e Liguria* (SISMONDA, 1866) distingue nella pianura piemontese un "terreno diluviale" e un "terreno alluviale", rispettivamente post-pliocenico e post-pleistocenico nel senso di LYELL, quella di BARETTI *et alii* (1860-79) distingue, tra i terreni quaternari, alluvioni recenti, alluvioni degli anfiteatri morenici, frane e coni di deiezione alpini, depositi morenici, coni di deiezione antichi nella valle del Po e, tra i segni convenzionali, "rocce lisce per opera di ghiacciai". GASTALDI (1873) aveva enfatizzato l'azione erosiva dei ghiacciai e BARETTI (1877), in accordo con GASTALDI, suo maestro, aveva attribuito lo sbocco in pianura del ghiacciaio della Dora Baltea e la costruzione dell'Anfiteatro Morenico d'Ivrea ad un'unica grande glaciazione, successiva al "Diluvium alpino", responsabile della genesi dei coni di deiezione dell'alta pianura piemontese. BARETTI elencò le principali testimonianze ("rocce arrotondate e morene") che "confermano lungo tutta la valle il passaggio della colossale corrente di ghiaccio di circa 100 km di lunghezza, 2 a 3 e più di larghezza, di

600 fino ad 800 m di spessore” e fornì una sintetica descrizione del glacialismo dei bacini tributari. In seguito, BARETTI (1893) descrisse anche le *formazioni postglaciali* della Valle d’Aosta (conoidi alluvionali, morene recenti e frane). Alcune delle maggiori frane delle Alpi nord-occidentali tra il Monte Bianco e il bacino della Toce erano già state correttamente indicate nella *Karte der Penninischen Alpen* di GERLACH (1869), tra cui quelle di Antrona, Ayas e Valtournenche.

Le forme dominanti nelle alte valli principali e nei loro circhi laterali sono essenzialmente di genesi glaciale. Esse sono riferibili alle fasi di espansione del Pleistocene medio-superiore, all’incirca tra 1.000.000 e 11.500 anni BP (BP = *before present*; Presente = 1950 d.C., o 1950 AD). In questo periodo il ghiacciaio balteo aveva raggiunto la pianura piemontese e depositato quel grandioso sistema di cordoni laterali e di cerchie frontali noto come Anfiteatro Morenico d’Ivrea (MARTINS & GASTALDI, 1850; FAVRE, 1867; GASTALDI, 1873; BARETTI, 1877; BRUNO, 1897; NOVARESE, 1911, 1914, 1915; SACCO, 1927; CARRARO, 1992; GIANOTTI *et alii*, 2008; GIANOTTI, 2010), inserito da PENCK & BRÜCKNER (1909) nel loro classico modello delle quattro glaciazioni alpine (Günz, Mindel, Riss e Würm).

In epoca preglaciale si erano verificati in tutte le Alpi importanti processi di incisione fluviale e alluvionamento (BINI *et alii*, 1978; RIZZINI & DONDI, 1978; FANTONI *et alii*, 2001), legati al rapido sollevamento finale della catena, iniziato nell’Oligocene, e al ringiovanimento del reticolato idrografico dovuto anche all’effimero abbassamento del livello marino nel Messiniano (HSU *et alii*, 1973). Il risultato fu la profonda incisione di molte vallate alpine, documentata da depositi pliocenici marini e da indagini geofisiche nel substrato dei grandi laghi sul versante italiano delle Alpi, al di sotto delle forme e dei depositi di na-

tura glaciale (BINI *et alii*, 1978; CITA & FORCELLA, 1991, fig. 5). Il progressivo ritiro dei ghiacciai (periodo Postglaciale, Olocene) dopo l’ultima fase di massima espansione (LGM: *Last Glacial Maximum*) ha consentito la vigorosa ripresa dell’erosione e della sedimentazione nelle vallate alpine, l’incisione fluviale dei gradini di valle, il collasso gravitativo dei versanti e talora delle creste, lo sviluppo di coltri detritiche sempre più ampie alla base delle pareti, lo stacco di frane di crollo e la formazione di laghi di sbarramento. In tempi recenti, dopo il Periodo Caldo Medioevale (IX-XIII secolo), la nuova avanzata verificatasi tra il 1300 ed il 1860, definita Piccola Età Glaciale (PEG; *Little Glacial Age*: LGA), ha prodotto gli apparati morenici e fluvio-glaciali, spesso perfettamente preservati, che si ammirano alla testata delle valli principali e di alcune delle loro tributarie, assieme ai ghiacciai, purtroppo in forte ritiro, che ne sono il residuo. Durante la Piccola Età Glaciale il ghiacciaio di Giétro (Vallese) era avanzato sino a sbarrare il corso della Drance de Bagnes, formando a Mouvoisin un lago di notevoli dimensioni, ma nell’estate 1818 la diga di ghiaccio cedette, provocando una disastrosa inondazione della Val de Bagnes, sino a Martigny. Una simile catastrofe era già avvenuta nel 1595 ed eventi simili a Macugnaga, ai piedi della parete orientale del Monte Rosa (MORTARA & TAMBURINI, 2009).

Allo stesso periodo si riferiscono i numerosi ghiacciai di roccia (*rock glacier*) che caratterizzano l’ambiente di alta montagna del foglio; essi sono costituiti da colate detritiche, talora spettacolari, con *permafrost* o residui di ghiacciaio. Il degrado del *permafrost* alle alte quote è un fenomeno recente diffuso nelle Alpi (*e.g.*, GRUBER & HAEBERLI, 2007; FISCHER *et alii*, 2006; HASLER *et alii*, 2011). Particolarmente marcato nella caldissima estate 2003, esso ha contribuito al distacco improvviso e imprevisto

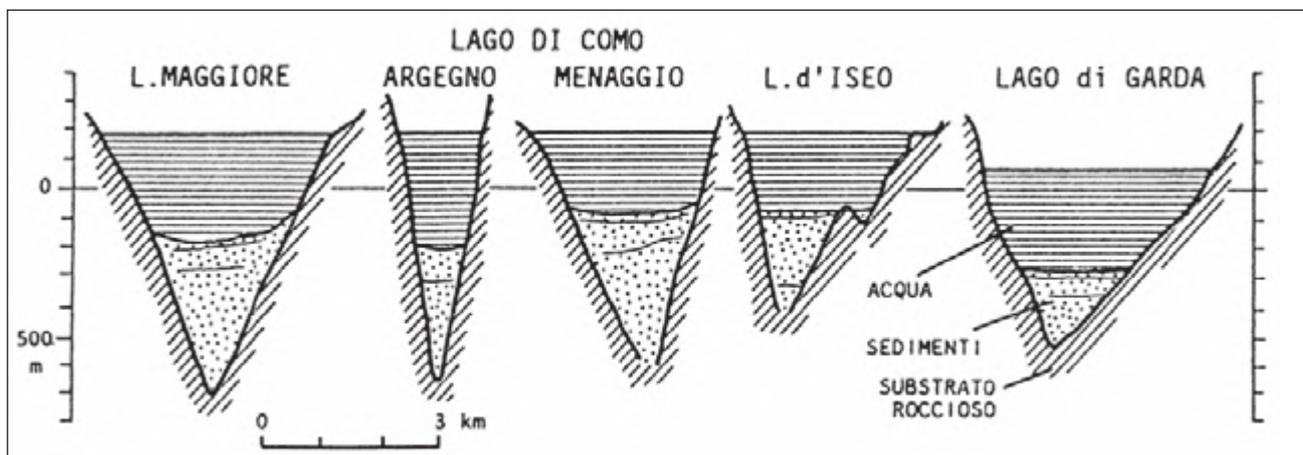


Fig. 5 - Sezione del sottosuolo dei grandi laghi sul versante meridionale delle Alpi (da CITA & FORCELLA, 1991, fig. 21).  
- Subsurface sections of great lakes in the southern side of the Alps (from CITA & FORCELLA, 1991, fig. 21).

di alcune frane di crollo, tra cui quella avvenuta in agosto lungo la via italiana al Cervino e che ha coinvolto l'intero sperone di gneiss granitici a fianco del diedro detto *la cheminée* (DAL PIAZ, 1996b), lasciando a lungo esposta al sole una lastra lucente di ghiaccio massiccio (fig. 6).

L'evoluzione morfologica pleistocenico-olocenica è chiaramente influenzata dall'assetto tettonico regionale, dalle deformazioni fragili e dalla natura delle rocce in cui sono modellate le valli e i loro versanti, con particolare riguardo alla giacitura della scistosità principale, ai sistemi di frattura, alla resistenza ad ogni tipo di erosione e, in definitiva, alla qualità primaria o secondaria dell'ammasso roccioso. L'esistenza di stretti legami genetici tra forme del terreno e fenomeni tettonici era stata colta ed enfatizzata già da BARETTI (1877), convinto che la depressione della Valle d'Aosta costituisse una sinclinale tra i "*centres de soulèvement*" dei massicci del Gran Paradiso e del Monte Rosa, formati dalle rocce più antiche della regione. Questa ricostruzione fu ripresa da ARGAND (1909a-b) che attribuiva alla "*vallée tectonique*" della Dora Baltea, a oriente del capoluogo, la natura di "*ensellement subtransversal*" tra i massicci del Mont Mary e del M. Emilius, legati da presunti

rapporti di continuità strutturale, di fatto inesistenti (ELTER, 1960; BALLÈVRE *et alii*, 1986). L'ipotesi di ARGAND non teneva comunque conto della presenza della grande faglia Aosta-Col di Joux-Ranzola (in seguito Aosta-Ranzola), scoperta da NOVARESE (1904) e STELLA (1905), rappresentata nel Foglio 29 Monte Rosa della Carta Geologica d'Italia alla scala 1:100.000 (MATTIROLO *et alii*, 1912) e poi confermata da BALLÈVRE *et alii* (1986) e da successive ricerche di dettaglio che ne hanno precisato età, geometria e cinematica (RATTO, 1998; DAL PIAZ, 1999; BISTACCHI *et alii*, 2001; DAL PIAZ *et alii*, 2010, con rif. bibl.).

Nel territorio del Foglio Monte Cervino alcune valli sono allungate parallelamente ai *trend* strutturali, diretti circa NE-SO in questo settore della catena. La Valpelline ne è l'esempio migliore: essa corre lungo il nucleo kinzigitico della grande struttura sinformale che, dapprima diritta (piano assiale subverticale) e poi rovesciata (procedendo verso monte), piega e deprime le due unità litotettoniche (Arolla e Valpelline) in cui è suddiviso il lembo della Dent Blanche, descritto in seguito. Analoghe situazioni di parallelismo tra struttura e forme si osservano a tratti in alcune valli laterali che, in pre-



Fig. 6 - (A) La grande lastra di ghiaccio fossile a sinistra della catena, residuo del crollo della frana alla "cheminée" del Cervino, cresta del Leone, 18-19 Agosto 2003 (per cortesia della guida alpina Lucio Trucco). (B) Dettaglio.  
- The large plate of permafrost on the left of the vertical iron chain, after the rock fall at the Matterhorn "cheminée", Lyon ridge, 18-19th August 2003 (courtesy Lucio Trucco). (B) Detail.

valenza, hanno andamento trasversale (NO-SE, NNO-SSE) rispetto alla valle principale in cui confluiscano. Ricordiamo la Comba Grand Chamin, tributaria di destra della Valpelline, e la sua estensione verso monte, con gomito di circa 90°, nella Comba de la Sassa: la prima è trasversale alle strutture, la seconda segue lo spettacolare contatto tettonico esterno (miloniti, cataclasiti) tra l'unità di Valpelline (complesso kinzigitico) e quella di Arolla (gneiss granitici e metagabbri), esposto nel gradino roccioso ai piedi del piccolo ghiacciaio sommitale e messo in evidenza da un marcato contrasto cromatico (DAL PIAZ, 1992, 2010; fig. 7A). Esempi analoghi sono forniti dalla vicina Comba d'Oren e, nel settore svizzero, dalle valli dei grandi ghiacciai di Otemma e Brenay, subparallele ai *trend* strutturali della Serie (unità) di Arolla, in cui sono incise, e circa ortogonali rispetto alla valle trasversale in cui confluiscano (Val de Bagnes).

Il contatto tra unità tettoniche formate da litotipi con diversa consistenza è spesso sottolineato da una marcata variazione dei caratteri morfologici. Lo si nota in modo evidente tra le grandi bastionate di gneiss granitici della Falda Dent Blanche e i sottostanti calcescisti con intercalazioni di prasiniti della Zona del Combin (fig. 1A-B, 7B), i terreni rispettivamente più "aspri" e "dolci" presenti nel foglio, un paesaggio grandioso e un contrasto di forme descritti da NOVARESE (1903a) nella sua nota breve a illustrazione della geologia del Monte Cervino (in appendice al libro di Guido REY, 1904) e con maggiori dettagli da SACCO (1923), BERTOLO (1990) e DAL PIAZ (1992).

Analogo contrasto, anche se meno marcato, caratterizza la morfologia dei fianchi vallivi tra i litotipi della Zona del Combin e quelli della sottostante Zona di Zermatt-Saas, formata quest'ultima da dominanti ofioliti metamorfiche, decisamente più resistenti dei calcescisti carbonatici e terrigeni diffusi nella prima. Lo si nota chiaramente risalendo la media e alta Valtournenche le cui sezioni trasversali presentano una tipica forma glaciale nella parte inferiore, modellata nelle pietre verdi della Zona di Zermatt-Saas, mentre verso l'alto, raggiunti i calcescisti della Zona del Combin, si passa a forme più svasate ed articolate in vari circhi laterali. Le successioni della Zona del Combin appaiono talora coinvolte in profonde deformazioni gravitative e in grandi frane postglaciali, particolarmente vistose tra la Motte de Pletè e Cielo Alto (Cervinia) e, nel contiguo Foglio Monte Rosa, alla cresta del Furggen e alle Cime Bianche (MORTARA & SORZANA, 1987; BERTOLO, 1990; DAL PIAZ, 1992) (fig. 8).

Le forme di modellamento glaciale sono molto diffuse e ben preservate soprattutto alle alte quote, con frequenti superfici levigate e striate. L'azione

del fiume subglaciale è evidente in Valtournenche al fondo della stretta in serpentinita di le Gouffre de Bousserailles, tra Singlin e Perrière, inciso da una serie di marmitte dei giganti (CARREL, 1865). L'erosione fluviale è visibile soprattutto nel gradino di raccordo tra le valli sospese e quella in cui confluiscano. I fenomeni alluvionali e di trasporto in massa (*debris flow*) sono molto frequenti e spesso catastrofici, come appare evidente dall'entità dei depositi e delle forme di erosione. Gli eventi alluvionali storici sono ricordati nell'ultimo capitolo.

Locali fenomeni carsici si notano in alcuni calcescisti carbonatici e soprattutto nei calcari cristallini mesozoici della Zona di Roisan alla testata della valle del T. Petit Mond-Torgnon, sia sul lato orientale, lungo il sentiero per il Colle Saleron, sia su quello occidentale, con l'inghiottitoio di q. 2534 m, a monte del lago Tzan; numerose le sorgenti alimentate da sistemi carsici. Nel contiguo vallone di St Barthélemy si riconosce uno sprofondamento nei depositi palustri che colmano la conca di sbarramento morenico di Chavalary: esso è probabilmente legato ad un inghiottitoio carsico nel substrato di rocce carbonatiche della Zona di Roisan.

Le Alpi Pennine offrono paesaggi grandiosi e articolati, con vette, pareti e ghiacciai, pascoli e alpeggi, valli profonde, antiche frazioni e resti delle foreste del Medio Evo. Hanno costituito nei secoli scorsi (DE SAUSSURE, 1779-1796; CARREL, 1868; GORRET & BICH, 1877; BOBBA & VACCARONE, 1896; REY, 1904) e continuano a costituire, nonostante l'urbanizzazione a volte pervasiva, una forte attrattiva per il turista, l'amante della natura e l'uomo di scienza. Vi contribuiscono anche i numerosi laghi, non solo i grandi bacini artificiali di Place Moulin, Mauvoisin, Cignana (fig. 9-A) e Goillet (fig. 9-B), ma anche quelli naturali, insediati in conche di esarazione glaciale (Balanselmo, Dragon e Grand Lac, alto vallone di Tsignanaz; Lo Detor e Leseney, St Barthélemy; Besèya e Leita, conca di By) o formati per lo sbarramento di conoidi, coni detritici (Lac Long, Valpelline), corpi di frana e marocche (Tzan, St Barthélemy), *rock glacier* (Lac Mort, Valpelline; Charey (Alpe Piccola Comune), ai piedi del M. Tantanè (DAL PIAZ, 1976), e vecchi cordoni morenici laterali o frontali (Loz, Valtournenche; Lou, sopra Chamois; Lod, La Magdeleine; Chavacour ed Oren, Valpelline; la Clusa, conca di By (DAL PIAZ, 1992).

Le faglie oligocenico-neogeniche diffuse in Valle d'Aosta (BISTACCHI *et alii*, 2001; SUE & TRICART, 2003; CHAMPAGNAC *et alii*, 2004; DE GIUSTI *et alii*, 2004; SUE *et alii*, 2007) sono presenti anche nel Foglio Monte Cervino. Quella con riscontro morfologico più spiccato, probabile espressione di riattivazioni molto recenti, è la faglia che qui chiamiamo di Pra de Dieu, marcata da una depressione



Fig. 7 - (A) Le due unità cristalline del lembo della Dent Blanche nella comba de la Sassa: Serie di Valpelline (complesso kinzigitico, rosso-bruno) e sottostante Serie di Arolla (ortogneiss milonitici grigi), dal M. de la Tsa. (B) Marcato contrasto morfologico tra gli gneiss granitici della dorsale M. Morion-M. Berrio e la sottostante Zona del Combin nella conca di By.

– (A) The two crystalline units of the Dent Blanche tectonic element in the Sassa valley (right, kinzigitic complex, red-brown) and the underlying Arolla Series (left, grey mylonitic orthogneiss) from Mt. de la Tsa. (B) Marked morphological contrast between the gneissic granite of the Mt. Morion-Mt. Berrio ridge and the underlying Combin Zone in the By cirque.



rettilinea sul versante sinistro dell'alta Valpelline, tra Bionaz e Place Moulin, ed estesa verso oriente, sino al Col de Valcornière e al vallone di Vofrede, tra Mont Blanc du Creton e M. Rous. La grande faglia di Trois Villes, diretta NE-SO, mascherata a tratti dai depositi quaternari, è invece meno appariscente dal punto di vista morfologico.

La sismicità della Valle d'Aosta e del Vallese, attualmente moderata, segnala che l'orogenesi alpina, il collasso della catena, il *rebound* postglaciale e

l'evoluzione delle forme superficiali non sono ancora terminati anche in questa regione (DELACOU *et alii*, 2004; SUE *et alii*, 2007, 2010). Terremoti molto più intensi verificati milioni di anni fa, sono documentati da paleofaglie sismogenetiche (pseudotachiliti) di origine profonda (10 ~ 15 km), esumate dal sollevamento alpino e dall'erosione in conca di By, in bassa Valpelline, nel massiccio di Tzan e in altre località della regione (MENEGON *et alii*, 2007; DAL PIAZ, 2010).



Fig. 8 - La P. Roisetta e la grandiosa deformazione gravitativa delle Cime Bianche nelle successioni della Zona del Combin lungo la cresta spartiacque tra Valtournenche e Val d'Ayas.

- *The Roisetta peak and the great gravitational deformation of Cime Bianche within the Combin successions along the Valtournenche-Ayas watershed.*



Fig. 9 - I laghi artificiali di Place Moulin in Valpelline (A) e del Goillet nella conca del Breuil (B).

- *The lakes and dams of Place Moulin Valpelline (A) and Goillet Breuil cirque (B).*

### III - INQUADRAMENTO GEOLOGICO E STUDI PRECEDENTI

#### 1. - QUADRO GENERALE

A scala crostale, come indicato in figura 10A-B, le Alpi possono essere suddivise in due catene a trasporto tettonico (vergenza) contrapposto, caratterizzate da dimensioni, struttura, età e significato geologico-strutturale differenti (BIGI *et alii*, 1990; DAL PIAZ *et alii*, 2003): 1) la catena principale, traslata verso l'avanfossa (bacino della Molassa) e l'avampaese europeo, è costituita da una potente pila di falde (prisma collisionale) di età cretaco-neogenica, in prevalenza metamorfiche, corrispondenti a unità continentali di origine adriatica (Austroalpino), a tetto, e di origine europea (Pennidico, Elvetico), a letto, con interposte unità ofiolitiche derivate dalla completa chiusura (Eocene) dell'oceano mesozoico ligure-piemontese e da alloctoni estensionali ad esso associati; 2) le Alpi Meridionali (Sudalpino), catena minore, più recente, essenzialmente non metamorfica per la parte visibile, formata nella crosta superiore adriatica con pieghe-faglie e sovrascorrimenti di età essenzialmente neogenica, vergenti verso meridione (BIGI *et alii*, 1990; BERTOTTI *et alii*, 1993; CASTELLARIN *et alii*, 2006), anche se non mancano evidenze di deformazioni alpine anteriori al batolite dell'Adamello (BRACK *et alii*, 2008; ZANCHETTA *et alii*, 2011, 2012). Le due catene sono separate dal Lineamento Periadriatico, sistema di faglie di età oligocenico-neogenica. Si noti che la doppia vergenza è una caratteristica crostale: a scala litosferica, la struttura della catena è chiaramente asimmetrica, definita e governata dalla subduzione della placca inferiore (europea) sotto il margine attivo della litosfera adriatica (fig. 10B).

Per inquadrare il Foglio Monte Cervino nella geologia delle Alpi nord-occidentali e facilitarne la lettura è opportuno esaminare la struttura e la composizione del "tratto austroalpino-pennidico" del prisma collisionale a vergenza europea, reso famoso dalle ricerche di Emile ARGAND. Si tratta di una pila di sottili, estese e coerenti falde di ricoprimento, in genere senza radice, formate da crosta continentale e da frammenti di litosfera oceanica, fortemente rielaborate da eventi termo-meccanici permiani, dal rifting mesozoico e soprattutto dai processi tettono-metamorfici alpini. Esse affiorano nella parte centrale ed interna della catena, tra il *thrust* frontale della Zona pennidica (fronte pennidico *Auct.*) sulle unità della Zona elvetica-ultraelvetica e la Linea del Canavese, segmento occidentale del Lineamento Periadriatico, al limite tra Austroalpino e Alpi Meridionali. Il prisma austroalpino-pennidico si distingue per la presenza

di due elementi peculiari: i) i resti dell'oceano mesozoico ligure-piemontese, segnalato da due principali unità di pietre verdi (ofioliti metamorfiche); ii) un'impronta metamorfica in facies scisti blu ed eclogitica, con locale coesite (lago di Cignana, REINECKE, 1991), a dimostrazione che le unità continentali ed oceaniche del prisma austroalpino-pennidico formano un "complesso di subduzione fossile", un sistema multifalda esumato da profondità sottocrosta, totalmente svincolato sia dalla sottostante litosfera continentale dell'avampaese europeo sia, a tergo, da quella adriatica (DAL PIAZ *et alii*, 1972, 2003; BIGI *et alii*, 1990; POLINO *et alii*, 1990; ROURE *et alii*, 1996; ESCHER *et alii*, 1997; DAL PIAZ, 1999, 2010; DE GIUSTI *et alii*, 2004; SCHMID *et alii*, 2004; BELTRANDO *et alii*, 2007a, 2010a). Da tetto a letto e dall'interno verso l'esterno della catena, il prisma austroalpino-pennidico è costituito dai seguenti sistemi tettonici di primo rango, riferiti nei modelli classici ad altrettanti domini paleostrutturali, ma con possibili eccezioni: i) Austroalpino: Zona Sesia-Lanzo, in posizione interna, e falda della Dent Blanche *s.l.* in posizione esterna, costituita da numerosi lembi di ricoprimento; ii) Zona piemontese dei calcescisti con pietre verdi, detta anche Zona piemontese, Zona ofiolitica piemontese o Zona delle pietre verdi, comprendente le unità ofiolitiche (Zone) del Combin (superiore) e di Zermatt-Saas (inferiore); iii) Pennidico superiore/interno: Monte Rosa, Arcesa-Brusson, Gran Paradiso (dominio prepiemontese *Auct.* o brianzonese interno); iv) Pennidico medio: sistema multifalda del Gran San Bernardo (dominio brianzonese); v) Pennidico inferiore/esterno: Zona Sion-Courmayeur, Zona vallesana e ricoprimenti pennidici inferiori (Monte Leone, Lebendun, Antigorio, Verampio) affioranti nell'Ossola-Ticino (duomo lepontino). Per ragioni paleostrutturali discusse in seguito, la Zona piemontese è trattata in modo indipendente rispetto alla Zona pennidica in cui è comunemente inserita nella letteratura classica, ma che in queste note si preferisce limitare alle unità del margine continentale europeo o presunte tali (DAL PIAZ, 1999). L'origine (pertinenza paleostrutturale) della falda Dent Blanche e della Zona Sesia-Lanzo è un problema complesso e tuttora discusso: come vedremo in seguito, nel modello di ARGAND (1909a, 1911a-b, 1916) le due unità costituiscono il ricoprimento pennidico VI e la sua radice, interpretazione ripresa da ELTER (1960), mentre secondo STAUB (1917, 1937, 1957) esse sarebbero correlabili all'Austroalpino inferiore dei Grigioni (Alpi centrali). In seguito, l'appartenenza all'Austroalpino è stata confermata dalla loro attribuzione al margine continentale passivo adriatico (apulo, insubrico, africano) del bacino ligure-piemontese (CARRARO *et alii*, 1970; DAL PIAZ

*et alii*, 1972; COMPAGNONI *et alii*, 1977a) o, se interpretate come alloctoni estensionali infraoceanici (FROITZHEIM & MANATSCHAL, 1996; FROITZHEIM *et alii*, 1996; DAL PIAZ, 1999, 2010; STAMPFLI, 1999; FERRANDO *et alii*, 2004; MANATSCHAL, 2004; BELTRANDO *et alii*, 2010b), in base alla loro stretta analogia litologica, metamorfica e temporale con la crosta continentale delle Alpi Meridionali. L'esistenza di un vero canale oceanico in corrispondenza della Zona del Canavese, priva di una tipica suite ofiolitica, è una ipotesi possibile ma non documentata.

Nel Neogene il prisma collisionale austroalpino-pennidico, subdotto, esumato e coperto nel suo settore interno da depositi vulcano-clastici oligocenici, è stato accreto alla sua fronte dalle unità ultraelvetiche ed elvetiche (CITA, 1953; TRÜMPY, 1954a-b, 1960; ELTER, 1960; TRÜMPY *et alii*, 1980; ANTOINE, 1971; BIGI *et alii*, 1990; DAL PIAZ *et alii*, 2003): esse comprendono il Monte Bianco e altre grandi scaglie di basamento cristallino, coperture aderenti ed estese falde di scollamento (Fogli 069-Gran San Bernardo e 089-Courmayeur). Su queste falde poggiano i *Klippen* pennidici delle Prealpi Romande e del Chiablese e quelli di Glarona, la regione dove è nata la teoria delle falde (MASSON, 1976, 1983; DAL PIAZ & DAL PIAZ, 1984; TRÜMPY & LEMOINE, 1988) (fig. 10A-B). I prodotti di erosione della catena collisionale in sollevamento e in propagazione verso l'avampaese europeo si sono depositati dapprima nella avanfossa brianzonese di età cretacea sup.-eocenica e, in seguito, nel bacino oligocenico-neogenico della Molassa franco-svizzera (TRÜMPY *et alii*, 1980).

Il tratto di Alpi Pennine rappresentato nel Foglio Monte Cervino è un segmento del prisma collisionale austroalpino-pennidico: comprende tutti i lembi superiori della Falda Dent Blanche *s.l.* situati a nord della Dora Baltea (Dent Blanche, Mont Mary, Pillonet) e il lembo inferiore di Etirol-Levaz, le unità ofiolitiche della Zona piemontese (Combin e Zermatt-Saas) e, a letto, l'unità più elevata e interna (Mont Fort) del Sistema multifalda del Gran San Bernardo (dominio medio-pennidico, brianzonese), traslato sulla Zona del Combin per effetto di retrodeformazioni tardive. La situazione è complicata dalla presenza, in seno alle unità oceaniche della Zona piemontese, di unità di accertata origine continentale, formate da successioni silicoclastiche e carbonatiche permo-mesozoiche con impronta metamorfica alpina (Pancherot-Cime Bianche in Italia, Frilhorn in Vallese). Mancano, nel foglio, le unità pennidiche superiori-interne (Falda del Monte Rosa e cupola di Arcesa-Brusson) che affiorano nei vicini fogli Monte Rosa e Verres, al di sotto delle unità piemontesi (BIGI *et alii*, 1990).

Per osservare la posizione geometrica attuale e il ruolo delle unità del Foglio Monte Cervino nell'ambito delle Alpi Pennine italo-svizzere si possono consultare: i) la *Feuille Sion de la Carte géologique générale de la Suisse à l'échelle 1:200.000* (CHRIST, 1942), con note illustrative di BEARTH & LOMBARD (1964), ii) la *Carte géologique de la Vallée d'Aosta à l'échelle 1:100.000* di ELTER (1987, allegata in DAL PIAZ, 2001b), basata sui fogli Monte Bianco (27), Aosta (28), Monte Rosa (29), Gran Paradiso (41) e Ivrea (42) della Carta Geologica d'Italia alla scala 1:100.000, rilevati da FRANCHI, MATTIROLO, NOVARESE, STELLA e stampati nel 1912 (II edizione anastatica visibile nel sito ISPRA e in APAT, 2004), iii) la *Carte tectonique des Alpes de Suisse occidentale et des régions avoisinantes* alla scala 1:100.000 di STECK *et alii* (1999, 2001), comprendente l'intero fianco sinistro della Valle d'Aosta, iv) la *Carta Geotettonica della Valle d'Aosta* alla scala 1:150.000 di DE GIUSTI *et alii* (2004), ristampata al 1:100.000 in BONETTO *et alii* (2010), v) i Fogli 089 (Courmayeur; PERELLO *et alii*, 2011), 090 (Aosta, in stampa) e 091 (Chatillon; DAL PIAZ *et alii*, 2010) della Carta Geologica d'Italia alla scala 1:50.000 e gli schemi strutturali a margine, visibili *online* nel sito:

<http://geologiavda.partout.it> della Regione.

Per valutare l'assetto tettonico regionale e i rapporti con le unità circostanti si vedano la *Carta geologica delle Alpi Occidentali* alla scala 1:400.000, edita dal R. UFFICIO GEOLOGICO (FRANCHI *et alii* 1908), anch'essa nel sito ISPRA e in APAT (2004), i due fogli della *Carta geologica delle Alpi nord-occidentali* alla scala 1:200.000 di HERMANN (1938), il primo *Modello Strutturale d'Italia* alla scala 1:1.000.000 di OGNIBEN *et alii* (1973, 1975), con le chiare note esplicative per le Alpi occidentali elaborate da STURANI (1975), la *Carte tectonique de la Suisse* al 1:500.000 di SPICHER (1980), lo *Structural Model of Italy* alla scala 1:500.000 di BIGI *et alii* (1990), la *Tectonic map of the Alps* alla scala 1:2.500.000 circa di SCHMID *et alii* (2004) e, per i caratteri e la distribuzione del metamorfismo alpino e prealpino, le carte e le note illustrative di FREY *et alii* (1974, 1999), NIGGLI *et alii* (1978), OBERHÄNSLI *et alii* (2004). A livello divulgativo si segnalano la Guida Geologica Regionale "Dal M. Bianco al Lago Maggiore" (a cura di DAL PIAZ, 1992) e il volume di MARTHALER (2002) sul Cervino e la sua possibile origine africana.

Le unità austroalpine hanno una estensione relativamente limitata nell'arco delle Alpi occidentali, circoscritte al settore italo-svizzero della catena. I vari lembi della Falda Dent Blanche *s.l.* affiorano nella depressione assiale (insellamento) della Valle d'Aosta e del Vallese meridionale,

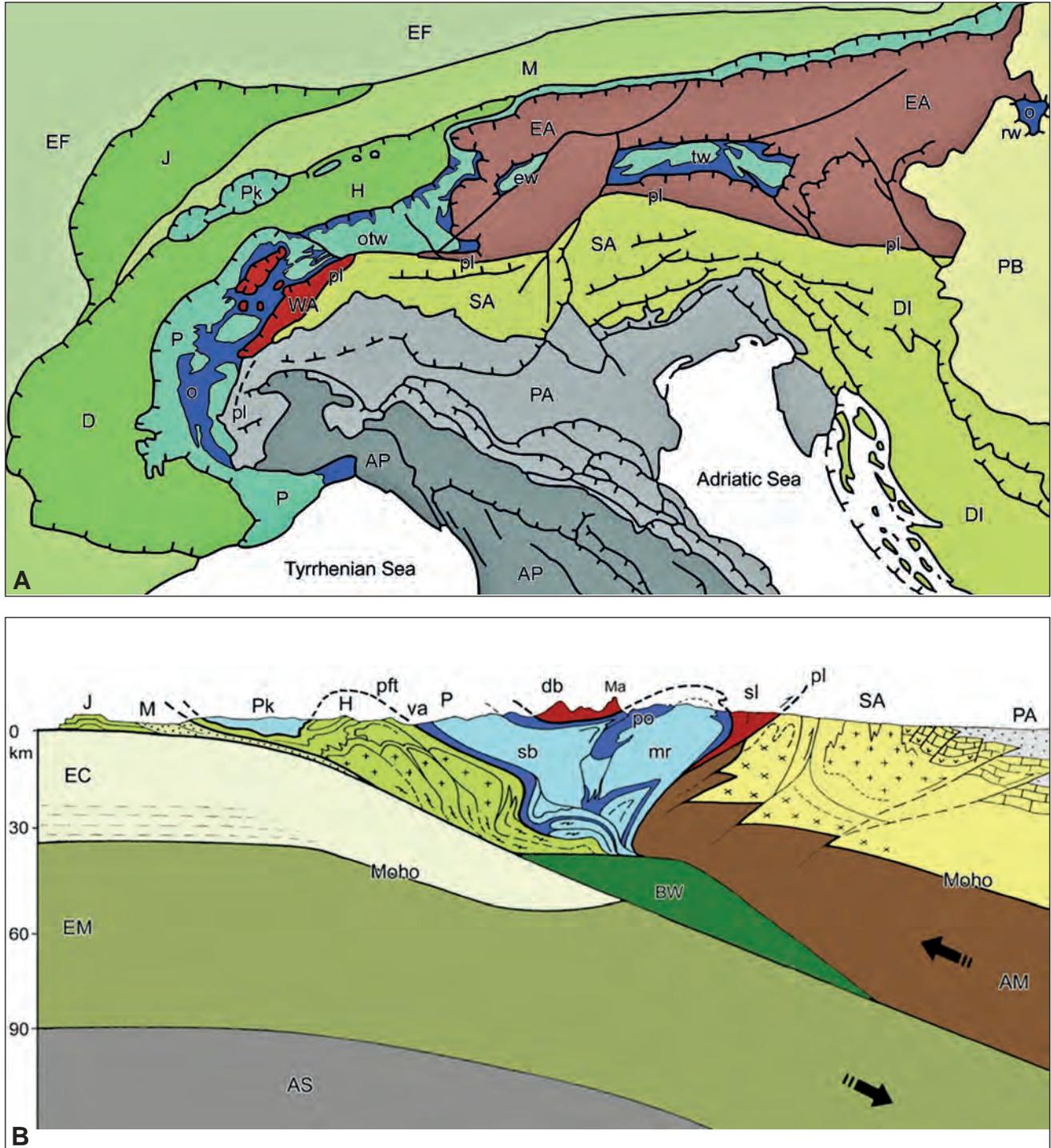


Fig. 10 - (A) Carta strutturale delle Alpi. Unità di origine adriatica-africana: Austroalpino occidentale (WA) e orientale (EA), Alpi Meridionali (SA); Unità oceaniche ed europee: Zona Penninica (P) e ofioliti (blu), con i Klippe delle Prealpi Romande e del Chiabiese (Pk) e le finestre tettoniche dell'Ossola-Ticino (otw), Engadina (ew), Tauri (tw) e Rechnitz (rw); Elvetico (H)-Delfinese (D). Lineamento Periadriatico (pl), Avanfossa della Molassa (M), Giura (J), Avampaese europeo (EF), Avampaese padano-adriatico (PA), Bacino Pannonico (PB), Dinaridi (DI), Appennini (AP). (B) Sezione litosferica attraverso le Alpi nord-occidentali, dall'alta pianura piemontese (PA) al Giura franco-svizzero (J), attraverso il Cervino-Matterhorn (Ma). Austroalpino: Falda Dent Blanche (db), Zona Sesia-Lanzo (sl). Alpi Meridionali: crosta continentale (SA) e mantello litosferico (AM). Lineamento periadriatico (pl). Penninico (P): Monte Rosa (mr), Gran San Bernardo (sb), ofioliti piemontesi (po) e vallesane (va), Klippe penniniche delle Prealpi Romande e del Chiabiese (Pk), Fronte penninico (pft). Elvetico (H). Bacino della Molassa (M), prisma sepolto (BW), definito a tetto da un marcato riflettore. Crosta (EC) e mantello litosferico (EM) europei. Avampaese padano-adriatico (PA). (DAL PIAZ, BISTACCHI & MASSIRONI, Episodes 2003).

- (A) Tectonic map of the Alps. *Adria-Africa derived units*: western (WA) and eastern (EA) *Austroalpine*, *Southern Alps* (SA); *Oceanic and European units*: *Penninic Zone* (P) and *ophiolites* (blu), including *Romandes and Chablais klippen* (Pk) and *tectonic windows of Ossola-Ticino* (otw), *Engadine* (ew), *Tauern* (tw), *Rechnitz* (rw); *Helvetic* (H)-*Dauphinois* (D) domain, *Periadriatic lineament* (pl), *Molasse foredeep* (M), *Jura belt* (J), *European foreland* (EF), *Po Plain-Adriatic foreland* (PA), *Pannonian basin* (PB), *European* (EF), *Dinaric* (DI) and *Apenninic* (AP) *thrust-and-fold belts*. (B) *Lithospheric section of north-western Alps, from the Piemontese Plain* (PA) to the *French-Swiss Jura* (J), through the *Matterhorn* (Ma). *Austroalpine*: *Dent Blanche nappe* (db) and *Sesia-Lanzo inlier* (sl). *Southern Alps*: *continental crust* (SA) and *lithospheric mantle* (AM), *Periadriatic lineament* (pl). *Penninic Zone* (P): *Monte Rosa* (mr) and *Grand St Bernard* (sb) nappes, *Piemonte* (po) and *Valais* (va) *ophiolitic units*, *outer Penninic Romandes and Chablais klippen* (Pk) (Pk), *Penninic frontal thrust* (pft). *Helvetic* (H). *Molasse foredeep* (M), *Jura belt* (J), *buried wedge* (BW) defined by a marked seismic reflector. *European continental crust* (EC) and *lithospheric mantle* (EM); *asthenosphere* (AS); 8) *Adriatic lithosphere: antithetic belt of Southern Alps* (SA) and *mantle* (AM); *Periadriatic fault system* (pl); 9) *Padane-Adriatic foreland* (PA). (DAL PIAZ, BISTACCHI & MASSIRONI, Episodes 2003).

mentre la Zona Sesia-Lanzo si estende lungo la Linea del Canavese per circa 130 km, dalla Val Vigezzo allo sbocco delle Valli di Lanzo, attraverso la bassa Valle d'Aosta. Di contro, le unità ofiolitiche piemontesi (oceaniche) e quelle pennidiche medio-superiori (continentali) sono esposte lungo l'intero arco delle Alpi occidentali, sino al Golfo di Genova (unità cristalline del Savonese, Gruppo di Voltri), mentre quelle pennidiche inferiori-esterne (vallesane) si chiudono presso Moutiers, poco a sud del confine tra Valle d'Aosta e Savoia (BIGI *et alii*, 1990; FÜGENSCHUH *et alii*, 1999).

## 2. - STUDI PRECEDENTI

Le Alpi sono la catena più studiata del mondo. Due secoli di ricerche hanno prodotto una letteratura già imponente alla metà del secolo scorso e poi cresciuta in modo gigantesco con lavori di dettaglio e di sintesi dedicati ai temi classici della geologia alpina e ai suoi sviluppi specialistici più moderni e innovativi. Inizieremo ricordando le fasi più importanti del progresso delle conoscenze geologiche nelle Alpi occidentali, con particolare riguardo al suo settore interno, per poi passare ai contributi, antichi e recenti, sulle unità austroalpine, piemontesi e pennidiche rappresentate nel Foglio Monte Cervino e nelle zone circostanti, tra la Dora Baltea e il Rodano. La recensione è aggiornata ai lavori comparsi nel 2012 e in parte del 2013. Particolare attenzione è dedicata alla geologia della fine dell'Ottocento e della prima metà del Novecento, ritenendo questo foglio la sede giusta per enfatizzare l'importanza che le ricerche sulle Alpi Pennine italo-svizzere hanno avuto per l'affermazione della teoria delle falde e per definire la struttura e l'evoluzione cinematica di una catena che è considerata l'orogene collisionale per eccellenza. È l'omaggio al genio degli studiosi che posero le basi della tettonica moderna, elaborata senza i contributi della geofisica litosferica, le stime petrologiche, le datazioni isotopiche, i dati sulla formazione degli oceani, le immagini satellitari e altro ancora. È anche l'apprezzamento del lavoro sul campo dei numerosi ricercatori che, con bravura pari all'umiltà, produssero la copertura cartografica e i dati litostratigrafici fondamentali per lo sviluppo dei modelli interpretativi della catena, attività in cui si distinsero gli Ingegneri-geologi rilevatori del R. Ufficio Geologico d'Italia, veri "Maestri" del rilevamento geologico (DAL PIAZ & DAL PIAZ, 1984), purtroppo dimenticati nella letteratura corrente.

### 2.1. - ESPLORAZIONE E CARTOGRAFIA GEOLOGICA DELLE ALPI PIEMONTESE

Nelle Alpi occidentali la geologia moderna nasce e si fa apprezzare con le esplorazioni minerarie effettuate tra il XVIII ed il XIX Secolo da NICOLIS DI ROBILANT (1786; v. anche PECO, 1988) e BARELLI (1835), le monografie di SISMONDA (1839, 1848, 1858), STUDER (1851-53), FAVRE (1867), GIORDANO (1868, 1869a-b), GASTALDI (1871, 1873, 1874), GERLACH (1869, 1871, 1883), BARETTI (1877, 1893), gli accurati studi geognostici di previsione per i trafori del Frejus (SISMONDA, 1867; GASTALDI, 1871b), San Gottardo (SISMONDA *et alii*, 1865; GIORDANO, 1872, 1973), Monte Bianco (BARETTI, 1881), Sempione (rassegna in SCHARDT, 1904) e le prime grandi carte geologiche regionali (SISMONDA, 1840, 1862-66) (fig. 11A).

Nello stesso periodo vede la luce la *Carta geologica delle Alpi Piemontesi* (1860-79), rilevata da Martino BARETTI, Bartolomeo GASTALDI, Heinrich GERLACH, con la collaborazione di Carlo BRUNO, Luigi BRUNO e Giovanni MICHELOTTI (fig. 11B), una impresa grandiosa, costituita da 29 fogli dipinti a mano con vivaci colori sulla base topografica della *Gran Carta degli Stati Sardi in Terraferma* alla scala 1:50.000. È questo il primo progetto organico di cartografia geologica di dettaglio nelle Alpi Piemontesi, noto anche come "Carta GASTALDI", il personaggio più autorevole e *leader* del gruppo, allievo di Quintino SELLA e suo successore alla cattedra di mineralogia presso la Scuola di applicazione per gli ingegneri di Torino (il futuro Politecnico), in competizione con Angelo SISMONDA per l'interpretazione stratigrafica delle unità metamorfiche alpine. La *Carta geologica delle Alpi Piemontesi*, mai stampata, fu illustrata al Parlamento italiano dallo stesso GASTALDI il 2 giugno 1878 e presentata alla comunità scientifica nelle Esposizioni internazionali di Vienna (1873), Parigi (1879) e Torino (1884) e in numerose altre occasioni. Presso il Museo di Scienze Naturali della Regione Piemonte è disponibile un fotomosaico dei 29 fogli, ridotti alla scala 1:380.000, eseguito a cura di CAMPANINO & POLINO (2002). Il rilievo alla scala 1:50.000 di quattro fogli del circondario di Biella era già stato eseguito da GASTALDI, SELLA & BERRUTI (1864). I fogli del versante sinistro della Valle d'Aosta (Valpellina, Monte Rosa) e quelli dalla bassa Valsesia al Lago Maggiore (Varallo-Palanza) e dell'intera Val d'Ossola (Monte Moro, Domodossola, Alpe di Veglia, Crodo, Sorgenti della Toce) furono rilevati da GERLACH in modo molto accurato; gli stessi rilievi furono poi utilizzati dall'autore per la splendida *Karte der Penninischen Alpen* alla scala 1:200.000 (GERLACH, 1869) che copre un'area di quasi 8.000 km<sup>2</sup> (fig. 12A). Nato in Ger-

mania, residente in Svizzera, amico di GIORDANO e di altri geologi italiani, GERLACH (1822-1871) morì tragicamente durante un'escursione in Vallese, dopo aver dedicato vent'anni della sua vita allo studio delle Alpi Pennine. Gli altri 17 fogli della *Carta geologica delle Alpi Piemontesi* furono rilevati da BARETTI (Alpi Graie dal M. Bianco alla Valle dell'Orco e Valle di Susa), L. BRUNO (bassa Valle d'Aosta e anfiteatro morenico d'Ivrea) e GASTALDI (Alpi Graie a sud della Valle dell'Orco, Alpi Cozie e Marittime), con la collaborazione di C. BRUNO e MICHELETTI per i fogli Cuneo e Vinadio. È interessante notare che, a quel tempo, le notizie geologiche erano ritenute giustamente importanti anche per attrarre i turisti in Valle d'Aosta, soprattutto quelli stranieri: lo si desume da alcune guide dell'epoca (CARREL, 1868; GORRET & BICH, 1877).

Nel frattempo, tra il 1864 ed il 1887, erano stati completati i 21 fogli della *Carte géologique de la Suisse* alla scala 1:100.000 (MASSON, 1983), tra cui la *Feuille XXII Martigny-Aosta* (GERLACH, 1870), in cui rientra l'area del Foglio Monte Cervino.

Con l'unità d'Italia, la necessità di disporre di una carta moderna per conoscere la natura geologica e le risorse del territorio nazionale portò all'istituzione del Regio Ufficio (Servizio) Geologico (1862) e al

laborioso avvio del progetto della nuova Carta Geologica d'Italia, promosso e configurato in modo magistrale da Quintino SELLA (1862) e gestito da Felice GIORDANO a partire dal 1876 (BALDACCI, 1911; CARUSONE *et alii*, 1996; CORSI, 2003, 2007). Il rilievo *ex novo* alla scala 1:25.000 delle Alpi occidentali italiane (28 fogli alla scala 1:100.000) fu realizzato tra il 1888 ed il 1906 da FRANCHI, MATTIROLO, NOVARESE, STELLA e ZACCAGNA, ingegneri del R. Corpo delle Miniere e poi del SGd'I, tutti specializzati all'estero, come imposto dal progetto di Quintino SELLA. Una sintesi di questo immenso e rigoroso lavoro fu anticipato nella *Carta geologica delle Alpi Occidentali alla scala 1:400.000*, pubblicata dall'Ufficio Geologico nel 1908, quattro anni prima della stampa dei fogli al 1:100.000 della Valle d'Aosta (Monte Bianco, Aosta, Monte Rosa, Gran Paradiso, Ivrea), avvenuta nel 1912. Come si legge a margine della carta, essa è una "riduzione al 1:400.000 dei fogli alla scala 1:100.000 colorati a mano (dagli autori), dedotti interamente dai loro rilievi di campagna alla scala 1:25.000". Le zone oltre il confine di stato furono tratte dalle carte francesi e svizzere esistenti. A margine della carta si legge anche la seguente avvertenza: "Secondo gli ingegneri Zaccagna e Mattiolo la maggior parte delle rocce indicate in questa carta come calcescisti e precisamente quelle con pietre verdi,

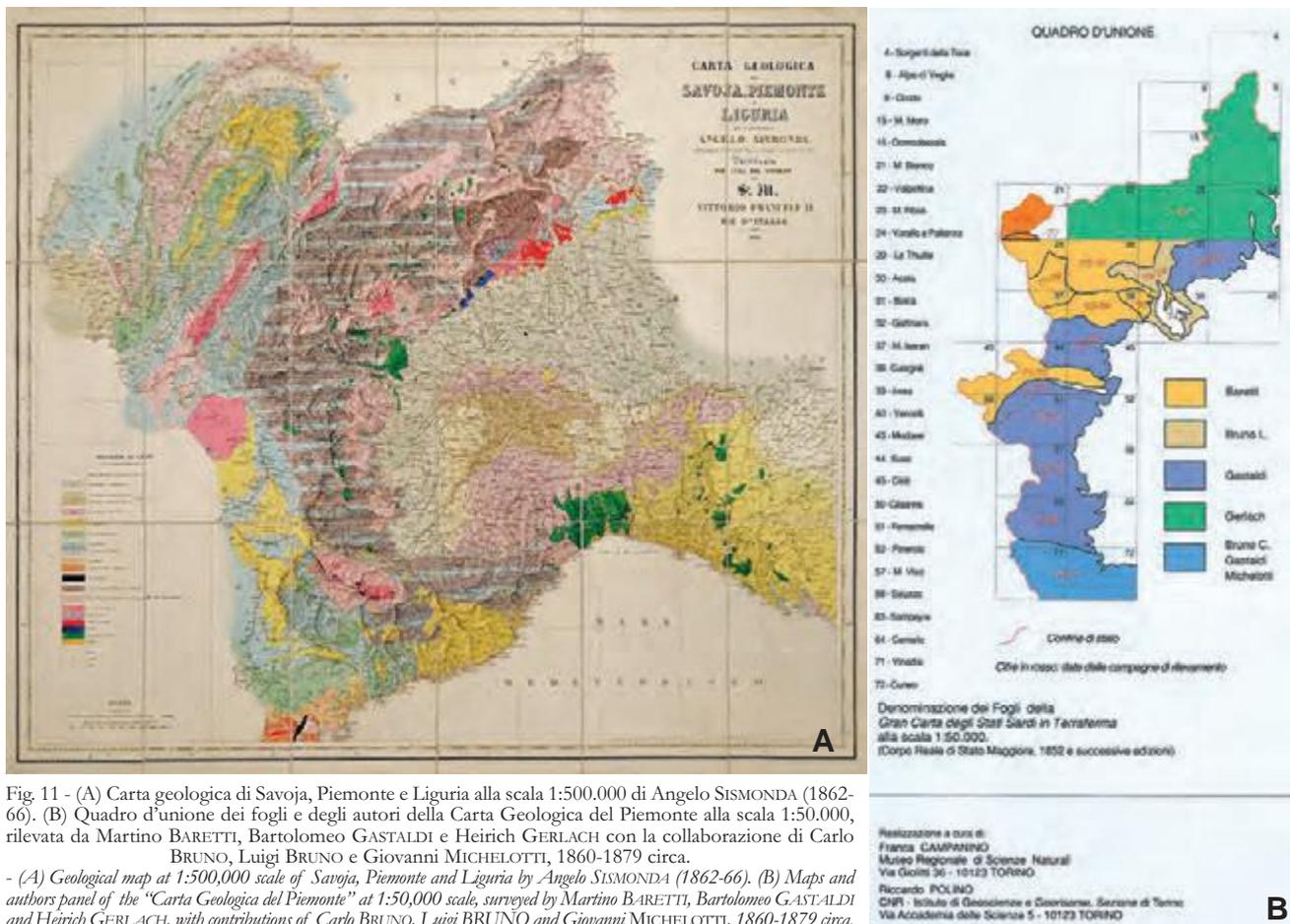


Fig. 11 - (A) Carta geologica di Savoia, Piemonte e Liguria alla scala 1:500.000 di Angelo SISMONDA (1862-66). (B) Quadro d'unione dei fogli e degli autori della Carta Geologica del Piemonte alla scala 1:50.000, rilevata da Martino BARETTI, Bartolomeo GASTALDI e Heinrich GERLACH con la collaborazione di Carlo BRUNO, Luigi BRUNO e Giovanni MICHELOTTI, 1860-1879 circa.

- (A) Geological map at 1:500,000 scale of Savoia, Piemonte and Liguria by Angelo SISMONDA (1862-66). (B) Maps and authors panel of the "Carta Geologica del Piemonte" at 1:50,000 scale, surveyed by Martino BARETTI, Bartolomeo GASTALDI and Heinrich GERLACH, with contributions of Carlo BRUNO, Luigi BRUNO and Giovanni MICHELOTTI, 1860-1879 circa.

Realizzazione a cura di:  
Franco CAMPANINO  
Museo Regionale di Scienze Naturali  
Via Golini 36 - 10123 TORINO  
Riccardo POLINO  
CNR - Istituto di Geoscienze e Georisorse, Sezione di Torino  
Via Accademia delle Scienze 5 - 10123 TORINO

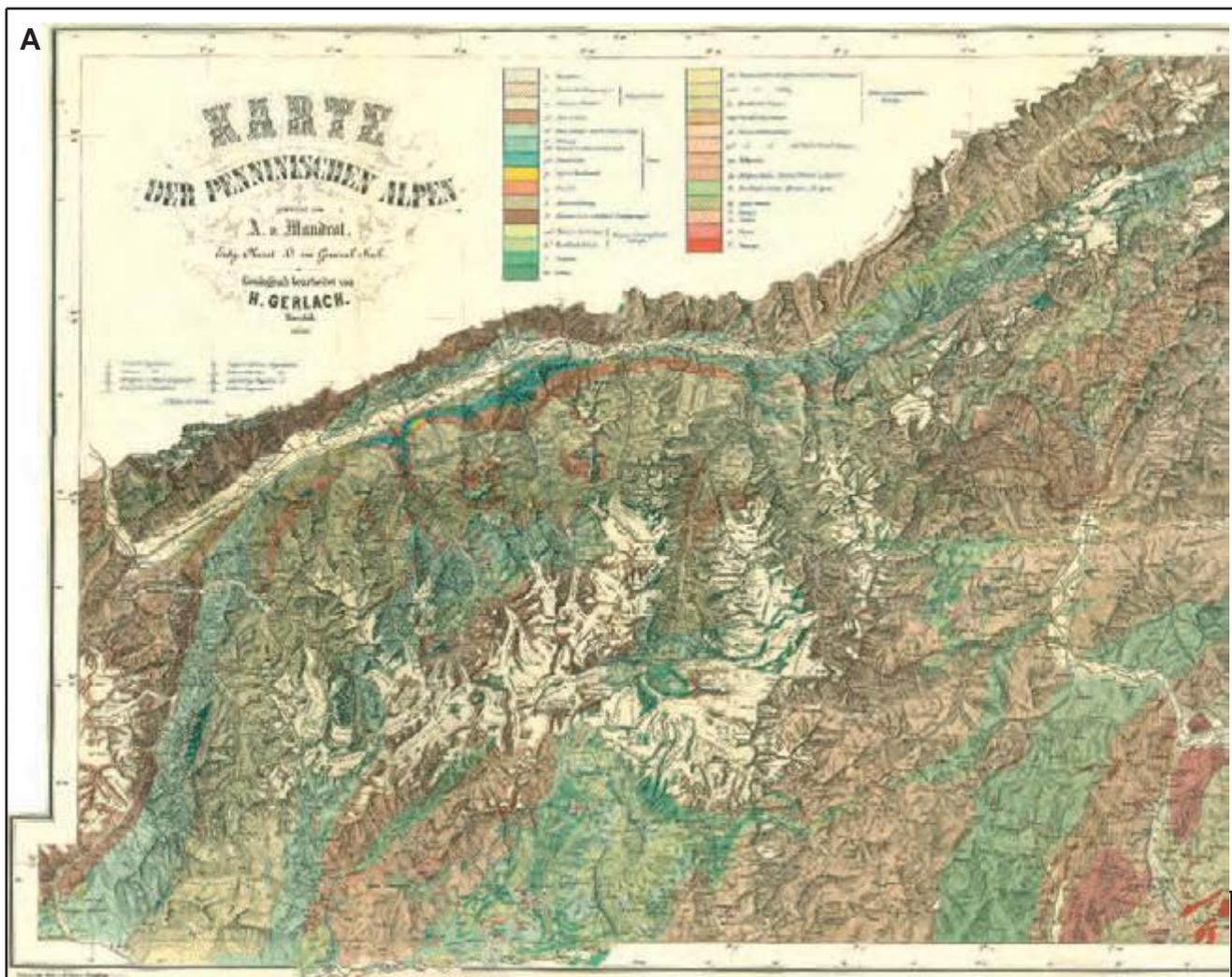
B

concomitanti a micascisti e gneiss, apparterrebbero al Precambriero invece che al Giura e Trias a facies cristallina". La frase ricorda l'esistenza di un'accanita diatriba tra i rilevatori, probabile causa principale del ritardo con cui furono stampati i fogli alla scala 1:100.000, da tempo pronti. Ne parleremo tra breve.

Angelo SISMONDA (1807-1878), allievo a Parigi di ELIE DE BEAUMONT, professore di mineralogia alla R. Università di Torino e senatore del regno, aveva realizzato la grande *Carta geologica di Savoia, Piemonte e Liguria* alla scala 1:500.000 (1862-66). Con il nome comprensivo di "*Giurassico metamorfico*" SISMONDA aveva intuito l'età mesozoica dell'intero complesso di rocce appartenenti alla zona in seguito definita "*dei calcescisti o delle pietre verdi*", a cui tuttavia aveva attribuito un'estensione assai maggiore di quella reale. Nelle Alpi Pennine SISMONDA aveva distinto l'ellissoide di rocce antiche ("*primitive*") del massiccio della Dent Blanche, circondato da terreni del "*Giurassico metamorfico*" ed esteso verso nord-est sino a St Niklaus (Mattertal), ad inglobare anche parte del basamento cristallino

del Siviez-Mischabel (Gran San Bernardo), peraltro non riconosciuto. Noto anche come "*Zentralmasse des Wallis*" (DESOR, 1865, in DIENER, 1889), l'ellissoide riprenderà con GERLACH (1871) il nome di "*Zentralmasse der Dent Blanche*".

Le concezioni cronostratigrafiche di SISMONDA, accolte in parte da STUDER (1851), furono contrastate in blocco da GASTALDI che, negli *Studi geologici sulle Alpi occidentali* (1871, 1874), sostenne l'età arcaica (primitiva, precambriana) di tutti gli scisti cristallini delle Alpi occidentali - comprese le successioni silicoclastiche e carbonatiche permomesozoiche - sulla base di un confronto con lo zoccolo metamorfico canadese, idee condivise da BARETTI (1877, 1893). Cronologia a parte, GASTALDI ha avuto il merito di individuare e delimitare in carta una zona inferiore (laurenziana) o dello "*gneiss centrale*", esposta negli "*ellissoidi di sollevamento*", corrispondenti grosso modo ai moderni massicci cristallini esterni (elvetici) e interni (pennidici superiori), e una zona superiore (huroniana), chiamata appropriatamente "*dei calcescisti o delle pietre*





profili) e, usando nomi moderni, le pietre verdi della Zona di Antrona, piegate nell'antiforme di Vanzone (LADURON, 1976; KLEIN, 1978), quelle della Malfatta (Alagna), incuneate nel basamento cristallino del Monte Rosa (GOSSO *et alii*, 1979), la serie carbonatica del Barrhorn, distinta come “*Dolomit und dolomitischer Kalk*”, il contatto tra gli scisti cristallini del Gran San Bernardo e i calcescisti mesozoici della Zona del Combin, tra la Val de Bagnes e la Dora Baltea, e la ricomparsa dei primi nella cupola di Boussine (Mauvoisin; BURRI *et alii*, 1998), compresa nel Foglio Monte Cervino. I profili II e III di GERLACH (1869), meno noti ma non meno interessanti, attraversano il nostro foglio: il *Profil II* si estende dal Corno Bianco (Gressoney) al Monte Rosa, al massiccio della Dent Blanche e al versante sinistro della Valle del Rodano; il *Profil III* dalla Valle d'Ayas a quella del Rodano, attraverso la Valpelline, le valli glaciali di Otemma e Breney, il Mont Fort e la Pierre à Voir (fig. 12B-C). GERLACH distingue con precisione i calcescisti (“*Glanzschiefer-Scistes lustrés*”, riferiti in parte al Triassico) e le pietre verdi del Col d'Olen e del Gornergrat-Zmutt Bach e quelli affioranti tra Val d'Hérens e Val de Bagnes. Rimarchevole, in particolare, è l'esatta rappresentazione della banda di “*Dolomit u. dolomitischer Kalk*” di età triassica entro la “*Zentralmasse*” (ellissoide) della Dent Blanche (futura Zona di Roisan; ELTER, 1960) e di quella che si estende dalla Valle d'Ayas alla Valtournenche, entro la Zona delle pietre verdi (fig. 13A-B; Unità Pancherot-Cime Bianche; DAL PIAZ, 1976, 1999, con rif. bibl.).

Dopo l'intuizione di SISMONDA e l'opposta opinione di GASTALDI e BARETTI, l'età mesozoica dei calcescisti era postulata da LORY (1857, 1866) nel bacino della Dora Riparia, da FAVRE (1867) nella zona di Courmayeur e in parte da GERLACH (1869; vedi anche TARAMELLI & PARONA, 1911). Occorrerà attendere la fine del secolo per vedere superate, con molte resistenze, le convinzioni stratigrafiche sostenute dall'autorità di GASTALDI.

L'età mesozoica fu ripresa da FRANCHI (1898) ed estesa all'intera Zona piemontese dei calcescisti con pietre verdi, con il supporto di nuovi fossili triassici, retici e liassici rinvenuti nelle zone interne (prepiemontesi) delle Alpi Cozie. Le idee di FRANCHI furono condivise da HAUG, KILIAN, REVIL, LORY e dai colleghi NOVARESE e STELLA e rapidamente accettate dalla pluralità dei geologi stranieri dell'epoca, ma furono combattute dal collega ZACCAGNA (1902-04, riferimenti in FRANCHI, 1904), irriducibile sostenitore, con MATTIROLO, dell'età paleozoica di questa formazione nelle Alpi Cozie e Graie. Le insanabili divergenze, già palesate nel 1902 in seno al Comitato geologico (v. Rendiconti Comitato Geol., parte ufficiale), ebbero come ef-

fetti la ricordata “*avvertenza*” a margine della *Carta geologica delle Alpi Occidentali* e soprattutto quello di ritardare la stampa dei fogli alla scala 1:100.000, da tempo terminati, in attesa di stabilire la legenda definitiva. La penosa diatriba in seno al SGd'I fu formalmente risolta solo nel 1911 da una commissione del Comitato geologico, presieduta da Torquato TARAMELLI. Dopo discussioni in contraddittorio e verifiche sul campo la commissione diede piena ragione a FRANCHI: “*Non si può escludere che esistano calcescisti e calcari saccaroidi arcaici e paleozoici, ma la zona di massimo sviluppo di queste rocce nelle Alpi Occidentali, dove anche affiorano più potenti e più frequenti le masse di pietre verdi, nello stato presente delle nostre cognizioni si deve ritenere mesozoica e più recente del Trias [...] intendiamo soltanto di esprimere un nostro convincimento, che serva di norma al Comitato, ritenendo che la interpretazione di Franchi, Novarese e Stella sia la più accettabile, e come tale debba essere espressa nella serie della nuova Carta geologica delle Alpi Occidentali, in armonia anche al riferimento dato ai terreni corrispondenti nelle Carte geologiche delle regioni confinanti, francesi e svizzere*” (TARAMELLI & PARONA, 1911).

Al di là dei conflitti interni, l'interpretazione stratigrafica di FRANCHI della Zona piemontese aveva già avuto implicita e definitiva convalida da parte di ARGAND (1906, 1909a-b, 1911a-b), costituendo di fatto il fondamento stratigrafico per concepire e giustificare la teoria delle falde ed estenderla all'intera Zona penninica. Va inoltre sottolineato che la *Carta geologica delle Alpi occidentali* alla scala 1:400.000 (FRANCHI *et alii*, 1908) offrì ad ARGAND, con la perfetta rappresentazione dei limiti tra le varie unità litologiche, la base geologica ottimale per realizzare la sua “*Carte structurale*” delle Alpi occidentali alla scala 1:500.000 (1911b) e le tre grandi tavole di sezioni al 1:400.000. Il prezioso contributo dei rilevatori piemontesi fu lealmente riconosciuto da ARGAND che, nonostante le severe critiche ricevute da alcuni di loro, convinti autoctonisti, affermò “*d'avoir connu, dès sa publication en 1908, l'inestimable document moderne qu'est la carte géologique des Alpes occidentales, au quatre-cent millièrne, oeuvre distingué des maîtres du R. Ufficio Geologico*”.

## 2.2. - DALLE CONCEZIONI FISSISTE ALLA TEORIA DELLE FALDE

Le nuove ricerche sulle Alpi Occidentali avevano sollevato, accanto ai notevoli progressi, molti dubbi sull'assetto stratigrafico e strutturale della catena e sulla natura delle sue evidenti complicazioni. In particolare, erano sempre più numerose le situazioni anomale dal punto di vista stratigrafico, documentate dalla presenza di formazioni più antiche sopra formazioni giustamente ritenute più recenti. Tali anomalie erano spiegate ricorrendo a

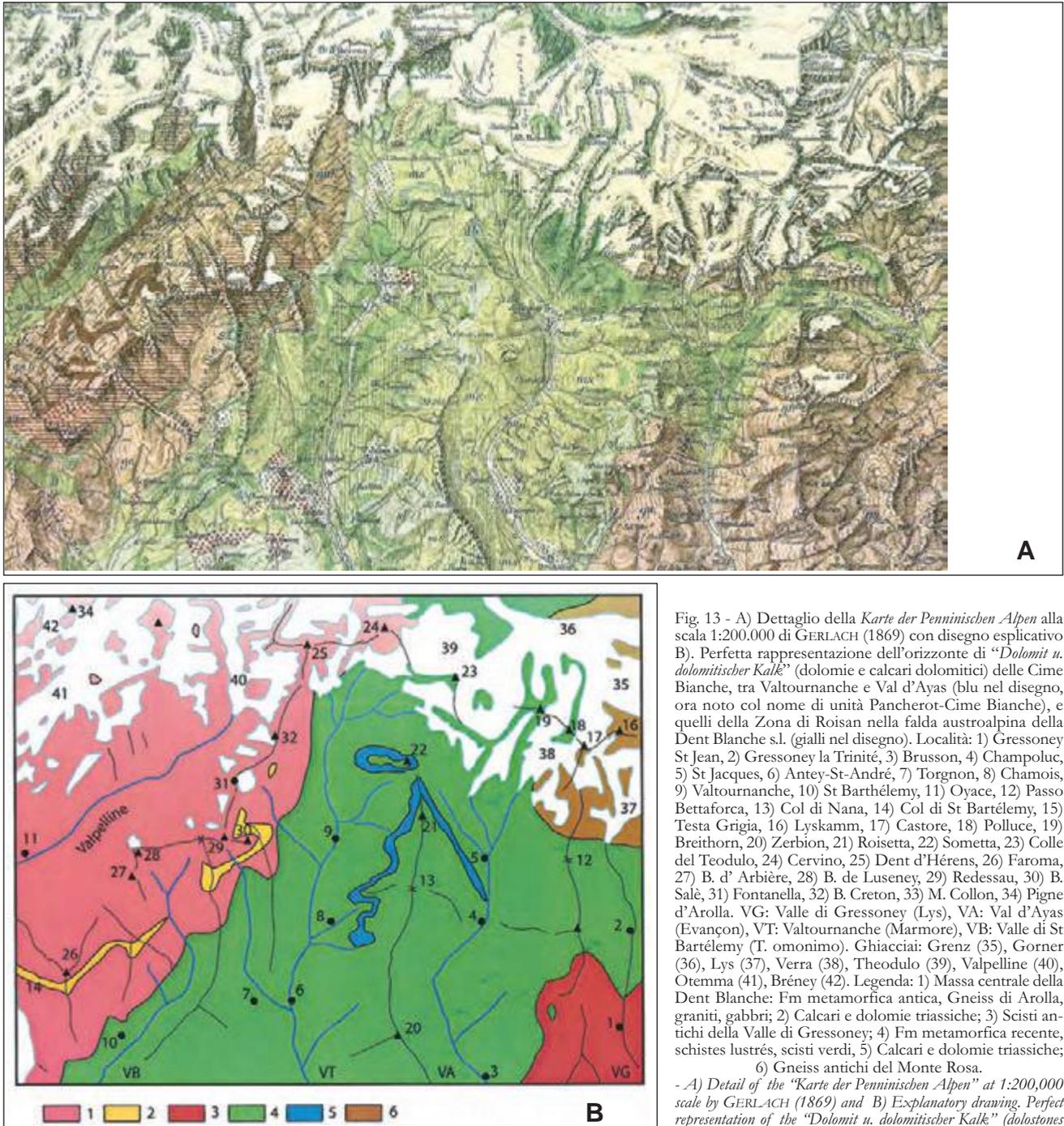


Fig. 13 - A) Dettaglio della *Karte der Penninischen Alpen* alla scala 1:200.000 di GERLACH (1869) con disegno esplicativo B). Perfetta rappresentazione dell'orizzonte di "Dolomit u. dolomitischer Kalk" (dolomie e calcari dolomitici) delle Cime Bianche, tra Valtournanche e Val d'Ayas (blu nel disegno, ora noto col nome di unità Pancherot-Cime Bianche), e quelli della Zona di Roisan nella falda austroalpina della Dent Blanche s.l. (gialli nel disegno). Località: 1) Gressoney St Jean, 2) Gressoney la Trinité, 3) Brusson, 4) Champoluc, 5) St Jacques, 6) Antey-St-André, 7) Torgnon, 8) Chamois, 9) Valtournanche, 10) St Barthélemy, 11) Oyace, 12) Passo Bettaforca, 13) Col di Nana, 14) Col di St Bartélemy, 15) Testa Grigia, 16) Lyskamm, 17) Castore, 18) Polluce, 19) Breithorn, 20) Zerbion, 21) Roisetta, 22) Sometta, 23) Colle del Teodulo, 24) Cervino, 25) Dent d'Hérens, 26) Faroma, 27) B. d' Arbière, 28) B. de Lusency, 29) Redessau, 30) B. Salè, 31) Fontanella, 32) B. Creton, 33) M. Collon, 34) Pigne d'Arolla. VG: Valle di Gressoney (Lys), VA: Val d'Ayas (Evançon), VT: Valtournanche (Marmore), VB: Valle di St Bartélemy (I. omonimo). Ghiacciai: Grenz (35), Gorner (36), Lys (37), Verra (38), Theodulo (39), Valpelline (40), Otemma (41), Bréney (42). Legenda: 1) Massa centrale della Dent Blanche: Fm metamorfica antica, Gneiss di Arolla, graniti, gabbri; 2) Calcari e dolomie triassiche; 3) Scisti antichi della Valle di Gressoney; 4) Fm metamorfica recente, schistes lustrés, scisti verdi, 5) Calcari e dolomie triassiche; 6) Gneiss antichi del Monte Rosa.

- A) Detail of the *Karte der Penninischen Alpen* at 1:200,000 scale by GERLACH (1869) and B) Explanatory drawing. Perfect representation of the "Dolomit u. dolomitischer Kalk" (dolostones and dolomitic limestones) horizon of Cime Bianche ridge, between Valtournanche and Ayas valley (blue in figure B), currently known as Pancherot-Cime Bianche unit, as well as those of the Roisan Zone within the Austroalpine Dent Blanche nappe (yellow in figure B). Localities: 1) Gressoney St Jean, 2) Gressoney la Trinité, 3) Brusson, 4) Champoluc, 5) St Jacques, 6) Antey-St-André, 7) Torgnon, 8) Chamois, 9) Valtournanche, 10) St Barthélemy, 11) Oyace, 12) Bettaforca Pass, 13) Col di Nana, 14) Col di St Bartélemy, 15) Testa Grigia, 16) Lyskamm, 17) Castor, 18) Pollux, 19) Breithorn, 20) Zerbion, 21) Roisetta, 22) Sometta, 23) Colle del Teodulo, 24) Cervino, 25) Dent d'Hérens, 26) Faroma, 27) B. d' Arbière, 28) Becca de Lusency, 29) Redessau, 30) Becca Salè, 31) Fontanella, 32) Becca Creton, 33) Mt Collon, 34) Pigne d'Arolla. VG: Gressoney valley (Lys river), VA: Ayas valley (Evançon), VT: Valtournanche (Marmore), VB: St Bartélemy valley. Glaciers: Grenz (35), Gorner (36), Lys (37), Verra (38), Theodul (39), Valpelline (40), Otemma (41), Bréney (42). Legend: 1) Dent Blanche central mass: Old metamorphic Fm, Gneiss di Arolla Gneiss, granite, gabbro; 2) Triassic limestone and dolostone; 3) Old schists of Gressoney valley; 4) Recent metamorphic Fm, schistes lustrés, gneiss, 5) Triassic limestone and dolostone; 6) Monte Rosa old gneiss.

soluzioni geometriche complesse - rovesciamenti, pizzicature, pieghe a fungo, doppie pieghe - generate da sforzi tettonici essenzialmente verticali, in linea con le concezioni fissiste dell'epoca (plutonismo, contrazionismo, nuclei di sollevamento) che escludevano l'esistenza di significative traslazioni orizzontali, essenza delle teorie mobiliste.

Nella seconda metà dell'Ottocento i canoni del plutonismo e delle concezioni fissiste furono contrastati e superati dai due più autorevoli geologi dell'epoca, il viennese Eduard SUESS (1831-1914)

e lo zurighese Albert HEIM (1849-1937), sostenitori del ruolo passivo dei magmi durante i processi deformativi. Nel 1875 compare “*Die Entstehung der Alpen*”, la famosa monografia in cui SUESS stabiliva alcune regole fondamentali per la tettonica delle Alpi, tra cui la struttura asimmetrica della catena, la vergenza delle pieghe verso l'avampaese europeo e la presenza di “*massicci ostacolo*” contro cui si riversavano i terreni più plastici in fase di corrugamento. Da queste osservazioni SUESS aveva tratto la convinzione, intuiva da ELIE DE BEAUMONT (1852, memoria letta all’*Academie de France* nel 1829), che l’orogenesi fosse dominata a scala globale da forze e da spostamenti orizzontali, detti anche “*stress tangenziali*” perché tangenti al geoide terrestre: era questa la premessa e il fondamento concettuale di tutte le teorie mobiliste, dalle catene a falde di ricoprimento alla deriva dei continenti (MASSON, 1976; DAL PIAZ & DAL PIAZ, 1984; TRÜMPY, 1996; DAL PIAZ, 1997). Nel 1878 HEIM pubblica la corposa monografia “*Untersuchungen über Mechanismus der Gebirgsbildung*” in cui avvalorava, con il peso della sua indiscussa autorità, il modello della piega a doppia vergenza (“*Doppelfalte*”) che Arnold ESCHER VON DER LINTH aveva proposto per spiegare la successione stratigrafica invertita (terreni del Verrucano sopra il flysch terziario) nelle Alpi di Glarona, dopo aver ideata e scartata l’ipotesi di un “*enormus overthron*” (MURCHISON, in TRÜMPY, 1991, con rif. bibl.).

Problemi analoghi erano sorti per l’interpretazione dell’ellissoide o “*massa cristallina centrale*” della Dent Blanche, comprendente anche il Cervino, studiata in dettaglio da GIORDANO (1868, 1869a-b) e da GERLACH (1869, 1871). Entrambi avevano notato correttamente che i terreni cristallini al margine dell’ellissoide giacevano sopra la Zona delle pietre verdi, indicata da GIORDANO col nome di “*formazione calcareo-serpentinosa*” e da GERLACH con quello di “*Jüngere metamorphische Schieferbildung*” e “*Glanschiefer-Schistes lustrés*”. Il problema da risolvere era la loro età.

Le prime osservazioni sulla costituzione geologica del Cervino risalgono a DE SAUSSURE che, nel 1792, era salito al Colle del Teodulo (3316 m), tra Zermatt e Valtournenche (fig. 14), e vi era rimasto tre giorni per effettuare la prima misura trigonometrica del Cervino (4522 m, in realtà 4477 m). Lo sguardo si era a lungo soffermato sulla “*piramide inaccessibile*”, descritta nel modo seguente (traduzione dall’originale): “*L’obelisco triangolare è formato da tre strati paralleli. Lo strato sommitale è di colore giallo sporco e, a mio avviso, è prevalentemente costituito da serpentiniti in intima associazione con calcari e micascisti quarzosi. Questa opinione è fondata su mie dirette osservazioni in montagne vicine che mostrano la stessa tinta. Il secondo strato, di colore grigio, è una mistura di gneiss e rocce quarzoso-micacee osservate nel detrito morenico durante una pre-*

*cedente escursione, materiale che è caduto indiscutibilmente dallo strato in questione. Lo strato inferiore mostra lo stesso colore di quello sommitale ed è formato da serpentiniti in probabile alternanza con micascisti calcarei*”. La descrizione a distanza di DE SAUSSURE fu confermata da STUDER (1851) che aveva riconosciuto la natura prevalentemente gneissica delle grandi montagne del Vallese (pp. 204-226) e disegnato la grande piega retroflessa presso Zermatt, poi definita da ARGAND “*pli en retour des Mischabel*”.

Nel 1866 GIORDANO aveva trascorso sei giorni sulla Gran Becca (Cervino), bivaccando più notti alla *cravate* (4122 m), una larga cengia poco sotto il Pyc Tyndall, ma senza raggiungere la vetta a causa del cattivo tempo. L’impresa gli riesce nel 1868, salendo per la via italiana del Leone e scendendo lungo la cresta svizzera dell’Hörnli (GIORDANO, 1868; DAL PIAZ, 1996a). Le difficoltà alpinistiche non gli impediscono di studiare le rocce “*passo a passo*” - con l’accuratezza e il dettaglio voluti dall’amico Quintino - “*nella loro naturale successione su più di 2500 m d’altezza verticale*”. Dopo la vittoria di WHYMPER, il 14 luglio 1865, il Cervino era diventato il “*desiderio geologico*” di GIORDANO (fig. 14C) poiché, con le sue esplorazioni in Vallese ed in Valle d’Aosta, gli era sorto l’interesse scientifico di fare “*l’analisi speciale di questo colosso*” e di misurarne le quote con un barometro a mercurio (riportate in seguito). Dal Breuil alla vetta GIORDANO (fig. 15) descrive la seguente successione litologica, in dolce pendenza verso ONO (tra parentesi l’interpretazione moderna): i) alla base, la “*formazione calcareo-serpentinosa*”, costituita da calcari micacei e calcescisti con ripetute intercalazioni di scisti anfibolico-cloritici, eufotidi e serpentiniti, estesa dalla conca del Breuil al Breithorn, a tetto del nucleo cristallino antico del Monte Rosa, e riferibile alla “*zona delle rocce verdi*” di SISMONDA e GASTALDI; mancano invece, tra il Breuil (2015 m) e la base del Cervino (2925 m), le intercalazioni di calcari cristallini, dolomie e carnirole osservate da GIORDANO (e cartografate con precisione da GERLACH) in Valtournenche e in altre località della regione (Zona del Combin, unità Pancherot-Cime Bianche); ii) tra 2925 e 3075 m un orizzonte di scisti finissimi, di colore verde chiaro, seguiti da alternanze di gneiss e scisti micacei (miloniti alla base della falda Dent Blanche); iii) un grande corpo lenticolare di “*gabbro eufotide*” a feldspato e diallagio, struttura massiccia e grana grossa, con base a 3075 m circa, spesso 500 m ed esteso sino al Colle del Leone (3610 m); iv) al di sopra dell’amigdala di gabbro, dopo un orizzonte di gneiss e scisti chiari “*macchiati di ferruginoso*” (miloniti), segue la potente formazione sommitale dello “*gneiss talcoso granitoido*” (talco = mica sericitica, fengite) o “*protogino scistoso*”, spesso caratterizzato sino a 3960 m da “*noccioli di quarzo e feldspato*

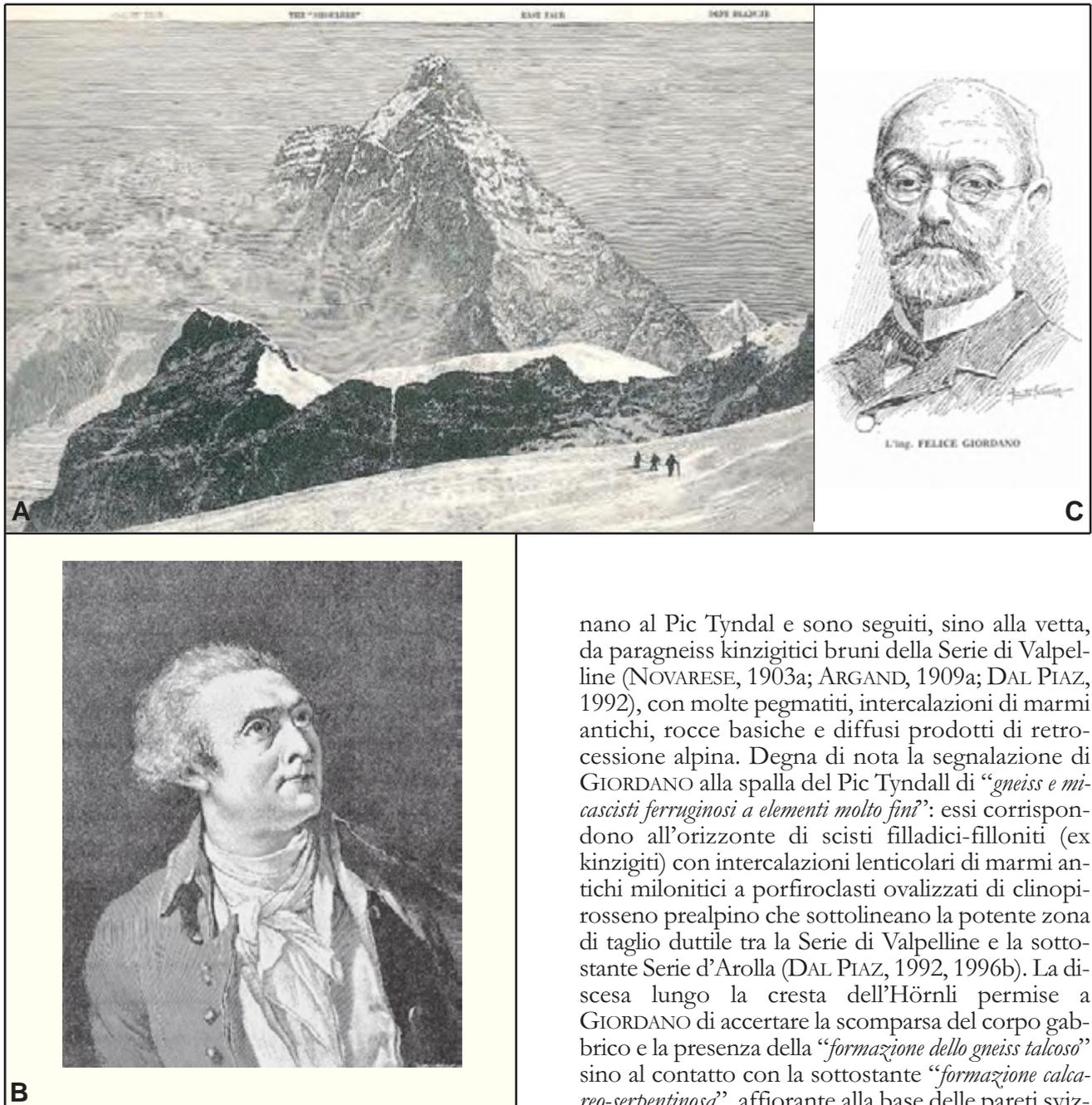


Fig. 14 - (A) Il Colle del Teodulo nell'Ottocento, disegno di E. WHYMPER (1900). Ritratti di H.B. DE SAUSSURE (B) e Felice GIORDANO (C).  
- (A) *Theodul pass in the XIX Century*, by E. WHYMPER (1900). Portraits of H.B. DE SAUSSURE (B) and Felice GIORDANO (C).

con aspetto porfiroide" (gneiss occhiadini della Serie di Arolla, derivati da granitoidi permiani a struttura porfirica); seguono, sino alla spalla del Pic Tyndall (4275 m), alternanze di gneiss talcoso, micascisti e gneiss listati, con uno "straterello di scisto serpentinoso verde cupo" (miloniti cloritico-anfiboliche) in cui è modellata la marcata cengia, detta "cravatè", sede della baracca (4122 m) costruita nel 1867 su indicazioni di GIORDANO. La descrizione litologica è molto precisa, anche se gli gneiss granitici termi-

nano al Pic Tyndal e sono seguiti, sino alla vetta, da paragneiss kinzigitici bruni della Serie di Valpelline (NOVARESE, 1903a; ARGAND, 1909a; DAL PIAZ, 1992), con molte pegmatiti, intercalazioni di marmi antichi, rocce basiche e diffusi prodotti di retrocessione alpina. Degna di nota la segnalazione di GIORDANO alla spalla del Pic Tyndall di "gneiss e micascisti ferruginosi a elementi molto fini": essi corrispondono all'orizzonte di scisti filladici-filloniti (ex kinzigiti) con intercalazioni lenticolari di marmi antichi milonitici a porfiroclasti ovalizzati di clinopirosseno prealpino che sottolineano la potente zona di taglio duttile tra la Serie di Valpelline e la sottostante Serie d'Arolla (DAL PIAZ, 1992, 1996b). La discesa lungo la cresta dell'Hörnli permise a GIORDANO di accertare la scomparsa del corpo gabbriico e la presenza della "formazione dello gneiss talcoso" sino al contatto con la sottostante "formazione calcareo-serpentinosa", affiorante alla base delle pareti svizzere della piramide. Per una moderna descrizione della geologia del Cervino, oltre alle figure 16 e 17 si vedano le note illustrative e le sezioni del Foglio *Matterhorn* (BUCHER *et alii*, 2004) e gli articoli di DAL PIAZ *et alii* (1977); ESCHER & MASSON (1988), DAL PIAZ (1992, 1996b) e MARTHALER (2002).

Secondo gli studi geologici di GERLACH (1869, 1971), integrati da descrizioni petrografiche e chimiche di VON RATH (1872 e in GERLACH, 1871, pp. 118-125), la "Zentralmasse" della Dent Blanche è costituita in prevalenza da uno gneiss talcoso-micaceo con quarzo, ortoclasio e oligoclasio, detto "Arolla Gneiss". Oltre alla regione di Arolla, da cui ha preso il nome, lo gneiss è diffuso in alta Val d'Hérens, dal ghiacciaio di Arolla all'Evêque, al



GERLACH descrive e distingue in carta anche un gruppo di gneiss e micascisti ricchi in feldspato, biotite e granato ("Valpelline Gestaine"), affioranti al fondo e sul versante sinistro della Valpelline, sino ad oltre Prarayer: si tratta dei paragneiss con metamorfismo prealpino di alto grado (complesso kinzigitico *Auct.*) della Serie di Valpelline (ARGAND, 1908 ; DIEHL *et alii*, 1952; COMPAGNONI *et alii*, 1977a; DAL PIAZ, 1992; GARDIEN *et alii*, 1994; BURRI *et alii*, 1998; BUCHER *et alii*, 2004 ; MENEGON *et alii*, 2007; MALASPINA *et alii*, 2011; MANZOTTI, 2011; MANZOTTI & ZUCALI, 2012). Vi si associano rocce ad orneblenda-biotite, filoni granitici a grana grossa e calcari cristallini, puri e con silicati (Bionaz). Analoghi micascisti bruni e scisti orneblendici sono segnalati correttamente anche al M. Rouge (Rous), sopra il lago di Cignana, e nella parte superiore del Mont Mary.

Nella "Zentralmassé" della Dent Blanche GERLACH (1869, 1871) descrive e cartografa anche i grandi corpi di gabbro, con associate serpentiniti e rocce anfiboliche, che affiorano al Mt Collon, Petit Mt Collon, Dents de Bertol, Stockje (ghiacciaio di Zmutt) e al Cervino. Il gabbro del Collon è costituito da diallagio, plagioclasio labradoritico, in parte saussuritizzato, e talora orneblenda. Nei corpi serpentinitici minori segnala pseudomorfo su originaria olivina.

Al di sotto della "formazione scistoso-metamorfica antica" (basamento cristallino) della Dent Blanche GERLACH descrive una "formazione scistoso-metamorfica recente", costituita da alternanze di "scisti verdi" (prasiniti), serpentiniti e "scisti grigi argilloso calcarei" (*grüne e graue Schiefer, Glanzshiefer, schistes lustrés*), equivalente alla "formazione calcareo-serpentinosa" di GIORDANO. Al Triassico sono riferiti (per confronto) sia i calcescisti con calcari sericitici dell'alta Valle di Gressoney, Ayas, Valtournenche e St Barthélemy, sia l'orizzonte di dolomie, calcari, carnirole e quarziti delle Cime Bianche (v. fig. 13), ricordato in precedenza, mentre sono ritenute più antiche le pietre verdi associate ai calcescisti.

Discutendo l'età, la posizione geometrica ed il significato di queste unità metamorfiche situate tra l'ellissoide della Dent Blanche ed il massiccio antico del Monte Rosa, GERLACH e GIORDANO si avvicinano all'ipotesi dell'esistenza di una grande falda di ricoprimento che configurano, valutano e poi rigettano, anche se per motivi opposti (DAL PIAZ, 1996a-b; ESCHER & MASSON, 1988). Entrambi avevano visto la formazione dei calcescisti immergersi sotto la "Zentralmassé" della Dent Blanche. GERLACH, giustamente convinto dell'età antica delle rocce granitiche della Dent Blanche, risolveva l'anomalia stratigrafica ricorrendo (erroneamente) alla classica struttura a ventaglio, radicata al centro del massiccio al di sotto dei

calcescisti, in linea con le concezioni autoctoniste dell'epoca (v. fig. 12B-C, profili di GERLACH). È interessante notare che GERLACH attribuiva il doppio rovesciamento dell'ellissoide a due fasi deformative distinte, con spinte rivolte prima a nord e poi a sud, precorrendo in un certo senso i concetti di tettonica tangenziale e di deformazione retrovergente.

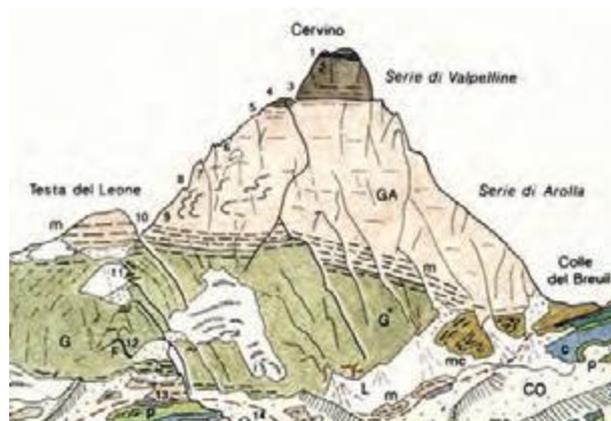


Fig. 16 - Geologia del Cervino, versante italiano (DAL PIAZ, 1992, 1996b). Falda della Dent Blanche s.l., lembo del Cervino: Serie di Valpelline: complesso kinzigitico; Serie di Arolla: gneiss granitoidi (GA); gabbro permiano (G) con filoni acidi e basici (F), miloniti (m), micascisti del Colle del Breuil (mc). Zona del Combin, alla base: calcescisti mesozoici (c); metabasalti prasinitici (p). 1-12: dettagli della descrizione geologica della via italiana al Cervino in DAL PIAZ (1996b).

- *Geology of the Matterhorn, Italian side* (DAL PIAZ, 1992, 1996b). Dent Blanche nappe, Matterhorn tectonic element: Valpelline Series: kinzigitic complex; Arolla Series: gneissic granitoids (GA); Permian gabbro (G) including felsic and mafic dykes (F), mylonitic contacts (m), Colle del Breuil micascists (mc). Underlying Combin Zone: Mesozoic calcschists (c); prasinitic metabasalts (p). Points 1-12: location of geological details on the Lyon ridge described in DAL PIAZ (1996b).

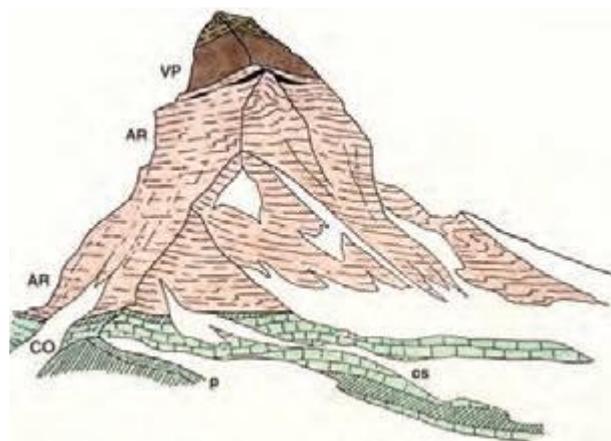


Fig. 17 - Geologia delle pareti orientale e settentrionale del Monte Cervino, delimitate dalla cresta dell'Hörnli, da uno schizzo inedito di Argand (ESCHER & MASSON, 1988), modificato (DAL PIAZ, 1996b). Da tetto a letto: 1) Falda della Dent Blanche s.l.: Complesso kinzigitico della Serie di Valpelline (VP), gneiss granitoidi della Serie di Arolla (AR), analoghi a quelli della Cresta del Leone, con sottile intercalazione di calcescisti della zona di Roisan (nero); 2) Zona del Combin (CO): calcescisti (cs) con intercalazioni di prasiniti (p).

- *Geology of the eastern and northern walls of the Matterhorn, with the Hörnli crest between them: Argand's unpublished sketch* (ESCHER & MASSON, 1988), modified by DAL PIAZ (1996b). From top to bottom: 1) Dent Blanche nappe s.l.: Kinzigitic complex of Valpelline series (VP), gneissic granitoids of Arolla Series (AR), similar to those of the Lyon crest, including thin calcschists of the Roisan Zone (black); 2) Combin Zone (CO): calcschists (cs) with interbeddings of prasinites (p).

GIORDANO era invece certo che il ventaglio si chiudesse alla sua base, cioè che le rocce cristalline della Dent Blanche e del Cervino stessero effettivamente sempre al di sopra della “*formazione calcareo-serpentinosa*” che, a sua volta, poggia senza dubbio sopra l’antico basamento cristallino del Monte Rosa (fig. 18A). Partendo da questa corretta ricostruzione geometrica e tenuto conto dell’età antica assegnata all’epoca alle rocce granitiche presenti anche nella Dent Blanche si sarebbe logicamente dovuto concludere ammettendo l’esistenza e il riversamento di “*falde enormi*” (“*nappes*” nell’articolo in francese): GIORDANO configurò chiaramente questa soluzione strutturale in alternativa ai modelli fissisti, ma alla fine la scartò perché “*rischiatissima e inutile*”, apparendogli più semplice una successione stratigrafica normale, dal Monte Rosa al Cervino, attraverso l’interposta “*formazione calcareo-serpentinosa*”, in accordo con la ricostruzione proposta da GASTALDI per le Alpi Graie. In questo modo GIORDANO era costretto ad attribuire (erroneamente) alle rocce cristalline del Cervino un’età più recente di quella dei calcescisti sottostanti. La prudenza e la mentalità razionale del matematico-ingegnere prevalsero sulla creatività del geologo: la rivoluzione mobilista avrebbe potuto iniziare quindici anni prima se i profili di GIORDANO fossero stati interpretati in base alla stratigrafia di GERLACH (DAL PIAZ, 1996a-b).

Concezioni vicine a quelle di GERLACH sulla “*Zentralmasse der Dent Blanche*” sono seguite da DIENER (1889), autore di un pregevole disegno della parete ovest del Cervino e del suo complicato sistema di pieghe megascopiche.

L’appartenenza del Cervino alla Zona delle pietre verdi, sostenuta da GASTALDI e GIORDANO, fu seguita da NOVARESE (1899) che poi cambiò opinione (1903a-b), convenendo con GERLACH sul fatto che gli gneiss dell’ellissoide della Dent Blanche fossero del tutto diversi e più antichi dai terreni mesozoici della Zona delle pietre verdi. Dal punto di vista strutturale l’ipotesi più plausibile per NOVARESE era il ventaglio di GERLACH: “*una vasta cupola di strati che le intense spinte che hanno compresso lateralmente per modo che gli strati centrali sono diventati verticali laddove quelli periferici, rovesciandosi, furono ribaltati sopra i terreni più giovani che li avvolgevano*”. In particolare, NOVARESE (1903a) si riferiva al rovesciamento degli gneiss della dorsale Cervino-Dent d’Hérens e del lembo isolato del Pillonet sopra i calcescisti mesozoici, una struttura complicata da pieghe “*costipate e ribaltate*”, che tuttavia non specificò. L’esistenza di un ventaglio a doppia vergenza, con una forma molto svasata ed estesa sino a formare il *Klippe* del Pillonet, fu ribadita da STELLA (1905, 1927; fig. 18B).

Attribuita agli sforzi tangenziali la causa prima di ogni orogenesi (Suess, 1875), la teoria delle falde

prese l’avvio alla fine dell’Ottocento per spiegare la posizione anomala di unità sedimentarie affioranti nel settore esterno della catena (Alpi di Glarona, Prealpi Romande e del Chiabese): la tettonica di sollevamento e le varie strutture autoc-toniste (ventaglio, doppia piega, piega a fungo, doppio rovesciamento) furono sostituite da sovrascorrimenti (*charriages*), falde di ricoprimento (*nappes*) ed estese traslazioni suborizzontali (BERTRAND, 1884; SCHARDT, 1893, 1898; LUGEON, 1902a-b). Il 1903 fu l’anno decisivo per il trionfo della teoria delle falde, estesa dalle Alpi occidentali alle Alpi orientali e ai Carpazi: nell’estate 1903 si tenne a Vienna il IX Congresso Geologico Internazionale e, in tale sede, si svolse una memorabile battaglia - non solo verbale - tra i geologi austro-ungarici, rigidi custodi dell’ortodossia fissista, e i giovani colleghi francesi e svizzeri, sostenitori dell’eresia faldistica. Tutte le Alpi orientali a nord del dominio sudalpino divennero una grandiosa catena a falde (TERMIER, 1903, 1904).

Subito dopo la teoria delle falde fu applicata al basamento cristallino e alle coperture metamorfiche del Sempione (SCHARDT, 1904) e della zona del Piemonte tra il Ticino e la Valle dell’Arc (LUGEON & ARGAND, 1905) e poi perfezionata ed estesa da ARGAND (1906, 1909a-b, 1911a-b, 1916) a tutte le Alpi occidentali. Presupposto implicito - non è male ricordarlo ancora - fu l’età mesozoica (FRANCHI, 1898) di tutte le successioni in facies piemontese dei calcescisti con pietre verdi che, nel modello di ARGAND, costituivano le strette sinclinali alternate alle anticlinali-ultrapieghe coricate, con nucleo paleozoico. Rassegne storiche in MASSON (1976, 1983), DAL PIAZ & DAL PIAZ (1984), TRÜMPY & LEMOINE (1988), TRÜMPY (1991), DAL PIAZ (1996b, 1997, 2001a), TRÜMPY & OBERHAUSER (1999).

### 2.3. - ARGAND E LE FALDE DELLA ZONA PENNIDICA

«*Le géologue contemplant le Cervin n’aura garde d’oublier à quelle découverte grandiose la réflexion engagée ici-même conduisit Emile Argand*» (ESCHER & MASSON, 1984).

Dopo tre anni di ricognizioni nelle Alpi Pennine, indirizzato dal suo maestro Maurice LUGEON e “*sur la base solide fournie par les travaux de H. GERLACH*”, ARGAND eseguì il rilevamento geologico alla scala 1:50.000 del massiccio della Dent Blanche, dedicandovi 305 giorni di lavoro effettivo, dal 1905 al 1907 (ARGAND, 1908, 1909a). La zona del rilievo, irta di vette oltre i 4.000 m e con grandi ghiacciai, si estende dalla Valle di Zermatt (Mattertal) all’alta Valle di Arolla e, nel settore italiano, dalla conca del Breuil alla testata della Valpelline, attraverso la parete sud del Cervino e la bastionata

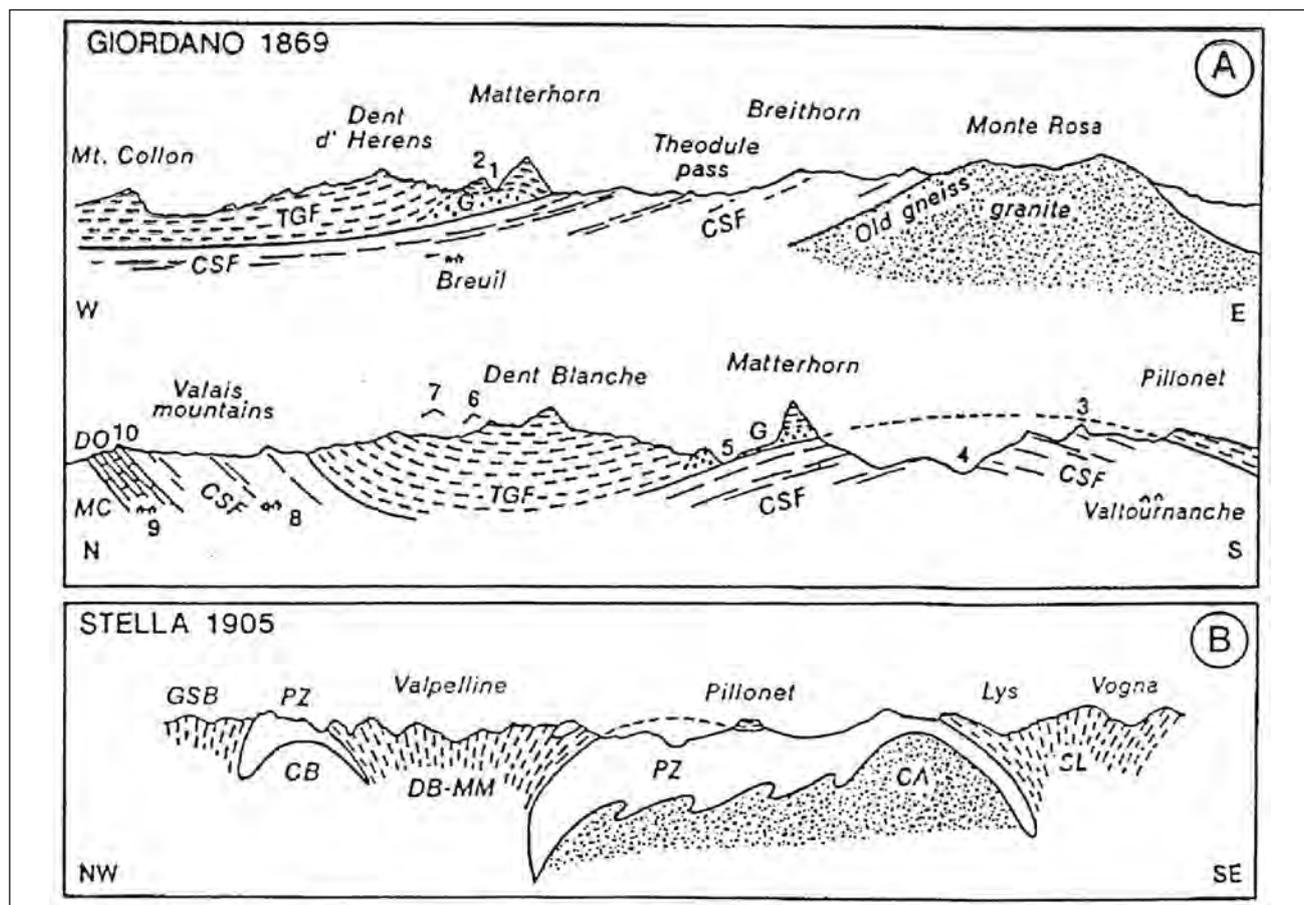


Fig. 18 - (A) Sezioni dal Cervino al Monte Rosa (est-ovest) e dal Vallese al Cervino e alla Val d'Ayas (nord-sud) attraverso l'ellissoide della Dent Blanche (GIORDANO, 1869a): Fm sommitale dello "gneiss talcoso" (TGF), con la lente gabbrica del Cervino (G), sottostante "Fm calcareo-serpentinosa" (CSF), poggiante sullo "gneiss antico" del Monte Rosa. Località: 1) Colle del Leone, 2) Testa del Leone, 3) Roisetta e Tournalin, 4) Valtournanche, 5) ghiacciaio di Zmutt, 6) Gabelhorn, 7) Weisshorn, 8) Haudères, 9) Evolène. (B) Le pieghe a ventaglio con cui STELLA (1927) interpreta in modo fissista la struttura della Valle d'Aosta: Dent Blanche-M. Mary (DB-MM), Sesia-Lanzo (SL), Zona Piemontese (PZ), Monte Rosa, duomi di Arcesa e Bousine (CA-CB), Gran San Bernardo (GSB).

- (A) Matterhorn-Monte Rosa (east-west) and Valais-Matterhorn-Ayas (north-south) cross-sections through the Dent Blanche ellipsoid (GIORDANO, 1869a): capping "gneiss talcoso" Fm (TGF), including the Matterhorn gabbro (G), underlying calcareous-serpentinous Fm (CSF), resting over the Monte Rosa old gneiss. Localities: 1) Colle del Leone, 2) Testa del Leone, 3) Roisetta and Tournalin, 4) Valtournanche, 5) Zmutt glacier, 6) Gabelhorn, 7) Weisshorn, 8) Haudères, 9) Evolène. (B) Fan-fold structures envisaged by STELLA (1927) for interpreting the geology of Aosta Valley against the nappe theory: Dent Blanche-M. Mary (DB-MM), Sesia-Lanzo (SL), Piemonte Zone (PZ), Monte Rosa, Arcesa and Bousine domes (CA-CB), Grand St Bernard (GSB).

delle Grandes Murailles (fig. 19). A lavori appena iniziati, ARGAND (1906) presenta all'Accademia delle Scienze di Parigi la nota "Sur la tectonique du massif de la Dent-Blanche" in cui riduce a sei i sette ricoprimenti per ultrapieghe della Zona pennidica proposti l'anno precedente (LUGEON & ARGAND, 1905). L'aggiornamento consiste nell'attribuire alla falda VI della Dent Blanche s.l., o "nappe piémontaise supérieure" (termine poi abbandonato), anche la massa Mary-Emilius e i lembi minori del Rafray e del Pilonet; l'intera falda VI è radicata nella parte esterna dello gneiss Sesia. Le altre cinque falde pennidiche rimangono immutate.

La carta, stampata nel 1908, è illustrata nella monografia "L'exploration géologique des Alpes pennines centrales" e nella nota "La Doire Baltée en aval d'Aoste" (ARGAND, 1909a-b). La ricerca è completata con l'illustrazione dettagliata delle Alpi Pennine e con l'estensione della struttura a falde di ricoprimento

all'intero arco alpino occidentale (ARGAND, 1911a-b). La monografia di ARGAND (1911a) è accompagnata dalla "Carte tectonique des Alpes Pennines" alla scala 1:500.000 (fig. 20), estesa dal Rodano e dai "massicci ostacolo" elvetici (Aar e Monte Bianco-Aiguilles Rouges) al versante destro della Valle d'Aosta, alla Valsesia e alla regione Ossola-Sempione, da uno stereogramma schematico (fig. 21A) e da uno stereogramma tettonico (fig. 21B), della stessa regione. La Zona pennidica è una successione di sei grandi pieghe coricate (ultrapieghe, pieghe-falde), fisicamente continue secondo la direzione degli assi tettonici regionali (cilindrismo). Le pieghe sono costituite da nuclei antiformali di rocce cristalline e da un mantello di sedimenti mesozoici di copertura rigenerati dal metamorfismo alpino (ARGAND, 1911a-b-c, 1912a-b, 1916). Il nucleo delle ultrapieghe è formato dalla "série pennique inférieure" in cui ARGAND riunisce tutti i litotipi ante-

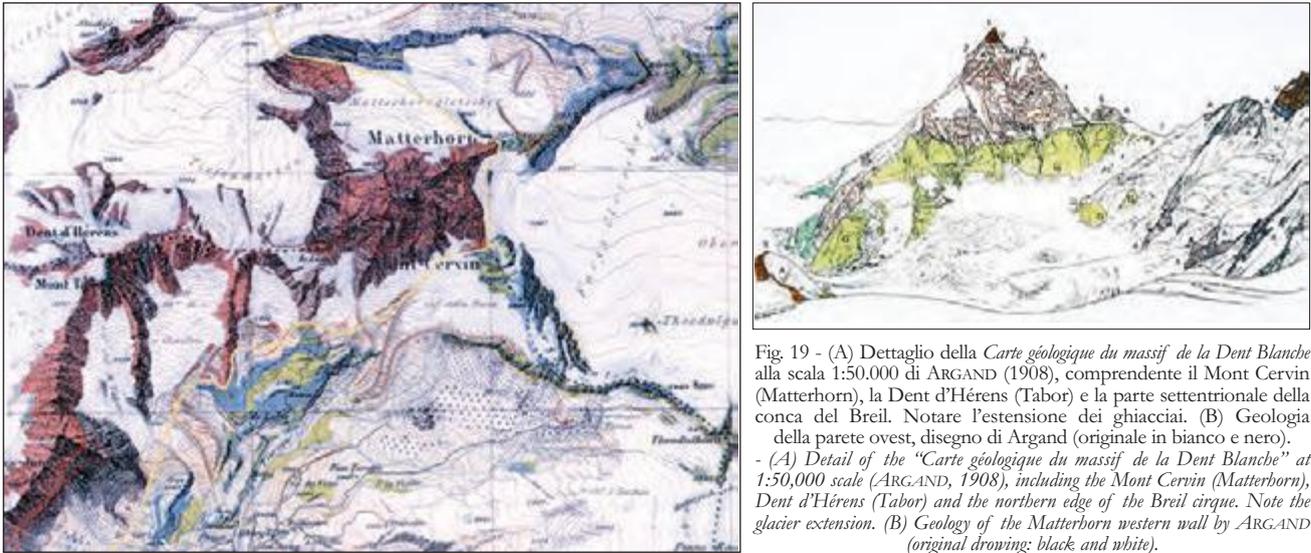


Fig. 19 - (A) Dettaglio della *Carte géologique du massif de la Dent Blanche* alla scala 1:50.000 di ARGAND (1908), comprendente il Mont Cervin (Matterhorn), la Dent d'Hérens (Tabor) e la parte settentrionale della conca del Breil. Notare l'estensione dei ghiacciai. (B) Geologia della parete ovest, disegno di Argand (originale in bianco e nero).  
 - (A) Detail of the "*Carte géologique du massif de la Dent Blanche*" at 1:50,000 scale (ARGAND, 1908), including the Mont Cervin (Matterhorn), Dent d'Hérens (Tabor) and the northern edge of the Breil cirque. Note the glacier extension. (B) Geology of the Matterhorn western wall by ARGAND (original drawing: black and white).

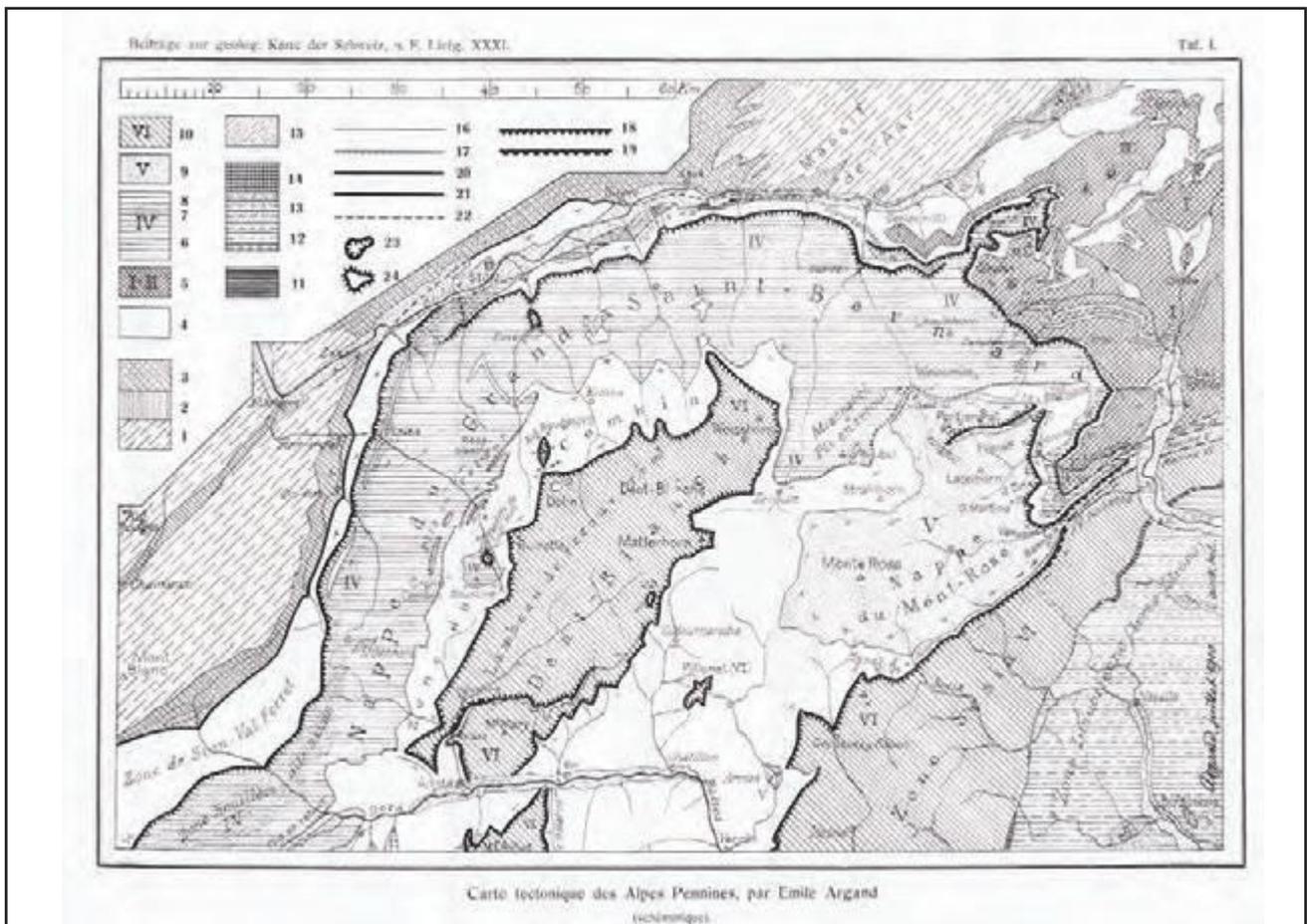


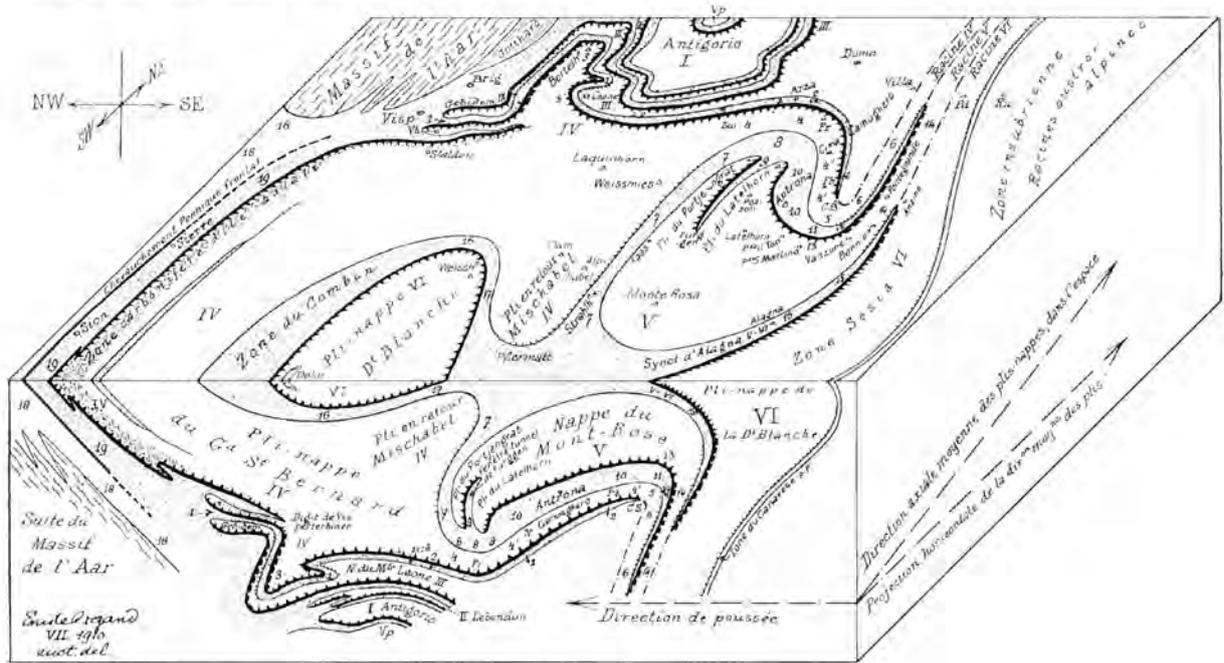
Fig. 20 - *Carte tectonique des Alpes Pennines* alla scala 1:500.000 (*schématique*), disegnata nel 1910 (ARGAND (1911a, Planche I).  
 - Tectonic map of the Pennine Alps at 1:500,000, schematic (ARGAND's drawing 1910, printed in 1911a, Planche I).

cedenti alla base del "*Trias calcaire*" e, in sua assenza, ai calcescisti mesozoici. Si tratta di scisti cristallini precarboniferi, di scisti eteropici con il Carbonifero produttivo (antracite) della *Zone bouil-*

*lère*, riferita da ARGAND (1906, 1912a) al settore esterno del ricoprimento del Gran San Bernardo (IV); seguono successioni silicoclastiche permiane, probabilmente presenti, ma non distinguibili, e in-

Beiträge zur geolog. Karte der Schweiz, n. F. Liefg. XXXI.

Taf. II.



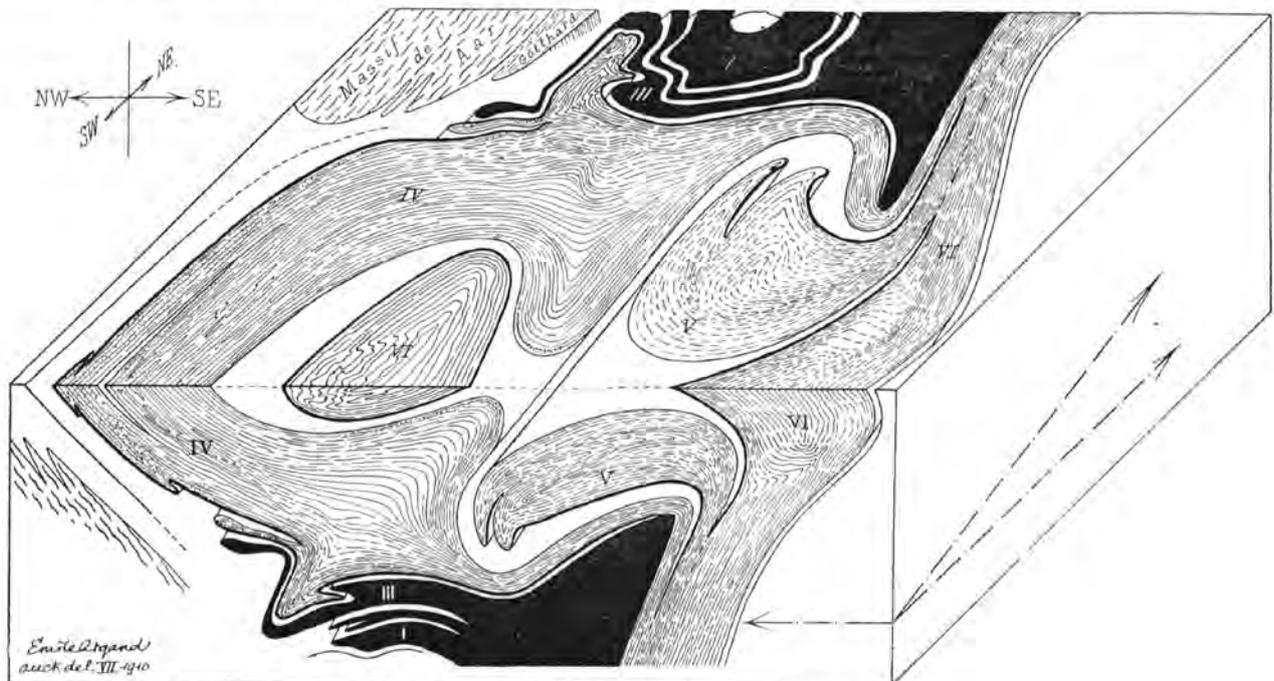
Stereogramma schematico des Alpes Pennines,

montrant les principales relations entre la structure profonde et les phénomènes tectoniques de surface, par Emile Argand.

A

Beiträge zur geolog. Karte der Schweiz, n. F. Liefg. XXXI.

Taf. III.



Stereogramma tectonique des Alpes Pennines.

Les synclinaux de la zone pennine sont supposés vidés de leur contenu.

B

Fig. 21 - Stereogramma schematico (A) e tettonico (B) delle Alpi Pennine, disegnati nel 1910 da ARGAND (1911a, Planches II-III).  
- Schematic (A) and tectonic (B) stereogram of the Pennine Alps (ARGAND's drawing 1910, printed in 1911a, Planche II-III).

fine quarziti riferite al Triassico inferiore. L'involucro esterno delle ultrapioghe antiformali e il nucleo delle strette sinformi sono costituiti dalla "série pennique supérieure", rappresentata da tutte le successioni mesozoiche posteriori alle quarziti eotriassiche, cioè dal "Trias calcaire", poi indicato "Trias moyen calcaire-dolomitique", e/o dai calcescisti con pietre verdi. In definitiva, ARGAND (1934) individuava nelle "série pennidiche" due *end-members* e tutte le possibili tipologie intermedie: i) il "tipo comprensivo", privo delle successioni calcareo-dolomitiche, è costituito dalla diretta sovrapposizione della "formation des Schistes lustrés", di supposta età triassica medio-superiore e giurassica, alla "formation des paragneiss, micaschists etc.", di età eotriassica e paleozoica; ii) il "tipo differenziato", in cui sono presenti e distinguibili anche le formazioni carbonifere, permiane, eotriassiche, triassiche medie e superiori. Si noti che nella serie inferiore ARGAND raggruppa sia il basamento polimetamorfico, coinvolto nell'orogenesi ercinica (metamorfismo regionale o di contatto, indotto dalle intrusioni del ciclo ercinico), sia le formazioni silicoclastiche posterciniche, senza conferire adeguata importanza alla discordanza che di fatto le separa (DAL PIAZ, 1939).

ARGAND aveva a lungo sottovalutato gli effetti delle trasposizioni alpine, di cui solo alla fine si sarebbe reso perfettamente conto: "il n'es pas inconcevable que certaines des concordances à contact net ne soient qu'apparentes, la discordance ayant été effacée par des déformations du cycle alpin" (ARGAND, 1934), senza tuttavia modificare la sua sintesi generale.

La "Carte tectonique des Alpes Penniques" (fig. 20) e i due stereogrammi (fig. 21A-B) mostrano in pianta e con visione tridimensionale la struttura di questo settore chiave della catena a falde, dalla depressione tettonica della Valle d'Aosta alla culminazione assiale dell'Ossola-Ticino (Sempione). La Zona pennidica è costituita da sei pieghe-falde, in successione dall'alto al basso: Dent Blanche (VI), Monte Rosa (V), Gran San Bernardo (IV), Monte Leone (III), Lebendun (II), Antigorio (I); segue la Cupola di Verampio, l'unità più profonda ("elemento zero") dell'intera catena, di cui affiora solo il carapace. Le falde pennidiche sono separate da strette sinclinali di terreni della "série supérieure", le cui successioni sono ritenute in continuità stratigrafica con quelle della "série inférieure". Lo spessore complessivo delle falde VI, V e IV è valutato rispettivamente in 5, 8 e 10 km.

Carta tettonica e stereogrammi illustrano, con ornamenti appropriati, l'assetto strutturale della pila delle falde, evidenziato dal limite tra la serie inferiore e quella superiore, cioè tra nuclei antiformali e sinformali. Sono distinti: i) i fianchi normali delle pieghe-falde e delle loro digitazioni, ii) locali rovesciamenti dei fianchi normali, con le pieghe

retroflese ("plis en retour") dei Mischabel, Val de Bagnes, Valsavarenche; iii) i fianchi rovesciati delle pieghe-falde e delle loro digitazioni, iv) i fianchi rovesciati riportati alla normalità da deformazioni secondarie, contemporanee allo sviluppo delle falde o posteriori. Sono inoltre distinti il ricoprimento pennidico frontale e, nell'ambito del nostro foglio, il lembo di ricoprimento del Pillonet (VI), la cupola di Boussine (IV) in alta Val de Bagnes, generata da pieghe trasversali e, al suo interno, la piccola finestra tettonica di "Trias calcaire", detta di Vingt Huit. Non sono indicate faglie, neppure quella scoperta da NOVARESE (1904) e STELLA (1905) tra il Col di Joux e il Colle della Ranzola, in cui ARGAND non credeva: "confesso di non aver constatato nella natura alcun fatto che giustifichi l'esistenza della faglia tra lo sbocco della Valle di St Barthélemy ed Aosta" (ARGAND, 1909b). Si tratta di una grande faglia normale di età oligocenica (BIGI *et alii*, 1990; BISTACCHI *et alii*, 2001; DE GIUSTI *et alii*, 2004), in parte sepolta sotto le alluvioni della Dora tra Aosta e St Vincent (Foglio 091 Châtillon: DAL PIAZ *et alii*, 2010): essa è evidente lungo il fianco destro della Valle d'Aosta e soprattutto in Val d'Ayas, al margine settentrionale della cupola di Arcesa-Brusson (falda V), zona che ARGAND non aveva probabilmente visitato di persona.

La faccia superiore dello stereogramma è una generalizzazione di quanto si osserva in superficie nel settore centro-orientale della carta. La faccia anteriore è una sezione trasversale (NO-SE) della Zona pennidica in cui appare anche la struttura profonda, ottenuta proiettando le unità pennidiche inferiori affioranti nella culminazione Ossola-Ticino (III-II-I-0) al di sotto di quelle esposte nella depressione della Valle d'Aosta-Vallese meridionale (VI-V-IV), il cosiddetto "ombilic tectonique" delle Alpi occidentali. La ricostruzione è basata sull'ipotesi - fondamento della sintesi di ARGAND - che vi sia un'effettiva continuità fisica tra le pieghe-falde lungo la loro direzione assiale: la faccia laterale (NE-SO) dello stereogramma ne indica la pendenza media.

La struttura delle grandi pieghe coricate delle Alpi Pennine è illustrata in sedici profili seriatati alla scala 1:400.000 (ARGAND, 1911b, *Planche IV, Profil 16-31*) e da altri tre stereogrammi. Il profilo longitudinale n. 12 (*Planche III*) mostra la supposta continuità fisica della Falda V che dal Monte Rosa si estenderebbe, senza interruzioni, al Massiccio del Gran Paradiso e a quello del Dora-Maira, passando in tunnel sotto le ofioliti mesozoiche dell'insellamento valdostano e di quello delle Valli di Lanzo. In figura 22 sono riprodotti i 5 profili (24-28) relativi alle unità tettoniche del Foglio Monte Cervino e delle aree circostanti, dalla Zona Sesia-Lanzo al dominio Elvetico in Valle del Rodano, attraverso le falde IV-V-VI esposte nelle valli di Gressoney e d'Ayas (Challant), in Valournenche, Valpelline e in Vallese.

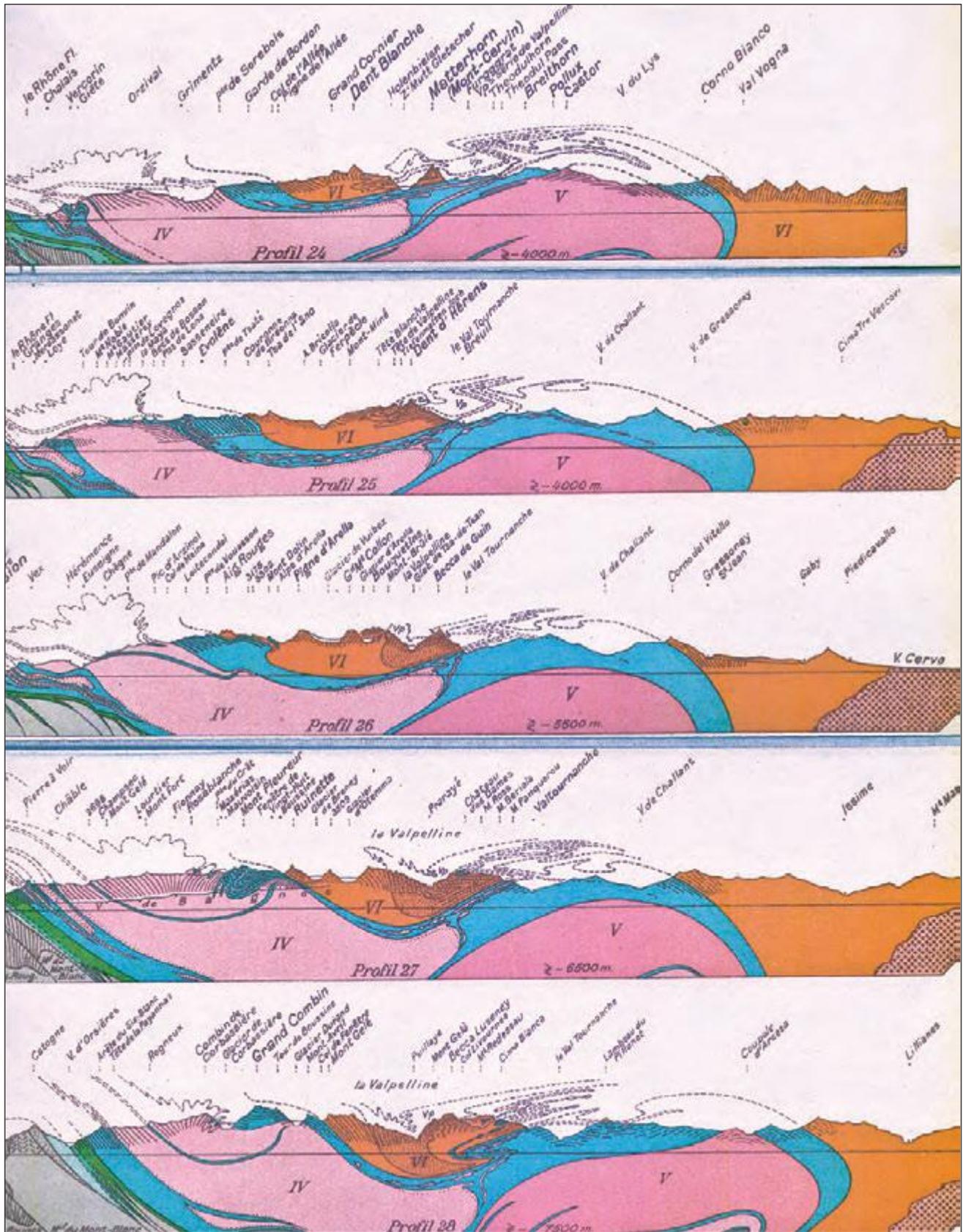


Fig. 22 - Profili 24-28 nel versante settentrionale della Valle d'Aosta e nel Vallesse sud-occidentale, dalla Zona Sesia-Lanzo (VI) alle unità penniniche inferiori ed elvetiche in valle del Rodano, attraverso le ultrapioghe del Gran San Bernardo (IV), del Monte Rosa (V) e della Dent Blanche (VI): estratto dalla tavola di sezioni geologiche alla scala 1:400.000 le Alpi Pennine (ARGAND, 1911b, Planche IV). Dettagli nel testo.

- Cross-sections 24-28 of northern Aosta Valley and south-western Valais, from the Sesia-Lanzo Zone (VI) to the lower Penninic and Helvetic nappes in the Rhone valley, through the fold-nappes of Grand St Bernard (IV), Monte Rosa (V) and Dent Blanche (VI): plate of 1:400,000 geological profiles of the Pennine Alps (ARGAND, 1911b, Planche IV). See text for details.

La falda della Dent Blanche *s.l.* (VI) ha una struttura complessa, suddivisa nella falda Dent Blanche *s.s.* e nei lobi (pieghe di secondo ordine) del Mont Mary e del Monte Emilius, con radice comune nella Zona Sesia (VI). Il sistema tettonico VI (Dent Blanche e Zona Sesia) è separato dalle sottostanti pieghe-falde del Monte Rosa (V) e del Gran San Bernardo (IV) da sinclinali della “*serie pennidica supérieure*” (calcescisti con pietre verdi e discontinue successioni basali di “*Trias calcaire*”) in contatto stratigrafico con i nuclei cristallini (v. figg. 21-22).

Dal punto di vista strutturale le successioni mesozoiche delle sinclinali sono riferite al fianco rovesciato delle ultrapieghe sovrastanti e al fianco normale di quelle sottostanti. Le strutture principali raffigurate da ARGAND (v. figg. 21-22) sono la sinclinale di Alagna, tra Zona Sesia e Monte Rosa (VI-V), la sinclinale Barrhorn-Bruneggorn (Zona del Combin), tra Dent Blanche e Gran San Bernardo (VI-IV), e la sinclinale Saas-Bognanco-Antrona, tra Monte Rosa e Gran San Bernardo (V-IV). ARGAND definisce la “*Zone du Combin*” come l’insieme di formazioni mesozoiche comprese tra lo zoccolo paleozoico della falda del Gran San Bernardo e quello della Dent Blanche. Contrariamente al fraintendimento di alcuni autori (SARTORI, 1990; VANNAY & ALLEMANN, 1990), la Zona del Combin non comprende la sottostante Zona di Zermatt-Saas, tipica unità ofiolitica con metamorfismo eclogitico che non supera la struttura retroflessa dei Mischabel, ma si immerge e sparisce definitivamente al di sotto di essa (BEARTH, 1967; DAL PIAZ, 1992, 1999). Nella legenda della carta di ARGAND (1908) la Zona del Combin è indicata come giurassica, ma nelle note diventa giurassica *pro parte* poiché, come già detto, ARGAND (1909a-1934) riteneva che la parte inferiore della formazione dei calcescisti con pietre verdi in facies comprensiva potesse passare lateralmente alle successioni calcareo-dolomitiche medio-triassiche, presenti solo localmente.

Nella *Carte géologique du massif de la Dent Blanche, 1:50.000* e nei profili seriatati ARGAND (1908, 1909a, 1911) distingue il basamento pretriassico e le coperture mesozoiche. Il Pretriassico della falda Dent Blanche (VI) è suddiviso in due parti: la “*Division inférieure*, o *Série de Valpelline*”, e la “*Division supérieure*, o *Série d’Arolla*”, (fig. 23A) termini divenuti classici nella letteratura alpina e qui mantenuti (anche col significato di unità tettoniche): 1) Serie di Valpelline, costituita da: i) gneiss e scisti kinzigitici, con graniti, apliti e loro derivati; ii) gabbri eufotidi con masse minori di melagabbri e peridotiti, filoni aplitici e loro derivati (Cervino, Collon, Petit Collon); iii) dioriti e gabbri melanocratici, filoni aplitici e loro derivati (intercalazioni ripetute nelle kinzigiti); iv) marmi con minerali attribuiti al metamorfismo di

contatto. 2) Serie di Arolla, costituita da: i) gneiss cloritici a grana fine, gneiss albitici, ecc.; ii) gneiss ad anfibolo con filoni aplitici e segregazioni basiche, gneiss a clorite e sericite (Gneiss di Arolla), in prevalenza ortogneiss derivati da graniti ad anfibolo a cui passano gradualmente; iii) Gruppo di Bertol (Dents de Bertol e Cervino-Grandes Murailles): costituisce la zona di transizione (in realtà una grande zona di taglio duttile) tra la Serie di Arolla e la Serie di Valpelline, formata da graniti bluastri e bianchi ad anfibolo e biotite, passanti a quarzodioriti, con filoni aplitici e segregazioni basiche, gneiss zonati cloritico-epidotici a bande blu, bianche e verdi, gabbri e scisti saussuriticci.

I corpi gabbri della Falda Dent Blanche (Cervino, Collon; fig. 23a), inseriti inizialmente nella Serie di Valpelline di età paleozoica (ARGAND, 1908), sono poi ritenuti di età mesozoica (ARGAND, 1934) per una presunta affinità mineralogica e geochemica con alcuni metagabbri ofiolitici. In seguito essi sono stati correttamente interpretati come precursori basici dei graniti di Arolla (STUTZ, 1940; STAUB, 1957) e riferiti entrambi al ciclo magmatico permiano (DAL PIAZ *et alii*, 1977; BUSSY *et alii*, 1998; MONJOIE, 2004; MONJOIE *et alii*, 2005, 2007; BALETTI *et alii*, 2012).

Passando alla falda del Gran San Bernardo (IV), il Pretriassico (“*Casannaschiefer*” *Auct.*) è costituito da quarziti, micascisti e scisti anfibolici, con limitate iniezioni granitiche, da scisti neri grafitici con rocce verdi d’aspetto prasinitico (Carbonifero *p.p.*) e da quarziti sericitiche fogliettate (Permiano *p.p.*). La stratigrafia delle successioni mesozoiche sinformali comprese tra il fianco rovesciato della piega-falda Dent Blanche e quello normale della piega-falda del Gran San Bernardo (sinclinale VI-IV, Zona del Combin) è ricostruita da ARGAND (1908, 1909a) nel modo seguente: i) “*Jura*”: calcescisti (“*schistes lustrés*”) e calcari cristallini, con intercalazioni di micascisti e quarziti; ii) “*Trias, division supérieure*”: carnioli, marmi del Barrhorn, “*Trias calcaire*” in generale, con intercalazioni di prasiniti; “*Groupe du Brunnegghorn*”: calcari tabulari scuri, calcari silicei, brecce, scisti carboniosi, calcari dolomitici e carnioli inferiori; iii) “*Trias, division inférieure*”: quarziti con qualche letto di calcari dolomitici e prasiniti, quarziti compatte o tabulari. Le ofioliti sono rappresentate da prasiniti cloritiche (“*Groupe de Bies*”, termine poi abbandonato) e/o da filoni strato di gabbri eufotidi trasformati in prasiniti a zoisite e mica cromifera (“*Groupe de Tracuit*”, *Trias p.p.*), con lenti di serpentiniti scistose e di marmi. Dal punto di vista strutturale, ARGAND distingue (rassegna in SARTORI, 1987): i) un “*gruppo supérieure*”, con le pietre verdi di Bies e Tracuit e i calcescisti associati, riferito al fianco rovesciato della Dent Blanche; ii) un “*gruppo medio*” formato

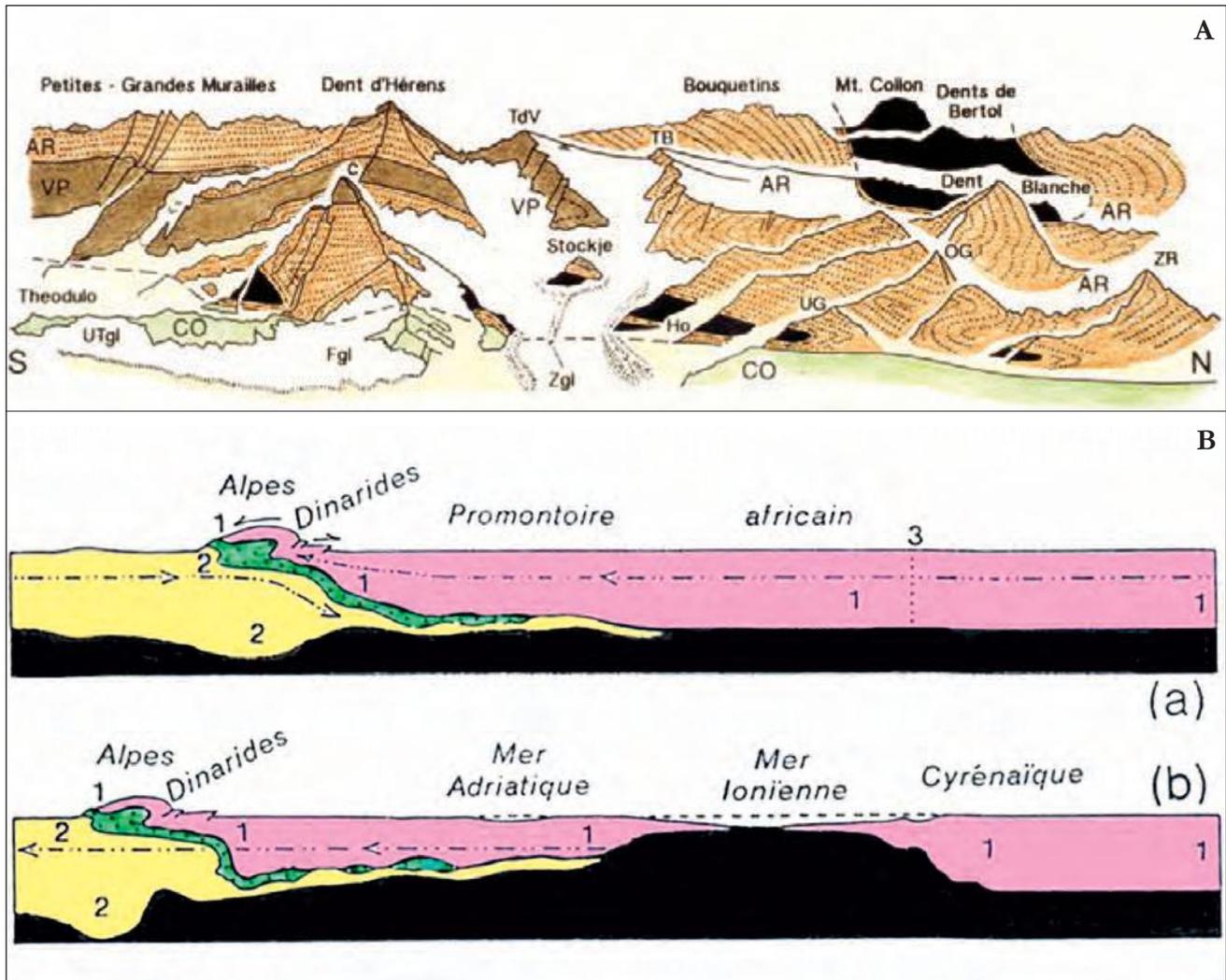


Fig. 23 - (A) Profili seriati semi-schematici del settore nord-orientale della Falda Dent Blanche compreso nel Foglio Monte Cervino (ARGAND, 1909a), con piccole modifiche (DAL PIAZ *et alii*, 1977). Falda della Dent Blanche: Serie di Valpelline (VP): complesso kinzigitico; Serie di Arolla (AR): granitoidi gneissici e corpi gabbri (nero); sottostante Zona ophiolitica piemontese, "sinclinale del Combin" (CO). TdV: Tête de Valpelline, TB: Tête Blanche, C: Matterhorn-Cervin, OG: Obergabelhorn, UG: Untergabelhorn, ZR: Zinalrothorn, Ho: Holenbielen, Fgl: ghiacciaio di Fergg, Zgl: ghiacciaio di Zmutt, Utgl: ghiacciaio Unter Theodul. (B) Evoluzione a due stadi della geotraverse Europa centrale-Cirenaica, attraverso le Alpi e il Mar Ionio (ARGAND, 1924a-b): (a) Ricostruzione sintetica della catena alpino-dinarica, generata dalla collisione (fase parossistica di età oligocenica) tra Africa (1) ed Europa (2), separate dalla sutura dell'originaria Tetide pennidica (verde); (b) Fase tardo-orogena, di età neogenica: apertura in estensione del Mar Ionio, con assottigliamento e lacerazione della crosta continentale, sino all'esposizione del substrato simatico (nero) al fondo del bacino.

- Semi-schematic serial profiles across the north-eastern part of the Dent Blanche nappe, inside the Monte Cervino map (ARGAND, 1909a), lightly modified (DAL PIAZ *et alii*, 1977). Dent Blanche nappe: Valpelline Series (VP): kinzigitic complex; Arolla Series (AR): gneissic granitoids and gabbro bodies (black); underlying ophiolitic Piemonte Zone, Argand's "Combin syncline" (CO). TdV: Tête de Valpelline, TB: Tête Blanche, C: Matterhorn-Cervin, OG: Obergabelhorn, UG: Untergabelhorn, ZR: Zinalrothorn, Ho: Holenbielen; Glaciers: Fergg (Fgl), Zmutt (Zgl), Furgg (Fgl), Unter Theodul (Utgl). (B) Two-stage evolution of the Central Europe-Cirenaica geotraverse, through the Alps and Ionian sea (ARGAND, 1924a-b): a) Synthetic reconstruction of the Alpine-Dinaric belt, generated by the collision (Oligocene paroxysmal phase) between Africa (1) ed Europe (2), separated by the Penninic Tethyan suture (green); b) Late-orogenic phase, Neogene: extensional opening of Ionian sea through thinning and tearing of the continental crust, up to the exposure at the ocean floor of the simatic substratum (black).

da marmi, dolomie e quarziti triassiche, ripiegate in sottilissime anticlinali coricate (fig. 22), indicate con il felice nome di "faisceau vermiculaire - Wurmlizug" (fascio vermicolare), suddiviso in un ramo superiore e in uno inferiore (riferibili attualmente alle unità del Frilhorn e del Pancherot-Cime Bianche; DAL PIAZ, 1999); iii) un "gruppo inferiore", costituito dalle sequenze carbonatiche triassiche del Barhorn e Brunnegghorn, già distinte da GERLACH (1869, "Dolomit und dolomitischer Kalk"), copertura stratigrafica normale del Gran San Bernardo (se-

quenze in facies Brianzonese, estese in realtà sino al Cretacico sup. e forse all'Eocene; ELLENBERGER, 1953a-b; BEARTH, 1953, 1964, 1978-80; SARTORI, 1990; STECK *et alii*, 1997). Secondo ARGAND (1911b, 1916), il fascio vermicolare è una digitazione della serie superiore del Gran San Bernardo, laminata dal sovrascorrimento della Dent Blanche e poi ulteriormente deformata durante la fase tettonica Monte Rosa (v. dopo), attribuzione condivisa da SARTORI *et alii* (2006). La carta strutturale delle Alpi occidentali (ARGAND, 1911b) indica con

un tratteggio il probabile raccordo tra il fascio vermicolare a nord-ovest di Zermatt e la digitazione superiore del Gran San Bernardo nella zona di Evolène.

La copertura mesozoica della Dent Blanche, preservata localmente sul fianco normale della piega-falda, ampiamente eroso, è rappresentata dal “*Groupe du Dolin*”, successione non ofiolitica di calcari tabulari grigi e neri, brecce calcaree e quarziti del Giurassico, carnioli, scisti rossi e verdi e calcari dolomitici del Triassico sup., arenarie e quarziti del Triassico inf. (ARGAND, 1908, 1909a).

Passando alla Zona piemontese, le successioni di calcescisti con pietre verdi rappresentate con grande precisione nei fogli della Carta Geologica d'Italia alla scala 1:100.000 sono state oggetto di poche pubblicazioni da parte dei rilevatori. Oltre alla monografia giustamente famosa sull'età mesozoica della Zona piemontese (FRANCHI, 1898) e le succinte note di rilevamento nelle relazioni annuali del Direttore del SGd'I, vanno ricordati la classificazione delle rocce verdi proposta da NOVARESE (1895) e i fondamentali articoli di FRANCHI (1895, 1897, 1902) sul metamorfismo eclogitico e sull'origine gabbriaca delle rodingiti, ignorati clamorosamente dalla letteratura degli ultimi decenni.

A FRANCHI va il merito di aver segnalate le prime paragenesi a lawsonite-glaucofane, sostenuta la derivazione di prasiniti ed eclogiti da rocce di composizione basaltica, descritta la sequenza di trasformazioni pirosseno sodico - glaucofane - anfibolo verde-azzurro - anfibolo verde (che ora sappiamo indicare la traiettoria in risalita di unità eclogitiche subdotte; COMPAGNONI *et alii*, 1977a-b; ERNST & DAL PIAZ, 1978) ed altre osservazioni macroscopiche e microscopiche che, unitamente al rigore estremo dei suoi rilevamenti, pongono FRANCHI tra i migliori esponenti dell'epoca nel campo della petrografia delle ofioliti metamorfiche e della geologia del cristallino. Nessuno ricorda più che è stato FRANCHI (1895) a riconoscere la natura gabbriaca e la giacitura filoniana delle “*granatiti*” diffuse nelle serpentiniti delle Alpi, interpretate da autorevoli studiosi europei come *skarn* di contatto magmatico (prodotto da serpentiniti ritenute eruttive) ed ora note col nome di rodingiti, termine coniato da MARSHALL (1911) per rocce similari rinvenute nel bacino del fiume Roding in Nuova Zelanda e rese popolari da COLEMAN (1967, 1977; dettagli e rassegna sulle rodingiti alpine in DAL PIAZ, 1967, 1969b). L'unica differenza nelle facies alpine è la ricristallizzazione metamorfica delle associazioni metasomatiche primarie (di ambiente oceanico), da cui i nomi di rodingiti *l.s.* (DAL PIAZ, 1967) o metarodingiti (EVANS *et alii*, 1979; LI *et alii*, 2004b; FERRANDO *et alii*, 2010). Neppure STELLA (1905) è ricordato per aver elaborato e applicato il

concetto di zoneografia metamorfica in funzione della profondità (zone batimetriche), confrontando gli scisti piemontesi dell'Ossola con quelli meno profondi e di grado più basso delle Alpi Cozie e Graie, ma tutto quello che non si trova in internet sta scomparendo definitivamente dalla letteratura alpina del terzo millennio.

Ai primi del Novecento il significato paleostrutturale delle ofioliti era stato affrontato brillantemente da STEINMANN (1905; v. anche STEINMANN, 1927, DESMURS *et alii*, 2001, BERNOULLI & JENKINS, 2009a-b), sostenendo che l'associazione peridotiti-diabasi (basalti)-radiolariti - la “trinità” litologica ben nota nelle Alpi e negli Appennini - fosse sintomatica dei fondali di un oceano profondo, concetto in parte intravisto nella geosinclinale di HAUG (1900) e poi sviluppato da HERMANN (1925a) con i suoi archi insulari separati da canali simatici.

Torniamo ad ARGAND ed alle sue mutevoli concezioni sulle ofioliti. Constatata l'abbondanza di rocce verdi concentrate alla base (presunta) della “*serie pennidica superiore*”, ARGAND (1909a) le aveva attribuite per buona parte al Triassico (opinione ancora diffusa agli inizi del Novecento). Nel 1916 cambia radicalmente opinione sostenendo il carattere sinorogenico del magmatismo ofiolitico, iniettato in prevalenza nei sistemi di frattura aperti nel fianco inverso delle anticlinali coricate in fase embrionale di sviluppo, dando luogo ad intrusioni e a qualche effusione sottomarina. La principale via di adduzione del magma si sarebbe verificata nel fianco rovesciato della Dent Blanche, documentata dal “*filon-couché*” gabbriaco del “*Groupe de Tracuil*”. L'iniezione in regime compressivo dei magmi basici sarebbe di età mesozoica e forse terziaria.

Nel 1924 ARGAND cambia nuovamente idea ed elabora un'ipotesi rivoluzionaria nell'ambito dell'interpretazione globale del sistema orogenico alpino-himalaiano. In condizioni tettoniche estensionali, ARGAND suppone che l'apertura di un oceano costituisca lo stadio finale dell'evoluzione di una geosinclinale, la cui crosta continentale sia stata stirata sino alla lacerazione e all'esposizione del sima al fondo del bacino: “*la condition geosynclinale fait place à la condition océanique; si le fait se généralise, il n'y a plus qu'un océan*” (ARGAND, 1924a-b). Con questa ricostruzione, che raffigurava la denudazione meccanica del mantello litosferico (fig. 23B) ARGAND anticipava i modelli di rifting continentale asimmetrico e di margini superestesi con transizione oceano-continente (MANATSCHAL, 2004; BERNOULLI & JENKINS, 2009; BELTRANDO *et alii*, 2010b, MOHN *et alii*, 2010). Queste idee erano troppo avanzate per poter essere accettate dai geologi dell'epoca e forse dallo stesso ARGAND che, nel 1934, preferì ritornare all'idea iniziale del ca-

rattere sinorogenico delle manifestazioni ofiolitiche, messe in posto durante le fasi compressive embrionali dell'orogenesi alpina.

Al genio di ARGAND (1916) si deve la prima ricostruzione cinematica delle Alpi occidentali, dalle deformazioni embrionali della Tetide allo sviluppo di geoanticlinali di secondo ordine che evolvono in un treno di ultrapieghe coricate e poi appilate le une sulle altre, dando origine alle sei falde della Zona pennidica. Nel classico articolo "*Sur l'arc des Alpes occidentales*" ARGAND (1916), illustra l'evoluzione cinematica della catena alpina con una serie di tredici sezioni verticali che mostrano, in successione cronologica, la progressiva compressione della Tetide, dagli stadi embrionali alla struttura attuale delle Alpi attraverso tre fasi parossistiche seguite da fasi tardive (fig. 24). Letta in senso inverso, dalla configurazione attuale alla situazione paleogeografica iniziale, la figura pone le basi della retrodeformazione e della restaurazione palinspastica. La geosinclinale si forma in distensione e la sua evoluzione ulteriore è regolata dall'alternanza di compressioni e distensioni, sino alla compressione definitiva, il cosiddetto parossismo (ARGAND, 1924a, 1934).

La genesi delle Alpi è dovuta alla compressione della Tetide esercitata dalle mascelle di una gigantesca morsa: i) a sud, lo zoccolo delle Dinaridi, identico ai nuclei cristallini delle falde austroalpine delle Alpi orientali, collegato al continente indo-africano attraverso l'infrastruttura del mare Adriatico e dello Ionio, il cosiddetto "*promontorio africano*"; ii) a nord, la Zona elvetica e lo zoccolo europeo. Le successioni della geosinclinale sono compresse e deformate in modo duttile, generando le pieghe-falde della Zona pennidica (fig. 24).

*Tettonica embrionale* - Si sviluppa dal Triassico all'Oligocene inferiore. Nelle fasi compressive iniziali si formano la geoanticlinale brianzonese e quella del M. Dolin, embrioni delle falde del Gran San Bernardo (IV) e della Dent Blanche (VI). Sotto l'azione continua degli sforzi tangenziali, gli embrioni delle anticlinali sono traslati in avanti e i loro depositi neritici formano la fronte delle grandi pieghe coricate; nello stesso tempo, la geosinclinale piemontese diventa la sinclinale coricata che separa le falde IV e VI. Gli embrioni delle pieghe coricate si manifestano in superficie come "*train d'ondes géoanticlinales et géosynclinales en marche vers le butoir externe*". Sui fianchi della geoanticlinale brianzonese si formano le breccie liassiche, più abbondanti sul lato vallesano (le moderne Breccie di Tarantasia; ELTER & ELTER, 1965; ANTOINE, 1971) che in quello piemontese. L'embrione della falda Monte Rosa (V) non è ancora comparso in superficie; in altre parole, la falda è in ritardo rispetto alle due consorelle e tale sfasamento permane sino al parossismo orogenico, quando la falda Monte Rosa

punzona a tergo la falda del Gran San Bernardo e ne provoca la retroflessione, generando il "*capuchon*" Mischabel-Valsavaranche.

La falda del Gran San Bernardo (IV) nasce per prima, sotto forma di una "*cordillera*" in movimento, destinata ad affrontare direttamente l'avampaese; per il suo volume è la più grande delle falde alpine. Appena meno importante, la falda Dent Blanche (VI) è marcata, sin dall'origine, da una "*cordillera*" analoga che alla sua fronte comprime e restringe la geosinclinale piemontese.

*Parossismo* - Si articola in tre fasi: Gran San Bernardo, Dent Blanche e Monte Rosa. Nella prima fase si forma una pila di falde traslate sul dominio elvetico e che comprendono le unità vallesane, la falda del Gran San Bernardo e la geoanticlinale del Dolin. Nella seconda fase, la geoanticlinale del Dolin (futura Dent Blanche) avanza sui resti della geosinclinale piemontese e, dopo aver ricoperto tale depressione, si scontra col fianco normale della falda del Gran San Bernardo, generando un primo treno di pieghe retroflesse (ventaglio di Bagnes). Nel frattempo l'avanfossa accoglie i prodotti dell'erosione delle falde, dando inizio alla formazione della molassa. Nella terza fase si sviluppa la falda del Monte Rosa che, come la precedente, va a punzonare il fianco normale della falda del Gran San Bernardo: nasce così il ventaglio di pieghe retroflesse Valsavarenche-Michabel, descritto in seguito da HERMANN (1925b-c).

La fase Monte Rosa è seguita da una pausa orogenica che provoca l'affossamento del dominio adriatico. Con la successiva ripresa degli sforzi tangenziali (fase insubrica s.s.) e la loro applicazione a profondità maggiori si forma un terzo ventaglio, quello delle radici della Zona pennidica che vengono raddrizzate, rovesciate ed assottigliate.

In definitiva, la Zona piemontese (pennidica) presenta tre generazioni di pieghe retroflesse e di strutture a ventaglio, ritenute da molti autori l'effetto di spinte antitetiche rispetto alla spinta principale e ad essa posteriori. ARGAND (1911a-b, 1934) confuta questa radicata convinzione, sostenendo che non c'è struttura nelle Alpi che non sia causata dalla spinta principale verso l'esterno della catena e non ne sia sincrona. Il piegamento "*en retour par sous-charriage*" è un processo normale nelle grandi catene "*in movimento*": non è il senso della spinta generale che si inverte, ma solo la vergenza di certe strutture situate sul fianco normale e nella zona di radice delle pieghe coricate pennidiche.

*Declino dell'orogenesi e fasi tardive* - Dall'Oligocene sup. in poi l'energia degli sforzi tangenziali diminuisce notevolmente e i massimi di deformazione, molto minori dei precedenti, alternano a fasi di remissione. Col "*serrage*" finale tutte le cerniere e gli alti strutturali sono accentuati. La catena si solleva

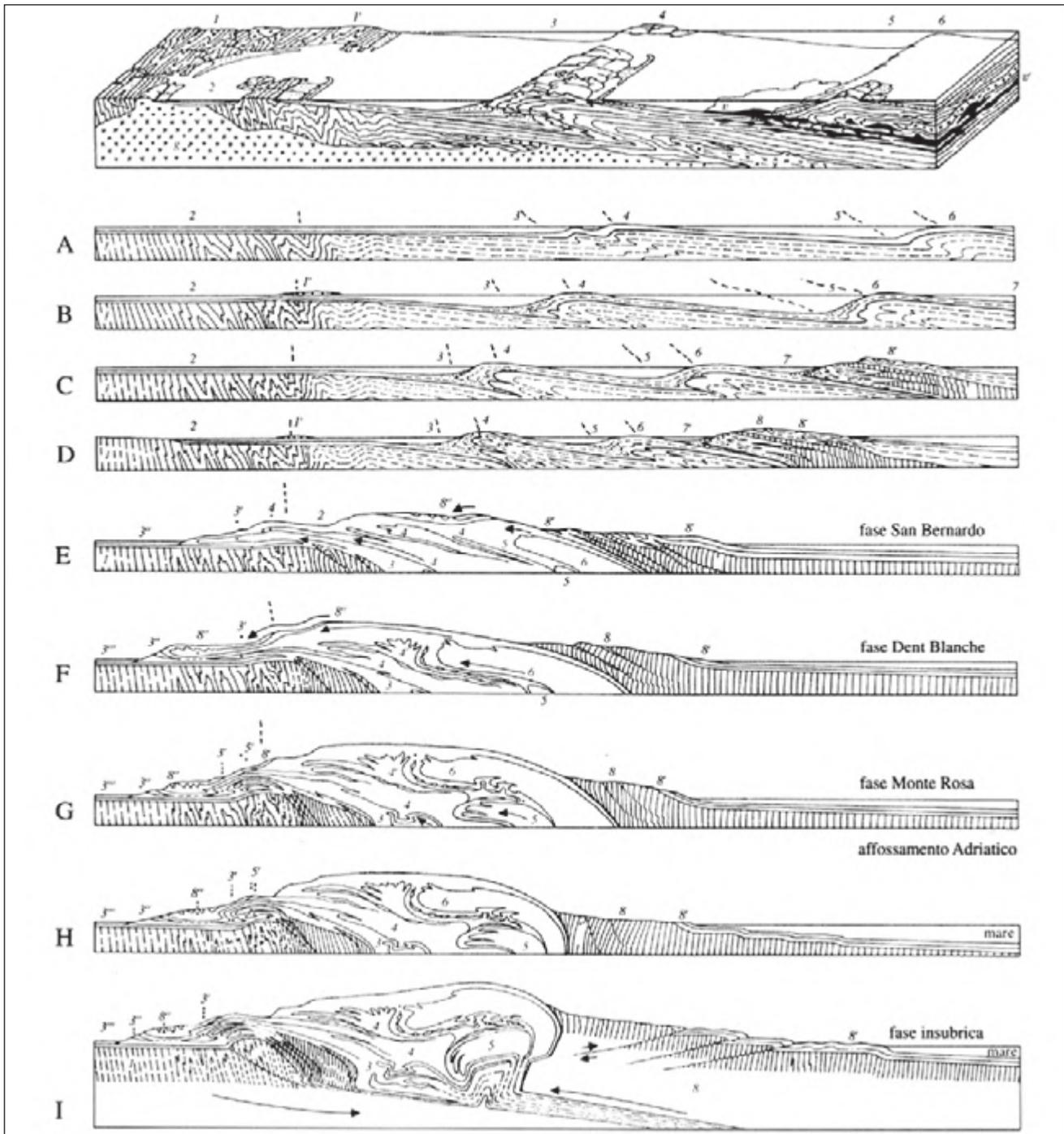


Fig. 24 - Evoluzione "embriotonica" (cinematica) della catena alpina (ARGAND, 1916). In alto: modello tridimensionale della catena allo stato embrionale e suoi elementi costitutivi: 1) avampaese rigido con basamento ercinico ripiegato e intruso da graniti prealpini (g, P: rigonfiamento esterno); 2) bacino epicontinentale; 3) bacino di avanfossa; 4) cordigliera frontale; 5) solco marino; 6) cordigliera interna, con intrusione sincinematica di magmi ofiolitici (v-v', in nero). Le nove sezioni sottostanti (13 nell'originale), ordinate in successione cronologica, sintetizzano l'evoluzione cinematica e la progressiva compressione della geosinclinale. Le fasi embrionali (A: Trias medio, B: Giurassico, C: Cretaceo; D: Oligocene inferiore) sono seguite dalle fasi parossistiche (da E a I), responsabili della genesi e dell'appilamento delle falde (ultrapieghe) della Zona Penninica (Gran San Bernardo, Dent Blanche, Monte Rosa) e concludono con la retroflessione della zona radicale e la genesi del sistema antitetico delle Alpi Meridionali (fase insubrica). Elementi strutturali: 1: avampaese, 1'-2: geoclinale elvetica e bacino epicontinentale; 3: geosinclinale vallesana (3'-3'': Prealpi romande e del Chiabiese); 3''': avanfossa; 4: geoclinale Brianzonnese e falda del Gran San Bernardo; 5: geosinclinale piemontese e falda del Monte Rosa; 5': falde di scollamento elvetiche; 6: geoclinale del Mont Dolin e falda della Dent Blanche; 7-7': geosinclinale del Canavese; 8-8': basamento e copertura del retroterra insubrico (Alpi meridionali); 8'': unità di origine insubrica nelle Prealpi franco-svizzere. Dettagli nel testo.

- "Embriotonica" (kinematic) evolution of the Alpine belt (Argand, 1916). Top: 3D model of the embriotonica Alpine range and its constituents: 1) rigid foreland with folded Hercynian basement intruded by pre-Alpine granites (g, P: external bulge); 2) epicontinental basin; 3) foreland basin; 4) frontal cordillera; 5) sea furrow; 6) inner cordillera and synkinematic intrusion of ophiolitic magmas (v-v', black). The underlying nine sections (13 in the original figure), in chronological succession, synthesize the kinematic evolution and progressive compression of the geosyncline. The embryonic phases (A: Middle Triassic, B: Jurassic, C: Cretaceous; D: Early Oligocene) are followed by the paroxysmal phases (from E to I) which generated and stacked the fold-nappes of the Penninic Zone (Grand St Bernard, Dent Blanche, Monte Rosa), and ended with backfolding of the root zone and generation of the antithetical Southern Alps (Insubric phase). Structural elements: 1: foreland, 1'-2: Helvetic geocline and epicontinental basin; 3: Valais geosyncline (3'-3'': Romandes and Chiablis Prealps; 3''': foredeep); 4: Briançonnais geocline and Grand St Bernard nappe; 5: Piemonte geosyncline and Monte Rosa nappe; 5': Helvetic decollement nappes; 6: Mont Dolin geocline and Dent Blanche nappe; 7-7': Canavese geosyncline; 8-8': basement and cover of the Insubric innerland (Southern Alps); 8'': Insubria-derived units in the French-Swiss Prealps. See text for details.

e aumenta la sua curvatura deformandosi. D'altronde, nulla fa pensare che lo sforzo orizzontale sia esaurito e quando la Zona insubrica affonda sotto le Alpi "*les plis couchés penniques roulent sur leurs charnières et la terre tremble à la marge de l'hémicycle, ou se produit, entre l'avant-pays et les nappes, le décollement principal*" (ARGAND, 1916). Si spiegano così anche la linea sismica nei dintorni del Rodano (tratto svizzero) e la sua estensione nelle Alpi occidentali.

Commentando brevemente la struttura dei lembi settentrionali della falda Dent Blanche s.s., illustrata dai profili alla scala 1:400.000 di ARGAND (1911b), ricordiamo che la Serie di Valpelline costituisce il nucleo più antico dell'ultrapiegia coricata e che la Serie d'Arolla ne è la periferia, circondata a sua volta da un involucro di terreni mesozoici (calcescisti con pietre verdi e limitate rocce in franca facies triassica) affioranti in successione stratigrafica normale o rovesciata. La cerniera del nucleo anticlinale della Serie di Valpelline, con asse diretto NE-SO, è esposta alla base dello sperone ENE della Tête de Valpelline (indicata nella carta geologica del 1908 e nella tavola di profili seriati, semi-schematici, in ARGAND, 1909a, 1934, fig. 23A). La presenza della Serie di Valpelline a tetto della successione è dovuta alla diffusa erosione del fianco normale e a locali raddoppi della coppia Valpelline-Arolla nella bastionata delle Grandes Murailles ad opera, secondo ARGAND, di grandi pieghe con geometria a S guardando verso nord-est (dettagli e discussione in ELTER, 1960).

Non mancarono le critiche dei sostenitori della tradizione fissista, a cui ARGAND (1911a, 1934) rispose puntualmente: i) quelle di FRANCHI (1906), scettico sull'esistenza stessa delle falde del Monte Rosa e del Gran San Bernardo; ii) quelle di STELLA (1906, 1927), convinto che gli gneiss del M. Rafray non fossero un lembo di basamento (LUGEON & ARGAND, 1905), ma una varietà di calcescisti me-

sozoici; iii) quelle di SCHMIDT (1907) che aveva disegnato un lembo di calcescisti mesozoici e serpentiniti in vetta al Cervino e interpretato i massicci del Monte Rosa e del Gran Paradiso come pilastri autoctoni, divenuti prominenti in seguito all'affossamento delle zone vicine, ipotesi criticate duramente da ARGAND (1909a). Nell'occasione ARGAND riconosceva gli errori della sua prima nota (1906) in cui aveva attribuito alla Serie di Valpelline il ruolo di copertura della Serie di Arolla e alla Zona di Ivrea quello di "sinclinale mesozoica". Sulla base di una effettiva analogia litologica, SCHMIDT (1907) aveva sostenuto l'origine della Serie di Valpelline dalla Zona Ivrea-Verbanò, entrambe di tipo kinzigitico, e quindi la natura austroalpina della Falda Dent Blanche, idee poi riprese da STAUB. Nell'articolo scritto per il cinquantenario della Società Geologica Svizzera, ARGAND (1934) conferma la pertinenza pennidica della Dent Blanche per lo stile deformativo duttile, tipicamente pennidico, diverso da quello "*cassante*" (fragile) dell'Austroalpino orientale, per la copertura normale del M. Dolin, a suo dire di tipo pennidico, per l'assenza di gneiss granitici tipo Arolla nella Zona Ivrea-Verbanò, presenti invece nella Zona Sesia, vera radice della falda Dent Blanche s.l., ipotesi quest'ultima confermata da vari autori (ELTER, 1960; DAL PIAZ *et alii*, 1972; COMPAGNONI *et alii*, 1977a; CABY *et alii*, 1978; BALLÈVRE *et alii*, 1986; BIGI *et alii*, 1990).

In figura 25 ARGAND (1924a-b) mostra una ricostruzione globale ideale della catena alpina, in cui appaiono natura e posizione del dominio pennidico e di quello austroalpino, circoscritto quest'ultimo alle Alpi orientali. La figura è ottenuta traslando sulle sei falde pennidiche delle Alpi occidentali le grandi unità austroalpine delle Alpi orientali, derivate dalla parte frontale del promontorio africano, colliso con l'Europa. Nel settore

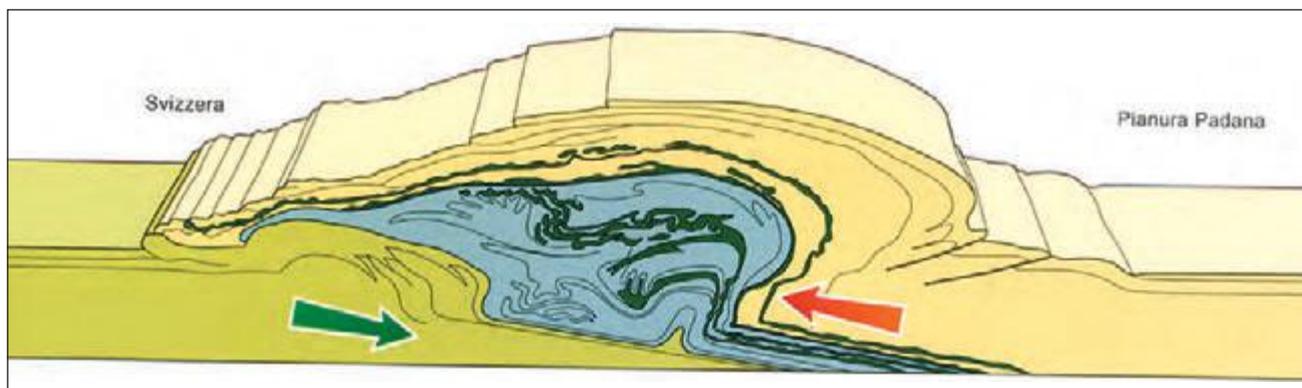


Fig. 25 - Ricostruzione globale della catena alpina (ARGAND, 1924a-b), ottenuta traslando le grandi unità austroalpine delle Alpi orientali (beige), derivate dalla parte frontale del promontorio africano, sulle sei falde pennidiche delle Alpi occidentali (celeste) e sul dominio elvetico (seppia); le frecce indicano il campo di sforzi durante la fase insubrica.

- Global reconstruction of the Alpine belt (ARGAND, 1924a-b), through westward translation of the great Austroalpine nappes of the Eastern Alps (beige), derived from the frontal part of the African promontory, over the six Penninic nappes of the Western Alps (blue) and the Helvetic domain dominio elvetico (sepia); arrows: stress field during the Insubric phase.

esterno del transetto, le unità pennidiche sono accavallate sulla Zona elvetica che, nel suo complesso, ha la funzione di “*massa ostacolo*” (nel senso di SUESS), frenando la migrazione dell’onda orogena verso l’avampaese europeo. Il contatto tettonico tra i due domini avviene lungo il “*chevauchement pennique frontal*” (fronte pennidico *Auct.*). La Zona elvetica è costituita da grandi falde di scollamento, da unità sedimentarie ancora aderenti al loro substrato e da scaglie di basamento cristallino affioranti nei “*massicci esterni*” (TRÜMPY *et alii*, 1980; BIGI *et alii*, 1990). Nel settore interno del transetto, la Zona pennidica è compressa alla base e retroflessa per la spinta prodotta dal blocco crostale in subrico (Alpi Meridionali, Dinaridi) che, a sua volta, è deformato da strutture fragili con geometrie antitetiche, vergenti verso la pianura padana.

La ricostruzione globale di ARGAND (1924a) mostra una catena generata da sforzi compressivi tangenziali ed ispessita dalla collisione continentale, in cui le unità pennidiche costituiscono una sottile fascia duttile interposta tra la fronte relativamente rigida del “*promontorio africano*” (Austroalpino delle Alpi orientali e Sudalpino) e quella del continente europeo sottostante (Elvetico e avampaese).

#### 2.4. - LE CORRELAZIONI DI STAUB E LE PRIME CRITICHE ALLE PIEGHE-FALDE

La sintesi di ARGAND (1924a) sul sistema Alpino-Himalaiano (*La Tectonique de l'Asie*) fu presentata come conferenza inaugurale al XIII Congresso Geologico Internazionale del 1922. Nello stesso periodo videro la luce le monografie di KOBER (1923), JENNY (1924) e STAUB (1924) sulla struttura dell’intera catena alpina. La concezione architettonica di ARGAND si basava sulla continuità longitudinale delle ultrapieghe (cilindrismo), tale da consentire correlazioni tra falde alla scala della catena in base alle facies delle coperture sedimentarie e alla loro posizione geometrica. Queste idee furono sviluppate da KOBER (1923) e soprattutto da STAUB (1924) che enfatizzarono il legame genetico tra zone paleogeografiche (facies sedimentarie) e unità tettoniche (TRÜMPY, 1996).

Concentrandoci sulle Alpi Pennine, STAUB (op. cit. dal 1917 al 1958) propose varie soluzioni per la correlazione delle unità tettoniche della Valle d’Aosta e del Vallese con quelle delle Alpi centrali (Grigioni) ed orientali (Alti Tauri), ricostruendone la possibile connessione, attualmente erosa, sopra il duomo lepontino in Ossola-Ticino. La sua monografia del 1924 è illustrata da una carta tettonica delle Alpi alla scala 1:1.000.000 e da tre tavole a colori di profili trasversali e longitudinali alla scala 1:500.000, pubblicati nel 1923-26. Partendo dai Grigioni, dove aveva svolto le principali indagini personali, STAUB (1917)

correla la coppia Tambo-Suretta alla falda Monte Rosa e la falda della Margna, con associati i flysch di Schams e Prättigau, alla falda Dent Blanche *s.l.*, riferita non più alla Zona pennidica, ma al Sistema austroalpino. In particolare, riconosciuti nella Margna un complesso cristallino inferiore (“*Fedozerie*”), contenente kinzigiti, marmi a silicati, anfiboliti e gabbri, ed uno superiore (“*Malojaserie*”), formato da parascisti epizonali, li equipara rispettivamente alla Serie di Valpelline e alla Serie di Arolla della Dent Blanche. In seguito STAUB cambia idea, correlando l’unità Margna-Schams al lembo del Mont Mary, ricoperti entrambi dalla “*Dent Blanche-Sella-Platta Decke*”, per riferire infine la Dent Blanche al ricoprimento austroalpino inferiore dell’Err-Bernina (1937, 1938). L’origine austroalpina della falda Dent Blanche è ripresa e confermata da STAUB (1957) soprattutto in base alla facies più austroalpina che pennidica delle successioni metasedimentarie del Mt Dolin (v. HAGEN, 1948), simili a quelle dei Grigioni e riferite al Mesozoico (per confronto), affinità confermata da WEIDMANN & ZANINETTI (1974). Il limite tra Austroalpino e Pennidico è posto tra il lembo Dent Blanche *s.s.* e quello del Mont Mary, inteso come elemento tettonico sommitale della Zona pennidica.

Le successioni mesozoiche della Zona piemontese erano state riferite da ARGAND alla copertura stratigrafica dei fianchi normali e rovesciati delle pieghe-falde circostanti, da HERMANN (1925a) interamente alla falda Dent Blanche. STAUB (1942a) sostiene la loro indipendenza e, nel 1958, sulla base dei rilievi in Vallese di GOKSU (1947), GÜLLER (1947), ITEN (1948), ZIMMERMANN (1955), suoi allievi al Politecnico (ETH) di Zurigo, suddivide la Zona del Combin in una serie di scaglie tettoniche sovrapposte, generate da processi di taglio (“*Abscherungs Decke*”) e costituite da una serie mesozoica in posizione normale, ciascuna con successione triassica alla base. La presenza nella fossa piemontese di radiolariti giurassiche (ARGAND, 1934) è corroborata da STAUB (1942b) che ad esse riferisce le quarziti intercalate nei calcescisti con pietre verdi affioranti presso la Capanna Chanrion (BURRI *et alii*, 1998), nel settore nord-ovest del Foglio Monte Cervino. Altre presunte radiolariti metamorfiche sono segnalate in Vallese da HAGEN (1948) e AYRTON *et alii* (1982) e in Piemonte e Valle d’Aosta da DEBENEDETTI (1965). Ricorrendo al metodo della retrodeformazione concepito da ARGAND (1916), STAUB (1917, 1924) ricostruisce la paleogeografia della Tetide nel settore centrale-alpino distinguendo, dall’esterno all’interno, la geosinclinale nord-pennidica, la geoanticlinale dell’Adula, la geosinclinale medio-pennidica e la geoanticlinale della Margna, equivalenti rispettivamente al bacino vallesano, al dominio brianzonese, al bacino piemontese e alla geoanticlinale del Mt Dolin.

Le idee di ARGAND influenzarono profondamente la geologia alpina sino agli anni '60, soprattutto nel settore occidentale della catena, anche se non mancarono le prime critiche ed importanti innovazioni sull'assetto della geosinclinale, sulla natura di alcune unità da essa derivate e sui meccanismi di formazione delle falde di ricoprimento, con particolare riguardo all'ultrapiegia della Dent Blanche. Seguendo il modello di ARGAND (1924a-b) dei bacini a fondo simatico, HERMANN (1925a) interpretò le grandi falde medio-superiori della Zona pennidica (IV-V-VI) come prodotto della deformazione alpina di microcontinenti e ghirlande insulari separate tra loro, dal continente europeo e da quello africano per mezzo di bacini di mare profondo con substrato simatico su cui si depositava una parte dei calcescisti. La compressione alpina piega i fondali oceanici da cui originano le falde ofiolitiche (*nappes simiques*) interposte tra le falde di basamento sialico, lubrificandone i contatti e trasportandole sul dorso (*piggy-back*).

Nuove concezioni sulla struttura e la genesi delle falde di ricoprimento furono promosse dalla scoperta di un marcato contatto tettonico tra la falda Dent Blanche ed i sottostanti calcescisti della Zona del Combin e di un orizzonte di ultramiloniti tra la Serie di Arolla e la Serie di Valpelline (STUTZ & MASSON, 1938; DIEHL *et alii*, 1938, 1952; allievi di Paul NIGGLI al Politecnico di Zurigo), al posto dei contatti stratigrafici in posizione rovesciata postulati da ARGAND. Le nuove evidenze strutturali portarono ad abolire l'ultrapiegia coricata della Dent Blanche, sostituita da un insieme di zolle di scivolamento (*Gleibretter*) delimitate da orizzonti milonitici. In questo modo la genesi delle falde non è più legata a piegamenti di vaste porzioni della crosta terrestre, fisicamente continue, ma con il nome di "*Gleibrettertektonik*" è il prodotto di meccanismi di scollamento e di taglio fragile (faglie, cataclasi) o duttile (miloniti), un modello poi esteso ad altre unità della Zona pennidica e alle Alpi in genere (HALL, 1972, in HOBS *et alii*, 1976; MILNES, 1978). Con una tettonica a falde di scivolamento "*di stile austroalpino*" gli autori spiegano anche le locali complicazioni strutturali riscontrate nella Dent Blanche *s.s.*: il piccolo lembo di Gneiss di Arolla sopra la Serie di Valpelline nei Jumeaux e il raddoppio tettonico della Serie di Arolla al M. Redessau e al M. Saleron. Questi ultimi, messi in evidenza da discontinue lenti triassiche (Jumeaux, Col de Valcornière, M. Redessau, B. Arbières, B. du Merlo), sono stati rivisitati da ELTER (1960) e definiti col nome di "*lembo di ricoprimento Jumeaux-Punta Cian*".

La Zona di Roisan - detta anche "*tratto*" o "*sinclinale di Roisan*" - era riferita da ARGAND (1909a, 1911a-b, 1934) alla Zona del Combin e, in particolare, alle successioni mesozoiche del Gran San Ber-

nardo. Sulla base dei nuovi rilievi, DIEHL (1938), STUTZ & MASSON (1938) e DIEHL *et alii* (1952) la interpretano come copertura sedimentaria del lembo del Mont Mary, ipotesi condivisa e perfezionata da ELTER (1960) e da CANEPA *et alii* (1990). La Zona di Roisan descritta da DIEHL *et alii* (1952) è una successione di marmi dolomitici triassici, breccie sedimentarie ad elementi dolomitici, di presunta età liassica, calcescisti e minori ofioliti di tipo prasinitico, di fatto corrispondenti a miloniti verdastre di protoliti eruttivi basici o intermedi del basamento cristallino. Parte delle coperture mesozoiche sarebbero state strappate dal loro substrato (Mont Mary) e trascinate, in modo discontinuo, lungo il contatto tettonico tra la fronte del lembo Dent Blanche *s.s.* e i sottostanti calcescisti piemontesi nella bassa valle del T. Artanavaz, a NNO di Gignod, e sul fianco sinistro della Valle di Ollomont (DIEHL, 1938; ELTER, 1960), ipotesi priva di conferme e in seguito abbandonata.

Le nuove concezioni tettoniche di STUTZ & MASSON (1938) furono accolte da HAGEN (1948, 1951) e da ELTER (1960) e poi applicate all'intero sistema tettonico della Dent Blanche *s.l.* e della Zona Sesia-Lanzo, riferite al dominio austroalpino (adriatico-africano) sia per la loro posizione geometrica (al di sopra) e paleostrutturale (all'interno) rispetto alle unità ofiolitiche piemontesi, principale sutura oceanica delle Alpi Occidentali, sia per la nota e ribadita affinità litologica della Serie di Valpelline e dell'omologa 2a Zona Diorito-kinzigitica (Zona Sesia-Lanzo) con la Zona di Ivrea, crosta inferiore delle Alpi Meridionali (FRANCHI, 1905, 1907; NOVARESE, 1906, 1931; CARRARO *et alii*, 1970; DAL PIAZ *et alii*, 1971, 1972; COMPAGNONI *et alii*, 1977a; CABY *et alii*, 1978; BALLÈVRE *et alii*, 1986; BIGI *et alii*, 1990; DAL PIAZ, 1993, 1999; GARDIEN *et alii*, 1994; STECK *et alii*, 1999, 2001; DE GIUSTI *et alii*, 2004; SCHMID *et alii*, 2004; BELTRANDO *et alii*, 2010a).

HAGEN (1948), allievo di STAUB, portò all'estremo la frammentazione tettonica della falda Dent Blanche *s.s.*, suddivisa in molteplici zolle e scaglie minori, separate da contatti tettonici, in parte solo presunti o male ubicati. ARGAND (1909a, 1911b-b) aveva collegato la Serie di Arolla affiorante all'interno (sud-est) e all'esterno (nord-ovest) della Serie di Valpelline, riunendole in una singola unità litostratigrafica che avvolgeva le kinzigiti situate al nucleo dell'ultrapiegia coricata e sinformale della Valpelline. La sua chiusura sarebbe visibile nell'impervia parete nord della dorsale Dent d'Hérens-Tête de Valpelline (fig. 23A). La ricostruzione di ARGAND non è accettata da HAGEN (1948) e STAUB (1957) che attribuivano ai due tratti in discussione della Serie di Arolla il ruolo di distinte unità tettoniche. In particolare, essi postulano l'esistenza in alta Valtournenche di tre elementi tettonici indipendenti, in

successione da letto a tetto: i) zolla del Cervino, ii) zolla della Dent d'Hérens, iii) zolla della Valpelline. Il discusso collegamento della Serie di Arolla attorno alla Serie di Valpelline è comunque visibile nella sinforme esposta all'estremità sud-occidentale del lembo Dent Blanche s.s., come indicato nelle carte e nei profili seriati di ELTER (1960) e di CANEPA *et alii* (1990) e, su questa base, riteniamo preferibile seguire la ricostruzione di ARGAND sulla presenza di una chiusura sinformale anche all'estremità nord-orientale dell'unità. Anticipando la nostra interpretazione, la zolla del Cervino corrisponde *grosso modo* al lembo Mont Mary-Cervino, mentre le altre due zolle di HAGEN costituiscono le due unità tettoniche del lembo della Dent Blanche s.s.

Nel frattempo compariva la monumentale monografia di ELLENBERGER (1958) sulla geologia della Vanoise, ricca di osservazioni stratigrafiche e paleo-strutturali innovative sul dominio Brianzese e sui suoi rapporti con quello piemontese. Essa è preceduta da due note fondamentali per la geologia del Vallese (ELLENBERGER, 1953a-b) in cui l'autore documenta, nell'ambito della Zona del Combin di ARGAND - cioè la "sinclinale" compresa tra i nuclei antiformali del Gran San Bernardo e della Dent Blanche - l'affinità Brianzese della Serie del Barhorn, copertura sedimentaria della falda del Gran San Bernardo, poi scollata, metamorfosata e in parte inserita come unità vermicolari retroscorse nei calcescisti in facies piemontese della regione (dettagli in MARTHALER, 1984 e SARTORI, 1987, 1990).

La monografia di ELTER (1960) sull'assetto geologico e strutturale della Valle d'Aosta, con carta tettonica e profili seriati, più volte citata, presenta un aggiornamento critico della stratigrafia, dei modelli strutturali e dei molti problemi pendenti nella regione, completato da osservazioni e interpretazioni personali. L'autore rigetta la correlazione sostenuta da STAUB tra Dent Blanche s.s. ed Err-Bernina (Austroalpino inf.) e tra Mont Mary e Sella (Pennidico sup.), per ribadire la validità delle concezioni di ARGAND sulla pertinenza pennidica dell'intera falda Dent Blanche s.l. e dei suoi lobi (v. anche ELTER *et alii*, 1966). Lo sostiene enfatizzando le analogie litostratigrafiche tra la falda Dent Blanche e quella della Margna s.l., ritenuta però di pertinenza pennidica, sia per il basamento che per le loro coperture (Mt Dolin ~ Schams). La natura pennidica della Margna l.s. era basata solo sul fatto che essa è interposta tra due unità oceaniche - Malenco-Avers (bacino sud-pennidico, piemontese) a letto e Platta-Arosa a tetto (PASQUARÈ, 1975; BIGI *et alii*, 1990) - situazione che porterà ad interpretare entrambe come microcontinenti (PLATT, 1986) o come alloctoni estensionali intra-oceanici (FROITZHEIM & MANATSCHALL, 1996; DAL PIAZ, 1999; BERNOULLI & JENKYN, 2009a-b).

Analizzando il settore interno del Sistema Dent Blanche, ELTER (1960) riporta e commenta i profili di ARGAND e di HAGEN (fig. 26A-B) sul raddoppio tettonico esposto nella bastionata Dent d'Hérens-Jumeaux, scartandoli entrambi. Come già ricordato, ARGAND interpretava il raddoppio come effetto di una grande piega a S (guardando verso nord-est), HAGEN con la sovrapposizione di tre zolle di scivolamento indipendenti. Ispirandosi al modello strutturale di STUTZ & MASSON (1938) (fig. 27A-B), ELTER (1960) propone l'esistenza di un *duplex*, costituito dal lembo di ricoprimento Jumeaux-Punta Cian, traslato sull'unità kinzigitica (Serie di Valpelline) del ricoprimento Dent Blanche s.s. (fig. 28A-B). Il lembo raggruppa cinque lembetti isolati, due maggiori (Dent d'Hérens-Jumeaux, Colle di Valcournera-P.Cian-M.Redessau) e tre minori (Petites Murailles, Becca d'Arbières, Becca du Merlo). Il primo è formato da dominanti ortogneiss della Serie di Arolla seguiti, a tetto, dal complesso kinzigitico (Serie di Valpelline), limitato alla cresta occidentale (Tiefenmatten) della Dent d'Hérens; ELTER (1960) li riferisce, rispettivamente, al fianco inverso e al nucleo di una piega coricata, vergente a nord-ovest e situata, a sua volta, al nucleo della grande sinforme coricata della Tête de Valpelline, disegnata da ARGAND (1909) e ignorata da HAGEN. Gli altri quattro *Klippen* sono costituiti da Gneiss di Arolla. Il lembo Jumeaux-Punta Cian poggia in contatto tettonico sull'unità kinzigitica del ricoprimento Dent Blanche s.s., talora sottolineato da sottili scaglie di metasedimenti mesozoici riferibili alla Zona di Roisan. Per STUTZ & MASSON (1938), esso è nettamente

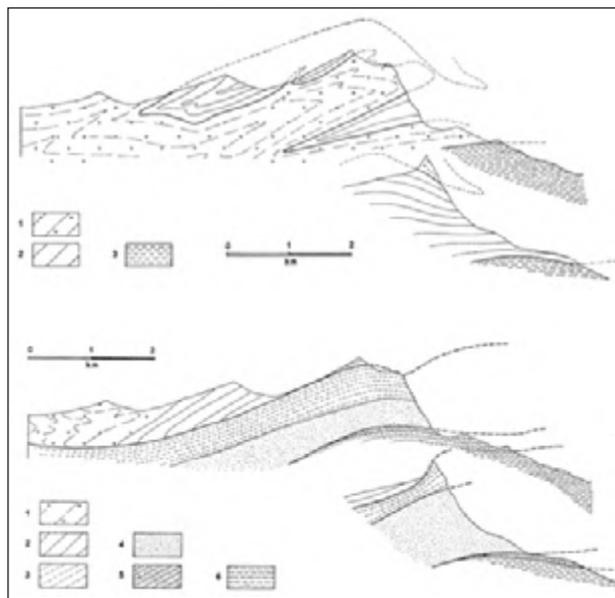


Fig. 26 - Profili di ARGAND (A) e di HAGEN (B) della catena Dent d'Hérens-Jumeaux, riprodotti in ELTER (1960).  
- Profiles across the Dent d'Hérens-Jumeaux range by ARGAND (A) and HAGEN (B), redrawn in ELTER (1960).

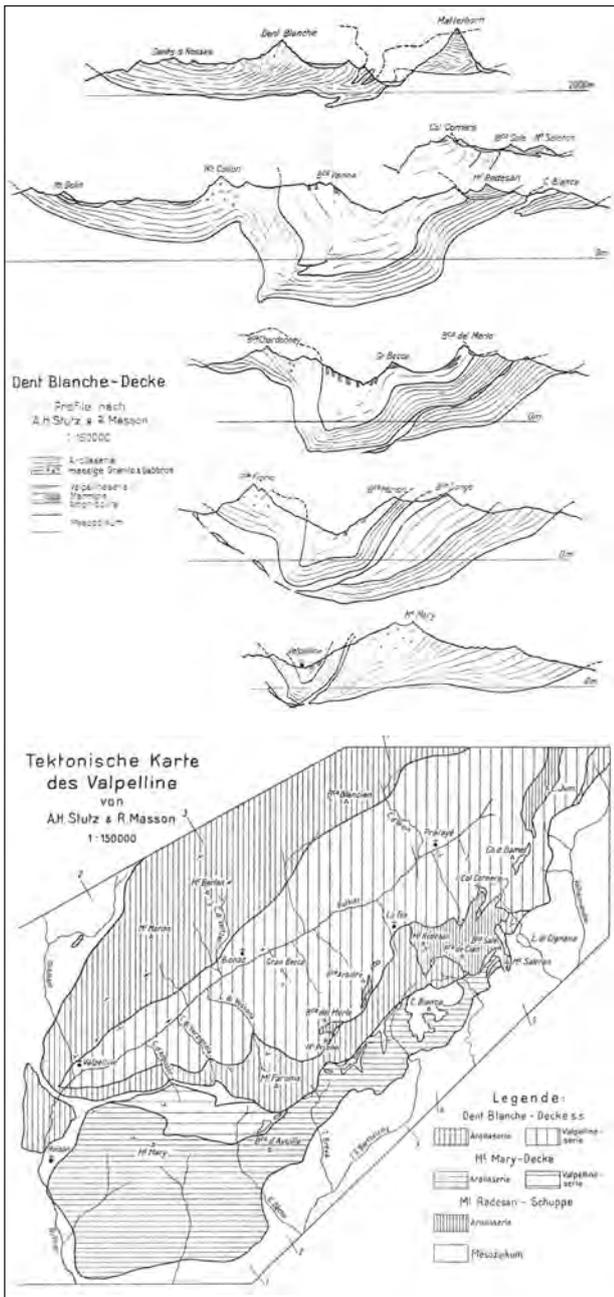


Fig. 27 - Profili seriali della Falda Dent Blanche e Carta tettonica della Valpelline (STUTZ & MASSON, 1938).  
 - Serial profiles across the Dent Blanche nappe and Tectonic map of Valpelline (STUTZ & MASSON, 1938).

discordante rispetto alla foliazione regionale e ai contatti tettonici della falda Dent Blanche s.s., mentre per ELTER è sostanzialmente concordante. In figura 29A-B è riprodotta una parte della tavola di profili e della carta tettonica con cui ELTER (1960) illustra i rapporti tra le varie unità penniniche nella media Valle d'Aosta. L'evoluzione cinematica del Sistema Dent Blanche s.l. proposta da ELTER (1960), con piccole variazioni rispetto al modello di STUTZ & MASSON (1938) e DIEHL *et alii* (1952), si sarebbe svolta nel modo seguente: i) sovrascorrimento, in

età alpina precoce o probabilmente più antica, dell'unità kinzigitica (Valpelline) sull'unità gneissica (Arolla), sulle loro coperture mesozoiche e sugli scisti del M. Emilius, formando una grande coltre di ricoprimento unitaria, costituita dai due complessi litologici sovrapposti; ii) scorrimento di tale coltre sopra i calcescisti piemontesi, sino all'arresto della sua parte frontale (Mont Mary e M. Emilius) che, a sua volta, è sovrascorsa da porzioni più interne che formano il lembo della Dent Blanche s.s., il piccolo lembo Jumeaux-Punta Cian e la Zona di Roisan; iv) deformazioni duttili e fragili tardive. La falda Dent Blanche s.s., strutturalmente composita, è deformata lungo la Valpelline da una profonda sinforme con piano assiale che, da subverticale nel settore sud-occidentale, si corica progressivamente nel settore nord-orientale, con pendenza a nord-ovest (STUTZ

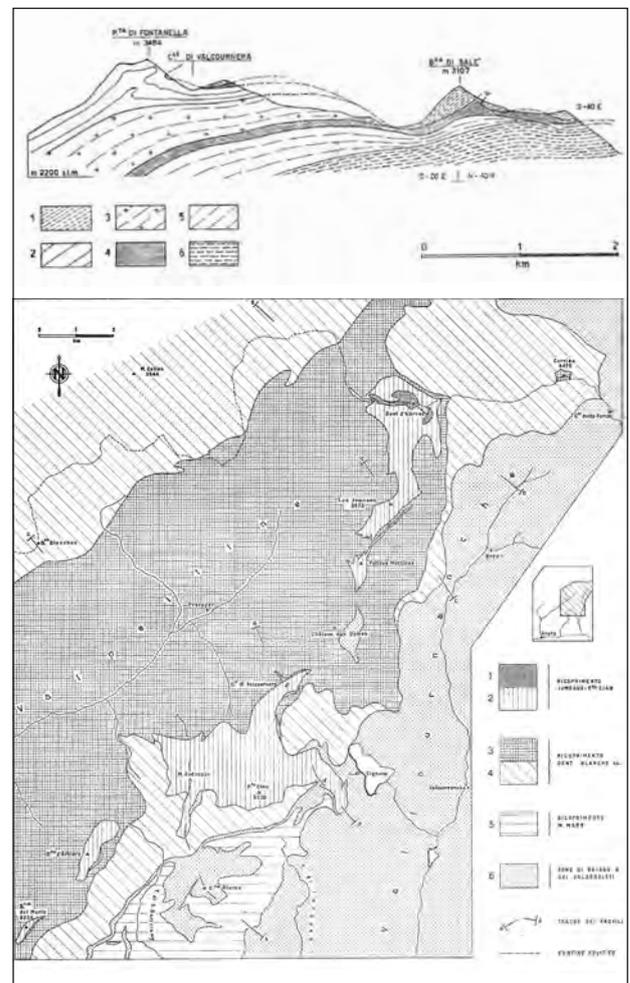


Fig. 28 - ELTER (1960): profilo Becca di Salè-Colle di Valcournera (sopra) e schizzo tettonico del Sistema Dent Blanche in alta Valpelline, con traccia del profilo (B-B). Legenda: 1) Lembo della P. Cian (1); 2) Serie di Valpelline (2) e Serie di Arolla (3) del ricoprimento Dent Blanche s.s.; Zona di Roisan e scaglie mesozoiche (4); Lembo del M. Mary (5); Zona dei calcescisti (6).  
 - ELTER (1960): Becca di Salè-Colle di Valcournera profile (over) and tectonic sketch of the Dent Blanche system in high Valpelline (B-B: trace of profile). Legend: 1) P. Cian klippe (1); 2) Valpelline Series (2) and Arolla Series (3) of Dent Blanche nappe s.s.; Roisan Zone and Mesozoic slices (4); M. Mary nappe (5); Calcschists zone (6).

& MASSON, 1938; ELTER, 1960; CANEPA *et alii*, 1990; BURRI *et alii*, 1998; BUCHER *et alii*, 2003, 2004).

Le conoscenze geologiche e petrografiche sulle principali unità del Vallese fanno significativi progressi con le ricerche di BEARTH, iniziate durante gli anni di guerra e protratte con continuità sino agli inizi degli anni '80. Le ricerche furono essenzialmente rivolte alle falde pennidiche del Monte Rosa e del Gran San Bernardo (BEARTH, 1952, 1963), alle unità ofiolitiche, al margine esterno della falda Dent Blanche in Svizzera e al metamorfismo regionale prealpino e alpino (BEARTH, 1959, 1967, 1973, 1974). Esse partivano da sistematici rilevamenti geologici ed erano completate da indagini mineralogico-

petrografiche, analisi geochimiche e confronti con altri settori della catena ritenuti cruciali per i problemi affrontati. È stato un lavoro immenso, documentato dai fogli Zermatt (1953), Saas (1954), Monte Moro (1954), Randa (1964), Simplon (1972) e St Niklaus (1978) del “*Geologischer Atlas der Schweiz*” alla scala 1:25.000, rilevati sempre da solo anche nelle zone di alta montagna più impervie. Inizialmente BEARTH segue STAUB (1937) nel riunire Monte Rosa e Gran San Bernardo nella mega-falda dei Mischabel “*Mischabel-Decke*”, ma nello stesso tempo le tratta come subfalde indipendenti notando la presenza di caratteri tettono-metamorfici diversi, per poi tornare a distinguerle come unità strutturali di primo rango (“*Monte Rosa-Decke, Bernhard-Decke*”; v. schemi tettonici nei Fogli Randa, St Niklaus, Simplon e monografia del 1952).

Terminato lo studio del Monte Rosa, gli interessi scientifici di BEARTH si concentrano sulle ofioliti piemontesi della regione di Zermatt e, più in generale, delle Alpi occidentali, dalla Valtourne (Cignana) al Monviso. Come indicato in figura 30A-B (BEARTH, 1953, 1967), le successioni ofiolitiche piemontesi che separano il lembo Dent Blanche s.s. dalle sottostanti falde Monte Rosa e Gran San Bernardo sono suddivise in tre unità tettoniche, le prime due individuate grazie alla presenza di orizzonti basali di rocce triassiche: i) “*Obere Zermatter Schuppenzone*” (Zona a scaglie superiore di Zermatt), a tetto, ii) “*Theodul-Rothorn-Zone*”, in mezzo, iii) “*Ophiolith Zone von Zermatt-Saas Fee*”, l'unità inferiore, ricca di ofioliti a marcata affinità oceanica e caratterizzata dalla presenza di lave a cuscinetti e di gabbri con metamorfismo eclogitico (BEARTH, 1953, 1959, 1967, 1973; OBERHÄNSLI, 1982; BARNICOAT & FRY, 1986). Le prime due unità rientrano nella Zona del Combin di ARGAND, corrispondono rispettivamente alla “*Hühnerknubel-Decke*” ed alla “*Hörnli-Zone*” di STAUB (1942a) e dei suoi allievi e comprendono la Zona di Zinal, nella valle omonima (ZIMMERMANN, 1955). Nel loro complesso, esse costituiscono il substrato tettonico della falda Dent Blanche s.s. e a nord-ovest di Zermatt poggiano sulla “*Barrhornserie*”, copertura mesozoica in facies brianzese del Gran San Bernardo (ELLENBERGER, 1953); verso sud sono sovrascorse sulla falda ofiolitica inferiore (Zermatt-Saas) che termina sotto la grande piega retroflessa della *Bernhard-Decke* (fig. 30B). In Italia, tra Valsesia e Valtourne, la “*Theodul-Rothorn-Zone*” e la “*Ophiolith Zone von Zermatt-Saas Fee*” (in seguito Zermatt-Saas, termine sintetico suggerito da DAL PIAZ a BEARTH e a lui gradito, com. pers.) trovano perfetta continuità nella “*Zona Gressoney-Gran Tournalin*” e nella “*Zona Corno Camoscio-Breithorn*” (DAL PIAZ, 1965), termini poi abbandonati e sostituiti da quelli più generali ed affermati di Zona del Com-

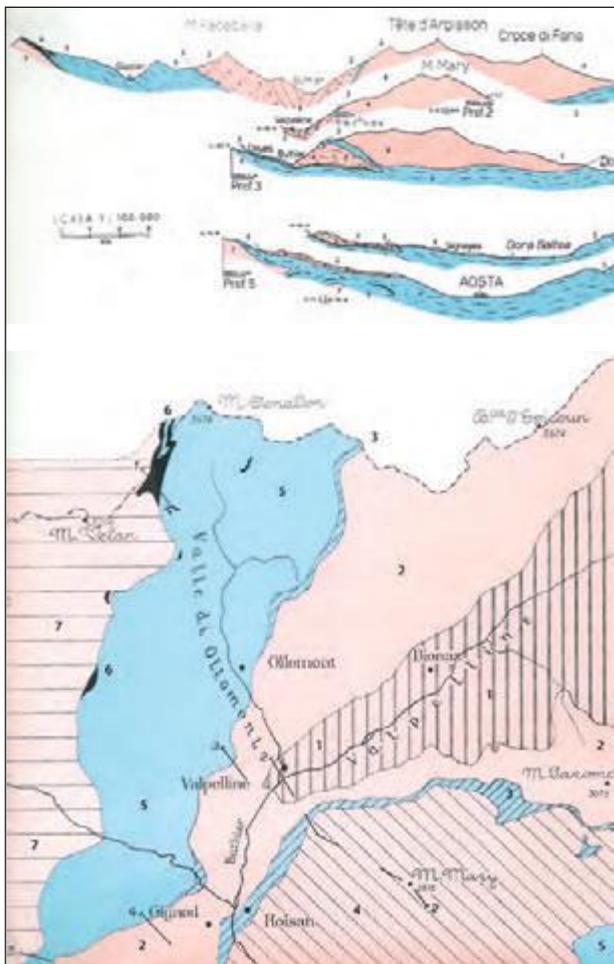


Fig. 29 - ELTER (1960): Profili geologici schematici e Carta tettonica della media Valle d'Aosta alla scala 1:100.000, estratto parziale. Ricoprimento Dent Blanche s.s.: Serie di Valpelline (1), Serie di Arolla (2); Zona di Roisan (3); Lembo del M. Mary (4); Zona dei calcscisti e delle pietre verdi: fm post-triassiche (5), fm triassiche (6); Ricoprimento del Gran San Bernardo (7). Notare la struttura sinformale ripiegata del ricoprimento Dent Blanche in bassa Valpelline, con geometria diversa rispetto alle sezioni di STUTZ & MASSON).

- ELTER (1960): *Schematic profiles and Tectonic map of the middle Aosta valley at 1:100.000 scale, partial copy. Dent Blanche nappe s.s.: Valpelline Series (1), Arolla Series (2), Roisan Zone (3), M. Mary klippe (4), Calcschist-greenstones zone: post-Triassic fm (5), Triassic fm (6), Grand St Bernard nappe (7). Note the folded sinformal structure of the Dent Blanche nappe in the lower Valpelline, different with respect the profiles of STUTZ & MASSON.*

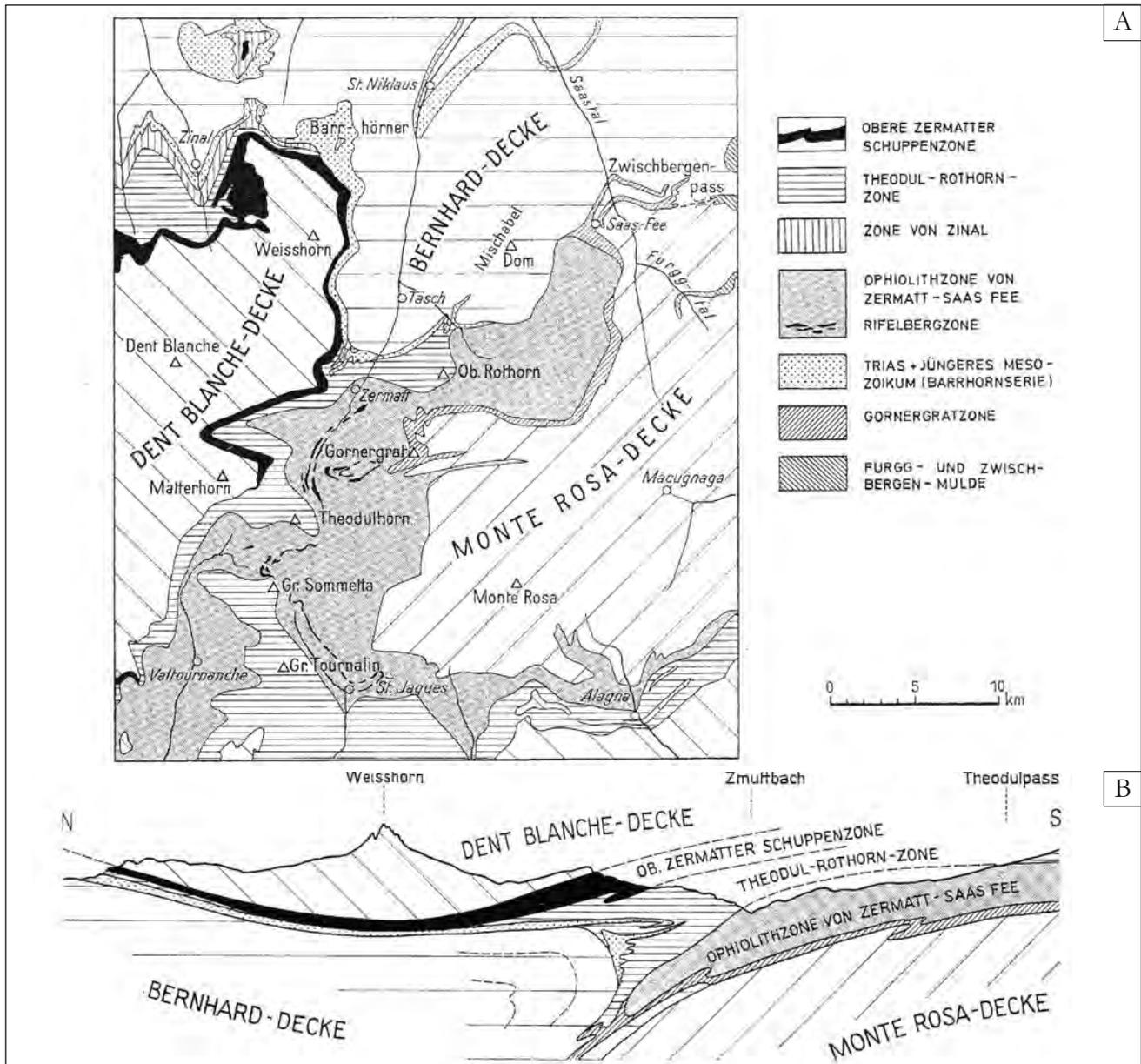


Fig. 30 - (A) Schema delle unità tettoniche comprese tra la falda del Monte Rosa, la piega retroflessa del Mischabel e la falda della Dent Blanche (BEARTH, 1967, Fig. 1), legenda: 1) Zona a scaglie superiori di Zermatt, 2) Zona Theodul-Rothorn, 3) Zona di Zinal, 4) Zona ofiolitica di Zermatt-Saas Fee e Zona del Rifelberg, 5) Serie del Barrhorn, Triassico e Mesozoico più recente, 6) Zona del Gornergrat, 7) Sinclinale di Furgg e Zwischenbergen. (B) Sezione geologica (BEARTH, 1967).

- (A) Sketch of tectonic units between the Monte Rosa nappe, Mischabel backfold and Dent Blanche nappe (BEARTH, 1967): 1) Upper Zermatt slices zone, 2) Theodul-Rothorn zone, 3) Zinal zone, 4) Ophiolitic Zermatt-Saas zone and Rifelberg zone, 5) Triassic-Cretaceous Barrhorn series, 6) Gornergrat zone, 7) Furgg and Zwischenbergen syncline. (B) Geological cross-section (BEARTH, 1967).

bin (strutturalmente composita) e da Zona (unità, falda) di Zermatt-Saas (DAL PIAZ *et alii*, 1972; KIENAST, 1973; DAL PIAZ, 1974, 1976, 1999; BALLÈVRE *et alii*, 1986; BALLÈVRE & MERLE, 1993). La "Obere Zermatter Schuppenzone" (unità superiore della Zona del Combin nel Foglio Zermatt; BEARTH, 1953) non è più distinguibile a sud del confine italo-svizzero perchè scompare l'orizzonte triassico che ne consente l'individuazione, salvo piccoli *duplex* tra il vallone di Vofrede e la Finestra di Cignana (Tsiganaz).

Discutendo la genesi della Zona Zermatt-Saas, BEARTH (1967) ricorre al modello concepito per le ofioliti di Siria e Macedonia (BRUN, 1956, con rif. bibl.), allora in voga (AUBOUIN, 1965) e già applicato alle Alpi occidentali da NICOLAS (1966) nel settore compreso tra Dora-Maira e Gran Paradiso: il modello prevedeva una "megaeffusione basica sottomarina", con peridotiti (serpentiniti) magmatiche alla base, gabbri al centro e diabasi, spiliti ecc. nella parte superiore, e con substrato di crosta continentale, quella del Monte Rosa nel caso delle ofioliti di Zermatt.

## 2.5. - TETTONICA DELLE PLACCHE NELLE ALPI OCCIDENTALI

Alla fine degli anni '60 la geologia alpina subisce l'improvviso impatto della tettonica delle placche, sorta dall'esplorazione geologica e geofisica degli oceani, lontano dalle Alpi (TRÜMPY, 2001). I primi tentativi di applicare alle Alpi occidentali i concetti della nuova tettonica globale furono fatti da un numero ristretto di autori (LAUBSCHER, 1970, 1971; DEWEY & BIRD, 1970; ERNST, 1971; DAL PIAZ, 1971b; SMITH, 1971; DAL PIAZ *et alii*, 1972; DEWEY *et alii*, 1973; DEBELMAS, 1976) e le resistenze non mancarono (DAL PIAZ, 1995). Con la sua indiscussa autorità, ancora nel 1971 TRÜMPY affermava: "In the Alps, the stratigraphical sequence is better compatible with the hypothesis of oceanization (replacement of the lower part of the crust by denser matter) than with the mechanism of ocean-floor spreading according to the Atlantic model". In un modello a grande scala di sviluppo di un orogene di tipo alpino LAUBSCHER (1969, 1970; fig. 31A) aveva proposto la contemporanea subduzione di entrambe le placche verso una comune zona di convergenza verticale, con geometria ispirata al "tectogene" di HESS (1939). Ricostruzioni più ortodosse della Tetide occidentale e della sua contrazione furono elaborate da DEWEY & BIRD (1970), SMITH (1971), DEWEY *et alii* (1973). I primi autori descrivono le catene del sistema collisionale alpino-himalayano (fig. 31B) come pila di unità continentali alternate ad unità oceaniche (ofioliti), confermano l'identità dei margini continentali superiore e inferiore, già individuati da ARGAND (1924a) e STAUB (1924), e propongono un modello cinematico con la subduzione sudvergente della placca inferiore (Europa + oceano) al di sotto di quella adriatica (nel caso delle Alpi). La classica eugeosinclinale ensialica di AUBOUIN (1965), a cui si faceva riferimento per riportare all'origine le unità ofiolitiche delle Alpi e degli Appennini, è sostituita dal bacino oceanico ligure-piemontese, aperto nel Giurassico medio-superiore assieme all'Atlantico centrale e consumato in subduzione tra il Cretacico superiore e l'Eocene, quando avvenne la sua definitiva sutura (BEZZI & PICCARDO, 1971; DAL PIAZ, 1971b, 1974; DAL PIAZ *et alii*, 1972; ELTER, 1971, 1972; KIENAST, 1973; STURANI, 1975; COMPAGNONI *et alii*, 1977a-b; CABY *et alii*, 1978; DAL PIAZ & ERNST, 1978; LOMBARDO *et alii*, 1978; MEVEL *et alii*, 1978; ROEDER & BÖGEL, 1978; BERNOULLI & LEMOINE, 1980; LAUBSCHER & BERNOULLI, 1982).

La Zona di Zermatt-Saas ed i suoi omologhi a sud della Valle d'Aosta, rappresentati dai grandi corpi di ofioliti metamorfiche esposti nel settore interno della catena (M. Avic, Valli di Lanzo, Rocciavre, Monviso, Gruppo di Voltri: DAL PIAZ,

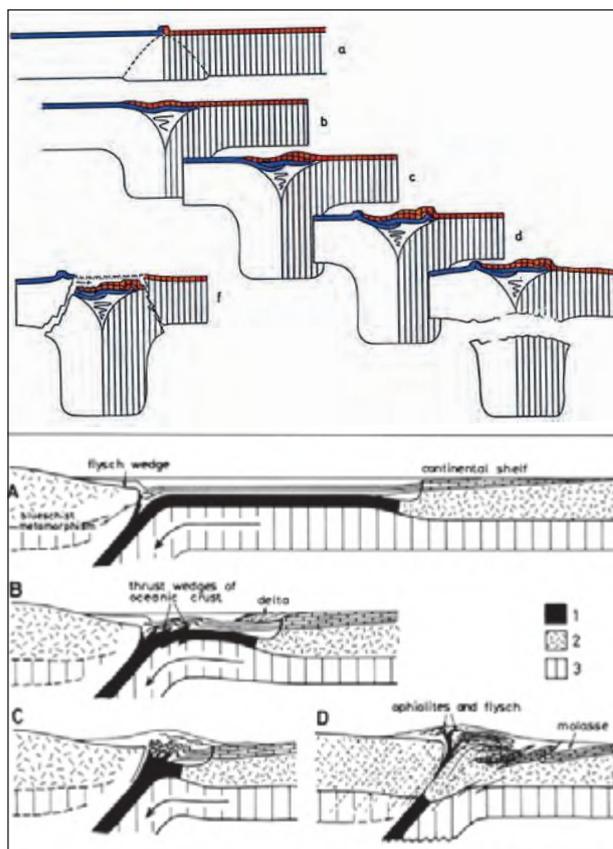


Fig. 31 - Sopra: Il modello di doppia subduzione litosferica concepito da Laubscher (1970). Sotto: Evoluzione cinematica di un margine convergente e formazione di una catena di collisione continentale (DEWEY & BIRD (1970): 1) crosta oceanica e ofioliti; 2) crosta continentale; 3) mantello litosferico. - Top: Double lithospheric subduction model conceived by Laubscher (1970). Bottom: Kinematic evolution of a convergent plate-margin and development of a continent-continent collisional belt (DEWEY & BIRD (1970): 1) Oceanic crust and ophiolites; 2) continental crust, 3) lithospheric mantle.

1974; FREY *et alii*, 1974, 1999; NIGGLI *et alii*, 1978; BIGI *et alii*, 1990; OBERHÄNSLI *et alii*, 2004) sono interpretati, su base litostratigrafica e geochemica, come frammenti di una litosfera oceanica mesozoica di "slow spreading", sia di tipo normale, espressa da protoliti corrispondenti ai tre "layers" riconosciuti negli oceani attuali, sia di tipo anomalo, riferibile a zone di frattura, per la mancanza dei gabbridi o per la giustapposizione diretta di breccie e/o sedimenti batiali sulle serpentiniti (DAL PIAZ, 1969a, 1974; DAL PIAZ & ERNST, 1978; DIETRICH, 1980; DAL PIAZ *et alii*, 1981; AUZENDE *et alii*, 1983; KIENAST, 1983; POGNANTE *et alii*, 1983; BECCALUVA *et alii*, 1984; POLINO, 1984; LAGABRIELLE *et alii*, 1984, 1985, 1989; LAGABRIELLE, 1987; LEMOINE *et alii*, 1987; ABBATE *et alii*, 1988; DEVILLE *et alii*, 1992).

Il metamorfismo in facies eclogitica, diffuso e da tempo ben noto nelle unità continentali e ofiolitiche delle Alpi occidentali (COSSA, 1880; ERNST, 1973; BOCQUET, 1974; DAL PIAZ, 1974a-b; FREY *et alii*, 1974; COMPAGNONI *et alii*, 1977a; SPALLA *et alii*, 1996; GODARD, 2001, con rif. bibl.), diventa l'evidenza di una zona di subduzione fossile, generata

ed esumata durante l'orogenesi alpina (ERNST, 1971; DAL PIAZ, 1971b, 1974; DAL PIAZ *et alii*, 1972) (fig. 32). Le unità del basamento cristallino con metamorfismo eclogitico (Zona Sesia-Lanzo, M. Emilius, Monte Rosa, Gran Paradiso, ecc.) dimostrano che anche frammenti di crosta continentale leggera, coerenti e di grandi dimensioni, potevano essere inseriti nella zona di subduzione sino a livelli sottocrosta (DAL PIAZ *et alii*, 1972; COMPAGNONI *et alii*, 1977a; CABY *et alii*, 1978). Sempre negli anni '70, la genesi del metamorfismo eclogitico della Zona Sesia-Lanzo, precedentemente ritenuta di età prepermiana (BIANCHI & DAL PIAZ, 1963) o caledoniana (MOTTANA, 1972), è attribuita al Cretaceo superiore (evento eoalpino: 90-65 Ma) sulla base di nuove datazioni radiometriche K-Ar e Rb-Sr (HUNZIKER, 1974), analoghe a quelle rinvenute in unità oceaniche della Zona piemontese (BOCQUET *et alii*, 1974). Vedi HUNZIKER *et alii* (1992) per una rassegna delle datazioni isotopiche sulle unità metamorfiche delle Alpi occidentali disponibili a quel tempo. Il magmatismo postcollisionale di età oligocenica (DAL PIAZ *et alii*, 1973; HUNZIKER, 1974), diffuso dalla bassa Valle d'Aosta alle Karawanken (BIGI *et alii*, 1990), era riferito alla fusione parziale del mantello litosferico, anomalizzato in precedenza dai fluidi rilasciati dalla crosta continentale subdotta (DAL PIAZ *et alii*, 1979d; VENTURELLI *et alii*, 1984).

Alla fine degli anni '70 l'impatto della tettonica delle placche era stato assorbito e integrato con le classiche conoscenze della geologia alpina (DEBELMAS, 1976; DAL PIAZ, 1995).

## 2.6. - MODERNE RICERCHE NELLE ALPI PENNINE

Gli ultimi decenni sono contrassegnati da un forte sviluppo delle ricerche e delle pubblicazioni sulle Alpi Occidentali, con significativi contributi che riguardano la cartografia di dettaglio e di sintesi, l'analisi stratigrafica e strutturale, la petrologia, la geochimica, la geocronologia isotopica, la geofisica profonda, la neotettonica e lo studio dei depositi quaternari (rassegne in PFIFFNER *et alii*, 1997; BERNABINI *et alii*, 2003; SCHMID *et alii*, 2004; ROSENBAUM & LISTER, 2005; AGARD *et alii*, 2009; BERNOULLI & JENKYN, 2009a-b, DAL PIAZ, 2010).

Il metamorfismo di subduzione è stato oggetto di ricerche di dettaglio, con raffinamento delle stime petrologiche sul regime di alta pressione e bassa temperatura (in seguito HP), sulle condizioni di picco e sulle traiettorie P-T prograde e decompressionali (e.g., LARDEAUX & SPALLA, 1990; SPALLA *et alii*, 1996; FREY *et alii*, 1999; GODARD, 2001; BOUSQUET *et alii*, 2004; GOFFÉ *et alii*, 2004; BUCHER *et alii*, 2005; LE BAYON *et alii*, 2006; LI *et alii*, 2008; BELTRANDO *et alii*, 2010a; MANZOTTI *et alii*, 2012). Particolarmente innovativo è il ritrova-

mento di coesite nel basamento cristallino nella falda pennidica Dora-Maira (CHOPIN, 1984) e nei calcescisti piemontesi del lago di Cignana in Val-tourneche (REINECKE, 1991; FORSTER *et alii*, 2004), e quello di microdiamanti (FREZZOTTI *et alii*, 2011), espressione di un metamorfismo di "ultra alta pressione" (in seguito UHP) che richiede profondità litosferiche in un regime di bassa temperatura (COMPAGNONI, 2003; COMPAGNONI & ROLFO, 2003; GROppo *et alii*, 2009; MÜLLER & COMPAGNONI, 2009; BELTRANDO *et alii*, 2010a) e complica ulteriormente l'analisi del processo di esumazione.

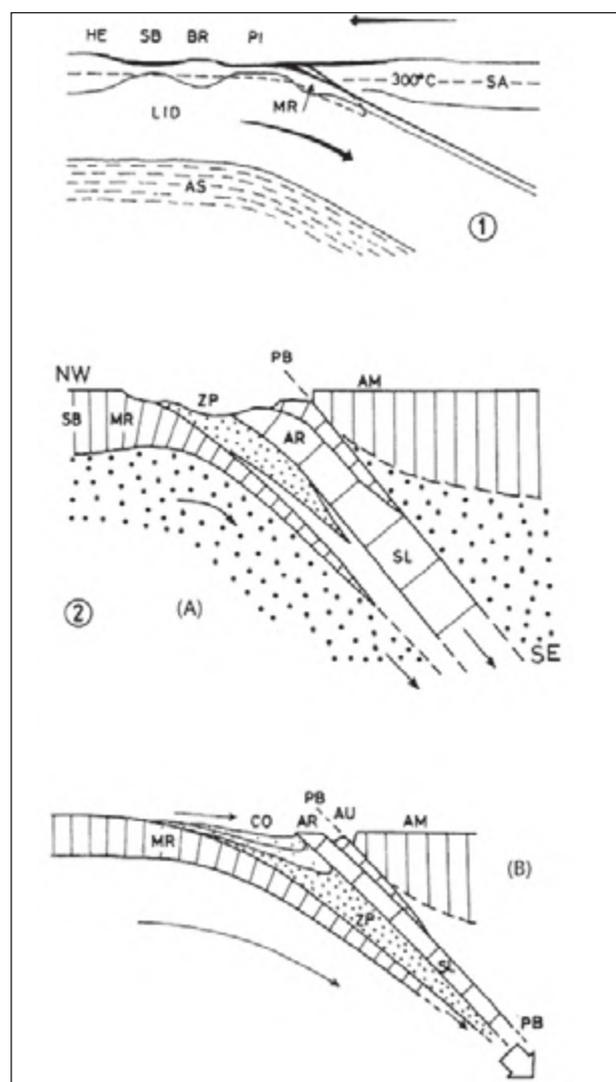


Fig. 32 - Primi modelli di subduzione concepiti per le unità con metamorfismo di HP delle Alpi occidentali. (1) ERNST (1971): HE: Elvetico; SB: Subbrianzonese; BR: Brianzonese; PI: Piemontese; MR: Monte Rosa; SA: Austroalpino e Alpi Meridionali. (2) A: DAL PIAZ (1971), B: DAL PIAZ *et alii* (1972): ZP: unità oceaniche piemontesi; CO: unità marginali piemontesi (Combin); Austroalpino: AR: Arolla, SL: Sesia-Lanzo, AU: elemento austroalpino superiore; AM: Alpi Meridionali; PB: Piano di Benioff.

- First subduction models conceived for the HP metamorphic units of the Western Alps. (1) ERNST (1971): HE: Helvetic; SB: Subbriançonnais; BR: Briançonnais; PI: Piemontese; MR: Monte Rosa; SA: Austroalpine and Southern Alps (2) A: DAL PIAZ (1971), B: DAL PIAZ *et alii* (1972): ZP: Oceanic Piemonte units; CO: Piemonte marginal units (Combin); Austroalpine: AR: Arolla, SL: Sesia-Lanzo, AU: Upper Austroalpine element; AM: Southern Alps; PB: Benioff plane.

A partire dagli anni '90, nuove datazioni radiometriche con metodi retentivi (U-Pb su zircone cristallo singolo, Lu-Hf, Sm-Nd) sono applicate sistematicamente alle principali unità oceaniche e continentali delle Alpi occidentali per la definizione cronologica dei protoliti e degli eventi metamorfici prealpini e alpini, con particolare riguardo alle associazioni eclogitiche di alta e altissima pressione. Il metamorfismo eclogitico delle ofioliti piemontesi e delle unità continentali penniniche, riferito per vent'anni al Cretacico sup.-Paleocene (evento eoalpino; HUNZIKER, 1974; BOCQUET *et alii*, 1974; PAQUETTE *et alii*, 1989; HUNZIKER *et al.*, 1992, con rif. bibl), risulta di età eocenica (BOWTELL *et alii*, 1994; VENTURINI, 1995; INGER *et alii*, 1996; REDDY *et alii*, 1996, 1999, 2003; RUBATTO & GEBAUER, 1996; RUBATTO *et alii*, 1998, 1999, 2003; DUCHÈNE *et alii*, 1997; AMATO *et alii*, 1999; GEBAUER, 1999; MAYER *et alii*, 1999; DAL PIAZ *et alii*, 2001; LOMBARDO *et alii*, 2002; MEFFAN *et alii*, 2004; FEDERICO *et alii*, 2005; DI VINCENZO *et alii*, 2006; LAPEN *et alii*, 2007). Di contro, rimangono scarsi e incerti i dati sui relitti e l'età del metamorfismo in facies scisti blu a epidoto negli "upper Austroalpine outliers" Dent Blanche-Mont Mary-Pillonet e soprattutto nella sottostante Zona del Combin, preservati localmente alla sovraimpronta regionale in facies scisti verdi (DAL PIAZ & SACCHI, 1969; DAL PIAZ, 1976, 1999; BALLÈVRE *et alii*, 1986; BALLÈVRE & KIENAST, 1987; CANEPA *et alii*, 1990; SCHIAVO, 1992; BALLÈVRE & MERLE, 1993; PENNACCHIONI & GUERMANI, 1993; HÖPFER, 1997; DESMONS *et alii*, 1999a-b; OBERHÄNSLI *et alii*, 2004; RODA & ZUCALI, 2008, 2011; MALASPINA *et alii*, 2011; MANZOTTI, 2011; MANZOTTI *et alii*, 2012). Ricordiamo l'età cretatica superiore (Rb-Sr e  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ : 75-73 Ma) della fengite coesistente con anfiboli sodici nel basamento cristallino del Pillonet (CORTIANA *et alii*, 1998), le età eoceniche ottenute analizzando le miche bianche del Mt Dolin (K-Ar: 54-30; Rb-Sr: 44-29 Ma; AYRTON *et alii*, 1982), i sottostanti calcescisti nel settore esterno della Zona del Combin (K-Ar: 38-34 Ma; AYRTON *et alii*, 1982) e quelli in facies scisti verdi della Valle di Gressoney (K-Ar: 49-37; DELALOYE & DESMONS, 1976). Età simili sono state rinvenute negli gneiss minuti in facies scisti verdi di una scaglia della Zona Sesia-Lanzo situata, entro la Zona del Combin, sul versante sinistro della Val d'Ayas (Foglio Monte Rosa), allo stesso livello strutturale del lembo del Pillonet (miche bianche, Rb-Sr e  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ : 45-42 Ma), unitamente a due valori dell'Eocene inferiore-Paleocene (Rb-Sr: 57-52 Ma), probabili età miste che suggeriscono l'esistenza di una fase eoalpina o tardo-eoalpina anche nel complesso degli gneiss minuti (CORTIANA *et alii*, 1998). REDDY *et alii* (2003) hanno fornito sistematiche datazioni di miche bianche con i metodi Rb-Sr e  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  *in situ* lungo il transetto che si estende dalla fronte della

Zona Sesia-Lanzo al Pillonet e al margine interno della Dent Blanche, sopra Cervinia, integrate da analisi cinematiche di dettaglio sulla zona di taglio polifasica Austroalpino/Combin tra la Valle di Gressoney e la Valtournenche: le numerose età eoceniche ottenute (45-36 Ma) sono riferibili a *resetting* delle miche bianche durante la deformazione polifasica. In definitiva, si ritiene probabile che i rari relitti di relativa alta pressione segnalati nei lembi Dent Blanche e Mont Mary risalgano al Cretacico superiore, come quelli datati nel lembo del Pillonet, e che i relitti nella Zona del Combin abbiano età analoga o di poco inferiore, comunque maggiore di quella del picco eclogitico nella sottostante Zona di Zermatt-Saas: lo suggeriscono la ricostruzione paleostrutturale, l'analogia della storia metamorfica e soprattutto il fatto che la Zona del Combin costituisce il substrato tettonico dei lembi austroalpini superiori, verosimilmente già accoppiati durante la crescita del prisma precollisionale (DAL PIAZ, 1999).

I moderni esperimenti di geofisica crostale con metodi sismici a rifrazione e riflessione verticale sono iniziati nella catena alpina con il profilo CROP-ECORS, esteso dall'alta pianura piemontese al massiccio del Gran Paradiso e al Giura francese (ROURE *et alii*, 1990, 1996; NICOLAS *et alii*, 1990; POLINO *et alii*, 1990): al posto di una Moho continua alla base della crosta collisionale ispessita (fig. 33A), l'esperimento ha fornito la prima documentazione nelle Alpi dell'esistenza di due Moho distinte (fig. 33B), confermata nel settore vallesano dal Progetto NFP 20 (PFIFFNER *et alii*, 1997). Per una sintesi delle indagini geofisiche effettuate nel Vallese e al margine settentrionale della Valle d'Aosta e per la loro interpretazione geologico-strutturale si vedano MARCHANT (1993), ESCHER *et alii* (1997), STECK *et alii* (1997), DAL PIAZ (1999, 2010), DAL PIAZ *et alii* (2003); SCHMID *et alii* (2004). La figura 10B mostra una sezione crostale delle Alpi nord-occidentali, dal Biellese alla Molassa svizzera.

La ricostruzione dell'assetto strutturale del prisma orogenico austroalpino-penninico nella depressione assiale della Valle d'Aosta è stata perfezionata in base alla correlazione dei lembi austroalpini meridionali, esposti nel Foglio Chatillon (DAL PIAZ *et alii*, 2001, 2010; ROLFO *et alii*, 2004), con i lembi eclogitici di Etirol-Levaz (HERMANN, 1938; KIENAST, 1983), Grun (BIINO & COMPAGNONI, 1988) e Vollon (queste note) affioranti tra la media Valtournenche, St Vincent e Brusson, a nord e a tetto della faglia normale Aosta-Ranzola, ipotesi intuita da CABY *et alii* (1978) e sviluppata brillantemente da BALLÈVRE *et alii* (1986), di cui riportiamo due sezioni interpretative attraverso la Valle d'Aosta (fig. 34), divenute un classico della geologia alpina. La ricostruzione è stata confermata da nuovi dati radiometrici (DAL PIAZ *et alii*, 2001; BELTRANDO *et*

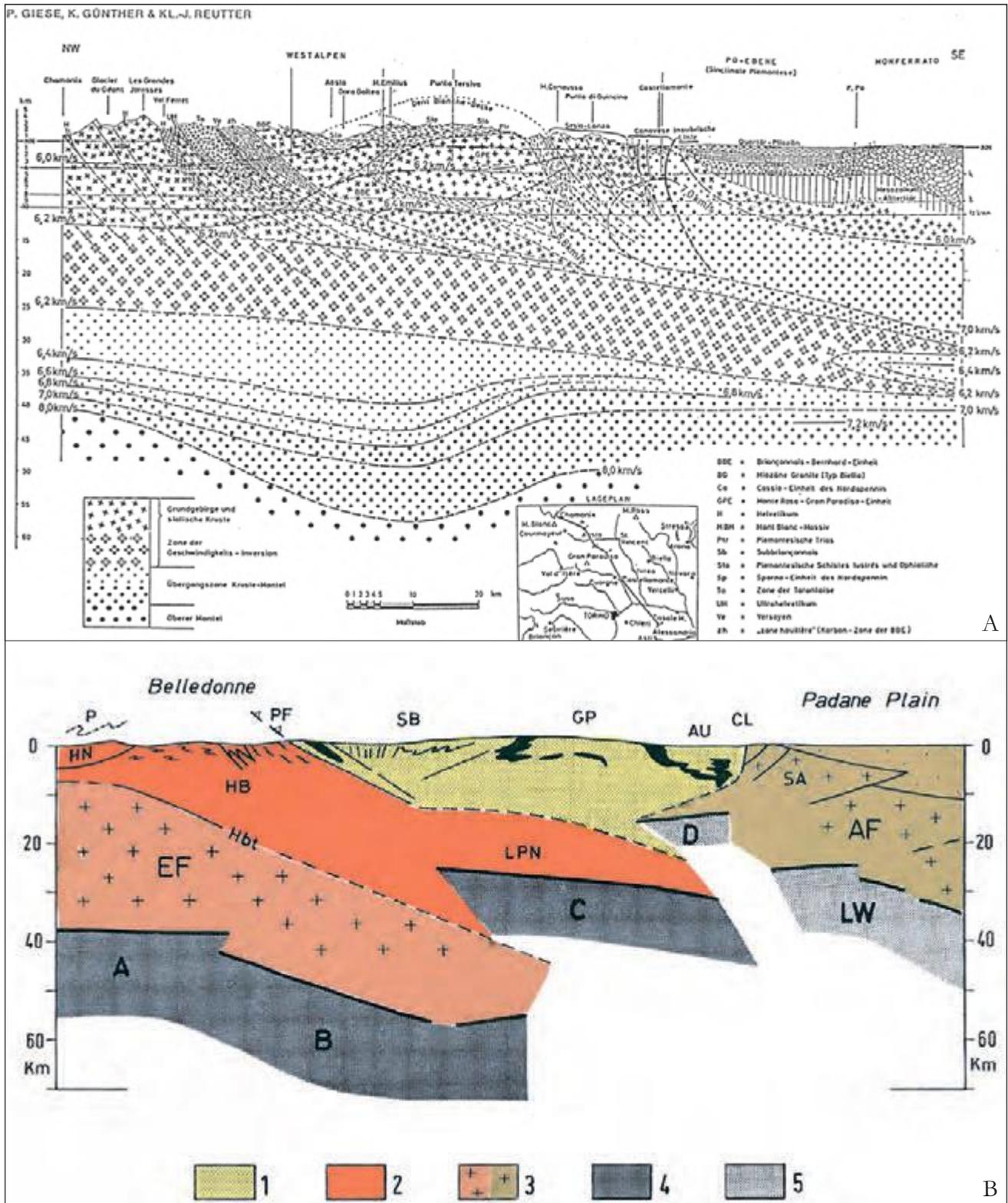


Fig. 33 - (A) Sezione geofisica crostale delle Alpi occidentali dal Monferrato a Chamonix (GIESE *et alii*, 1970). (B) Interpretazione geologica dell'immagine sismica crostale CROP-ECORS (POLINO *et alii*, 1990). Moho definita con sismica *wide angle reflection*. 1) Prisma collisionale austroalpino-penninico, comprendente la Zona Sesia-Lanzo (AU), il Gran Paradiso (GP), il Gran San Bernardo (SB), le unità ofiolitiche piemontesi e vallesane (nero) e il thrust frontale penninico (PF). 2) Margine passivo europeo deformato, comprendente le falde penniniche inferiori (LPN), le unità elvetico-ultraelvetiche (HB), le falde prealpine del Giura franco-svizzero (P) e il thrust basale delle unità esterne (Hpt). 3) Avanzaese europeo e sua estensione in profondità (EF); Alpi Meridionali (SA) e avanzaese sudalpino (AF). 4) Mantello litosferico europeo (A-B-C). 5) Mantello litosferico adriatico (D-LW).

- (A) Seismic crustal section of the Western Alps from Monferrato to Chamonix (GIESE *et alii*, 1970). (B) Geological interpretation of the CROP-ECORS crustal seismic image (POLINO *et alii*, 1990). 1) Austroalpine-Penninic collisional wedge, including the Sesia-Lanzo Zone (AU), Gran Paradiso (GP), Grand St Bernard (SB), Piemonte and Valais ophiolitic units (black) and the Penninic frontal thrust (PF). 2) Deformed European passive margin, including the Lower Penninic nappes (LPN), Helvetic-Ultraelvetic units (HB), Prealpine nappes of French-Swiss Jura (P) and the basal thrust of external units (Hpt). 3) European foreland and its deep extension; 4) European lithospheric mantle (A-B-C). 5) Adriatic lithospheric mantle (D-LW).

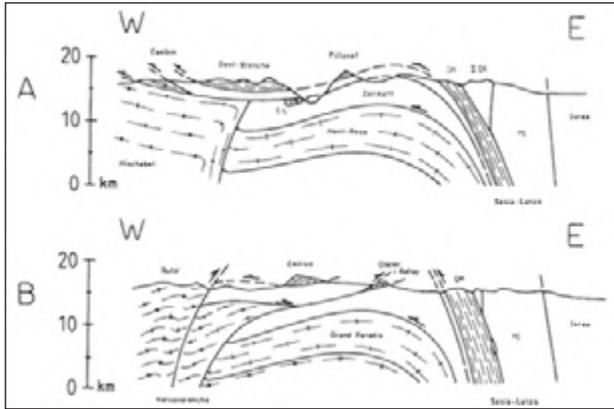


Fig. 34 - Sezioni interpretative delle zone interne delle Alpi nord-occidentali a nord (A) e a sud (B) della Valle d'Aosta, con la falda Dent-Blanche s.l. suddivisa in due unità indipendenti (BALLÈVRE *et alii*, 1986): 1) unità superiori: Dent-Blanche, Pillonet; 2) unità inferiori, eclogitiche: Etirol-Levaz (E-L), Emilius, Glacier-Rafra; Zona Sesia-Lanzo: gneiss minuti (GM), 2a zona diorito-kinzigitica (II D-K), micascisti eclogitici (ME).

- Interpretative sections of the internal north-western Alps, to the north (A) and south (B) of the Aosta Valley, including the Dent-Blanche nappe s.l. subdivided into two independent units (BALLÈVRE *et alii*, 1986): 1) Upper units: Dent-Blanche, Pillonet; 2) Lower units, eclogitic: Etirol-Levaz (E-L), Emilius, Glacier-Rafra; Sesia-Lanzo Zone: Minuti gneiss (GM), 2nd Diorite-Kinzigitic Zone (II D-K), Eclogitic micaschists (ME).

*alii*, 2009a, 2010b) che documentano l'età eocenica medio-inferiore (49-44 Ma) del metamorfismo eclogitico nei lembi austroalpini inferiori e nelle ofioliti sottostanti (unità di Zermatt-Saas), con un *gap* di circa 25-30 Ma rispetto all'età cretacea superiore del metamorfismo di subduzione al Pillonet (CORTIANA *et alii*, 1998) e nella Zona Sesia-Lanzo (GEBAUER, 1999; BELTRANDO *et alii*, 2010a, con rif. bibl.).

La presenza di oficalci e di breccie serpentinitiche nel massiccio del M. Avic (TARTAROTTI *et alii*, 1998) e sul lato sinistro della Dora, nelle cave tra St Denis e Chatillon (DRIESNER, 1993; DAL PIAZ, 1999), è stata interpretata come possibile evidenza di una denudazione sottomarina del mantello alla fine del rifting continentale, ipotesi già avanzata da ELTER (1971) per la regione tra le valli della Dora e dell'Orco (fig. 35) e, a scala più generale, da LEMOINE *et alii* (1987). Il mantello litosferico delle Alpi Occidentali poteva quindi contenere corpi di gabbri pre-oceanici, poi trasferiti nella Zona piemontese (LOMBARDO & POGNANTE, 1982; DAL PIAZ & LOMBARDO, 1985; LARDEAUX & SPALLA, 1991) ed essere direttamente associato, prima dell'orogenesi, a sottili scaglie di crosta continentale, i già citati alloctoni estensionali, residuo di un margine cointinentale passivo molto assottigliato e smembrato in estensione. L'ipotesi è confermata dall'età liassica inferiore (Sm-Nd:  $198 \pm 22$  Ma) ottenuta da COSTA & CABY (2001) per i metagabbri del Monginevro, solcati da vene di leucodioriti di età calloviana-oxfordiana ( $156 \pm 3$  Ma) durante la fase di espansione oceanica. Impregnazioni di gabbri

con età giurassiche medio-superiori (166-150 Ma) sono descritte da BELTRANDO *et alii*, (2010b) nella crosta continentale del lembo di Etirol-Levaz. Breccie serpentinitiche di probabile origine oceanica (inedite) sono diffuse nella Conca di By (Zona del Combin) e tra il lago Miserin e la Finestra di Champorcher.

Concentrandoci nell'area del Foglio Monte Cervino e nei suoi immediati dintorni, i principali contributi prima degli inizi dei lavori per il Progetto CARG, nel corso del rilievo e durante l'allestimento della carta e delle note sono dedicati ai caratteri strutturali, litostratigrafici e metamorfici delle due unità ofiolitiche piemontesi in Val d'Ayas, Valtournenche e Valle di St Barthélemy, descritti da DAL PIAZ (1965, 1971b, 1976, 1988, 2004), KIENAST (1973, 1983), DAL PIAZ & ERNST (1978), ERNST & DAL PIAZ (1978), BALDELLI *et alii* (1983, 1985), BALLÈVRE *et alii* (1986), VANNAY & ALLEMANN (1990), RUBATTO *et alii* (1998) e, recentemente, da REDDY *et alii* (2003), FORSTER *et alii* (2004), BUCHER *et alii* (2004, 2005), MÜLLER & COMPAGNONI (2009), ANGIBOUST *et alii*, 2009, ANGIBOUST & AGARD (2010). In particolare sono stati descritti: i) il carattere tholeiitico (normal-MORB e transizionale) delle metabasiti di entrambe le unità (DAL PIAZ *et alii*, 1981; BECCALUVA *et alii*, 1984); ii) i giacimenti idrotermali a Cu-Fe e Mn di ambiente oceanico presenti nelle unità ofiolitiche del Combin e di Zermatt-Saas (DAL PIAZ, 1969a; BURTET-FABRIS *et alii*, 1971; DAL PIAZ & OMENETTO, 1978; DAL PIAZ *et alii*, 1979a; CASTELLO *et alii*, 1980; CASTELLO, 1981, 1990; BALDELLI *et alii*, 1983; SPERLICH, 1988); iii) i filoni di gabbri e basalti rodingitici e le zone di reazione metasomatica con impronta metamorfica alpina nelle unità di Zermatt-Saas e del Combin (DAL PIAZ, 1969b, 2004; LI, 2002; LI *et alii*, 2004; 1980; FERRANDO *et alii*, 2010; ZANONI *et alii*, 2011, 2012); iv) l'evoluzione cinematica polifasica, convergente e distensiva, del prisma collisionale lungo le zone di taglio situate al limite tra le unità di Zermatt-Saas e del Combin (BALLÈVRE & MERLE, 1993) e tra quest'ultima ed il sovrastante sistema austroalpino, dal margine esterno della Zona Sesia-Lanzo al lembo del Pillonet e alla base del Cervino (REDDY *et alii*, 2003).

Nell'ambito delle unità austroalpine comprese nel foglio, ricordiamo le ricerche, in parte già citate, sui lembi del Pillonet (DAL PIAZ & SACCHI, 1969; DAL PIAZ, 1976; VOGLER, 1984; CORTIANA *et alii*, 1998; REDDY *et alii*, 2003), Etirol-Levaz (KIENAST, 1983; BALLÈVRE *et alii*, 1986; DAL PIAZ *et alii*, 2001; BELTRANDO *et alii*, 2010b), Grun (BIINO & COMPAGNONI, 1988), Dent-Blanche (KIENAST & NICOT, 1971; DAL PIAZ *et alii*, 1972, 1977; DE LEO *et alii*, 1987; PENNACCHIONI & GUERMANI, 1993; GARDIEN, 1994; GARDIEN *et alii*, 1994; DAL PIAZ,

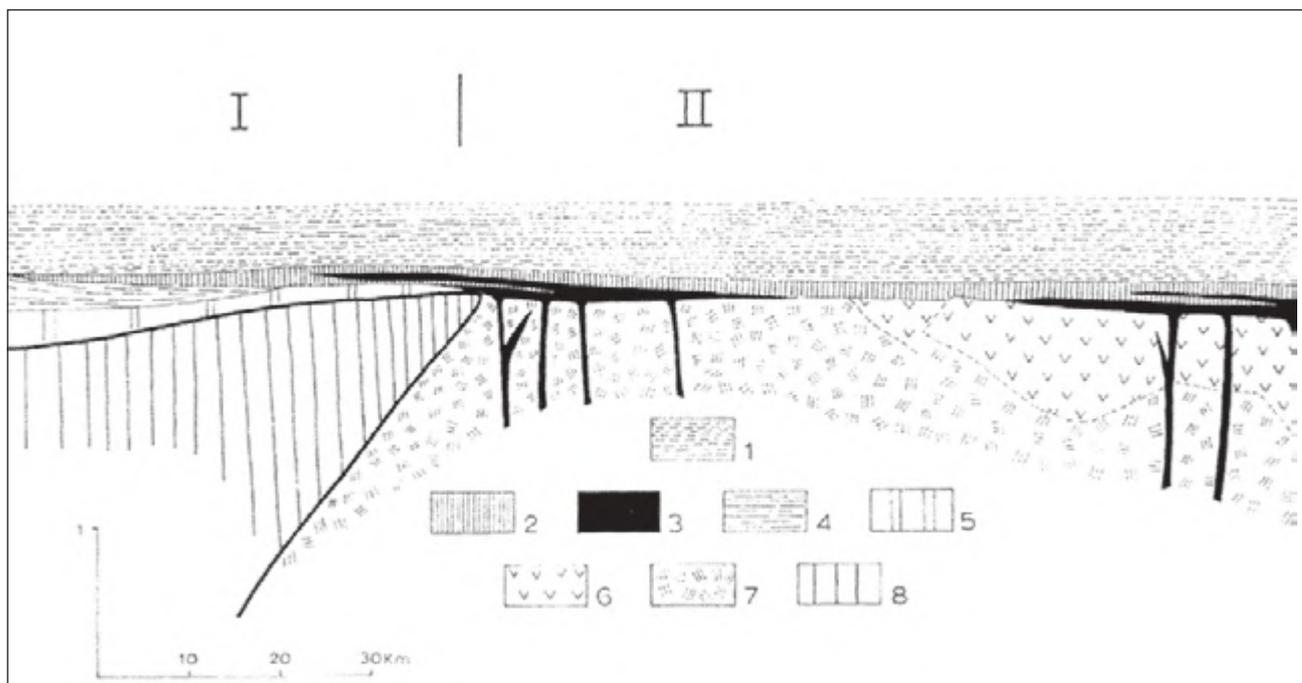


Fig. 35 - Schema dei rapporti tra i differenti elementi costitutivi della Zona piemontese (ELTER, 1971): I) Insieme A, II) Insieme B (hiatus simico); 1) calcscisti ofiolitiferi, 2) livello basale dei calcscisti, 3) diabasi (prasinita), 4) calcscisti liassici, 5) Trias, 6) gabbri, 7) ultramafiti, 8) basamento del Gran Paradiso.  
 - Relation sketch of building elements of the Piemonte Zone (ELTER, 1971): I) Ensemble A; II) Ensemble B (simic hiatus); 1) ophiolitic calcscists, 2) basal level of calcscists, 3) diabases (prasinites), 4) Liassic calcscists, 5) Triassic, 6) gabbros, 7) ultramafics, 8) Gran Paradiso basement.

1996b, 2010; BUSSY *et alii*, 1998; BURRI *et alii*, 1998; BUCHER *et alii*, 2004; MONJOIE *et alii*, 2005, 2007; MENEGON *et alii*, 2006, 2008; RODA & ZUCALI, 2008, 2011; MALASPINA *et alii*, 2011; MANZOTTI, 2011; MANZOTTI & ZUCALI, 2012; MANZOTTI *et alii*, 2012; BALETTI *et alii*, 2012) e del Mont Mary (CESARE *et alii*, 1989; CANEPA *et alii*, 1990; PENNACCHIONI & CESARE, 1997; PENNACCHIONI *et alii*, 2001; BUCHER *et alii*, 2010) e infine le tesi edite (HÖPFER, 1997) e inedite (CESARE, 1987; ZAGGIA, 1987; SCHIAVO, 1992; ZANELLA, 1992; MONOPOLI, 1993; BALETTI, 2003) sulla Zona di Roisan e le unità di basamento circostanti, contributi su cui torneremo nei prossimi capitoli. Dal punto di vista strutturale, è stato definito il lembo di ricoprimento Mont Mary-Cervino (DAL PIAZ in BUCHER *et alii*, 2003, 2004), formato dal lembo del Mont Mary *Auct.* e dalla coppia inferiore di unità Arolla-Valpelline affioranti in alta Valtournenche e appartenenti alla falda Dent Blanche; è stata inoltre ricostruita l'evoluzione cinematica della faglia Aosta-Ranzola e di altre linee tettoniche della regione (BISTACCHI & MASSIRONI, 2000; BISTACCHI *et alii*, 2000, 2001; RATTO, 1998; VICIDOMINI, 2008; DAL PIAZ *et alii*, 2010), caratterizzate dalla presenza di mineralizzazioni aurifere (DIAMOND, 1986, 1990) e di breccie di faglia metasomatiche, dette listveniti, termine in uso in Unione Sovietica (*e.g.*, KASHKAI, 1964; HALS & ZAHO, 1995), introdotto in Val d'Ayas e nelle Alpi occidentali da DAL PIAZ & OMENETTO (1978).

### 3. - LA CATENA ALPINA A VERGENZA EUROPEA

L'arco delle Alpi occidentali si estende dalla Svizzera al Golfo di Genova (v. fig. 10A), ove l'orogene collisionale collassa e scompare per l'apertura tardo-neogenica del Tirreno. Il Monte Bianco (4888 m) e la quarantina di vette oltre i 4000 m (Oberland Bernese, Pizzo Bernina, Alpi Pennine, Gran Paradiso, Barre des Ecrins) sono le massime elevazioni della catena, ma si tratta di valori relativamente modesti rispetto allo spessore totale del prisma collisionale che si estende nel sottosuolo sino ad una profondità di quasi 60 km. Ondulazioni plurichilometriche della pila delle falde lungo l'asse longitudinale della catena e variazioni laterali associate a denudazione tettonica e sollevamento differenziale prodotti dalla cinematica tensionale di grandi faglie trasversali consentono di esaminare in superficie una sezione di circa 30 km della catena, dalla falda Dent Blanche alla cupola di Verampio, l'unità più profonda del duomo lepontino in Ossola-Ticino (fig. 36A); la parte sepolta è ricostruita con l'interpretazione geostrutturale dei già ricordati profili sismici CROP-ECORS e NFP 20 (fig. 36B).

La catena a vergenza europea è formata dai seguenti domini strutturali, elencati in successione da tetto a letto e dall'interno all'esterno dell'arco delle Alpi Occidentali (BIGI *et alii*, 1990; DAL PIAZ

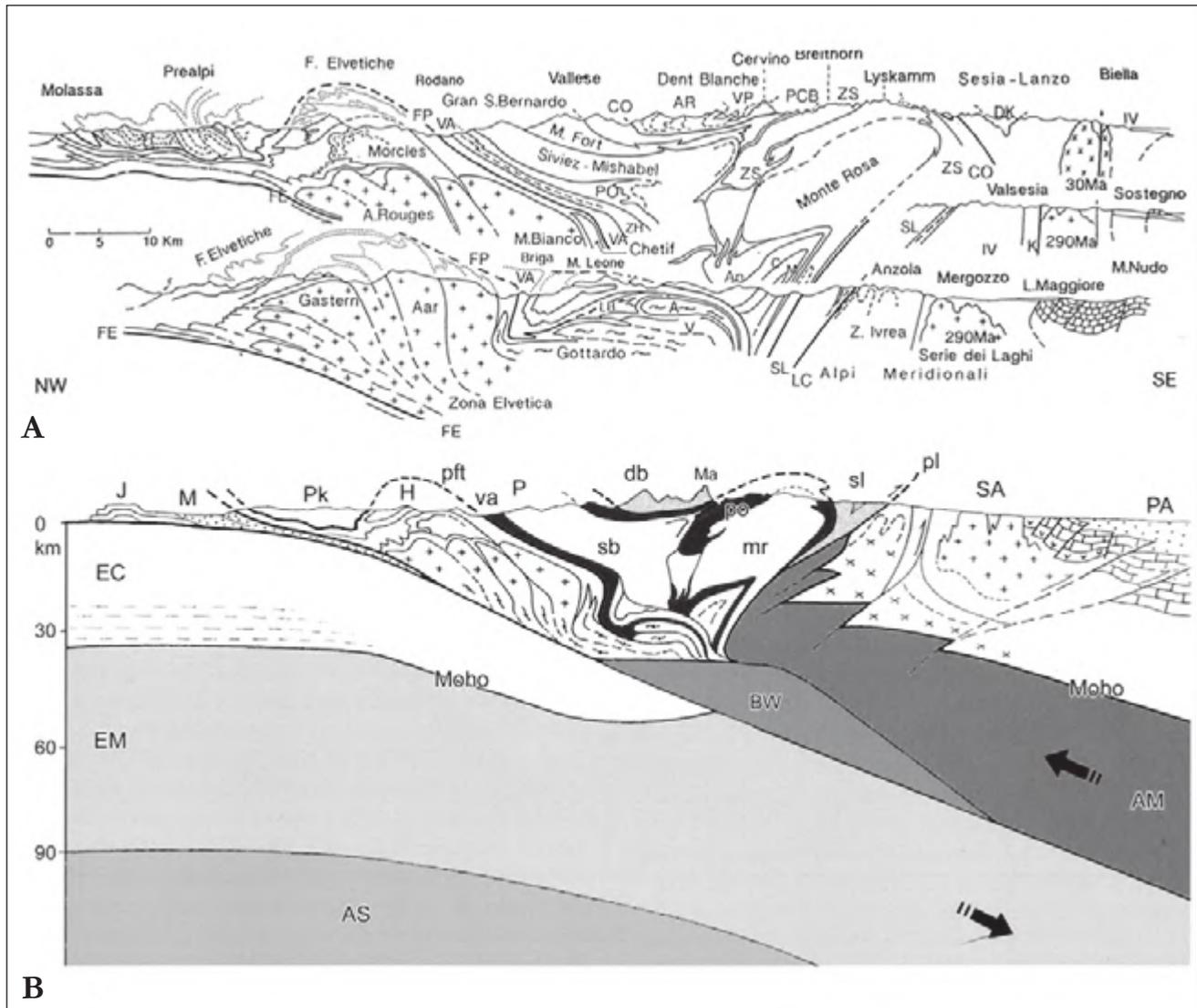


Fig. 36 - (A) Struttura crostale delle Alpi nord-occidentali ottenuta sovrapponendo la sezione della Valle d'Aosta sulla sezione dell'Ossola-Ticino. Austroalpino: Serie di Valpelline (VP), Serie di Arolla (AR), Sesia-Lanzo (SL), 2a Zona diorito-kinzigitica (DK); Zona Piemontese: Zona del Combin (CO), Pancherot-Cime Bianche (PCB), Zermatt-Saas (ZS), Antrona (An); Unità penniniche medie e inferiori-esterne: Camughera-Moncucco (C-M), Lebendun (LB), Antigorio (A), Verampio (V), unità vallesane (VA), Fronte Pennidico (FP), Fronte Elvetico (FE); Alpi Meridionali: Zona d'Ivrea (IV). Linea del Canavese (LC). (B) Struttura litosferica. Prisma Austroalpino-Pennidico: Falda Dent Blanche (db), con il Cervino-Matterhorn (Ma), Zona Sesia-Lanzo (sl); Pennidico Auct. (P): ofioliti piemontesi (po) e vallesane (va), Monte Rosa (mr), Gran San Bernardo (sb), Klippe delle Prealpi Romande e del Chiabiese (Pk), Fronte pennidico (pft); Elvetico (H); Bacino della Molassa (M), Giura (J); Lineamento periadriatico-Linea del Canavese (pl); Alpi Meridionali: crosta continentale (SA) e mantello litosferico (AM); prisma sepolto (BW); crosta (EC) e mantello litosferico (EM) europei.

- (A) Crustal section of the north-western Alps obtained by superposition of the Aosta Valley section over of the Ossola-Tessin section. Austroalpine: Valpelline series (VP), Arolla series (AR), Sesia-Lanzo Zone (SL), 2nd Diorite-Kinzigitic Zone (DK). Piemonte Zone: Combin (CO), Pancherot-Cime Bianche (PCB), Zermatt-Saas (ZS), Antrona (An). Middle and lower-outer Penninic units: Camughera-Moncucco (C-M), Pontis (PO), Zone bouillère (ZH), Lebendun (LB), Antigorio (A), Verampio (V), Valais units (VA), Penninic (FP) and Helvetic (FE) frontal thrusts; Southern Alps: Ivrea Zone (IV). Canavese Line (LC). (B) Lithospheric section. Austroalpine-Penninic wedge: Dent Blanche nappe (db), including the Matterhorn (Ma), and Sesia-Lanzo Zone (sl). Penninic domain Auct. (P): Piemonte (po) and Valais (va) ophiolites, Monte Rosa (mr), Grand St. Bernard (sb), Romande and Chiablis klippen (Pk), Penninic frontal thrust (pft); Helvetic (H); Molasse basin (M); Jura belt (J); Periadriatic-Canavese fault system (pl); Southern Alps: continental crust (SA) and lithospheric mantle (AM); Buried wedge (BW); European crust (EC) and lithospheric mantle (EM).

et alii, 2003; DE GIUSTI et alii, 2004, per la Val d'Aosta): i) Austroalpino: sistema multifalda pre-collisionale, derivato dal margine continentale passivo adriatico e da alloctoni estensionali ad esso correlabili per stretta affinità litologica e metamorfica; ii) Zona pennidica Auct.: potente pila di falde coerenti, estratte dalla litosfera oceanica e dalla crosta continentale del margine passivo europeo, subdotte, metamorfosate, appilate in profondità, accrete alla fronte del margine attivo adriatico ed

esumate durante il Paleogene, quando la Zona elvetica faceva ancora parte della placca inferiore e dell'avampaese della catena; iii) Zona elvetica o elvetico-delfinese: catena relativamente superficiale con scaglie di basamento, coperture aderenti ed estese falde di scollamento, prive di metamorfismo di subduzione, derivate dal settore del margine continentale europeo all'esterno della Zona pennidica e accrete alla fronte del prisma austroalpino-pennidico nel tardo Oligocene e soprattutto nel

Neogene; iv) avanfossa della Molassa, prisma sedimentario oligocenico-miocenico, costituito da alternanze di depositi di acqua dolce e di mare basso; v) Giura franco-svizzero: *fold-and-thrust belt* epidermico formatosi sotto il bacino della Molassa e al suo esterno, tra il Miocene e il Pliocene inf. L'età del *top* delle successioni sedimentarie coinvolte nell'orogene, l'età del metamorfismo di subduzione, l'età delle deformazioni e quella dei depositi clastici prodotti dall'erosione della catena in sollevamento indicano il propagarsi dell'onda orogena dalle zone interne alle zone esterne dell'orogene a vergenza europea.

In letteratura, la Zona pennidica è in genere estesa anche a comprendere tutte le unità ofiolitiche situate a vari livelli strutturali nel prisma collisionale austroalpino-pennidico: i) Zona piemontese, sistema tettonico multifalda derivato dalla chiusura dell'omonimo bacino, esposta lungo l'intero arco delle Alpi Occidentali a tetto del ricoprimento pennidico V di ARGAND (Monte Rosa, Arcesa-Brusson, Gran Paradiso, Dora-Maira, Valosio), a letto del settore frontale della Zona Sesia-Lanzo e di tutti i lembi superiori, non eclogitici, della falda Dent Blanche *s.l.*, in parte alternata con i lembi austroalpini inferiori, eclogitici (Etirol-Levaz, Grun-Vollon, Chatillon, M. Emilius, Glacier-Rafray, Tour Ponton, Santanel, Verres); ii) Zona di Antrona, unità ofiolitica circoscritta alla "zona radicale" o "*steep belt*" della Val d'Ossola, tra la falda Monte Rosa, di cui costituisce il substrato tettonico, e il Sistema del Gran San Bernardo; iii) Zona vallesana (pennidica esterna), con limitate unità ofiolitiche, di età recentemente discussa, situate tra la fronte del Sistema del Gran San Bernardo e i flysch cretacei nord-pennidici. Dal punto di vista metamorfico e strutturale, la Zona piemontese comprende unità superiori, non eclogitiche, con rari relitti in facies scisti blu ad epidoto (Combin), e unità eclogitiche (Zermatt-Saas); la Zona di Antrona è eclogitica e la Zona Vallesana è essenzialmente in facies scisti verdi, con relitti di HP. La Zona di Antrona è molto simile alla Zona di Zermatt-Saas anche dal punto di vista litologico e le due unità possono essere correlate nell'ipotesi che la falda del Monte Rosa costituisca una ultrapiiega coricata vergente a nord-ovest. La tradizionale estensione della Zona pennidica a tutte le unità ofiolitiche è certamente corretta se riferita all'assetto strutturale attuale e alla loro stretta associazione con le unità continentali pennidiche e austroalpine inferiori. In chiave paleostrutturale vi sono tuttavia incertezze che inducono a considerare le unità ofiolitiche in modo indipendente e a restringere il termine "pennidico" alle sole unità continentali provenienti verosimilmente dal margine passivo europeo (DAL PIAZ, 1999). L'ipotesi

che preferiamo è che tutte le unità ofiolitiche derivino dallo stesso oceano mesozoico, anche se, come abbiamo visto, non mancano modelli alternativi, a partire da quello classico con due oceani (nord- e sud-pennidico, vallesano e piemontese). L'assenza di un tipico "*sheeted dyke complex*" (complesso filoniano) non consente di ricostruire la posizione della dorsale medio-oceanica e quindi di stabilire se, alla fine della fase di *spreading*, le unità ofiolitiche in discussione siano riferibili al settore oceanico della placca europea o a quello adriatico, quindi al Pennidico o all'Austroalpino. Una possibile traccia del complesso filoniano a livello di mantello litosferico è rappresentato dal grande corpo di peridotiti serpentinite del Breithorn-Rocca di Verra, straordinariamente ricco di filoni e boudins di gabbri rodingitici con sovraimpronta eclogitica (DAL PIAZ, 2004): in tale prospettiva, l'intera Zona del Combin potrebbe essere di pertinenza della placca adriatica durante la fase di espansione.

### 3.1. - AUSTROALPINO

Il Sistema Austroalpino delle Alpi occidentali è costituito dalla Zona Sesia-Lanzo e da numerosi lembi esterni, originariamente riuniti nella Falda Dent Blanche *s.l.* di ARGAND (fig. 37). La Zona Sesia-Lanzo è formata da tre principali unità tettono-metamorfiche, indicate con i loro nomi tradizionali: i) Complesso dei micascisti eclogitici, all'interno, ii) Complesso degli gneiss minuti, all'esterno, iii) isolati lembi di crosta profonda, felsica e mafica, a tratti ben preservata (2a Zona diorito-kinzigitica), ubicati in posizione sommitale (DAL PIAZ *et alii*, 1971, 1972; COMPAGNONI *et alii*, 1977a-b; PASSCHIER *et alii*, 1981; LARDEAUX *et alii*, 1982; WILLIAMS & COMPAGNONI, 1983; VUICHARD, 1989; STÜNITZ, 1989; LARDEAUX & SPALLA, 1992; VENTURINI *et alii*, 1994, 1996; SPALLA *et alii*, 1996; VENTURINI, 1995; RUBATTO *et alii*, 1999; REBAY & SPALLA, 2001; ZUCALI *et alii*, 2002; REBAY, 2003; BABIST *et alii*, 2006; REBAY & MESSIGA, 2007; ENGI *et alii*, 2009; BELTRANDO *et alii*, 2010a), con locali peridotiti di mantello in Val Vogna (DAL PIAZ *et alii*, 1971; BECCALUVA *et alii*, 1979).

Nella Falda Dent Blanche *s.l.* si distinguono due gruppi di lembi di ricoprimento (figg. 34 e 38), caratterizzati da posizione strutturale, metamorfismo alpino ed età contrastanti, descritti nel modello innovativo di BALLÈVRE *et alii* (1986), seguito e perfezionato da vari autori (DAL PIAZ, 1999, 2010; DAL PIAZ *et alii*, 2001; DE GIUSTI *et alii*, 2004; BELTRANDO *et alii*, 2010a): i) Lembi superiori, non eclogitici, ubicati a tetto della Zona del Combin e quindi dell'intera Zona piemontese ("*upper Austroalpine outliers*": Dent Blanche, Mont Mary-Cervino,

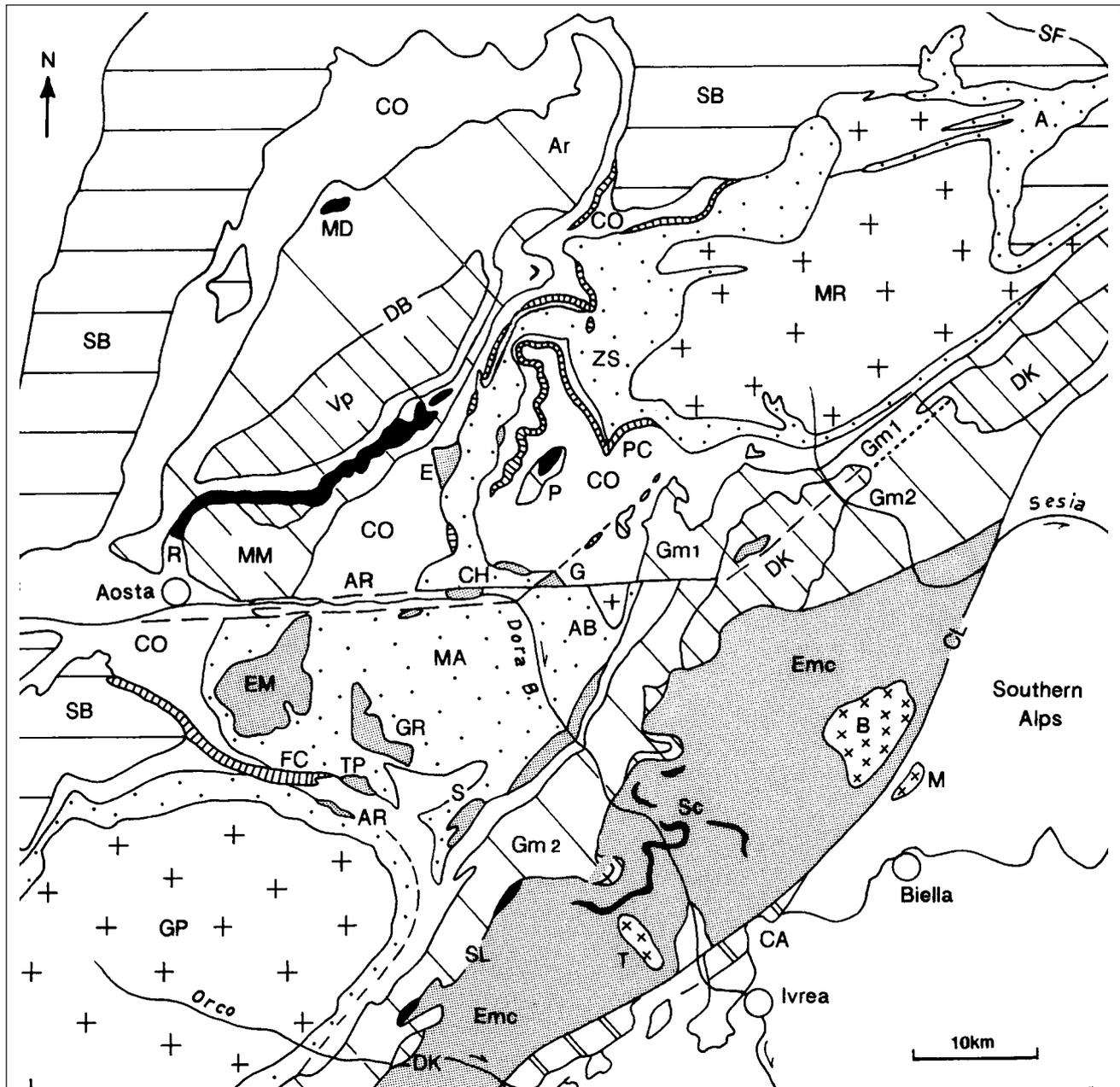


Fig. 37 - Mappa del prisma austroalpino-pennidico tra Valle d'Aosta e Vallese. (1) Austroalpino: 1.1 lembi superiori, non eclogitici: Dent Blanche (DB)-Mont Mary (MM)-Pillonet (P); Serie di Valpelline (Vp), unità mesozoiche di Roisan (R), e del Mt. Dolin (MD), Serie di Arolla (Ar) 1.2 lembi inferiori, eclogitici: Acque Rosse (AR), Chatillon-St Vincent (CH), Etirol-Levaz (E), Grun-Vollon (G), M. Emilius (EM), Glacier-Rafraay (GR), Tour Ponton (TP), Verres-Santanel (S); 1.3. Zona Sesia-Lanzo (SL): 2a Zona diorito-kinzigitica (DK), marmi e dolomie di possibile età mesozoica (Sc), unità degli Gneiss minuti a nord (Gm1) e a sud (Gm2) della linea Aosta-Ranzola, unità dei Micascisti eclogitici (Emc). (2) Zona ofiolitica piemontese: 2.1. Zona del Combin (CO), unità ofiolitiche; unità permio-mesozoiche ad affinità continentale: Pancherot-Cime Bianche (PC), Fascio di Cogne (FC); 2.2. Zona di Zermatt-Saas (ZS): unità ofiolitiche con metamorfismo eclogitico e di UHP. (3) Unità continentali pennidiche di origine europea: 3.1. Monte Rosa (MR), Arcesa-Brusson (AB), Gran Paradiso (GP), 3.2. Sistema del Gran San Bernardo (SB). Linea del Canavese (CL) e Zonadel Canavese (CA). Plutoni oligocenici: Biella-Valle del Cervo (B), Traversella (T), Miagliano (M). - Geological map of the Austroalpine-Penninic wedge between the Aosta Valley and Valais. (1) Austroalpine: 1.1 Upper outliers, non eclogitic: Dent Blanche (DB)-Mt Mary (MM)-Pillonet (P); Valpelline Series (Vp), Mesozoic Roisan (R) and Mt Dolin (MD) units, Arolla Series (Ar); 1.2. Lower outliers, eclogitic: Acque Rosse (AR), Chatillon-St Vincent (CH), Etirol-Levaz (E), Grun-Vollon (G), Mt Emilius (EM), Glacier-Rafraay (GR), Tour Ponton (TP), Verres-Santanel (S); 1.3. Sesia-Lanzo Zone (SL): 2nd Diorite-kinzigitic unit (DK), Mesozoic (?) marbles and dolostones (Sc), Minuti gneiss complex: to the north (Gm1) and south (Gm2) of Aosta-Ranzola line, Eclogitic micascist complex (Emc). (2) Piemonte Zone: 2.1. Combin Zone (CO), ophiolitic units; Permian-Mesozoic units with continental affinity: Pancherot-Cime Bianche (PC), Fascio di Cogne (FC); 2.2. Zermatt-Saas Zone (ZS): HP-UHP ophiolitic units. (3) Europe-derived Penninic continental nappes: 3.1. Monte Rosa (MR), Arcesa-Brusson (AB), Gran Paradiso (GP); 3.2. Grand St Bernard nappe system (SB). Canavese tectonic line (CL) and Canavese zone (CA). Oligocene plutons: Biella-Cervo valley (B), Traversella (T), Miagliano (M).

Pillonet), in posizione geometrica analoga a quella degli gneiss minuti alla fronte della Zona Sesia-Lanzo e della 2a Zona diorito-kinzigitica (DIEHL *et alii*, 1952; DAL PIAZ & SACCHI, 1969; DAL PIAZ,

1976, 1993, 1999; DAL PIAZ *et alii*, 1977; AYRTON *et alii*, 1982; PENNACCHIONI & GUERMANI, 1993; BURRI *et alii*, 1998; BUSSY *et alii*, 1998; CORTIANA *et alii*, 1998; REDDY *et alii*, 2003; BUCHER *et alii*, 2004;

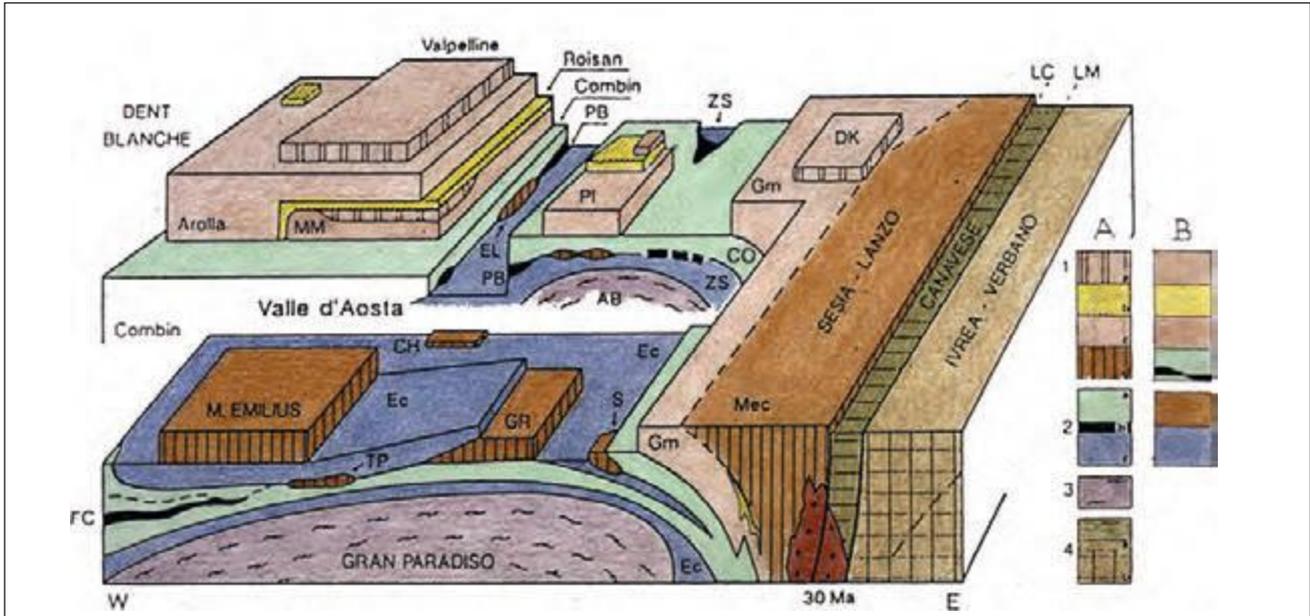


Fig. 38 - Blocco schematico del Sistema austroalpino e dei suoi rapporti con le unità piemontesi. Upper Austroalpine outliers: Dent Blanche-Mont Mary (MM)-Pilonet (PI), lower Austroalpine outliers: Etröol-Levaz (EL), Chatillon (CH), M. Emilia, Glacier-Rafraay (GR), Tour Ponton (TP), Santanel (S) e Zona Sesia-Lanzo: 1a) Serie di Valpelline e 2a) Zona diorito-kinzigitica (DK); 1b) Mont Dolin e Zona di Roisan; 1c) Serie di Arolla e Gneiss minuti (Gm); 1d) Micascisti eclogitici eocenici (lower outliers) e cretaci (Mec). Zona Piemontese: 2a) Combain (CO), 2b) Pancherot-Cime Bianche (PB) e Fascio di Cogne (FC), 2c) Zermatt-Saas (ZS). 3) Unità penniniche continentali interne: Arcesa-Brusson (AB), Gran Paradiso; 4a) Zona del Canavese, 4b) Alpi Meridionali. Plutoni periadriatici (30 Ma).

- Simplified block diagram of the Austroalpine system in the Aosta valley. Upper Austroalpine outliers: Dent Blanche-Mt Mary (MM)-Pilonet (PI) thrust system; Lower Austroalpine outliers: Etröol-Levaz (EL), Chatillon (CH), Mt Emilia, Glacier-Rafraay (GR), Tour Ponton (TP), Santanel (S); Sesia-Lanzo zone: 1a) Valpelline Series, 2a) 2nd Diorite-Kinzigitic; 1b) Mt Dolin and Roisan zone; 1c) Arolla Series and Gneiss minuti complex (Gm); 1d) Eclogitic micaschists (Mec). Piemonte zone: 2a) Combain (CO), 2b) Pancherot-Cime Bianche (PB) and Fascio di Cogne (FC); 2c) Zermatt-Saas (ZS). 3) Inner Penninic continental nappes: Arcesa-Brusson (AB) and Gran Paradiso (GP). 4a) Canavese zone, 4b) Southern Alps (b). Periadriatic plutons: 30 Ma.

MONJOIE *et alii*, 2005; MALASPINA *et alii*, 2011; ZUCALI *et alii*, 2011); ii) Lembi inferiori, tutti eclogitici ("lower Austroalpine outliers"), intercalati lungo il limite tettonico (con *gap* metamorfico) tra la Zona del Combain e la Zona Zermatta-Saas, o entro quest'ultima, sia a nord (tetto ribassato) della faglia oligocenica Aosta-Ranzola (Chatillon, Etröol-Levaz, Grun, Vollon; HERMANN, 1938; KIENAST, 1983; BALLÈVRE *et alii*, 1986; BIINO & COMPAGNONI, 1988; DAL PIAZ & MARTIN, 1988a; DAL PIAZ *et alii*, 2001; ROLFO *et alii*, 2004; BELTRANDO *et alii*, 2009b), sia a sud (letto sollevato) di essa (M. Emilia, Glacier-Rafraay, Tour Ponton, Acque Rosse, Santanel, Verres, Tilly; DAL PIAZ & NERVO, 1971; NERVO & POLINO, 1976; DAL PIAZ *et alii*, 1979c, 1983, 2001, 2011; BEARTH *et alii*, 1980; BALLÈVRE *et alii*, 1986; BATTISTON *et alii*, 1987; PAGANELLI *et alii*, 1995; BENCIOLETTI, 1996; PENNACCHIONI, 1996; SCAMBELLURI *et alii*, 1998; BELTRANDO *et alii*, 2009a).

Si noti che l'impronta eclogitica dei lembi austroalpini inferiori ha età radiometrica dell'Eocene inferiore-medio (49-45 Ma: DAL PIAZ *et alii*, 2001; BELTRANDO *et alii*, 2009b), analoga a quella delle pietre verdi di Zermatt-Saas e della loro estensione meridionale (BOWTELL *et alii*, 1994; RUBATTO *et alii*, 1999; MAYER *et alii*, 1999; DAL PIAZ *et alii*, 2001;

BELTRANDO *et alii*, 2010a), ma è assai più giovane (di 25-30 Ma) della associazione relitta a fengite, anfiboli sodici e pirosseno egrinico (DAL PIAZ, 1976; DAL PIAZ & MARTIN, 1988a; PENNACCHIONI & GUERMANI, 1993; HÖPFER, 1997) dei lembi superiori, datata al Pilonet (75-74 Ma; CORTIANA *et alii*, 1998), e dell'analogo metamorfismo eclogitico nei parascisti e nei granitoidi della Zona Sesia-Lanzo (85-69 Ma; VENTURINI, 1995; CORTIANA *et alii*, 1998; DUCHÈNE *et alii*, 1997; RUBATTO *et alii*, 1999; GEBAUER, 1999; BELTRANDO *et alii*, 2010a).

Passando alla ricostruzione della Zona Sesia-Lanzo, il problema principale riguarda il significato della 2a Zona diorito-kinzigitica: lembo esotico, proveniente da regioni lontane (CARRARO *et alii*, 1970) o parascisti incassanti dei granitoidi presenti nei complessi degli Gneiss minuti e dei Micascisti eclogitici (STÜNITZ, 1989). I micascisti eclogitici sono costituiti da un complesso monometamorfico di granitoidi e da un complesso polimetamorfico di parascisti con protoliti analoghi e forse identici a quelli della *suite* kinzigitica (COMPAGNONI *et alii*, 1977a-b), intrusi dai granitoidi che tagliano la foliazione di alto grado varisca (DAL PIAZ *et alii*, 1972; COMPAGNONI & MAFFEO, 1973; ZUCALI, 2002): sembrerebbe quindi preferibile attribuire alla 2a Zona diorito-kinzigitica un carattere parauc-

toctono rispetto ai sottostanti complessi degli gneiss minuti e dei micascisti eclogitici, i cui contatti tettonici sarebbero imputabili a contrasti di competenza durante la deformazione alpina. L'esistenza di traiettorie P-T indipendenti è documentata da un *gap* metamorfico riconoscibile al microscopio nel settore interno della 2a Zona diorito-kinzigitica che, tra la Valsesia e la Valle di Gressoney, poggia in contatto milonitico su metagranitoidi e su paragneiss kinzigitici del complesso dei micascisti eclogitici: i paragneiss della 2a Zona sono in facies scisti blu (DAL PIAZ *et alii*, 1971, 1972; BECCALUVA *et alii*, 1979; RIDLEY, 1989; STÜNITZ, 1989), i secondi e le miloniti al contatto sono in facies eclogitica (LARDEAUX *et alii*, 1982).

La descrizione che segue è limitata alle unità tettoniche e litologiche presenti nel foglio.

### 3.1.1. - Lembi superiori (non eclogitici)

Nel Foglio Monte Cervino sono presenti tutti i lembi di ricoprimento non eclogitici del Sistema tettonico Dent Blanche, M. Mary-Cervino e Pillonet, indicati anche come “*upper Austroalpine outliers (thrust system)*”. In particolare, come illustrato nello schema tettonico, nel foglio sono compresi: i) il settore centro-meridionale del lembo della Dent Blanche *s.s.*; ii) la Zona di Roisan a cui sono riferiti anche i discontinui affioramenti di metasedimenti mesozoici che si estendono dal Mt Blanc du Creton al vallone di Zmutt e le miloniti associate nella zona di taglio duttile tra il lembo della Dent Blanche ed il lembo Mont Mary-Cervino; iii) l'estremità settentrionale del lembo del Mont Mary *Auct.*, ubicato in prevalenza nel Foglio Chatillon, la sua estensione a nord-est nel lembo del Cervino, con litotipi differenti, e la metà meridionale del *Klippe* del Pillonet, affiorante anche nel Foglio Monte Rosa. Il lembo di Verres è situato all'esterno e al di sotto del *thrust* frontale della Zona Sesia-Lanzo, in prosecuzione longitudinale del lembo del Santanel (BATTISTON *et alii*, 1987), e sotto i calcescisti di Arnaz-Trambesere (vedi l'inquadramento tettonico regionale e il Foglio Chatillon): contrariamente alle ricostruzioni tradizionali, il lembo non è correlabile con la fronte della Zona Sesia-Lanzo, ma va riferito al gruppo dei lembi eclogitici, al limite tettonico tra la Zona del Combin e quella di Zermatt-Saas (DAL PIAZ *et alii*, 2011a). La pila di unità austroalpine presenti nel foglio è descritta procedendo da tetto a letto, cioè dal lembo Dent Blanche *s.s.* ai lembi Mont Mary-Cervino e Pillonet.

Dent Blanche *s.s.* - Il lembo della Dent Blanche *s.s.* riunisce due principali e classiche unità tettono-metamorfiche: i) l'unità superiore (Serie di Valpelline *Auct.*), costituita da crosta profonda in facies granulitica e anfibolitica prealpina (complesso kin-

zigitico *Auct.*) con limitata e discontinua retrocessione in facies scisti verdi analoga a quella riscontrata nella 2a Zona Diorito-kinzigitica della Zona Sesia-Lanzo; ii) l'unità inferiore, costituita da prevalenti gneiss granitoidi (Serie di Arolla *Auct.*), da grandi corpi di metagabbri (Mt Collon-Dents de Bertol, la Sassa) in contatto tettonico duttile con gli ortogneiss incassanti, da scarsi paragneiss massivi (M. Morion) e dal piccolo lembo carbonatico del Mt Dolin, di età mesozoica, affiorante a nord del foglio, presso il paese di Arolla. La coppia di unità cristalline è duplicata nel settore interno del lembo, tra la Valtournenche ed il vallone di Zmutt, a formare il lembo del Cervino che abbiamo associato a quello del Mont Mary (BUCHER *et alii*, 2003): Mont Mary e Cervino sono situati allo stesso livello strutturale, ma di fatto sono indipendenti, separati dalle faglie del sistema di Trois Villes.

Unità superiore - Il complesso kinzigitico è formato da paragneiss a biotite-granato-sillimanite-quarzo  $\pm$  cordierite, feldspato potassico, grafite, con grana in genere molto vistosa e tipica tinta di alterazione superficiale rosso-bruna o violacea (figg. 39A, 40A) (MASSON, 1938; DIEHL *et alii*, 1952; NICOT, 1977; DAL PIAZ & LOMBARDO, 1986; CANEPA *et alii*, 1990; DAL PIAZ, 1992, 1993; GARDIEN, 1994; GARDIEN *et alii*, 1994; BUCHER *et alii*, 2004; ZUCALI *et alii*, 2011; MANZOTTI & ZUCALI, 2012). In genere i paragneiss sono ricchi di sacche, vene e filoni di fusi anatettici, pegmatitico-leucogranitici, concordanti e discordanti, con passaggio a migmatiti diffuse. Non mancano granuliti felsiche (fig. 39B), relativamente più antiche, a grana minuta e di colore grigio chiaro, con plagioclasio, granato, iperstene e/o diopside (NICOT, 1977). Carattere peculiare del complesso kinzigitico è la presenza di ripetute intercalazioni di rocce basiche e di marmi cristallini. I corpi basici hanno forma stratoide o lenticolare appiattita, dimensioni da decimetriche a pluriettometriche e sono costituiti da granuliti femiche a granato-piroseno-anfibolo, norriti con *fabric* metamorfico e anfiboliti a granato-plagioclasio  $\pm$  biotite, del tutto simili ai litotipi della Zona d'Ivrea (effetti alpini esclusi). I marmi cristallini, chiaramente visibili a distanza per la patina beige-giallastra chiara (fig. 40B), formano intercalazioni di spessore da centimetrico a pluridecimetico ed estensione anche chilometrica, sottolineando alla megascala l'assetto geometrico e le deformazioni del *bedding* stratigrafico (originario o trasposto). Le varietà impure contengono veli, livelli e noduli a silicati di Ca-Mg (diopside, flogopite, forsterite, plagioclasio anortitico, scapolite, epidoto, anfiboli, granato), generalmente in rilievo. Il metamorfismo di alto grado della Serie di Valpelline era stato riferito da ARGAND all'intrusione dei graniti di Arolla, ma si tratta di un evento di ca-

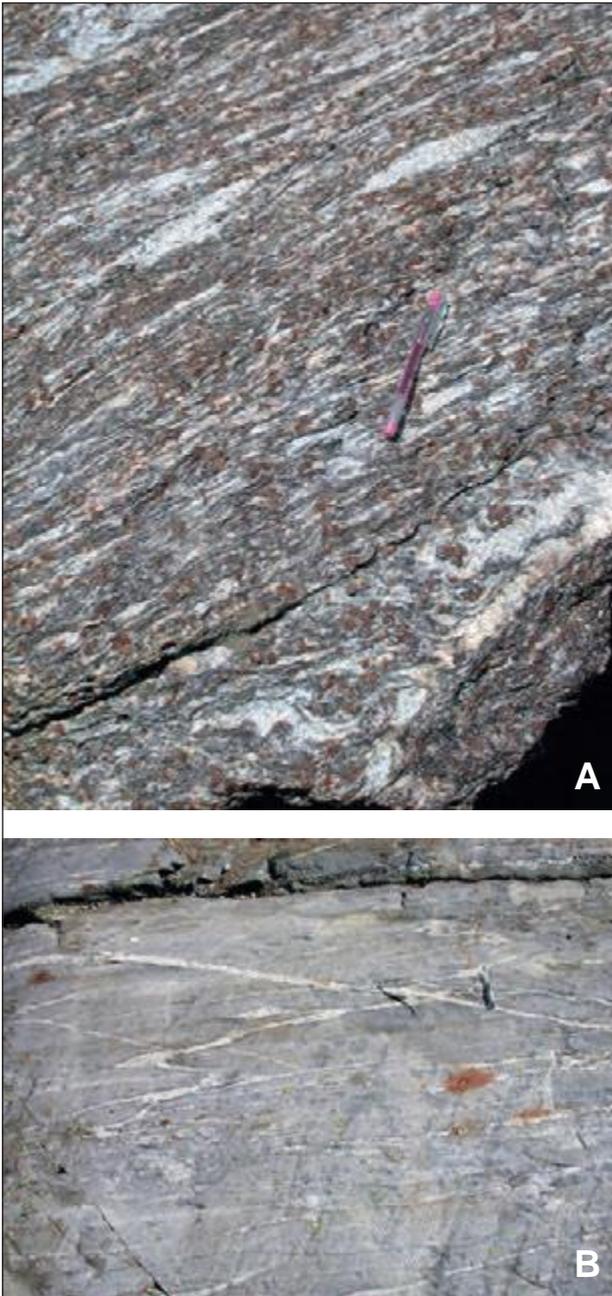


Fig. 39 - Litotipi del complesso kinzigitico del lembo Dent Blanche nella comba dei Tre Laghi, sopra il lago di Place Moulin. (A) Paragneiss a biotite, granato e sillimanite con bande e lenti di pegmatiti anatectiche. (B) Granulite felsica a grana minuta, con venette pegmatitiche, sponda meridionale del Lac Mort (NICOT, 1977; DAL PIAZ, 1992).

- *Lithology of the kinzigitic complex in the Dent Blanche nappe s.s., Tre Laghi area, over Place Moulin lake. (A) Biotite-garnet-sillimanite paragneiss with strips and lenses of anatectic pegmatites. (B) Fine-grained felsic granulite with pegmatitic veins; Lac Mort, southern edge (NICOT, 1977; DAL PIAZ, 1992).*

rattere regionale. Le associazioni metamorfiche di alto grado sono prealpine e si riferiscono alla genesi e al collasso della catena collisionale varisica, in evoluzione dalle condizioni granulitiche iniziali a quelle anfibolitiche, con fusi anatectici finali. La perturbazione termica finale potrebbe essere riferita all'*igneous underplating* dei batoliti gabbrici permiani in condizioni di estensione litosferica (DAL

PIAZ & MARTIN, 1998; REBAY & SPALLA, 2001; MONJOIE, 2004; MONJOIE *et alii*, 2005, 2007; ZUCALI *et alii*, 2011; BALLETTI *et alii*, 2012; MANZOTTI *et alii*, 2012), come accertato nella Zona Ivrea-Verbano, ma si tratta di una ipotesi, tenuto conto della assenza di rapporti di contiguità primaria tra i litotipi in questione a causa del vistoso contatto tettonico che separa la Serie di Valpelline da quella di Arolla. Anche una parte della retrocessione in facies scisti verdi sembrerebbe prealpina, riferibile all'esumazione permo-triassica della crosta profonda adriatica. Età isotopiche permiane (294-263 Ma, con *cluster* a 276 Ma) e giurassiche (190-160) sono state ottenute recentemente da MANZOTTI *et alii* (2012), in alcune intercalazioni di marmi e quarziti mineralizzate, segnalate da tempo (BALLÈVRE

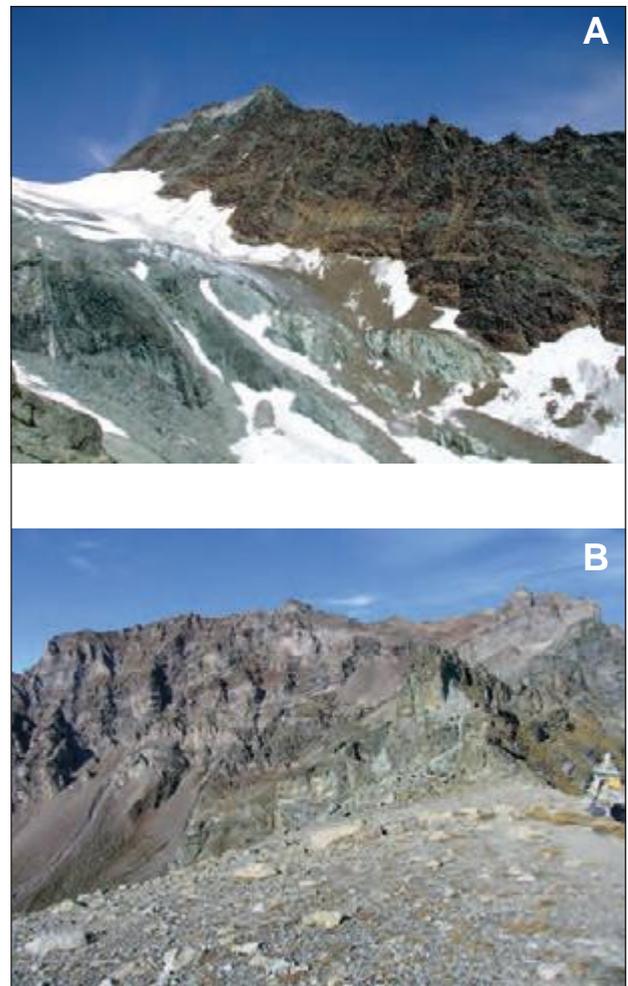


Fig. 40 - Serie di Valpelline del lembo Dent Blanche. (A) Paragneiss kinzigitici rosso-violacei, con sottili e discontinue intercalazioni chiare di marmi antichi, in contatto tettonico con i sottostanti metagranitoidi milonitici della Serie di Arolla, Comba della Sassa. (B) Ripetute intercalazioni di marmi antichi nei paragneiss kinzigitici della dorsale M. Pisonet-P. di Vallepiiana, a tetto di gneiss milonitici della Seie di Arolla al Col de Vessonaz.

- *Valpelline Series of Dent Blanche nappe s.s. (A) Purplish-red kinzigitic paragneiss with thin beds of old marble in tectonic contact with the underlying mylonitic granitoids of Arolla Series, Comba della Sassa. (B) Repeated alternances of old marble and kinzigitic paragneiss of M. Pisonet-P. di Vallepiiana ridge, over the mylonitic Arolla gneiss of Col de Vessonaz.*

& KIENAST, 1987) negli Gneiss di Arolla della comba di Cignana: le prime sono riferite all'evento metamorfico-estensionale permiano sopra citato, le seconde ad attività di fluidi durante la fase di *rifting* e *spreading* del bacino mesozoico (MANZOTTI *et alii*, 2012).

Durante l'orogenesi alpina il complesso kinzigitico ha subito discontinui fenomeni di retrocessione metamorfica in facies scisti verdi, da incipienti e apprezzabili solo al microscopio nei domini di *low-strain* a pervasivi e persistenti, con varietà fillonitiche e milonitiche lungo il sovrascorrimento dell'unità di Valpelline sull'unità di Arolla e in alcune zone di taglio interne (DIEHL *et alii*, 1952; PENNACCHIONI G. & GUERMANI, 1993; MALASPINA *et alii*, 2011). Le varietà più trasformate sono scisti micaceo-cloritici a mica bianca ed epidoto, talora con relitti di biotite decolorata e/o granato più o meno alterato, anche se in genere non mancano, alla scala dell'affioramento, livelli e lenti di paragneiss meno retrocessi che confermano la natura dei protoliti varisici. La sillimanite è sostituita da prodotti micacei e, in rari casi, da margarite e fini aggregati di Fe-cloritoide e cianite (KIENAST & NICOT, 1971; DE LEO *et alii*, 1987; CANEPA *et alii*, 1990; GUERMANI, 1990; SCHIAVO, 1992; PENNACCHIONI & GUERMANI, 1993). Vi sono quindi indizi che prima dell'evento in facies scisti verdi della falda Dent Blanche anche il complesso kinzigitico sia passato attraverso condizioni di relativa alta-P, rimanendone tuttavia in prevalenza indenne per limitata deformazione e assenza di fluidi al di fuori dei contatti tettonici periferici e di alcuni canali di *shear* interni (PENNACCHIONI & GUERMANI, 1993). Nelle rocce basiche retrocesse il plagioclasio calcico è sostituito da aggregati di albite-epidoto e i minerali femici da orneblenda verde, actinolite e clorite, mentre la roccia perde l'originario colore nerastro (minerali femici) punteggiato o listato di bianco (plagioclasio), per assumere una caratteristica tinta verde scura o grigio-verdognola, legata agli anfiboli calcici alpini.

*Unità inferiore* - Dal punto di vista litologico corrisponde alla Serie di Arolla di ARGAND: è costituita dai derivati polifasici alpini di corpi granitico-quarzodioritici e gabbri ad affinità calcicalcina, espressione del magmatismo post-collisionale di età permiana inferiore (STUTZ, 1940; HAGEN, 1948; DIEHL *et alii*, 1952; DAL PIAZ *et alii*, 1977; AYRTON *et alii*, 1982; CANEPA *et alii*, 1990; DAL PIAZ, 1992, 1993; PENNACCHIONI & GUERMANI, 1993; BURRI *et alii*, 1998; BUSSY *et alii*, 1998; REDDY *et alii*, 2003; BUCHER *et alii*, 2004; MONJOIE, 2004; MOJOIE *et alii*, 2005, 2007; RODA & ZUCALI, 2008; MALASPINA *et alii*, 2011; MANZOTTI, 2011; BALETTI *et alii*, 2012). I corpi maggiori di gabbri permiani (Collon-Dents du Bertol e la Sassa nel lembo Dent Blanche, figura 41; Cervino, nel lembo omonimo,

figura 17) sono costituiti in prevalenza da prodotti cumulitici, con peridotiti wherlitiche, melagabbri e gabbri a olivina e due pirosseni, eufotidi, leucogabbri e anortositi, a grana in genere medio-grossa, talora pegmatoide, con *layering* magmatico talora ben definito (fig. 42). I minerali di cumulo (olivina, ortopirosseno, plagioclasio) sono cementati da cristalli picilitici di clinopirosseno, orneblenda rosso-bruna e scarsa biotite, talora centimetrici. I corpi basico-ultrabasic contengono filoni leucocratici (trondhjemiti, pegmatiti, apliti) e melanocratici (microgabbri granulari, tipi ofitici, lamprofiri), in genere di piccole dimensioni. Le associazioni primarie sono conservate perfettamente solo in domini discreti, mostrando in genere trasformazioni interne di carattere prevalentemente statico (alterazione di plagioclasio, olivina e pirosseni), diffuse in genere lungo pervasivi sistemi di frattura e riferibili al *rifting* continentale e/o all'orogenesi alpina (scisti

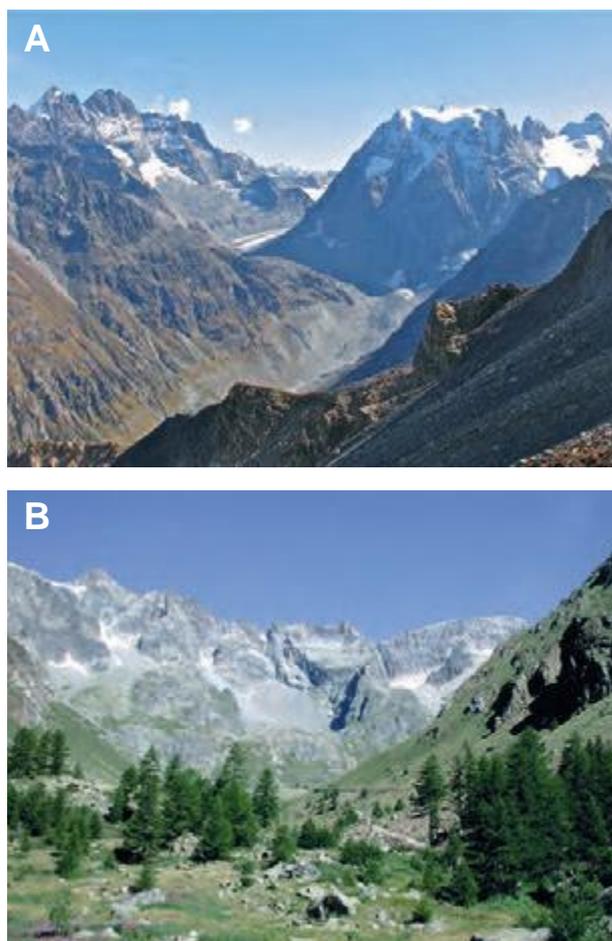


Fig. 41 - Metagabbri permiani del lembo Dent Blanche. (A) Parete nord del M. Collon e, sulla sinistra, la dorsale dei Bouquetins (Serie di Arolla), separati dal glacier d'Arolla, in forte ritiro; immagine da la Forcla (Mt. Dolin) il 30.09.2009. (B) Il corpo basico ed ultrabasic della Sassa alla testata della Comba Grand Chamin (BURRI *et alii*, 1998).

- Permian metagabbros of the Dent Blanche nappe. (A) Mt. Collon northern face and, on the left, the Arolla glacier and Bouquetins massifs (Arolla Series), shot from la Forcla (Mt. Dolin) the 30th September 2009. (B) The basic-ultrabasic Sassa body at the head of Comba Grand Chamin (BURRI *et alii*, 1998).

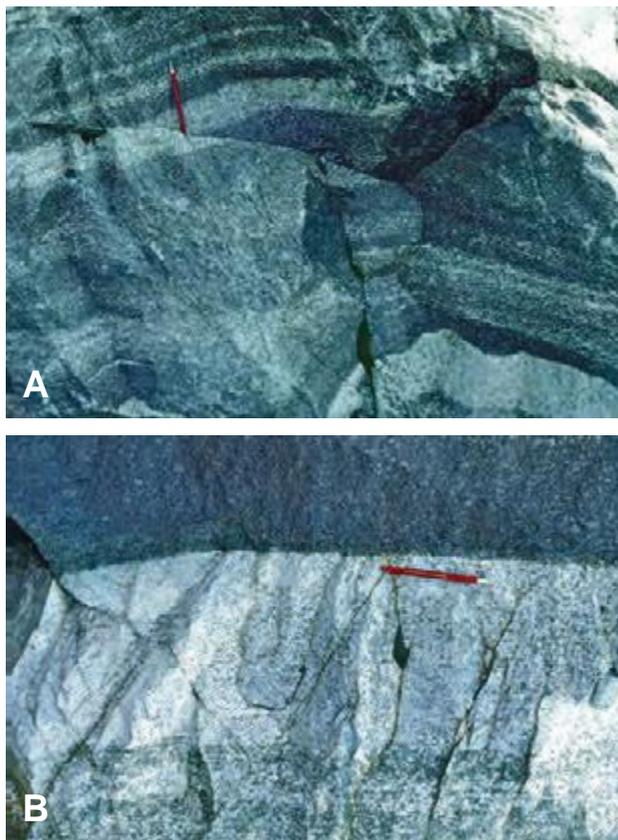


Fig. 42 - Layering magmatico nel corpo cumulitico basico-ultrabasico del Cervino, parete sud: accumulo di frana a grossi blocchi caduta a 2900-2925 m ca sul ghiacciaio morto di base, 550-600 m a nord-est del Rifugio Duca degli Abruzzi. (A) Alternanze di melagabbri, gabbri, leucogabbri e anortositi. (B) Contatto tra anortosite e la base di una sovrastante sequenza che inizia con livello centimetrico ricco in spinello, passante a wherlite a flogopite di intercumulo (datazione radiometrica in DAL PIAZ *et alii*, 1977).

- Magmatic layering of the Matterhorn basic-ultrabasic body, southern face: blocks of landslide fallen over glacier remains, 500-660 m to the north-east of Duca degli Abruzzi Hut. (A) Igneous alternances of melagabbro, gabbro, leucogabbro and anorthosite. (B) Contact between anorthosite and the base of an overlying suite which begins with a centimetric spinel-rich level, grading to wherlite including intercumulus phlogopite (radiometric dating in DAL PIAZ *et alii*, 1977).

verdi, zeoliti). Non mancano cataclasi e pseudotachiliti su piani di faglia. I corpi gabbri maggiori sono avvolti da una fascia milonitica chiara, in genere molto tenace, la cui origine è documentata all'esame macroscopico da frammenti di minerali femici nerastri e/o mica smeraldina cromifera (MATTIROLI, 1903; DAL PIAZ, 1974; DAL PIAZ *et alii*, 1977; BUCHER *et alii*, 2004; MONJOIE, 2004). Metagabbri da scistoso-laminati a milonitici sono diffusi nella parte frontale del lembo Dent Blanche, a contatto con la Zona del Combin.

Le prime datazioni con i metodi Rb-Sr e K-Ar hanno fornito età permo-triassiche sulla biotite di intercumulo del Cervino, comprese tra  $257 \pm 6$  e  $246 \pm 8$ , interpretate come età di raffreddamento del corpo intrusivo (DAL PIAZ *et alii*, 1977). L'evento magmatico è documentato da datazioni U-Pb su zirconi di un ortogneiss a relitti di orneblenda della Serie di Arolla, proveniente dal ver-

sante italiano del Cervino (BUSSY *et alii*, 1998:  $289 \pm 2$  Ma). Recenti datazioni U-Pb su zirconi del complesso mafico del Mt Collon (MONJOIE, 2004; MONJOIE *et alii*, 2005, 2007) hanno prodotto una concordia di  $284.2 \pm 0.60$  Ma in un gabbro pegmatitico, associato al *layering* magmatico, e di  $282.9 \pm 0.59$  Ma in un filone pegmatitico che lo taglia, mentre il metodo  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  ha fornito un *plateau* di  $260.2 \pm 0.7$  Ma per l'anfibolo kaersutitico estratto da un filone lamprofirico tardivo.

Età analoghe sono state ottenute su zirconi magmatici di graniti con impronta eclogitica della Zona Sesia-Lanzo (M. Mucrone) e del M. Emilius (293 Ma; BUSSY *et alii*, 1998) e su gabbri cumulitici relitti preservati in Valle Anzasca, all'estremità nord-orientale della Zona Sesia-Lanzo ( $288 \pm 2/-4$  Ma; BUSSY *et alii*, 1998). Altri corpi gabbri di età permiana inferiore (in prevalenza attorno 285-280 Ma) sono presenti nel basamento austroalpino orientale e in quello sudalpino (DAL PIAZ & MARTIN, 1996; BALLETTI *et alii*, 2012). La storia evolutiva permiana del dominio austro-sudalpino è caratterizzata da un imponente magmatismo, con batoliti gabbri, epiplutoni acido-intermedi e coperture vulcaniche. Nonostante l'affinità calcocalina, tale attività si è sviluppata in un ambiente anorogico di rifting embrionale, contraddistinto da risalita di astenosfera, attenuazione litosferica, *underplating* magmatico, perturbazione termica e tettonica estensionale. L'apparente contrasto tra l'affinità geochemica e il "significato orogenico" spesso attribuito incautamente al magmatismo permiano può essere superato ipotizzando un netto diacronismo dei processi petrogenetici, avvenuti a decine di Ma di distanza: i) contaminazione "orogenica" delle future sorgenti mantelliche da fluidi prodotti durante la subduzione varisca; ii) fusione parziale di tali sorgenti e genesi del magmatismo permiano in ambiente estensionale o transtensivo postvarisco. La messa in posto per *underplating* di magmi basici molto caldi ( $1070-1120^\circ\text{C}$ ; MONJOIE, 2004) è avvenuta ad una profondità stimata di 18-20 km, alla base di una crosta continentale assottigliata costituita dalla Zona d'Ivrea.

Le deformazioni e le trasformazioni metamorfiche alpine hanno intensità e distribuzione molto eterogenee, caratterizzate in genere da alti gradienti: nei domini di *low-strain*, talora chilometrici (M. Morion: figg. 7A, 43A-B; M. Faroma), si osservano metagranitoidi (graniti-quarzodioriti) massicci o debolmente foliati, talora porfirici (feldspato potassico euedrale), a volte apparentemente indenni all'esame macroscopico e con l'associazione mineralogica primaria (quarzo, feldspato potassico, biotite  $\pm$  orneblenda) preservata quasi perfettamente, ad eccezione del plagioclasio, il minerale più sensibile, in cui compaiono feltri saussuritici e

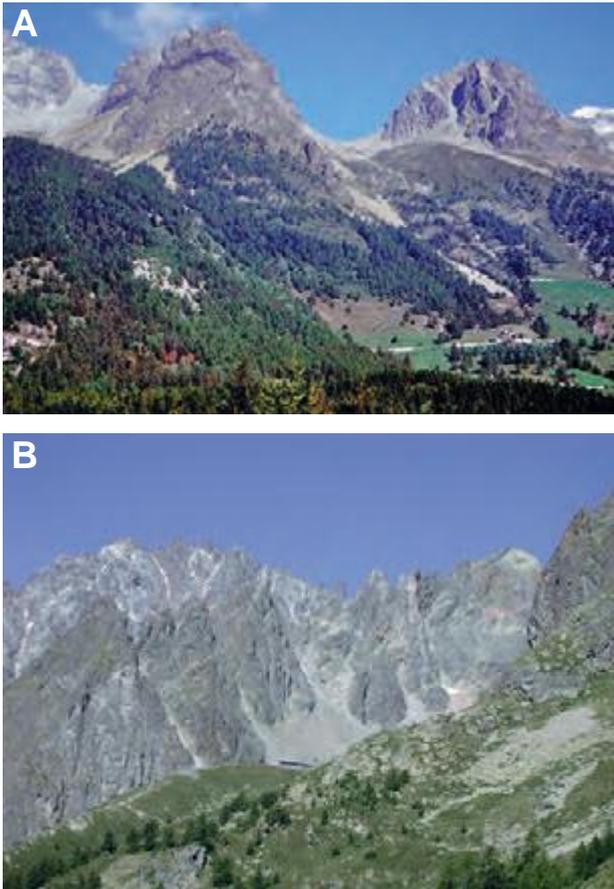


Fig. 43 - Panorami del corpo di metagraniti a bassa deformazione alpina del M. Morion, versante di Valpelline. (A) Da destra (nord-est) a sinistra (sud-ovest): i) comba di Vertsan, in parte nascosta; ii) M. de Crête Sèche (2941 m); iii) comba de Crête Sèche, sede del rifugio omonimo e del bivacco Spataro; iv) dorsale del Pic de la Vierge (2993 m); v) comba de Faudery e base del versante orientale del M. Morion (M. Rion, 3484 m). (B) Dal primo all'ultimo piano: i) base dello sperone meridionale della Crête Sèche: metagraniti con filone femico (DIEHL *et alii*, 1952) e sorgente in roccia; ii) rifugio della Crête Sèche, (2385 m) sul cordone morenico sinistro della comba omonima; iii) dorsale del Pic de la Vierge tra la comba de Crête Sèche e la comba de Faudery (metagranitoidi con pendente di paragneiss); iii) M. Morion (M. Rion).

- Panorama of the poorly deformed metagranites of Mt Morion massif, Valpelline side. (A) From right (north-east) to left (south-west): i) Combe Vertsan, partly hidden; ii) Mt de Crête Sèche (2941 m); iii) Combe Crête Sèche, where the homonymous hut and the Spataro bivouac are located; iv) Pic de la Vierge (2993 m) ridge; v) Faudery Combe and the base of Mont Morion (M. Rion, 3484 m) eastern face. (B) From the first to the last scenario: i) base of Crête Sèche southern spur: metagranites cut by a mafic dyke (DIEHL *et alii*, 1952) and fracture source; ii) Crête Sèche Hut, (2385 m) over the left moraine of Crête Sèche valley; iii) Pic de la Vierge range between the Crête Sèche and Faudery valleys (metagranitoids and country paragneiss); iii) M. Morion (M. Rion).

loro trasformazioni in albite ed epidoto. I corpi di metagranitoidi hanno forma lenticolare appiattita e sono avvolti da ortoderivati con pervasiva deformazione duttile, rappresentati da gneiss occhiadini e microocchiadini, con porfiroclasti ovalizzati di feldspato potassico, spesso sostituiti in parte o completamente da albite a scacchiera, e da varietà milonitiche in facies scisti verdi (Gneiss minuti *Auct.*) ad albite, fengite, epidoto, minuta biotite verde oliva, clorite  $\pm$  actinolite, stilpnomelano, allanite e rari relitti di anfiboli sodici, fengite, egirina-augite, granato (DIEHL *et alii*, 1952; AYRTON *et alii*,

1982; CANEPA *et alii*, 1990; DAL PIAZ, 1992, 1993; SCHIAVO, 1992; GUERMANI, 1992; PENNACCHIONI & GUERMANI, 1993; BURRI *et alii*, 1998; CORTIANA *et alii*, 1998; BUCHER *et alii*, 2004).

I litotipi più diffusi sono gli gneiss granitici a grana media o fine, talora microocchiadini, di colore verdognolo chiaro (Gneiss di Arolla), analoghi agli Gneiss minuti del settore esterno della Zona Sesia-Lanzo (COMPAGNONI *et alii*, 1977a-b; SPALLA *et alii*, 1991; CORTIANA *et alii*, 1998). Vi si associano, con passaggi graduali, varietà meno deformate contenenti cristalli tabulari nerastri di orneblenda (metagraniti ad anfibolo, archesine *Auct.*). Gli anfiboli magmatici del corpo intrusivo del M. Morion e i prodotti della loro trasformazione alpina in facies scisti blu (winchite, magnesioriebeckite) e scisti verdi (actinolite) sono descritti e analizzati in microsonda da RODA & ZUCALI (2008). La scistosità regionale alpina è una  $S_2$  definita da associazioni mineralogiche in facies scisti verdi. La scistosità  $S_1$ , localmente ben preservata ed evidente in alcune varietà crenulate, è definita da fengiti con elevato contenuto in Si (3.6-3.5 atomi p.f.u.; SCHIAVO, 1992), indicative di condizioni metamorfiche di relativa alta pressione (MASSONNE & SCHREYER, 1987). Gli ortogneiss milonitici hanno tessitura omogenea o a bande, con fitte alternanze di letti leucocratici e di letti grigio verdognoli, talora con liste e noduli di epidoto giallastro.

I parascisti sono scarsi nell'unità di Arolla. Paragneiss, migmatiti, anfiboliti e gneiss anfibolici, discretamente preservati, formano pendenti di tetto più o meno trasposti nel corpo intrusivo del M. Morion. Nella spalla a sud-est della Dent d'Hérens e alla base del lembo del Cervino sono presenti micascisti milonitici e filloniti con pervasiva impronta alpina in facies scisti verdi e patina d'alterazione bruno-ruggine, talora molto marcata (BUCHER *et alii*, 2003, 2004).

Mont Mary-Cervino - Il lembo del Mont Mary s.s. *Auct.* affiora tra la Dora Baltea, il vallone di St Barthélemy e il versante sinistro della bassa Valpelline, poggia sull'unità ofiolitica del Combin ed è sovrascorso dal lembo della Dent Blanche (STUTZ & MASSON, 1938; ELTER, 1960; CANEPA *et alii*, 1990; PENNACCHIONI & GUERMANI, 1993). Il lembo del Mont Mary ha struttura composita per la presenza, a tetto, di successioni carbonatiche mesozoiche (Zona di Roisan) e di due principali unità tettono-metamorfiche, derivate da protoliti pretriassici di tipo differente (fig. 44A-B). Il Mont Mary *Auct.* è associato lateralmente alle unità cristalline del Cervino (tipo Arolla e Valpelline) con cui forma il lembo Mont Mary-Cervino, situato a letto dell'unità di Arolla del lembo Dent Blanche s.s. ed esteso dalla bassa Valle del Buthier sino al vallone di Zmutt, presso Zermatt.

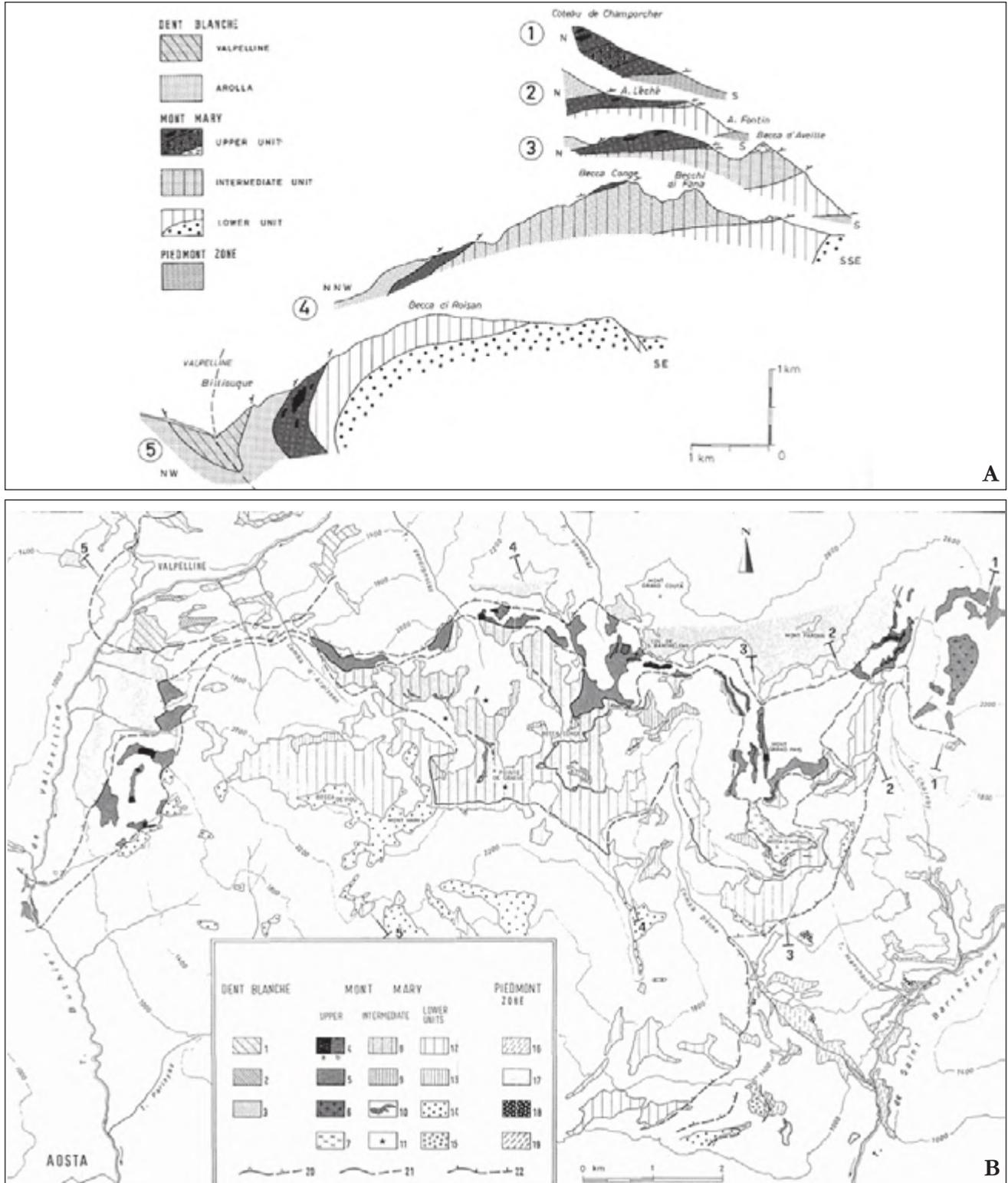


Fig. 44 - Il lembo del Mont Mary tra la Valle di St. Barthélemy e il T. Butthier, suddiviso in tre unità (CANEPA *et alii*, 1990, figura 2 e Plate 1). (A) Sezioni geologiche 1-5. (B) Carta geologica: Dent Blanche: 1) Serie di Valpelline: paragneiss e anfiboliti, 2) marmi a silicati; 3) Serie di Arolla: ortogneiss; Mont Mary: i) Unità superiore: 4a) marmi dolomitici (Trias?), 4b) calcescisti (Cretaceo?), 5) miloniti, 6) gneiss granitici occhiadini, 7) gabbrodioriti; ii) Unità intermedia (Serie di Valpelline Auct.): 8) paragneiss, 9) anfiboliti, 10) marmi a silicati, 11) peridotiti; iii) Unità inferiore: 12) parascisti e gneiss minuti, 13) anfiboliti, 14) metagranitoidi, ortogneiss, occhiadini, 15) ortogneiss albitici. Zona Piemontese: 16) calcescisti, 17) prasiniti, 18) serpentiniti, 19) metagabbri prasinitici. Simboli: 20) thrust Dent Blanche-Mont Mary, 21) limiti interni, 22) thrust Mont Mary-Zona piemontese; 1-5: estremi delle sezioni in A.

- The Mont Mary nappes between the St. Barthélemy valley and Butthier river, including three tectono-metamorphic units (CANEPA *et alii*, 1990, figure 2 and Plate 1). (A) Geological cross-sections 1-5. (B) Geological map: Dent Blanche: 1) Valpelline Series: paragneiss and amphibolites, 2) old marbles; 3) Arolla Series: ortogneiss; Mont Mary: i) Upper unit: 4a) dolomitic marbles (Triassic?), 4b) calcschists (Cretaceous?), 5) mylonites, 6) granitic augengneiss, 7) gabbro-diorite; ii) Intermediate unit (Valpelline Series Auct.): 8) paragneiss, 9) amphibolites, 10) old marbles, 11) peridotites; iii) Lower unit: 12) parascists and fine-grained gneiss, 13) amphibolites, 14) metagranitoids, orthogneiss, augengneiss, 15) albitic gneiss. C) Piemontese zone: 16) calcschists, 17) prasinite, 18) serpentinite, 19) prasinitic metagabbro. Symbols: 20) Dent Blanche-Mont Mary thrust, 21) internal boundaries, 22) Mont Mary-Piemonte zone thrust; 1-5: traces of cross-sections (A).

*Zona di Roisan* - Esposta localmente, presso il paese omonimo, al margine orientale del Foglio Aosta, attraversa l'intero Foglio Monte Cervino, fino alla cresta dell'Hörnli e al versante sinistro del val-lone di Zmutt (DAL PIAZ, 1976, 1992; CANEPA *et alii*, 1990; SCHIAVO, 1992; MONOPOLI, 1993; BUCHER *et alii*, 2003, 2004; MANZOTTI, 2011; MANZOTTI *et alii*, 2012). Il settore principale, compreso tra il paese di Roisan ed il Mt. Blanc du Creton, è descritto da CANEPA *et alii* (1990) sulla base di rilievi inediti alla scala 1:10.000, allegati alle loro tesi di laurea.

Le deformazioni polifasiche alpine sono estremamente pervasive, rendendo molto difficile la ricostruzione del *puzzle* stratigrafico. La zona è costituita da successioni non ofiolitiche di calcescisti, marmi impuri, filladi e loro miloniti, con protoliti di possibile età giurassica-cretacica inf., da miloniti di basamento, in prevalenza gneiss di Arolla, e da vistosi corpi carbonatici (dintorni del Colle di St Barthélemy, Grand Pays, Col Salvè-Tsa de Chavalary, Cima Bianca, Mt Blanc du Creton e altri minori).

Gli affioramenti tra il lago Tsan e la Cima Bianca sono i più estesi, ma le successioni stratigrafiche meglio conservate sono quelle esposte presso Tsa de Chavalary (Cuney) e nella comba del Saleron, descritte in dettaglio nel capitolo della stratigrafia. Gli unici fossili della Zona di Roisan sono stati rinvenuti recentemente negli affioramenti della vetta del M. Grand Pays e nel suo versante orientale (CIARAPICA *et alii*, 2010; figg. 45, 46): si tratta di alghe dasicladali e di foraminiferi bentonici riferibili al Triassico superiore. Appaiono invece inesistenti le arenarie e i "conglomerati metamorfici a ciottoli di feldspato potassico" cartografati da HÖPFER (1997) sopra il paese di Roisan, nella dorsale tra Becca Conge e il Colle di St Barthélemy, nel massiccio della Cima Bianca, tra il Col Tsomiyo e il Bivacco Tzan, e nella comba del Saleron, interpretati come successioni silicoclastiche permiane della Zona di Roisan: di fatto si tratta di gneiss granitici occhiadini, minuti, milonitici e cataclastici della Serie di Arolla.

Vi sono infine le quarziti mineralizzate (Fe-Mn) a granato e anfiboli sodici rinvenute da BALLÈVRE & KIENAST (1987) nella parete a nord-ovest del Lago di Cignana: si tratta di rocce di attribuzione cronologica discussa (Giurassico medio-sup., BALLÈVRE & KIENAST, 1987, vs Paleozoico, MANZOTTI, 2011; MANZOTTI *et alii*, 2012), riferire prima alla Zona di Roisan, poi al basamento ad essa associato.

*Unità di basamento superiore* - L'unità superiore è un frammento di crosta continentale profonda, a tratti ben preservata dalla rielaborazione metamorfica alpina, del tutto analoga alla Serie di Valpelline del lembo Dent Blanche s.s. Affiora nel lembo del Mont Mary, tra la Becca de Navailloz e il vallone di Chaleby (fig. 44), e nel lembo del Cervino, al M. Rouge-alti laghi della comba di Cignana, nel tratto

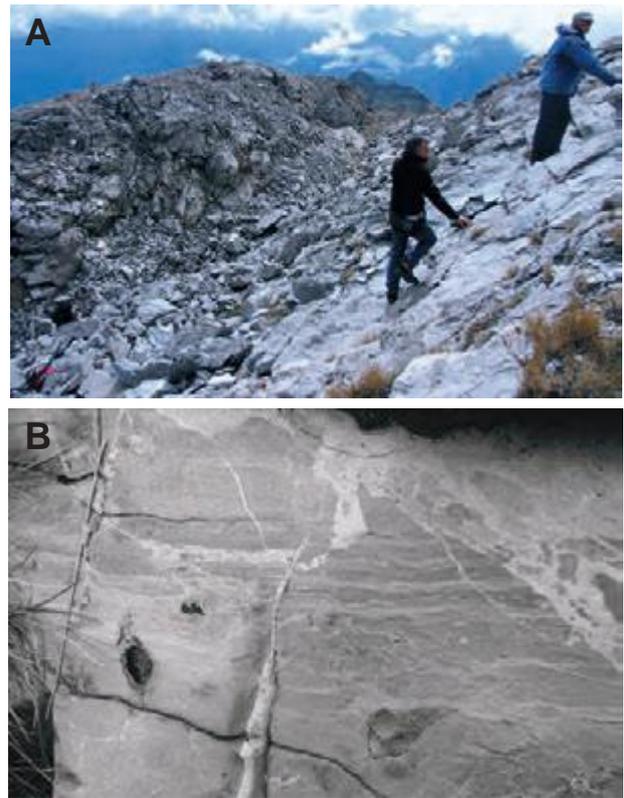


Fig. 45 - (A) Dolomie della Zona di Roisan in vetta al M. Grand Pays con profonda deformazione gravitativa. (B) Stromatoliti, breccie sedimentarie e alghe dasicladacee visibili sul lato destro (occidentale) della trincea della figura A (CIARAPICA *et alii*, 2010).

- (A) Dolostone of the Roisan Zone, Mt. Grand Pays summit, with deep gravitational deformation. (B) Stromatolites, sedimentary breccias and Dasycladales algae on the right (western) flank of trench in figure A (CIARAPICA *et alii*, 2010).

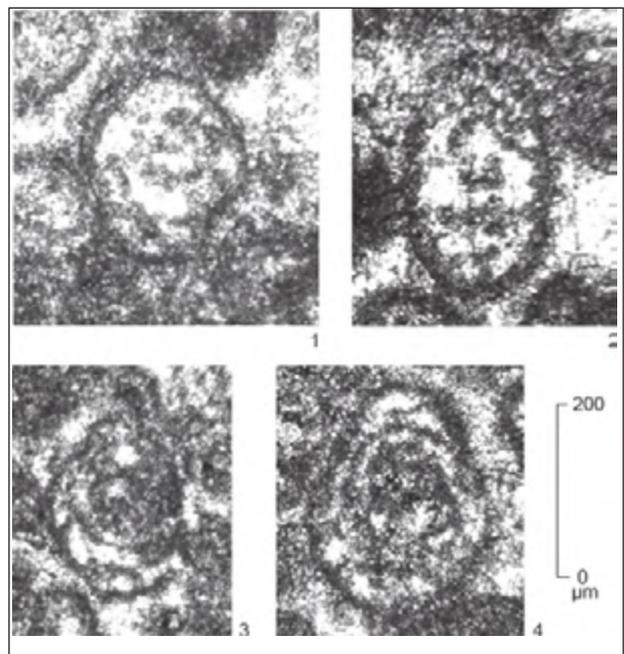


Fig. 46 - Dolomie del Grand Pays: associazione di foraminiferi riferibili al Triassico sup. (CIARAPICA *et alii*, 2010): 1) *Aulotortus friedli*, 2) *A. ex gr. sinuosus*, 3-4) *Gandinella falsosfriedli*.

- Grand Pays dolostones: foraminifer association referable to the Late Triassic (CIARAPICA *et alii*, 2010): 1) *Aulotortus friedli*, 2) *A. ex gr. sinuosus*, 3-4) *Gandinella falsosfriedli*.

inferiore delle Piccole e Grandi Muraglie e alla testa del Cervino (figg. 16, 47 e 48). È costituita da paragneiss kinzigitici, anfiboliti a orneblenda-plagioclasio con locali relitti granulitici, marmi a silicati (diopside-granato) e, nel Mont Mary, anche da qualche scaglia di ultramafiti di mantello (harzburgiti a spinello e orneblenda) più o meno serpentinite (CANEPA *et alii*, 1990; CESARE *et alii*, 1989). La scistosità prealpina principale, in facies anfibolitica di alto grado, è deformata lungo orizzonti milonitici sviluppati in condizioni di relativa bassa pressione (T: 510-580°, P: 0.25-0.45 GPa; PENNACCHIONI & CESARE, 1998; PENNACCHIONI *et alii*, 2001), attribuibili a una fase prealpina di estensione crostale, di probabile età permiana e/o triassica. La retrocessione alpina in facies scisti verdi, spesso molto pervasiva, ha caratteri identici a quelli descritti nella Serie di Valpelline del lembo Dent Blanche.

*Unità di basamento inferiori* - L'unità inferiore del lembo Mont Mary *s.s.*, di gran lunga la più estesa, affiora quasi completamente nel Foglio Chatillon (DAL PIAZ *et alii*, 2010) ove mostra caratteri litologici completamente diversi da quelli dell'unità inferiore (Serie di Arolla, metagabbri compresi) dei lembi del Cervino e della Dent Blanche. Nel Mont Mary essa è costituita da prevalenti paradeprivati in facies anfibolitica, talora ben preservati dalla sovraimpronta alpina in facies scisti verdi, in genere concentrata lungo orizzonti milonitici discreti. Si tratta di micascisti biotitico-granatiferi

e di scisti a due miche, talora con staurolite o con porfiroblasti di andalusite (Valenzana-Castello di Quart; BERNARDIS, 1958; DAL PIAZ, 1993), minerali non conosciuti nel basamento delle altre unità austroalpine. Questi litotipi sono spesso associati a corpi concordanti e/o a filoni di pegmatiti a muscovite, talora in masse ragguardevoli. Nel Foglio Monte Cervino l'unità inferiore, fortemente assottigliata, è formata da ortogneiss porfirici, minuti e miloniti della Serie di Arolla, giustapposti lateralmente ai micascisti dominanti nel Foglio Chatillon e all'unità kinzigitica del Mont Mary *s.s.*, lungo un gruppo di faglie trascorrenti sinistre del sistema di Trois Villes. Gli ortogneiss, in facies generalmente molto deformata, affiorano a letto delle successioni carbonatiche mesozoiche di Chaleby-Morion, Punta Bianca e M. Saleron-Becca di Salé (Zona di Roisan), talora in alternanza con esse, estendendosi con continuità sino al bacino di Cignana. Si tratta di una zona di taglio duttile, di spessore variabile da qualche centinaio di metri ad oltre un chilometro, con pieghe isoclinali senza radice e comprendente a più livelli strutturali le intercalazioni di rocce mesozoiche della Zona di Roisan. Tra il T. Buthier, presso il paese di Roisan, e il vallone di Chaleby essa separa l'unità superiore del Mont Mary e poi (ove essa si chiude) quella inferiore dall'unità di Arolla del sovrastante lembo Dent Blanche *s.s.*, che continua verso nord-est sino alla bastionata dei Jumeaux e al Colle di Weismatten. Al di sotto, gli

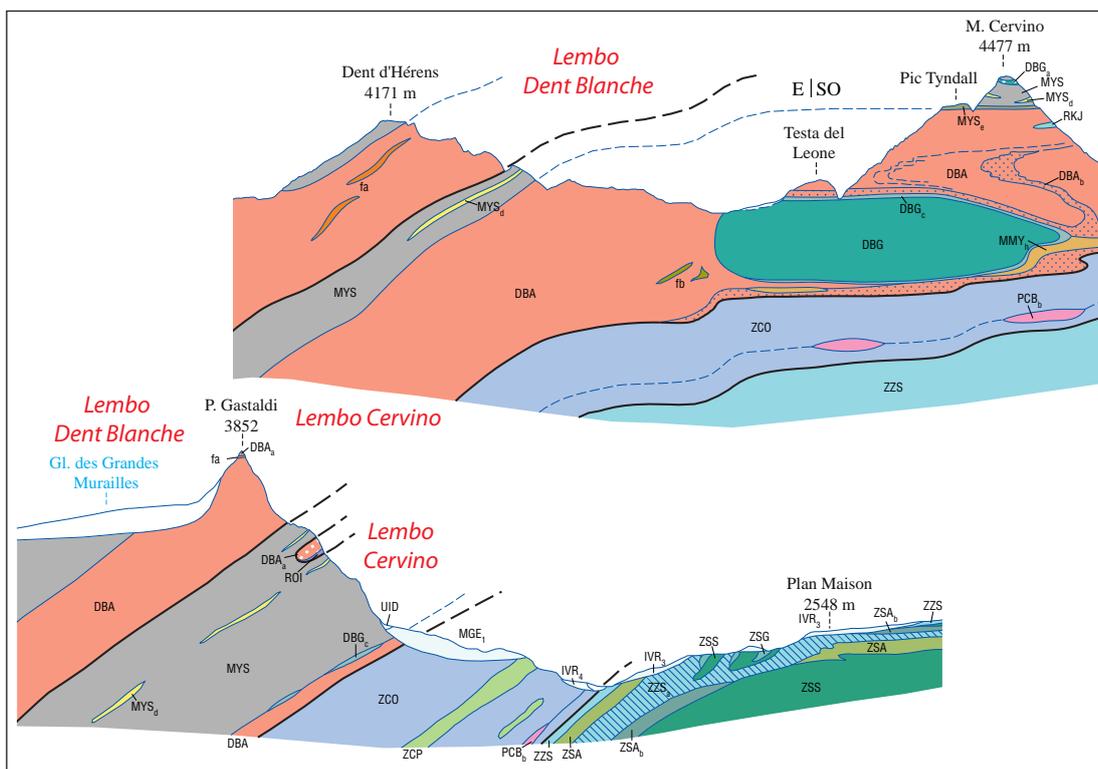


Fig. 47 - Lembo della Dent Blanche e lembo del Cervino: unità di basamento superiori, complesso kinzigitico (MYS); unità di basamento inferiori, Serie di Arolla (DBA) e metagabbro del Cervino (DBG). Zona Piemontese: Zona del Combin (ZCO), comprendente l'unità Pancherot-Cime Bianche (PCB), e sottostante Zona di Zermatt-Saas (ZSS). Estratto dai profili A e B a margine del foglio, dettagli nella legenda.

- Dent Blanche and Matterhorn Austroalpine outliers: upper basement units, kinzigitic complex (MYS); lower basement units, Arolla Series (DBA) and Matterhorn metagabbro (DBG). Piemonte Zone: Combin Zone (ZCO), including the Pancherot-Cime Bianche unit (PCB), and underlying Zermatt-Saas Zone (ZSS). From profiles A and B on the map margin, details in legend.



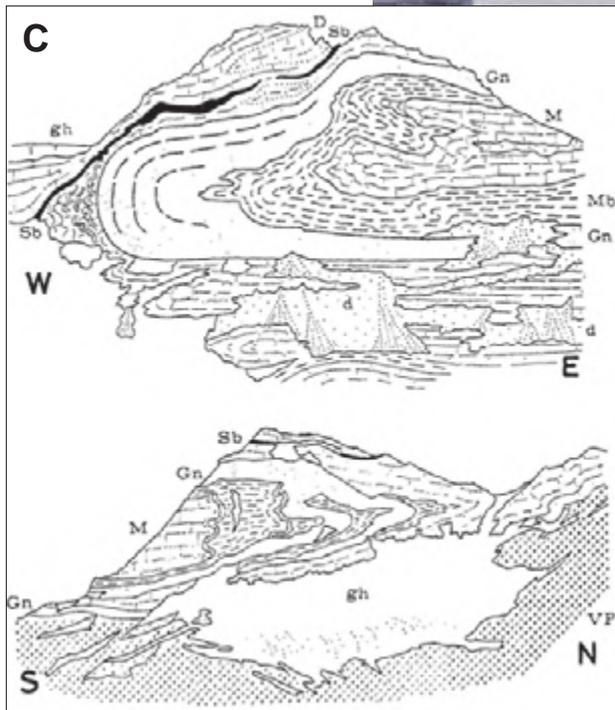
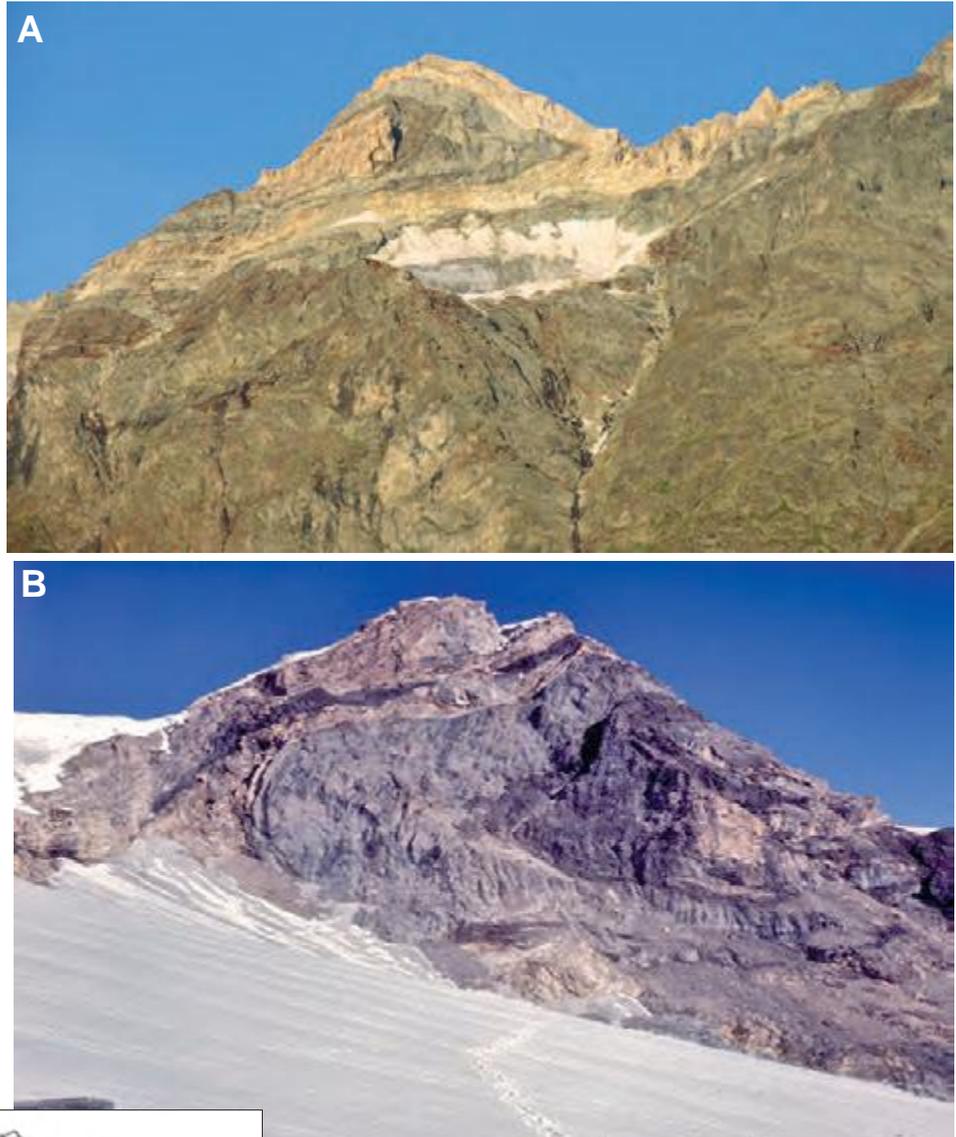
Fig. 48 - Panorama dalla Becca di Salè del versante meridionale della dorsale Château des Dames (1), Passo di Vofrede (2), Mt Rouge (3) e, in secondo piano, Mont Blanc du Creton (4), Tour de Creton (5), Jumeaux-P. Gastaldi (6), Cervino (7); Grand Lac (8). Da sinistra (tetto) a destra (letto): i) Serie di Valpelline (VpDB) e Serie di Arolla (Ar) del lembo Dent Blanche; ii) Successioni mesozoiche della Zona di Roisan (R), associati gneiss minuti di Arolla e miloniti (Ar+R) della zona di taglio polifasica, in evidenza la piega coricata del Château des Dames-Mt Blanc du Creton; iii) elemento superiore (complesso kinzigitico) del lembo del Cervino (VpC).

- Panorama from the Becca di Salè of the southern side of the Château des Dames (1), Passo di Vofrede (2) and Mt Rouge (3) ridge and, in the background, Mont Blanc du Creton (4), Tour de Creton (5), Jumeaux-P. Gastaldi (6), Matterhorn (7); Grand Lac (8). From left (top) to right (bottom): i) Valpelline Series (VpDB) and Arolla Series (Ar) of the Dent Blanche nappe; ii) Mesozoic successions of Roisan Zone (R), associated Arolla fine-grained gneiss and mylonites (AR + R) of the polyphase shear zone, deformed by the Château des Dames-Mt Blanc du Creton recumbent fold; iii) upper element (kinzigitic complex) of the Matterhorn nappe (VpC).

gneiss di Arolla del Mont Mary-Cervino, in facies milonitica, si assottigliano a becco di flauto alla base e al nucleo delle megapieghe ( $F_2$ - $F_3$ ) del Mt Blanc du Creton e del Château des Dames, vergenti a NNW (figg. 48, 49); nell'alta comba di Cignana essi sono giustapposti lateralmente, con contatto duttile poliripiegato, ad un complesso di paragneiss e micascisti a due miche che, nella dorsale M. Seriola-Vofrede, fanno passaggio ad un tipico complesso kinzigitico con lenti di granuliti basiche-anfiboliti e letti di marmi a silicati, a luoghi ben preservati. Come accennato in precedenza, l'unità prosegue verso nord-est a costituire la parte inferiore della grande bastionata orientale delle Piccole e Grandi Muraglie, sino alla cresta est della Dent d'Hérens (P. Carrel). Questa unità, costituita da litotipi della Serie di Valpelline, è situata a letto della sovrastante unità di Arolla, elemento inferiore del lembo Dent Blanche *s.s.*, con cui è in marcato contatto tettonico. L'unità kinzigitica prosegue "in

aria" e ricompare alla Testa del Cervino, con paragneiss, migmatiti, marmi, rocce basiche e con i loro prodotti di retrocessione alpina. A sua volta essa è sovrascorsa, con evidente contatto milonitico, sopra l'unità basale formata da vari litotipi della Serie di Arolla, dalla grande lente gabbbrica del Cervino e dai parascisti milonitici basali, a patina rosso-bruna, descritti in precedenza, con spessore complessivo di oltre 1 km. Siamo di fronte, come già osservato da ARGAND, ad un raddoppio della coppia Valpelline/Arolla. Nelle interpretazioni classiche (STUTZ & MASSON, 1938; ELTER, 1960; SPICHER, 1980; BIGI *et alii*, 1990), il lembo del Mont Mary è fatto terminare, con chiusura a becco di flauto, lungo la dorsale Col Saleron-M. Ersaz e, procedendo verso nord-est, è sostituito lateralmente dal sovrastante lembo Dent Blanche *s.s.*, comprendente il Cervino e ricoperto a sua volta dai *Klippen* Jumeaux-Punta Cian (ELTER, 1960) (figg. 27A-B, 28B). La nostra interpretazione, basata sui nuovi rilievi e anticipata

Fig. 49 - La piega coricata vergente a NNW del Mont Blanc du Creton (3409), parete orientale (A) e meridionale (B); immagini rispettivamente del 2008 e del 1967. Legenda (C): gli gneiss granitici minuti e microocchiadini della Serie di Arolla (Gn), di colore grigio chiaro, avvolti da sequenze mesozoiche, tipo Roisan, con marmi a patina giallastra e breccie sedimentarie (M), lenti dolomitiche (D), scisti carbonatici neri (Sb) e calcescisti bruni (Mb); a letto, visibili in (A), ulteriori gneiss di Arolla milonitici e sottostante complesso kinzigitico del lembo del Cervino con micascisti polimetamorfici a patina bruna e ruggine ad impronta alpina e miloniti. Detrito di falda (d), piccolo ghiacciaio (gh), (DAL PIAZ, 1976, 1992).  
 - The NNW-vergent recumbent fold of the eastern (A) and southern (B) face of Mont Blanc du Creton (3409); images taken in the 2008 and 1967, respectively. (C) Legend: light grey fine-grained gneiss and microaugengneiss of the Arolla Series (Gn), mantled by Mesozoic Roisan-type successions of yellowish marble and sedimentary breccia (M), dolomitic lenses (D), black carbonate schists (Sb) and brown calcschist (Mb); beneath, evident in Fig. A, further mylonitic Arolla gneiss and the underlying kinzigitic complex of the Matterhorn nappe, consisting of rusty-brown polymetamorphic micascists with Alpine overprint and mylonites. Debris (d), small glacier (gh), (DAL PIAZ, 1976, 1992).



nella Carta geotettonica della Valle d'Aosta (DE GIUSTI *et alii*, 2004) e nel *Tektonische Übersicht del Blatt Matterhorn* (DAL PIAZ in BUCHER *et alii*, 2003), prevede l'estensione del lembo del Mont Mary dalla comba di Cignana al Cervino e sino al versante sinistro del basso vallone di Zmutt. Parleremo quindi di un lembo del Cervino *s.s.* e di un lembo Mont Mary *s.s.* (*Auct.*), distinti dal punto di vista litologico e in origine probabilmente indipendenti, anche se ora appaiono interconnessi da mutue implicazioni per pieghe isoclinali, riuniti nel già citato lembo M. Mary-Cervino, a cui può essere riferita anche la Zona di Roisan.

*Metamorfismo alpino* - Il metamorfismo alpino polifasico è analogo a quello descritto nella omologa Serie di Arolla del lembo Dent Blanche, con relitti di una fase ad anfiboli sodici, fengite, egrinaugite e granato, localmente sfuggiti alla rielaborazione metamorfica e strutturale in facies scisti verdi

(DAL PIAZ *et alii*, 1977b; CANEPA *et alii*, 1990; SCHIAVO, 1992; ZANELLA, 1992; HÖPFER, 1997; REDDY *et alii*, 2003; BALLETTI *et alii*, 2012). La composizione dei relitti di orneblenda magmatica nei metagranitoidi della comba di Cignana e la loro trasformazione in anfiboli blu e/o in anfiboli calcici di tipo actinolitico sono descritte da SCHIAVO (2008). Utilizzando le isoplete del contenuto in Si delle miche fengitiche (MASSONNE & SCHREIER, 1987) di ortogneiss della Serie di Arolla raccolti nella Comba di Cignana, SCHIAVO (1992) ha ottenuto contenuti massimi in Si dell'ordine di 3.5-3.6, identici a quelli riportati per il lembo Dent Blanche, corrispondenti a condizioni di relativa alta pressione ( $P = 1-1.2$  GPa). Valori simili sono stati stimati da HÖPFER (1997) nella stessa zona, unitamente a una traiettoria P-T che, utilizzando come limite la reazione albite/giadeite + quarzo, propone condizioni di T: 500°C - P: 1.4 GPa per il metamorfismo di subduzione nel settore interno della falda Dent Blanche, analoghi a quelli stimati da RODA & ZUCALI (2008) al M. Morion per la fase in facies scisti blu ( $T \leq 550^\circ\text{C}$ ,  $P \leq 1.4$  GPa).

Pillonet - Il lembo del Pillonet è situato a mezzavia tra il *thrust* frontale della Zona Sesia-Lanzo e il lembo della Dent Blanche ed è correlabile all'unità inferiore del lembo composito Mont Mary-Cervino dal punto di vista litologico e geometrico. Il foglio comprende solo il settore sud-occidentale del lembo, costituito da un basamento cristallino policiclico e monociclico e da limitate successioni mesozoiche (DAL PIAZ & SACCHI, 1969; DAL PIAZ, 1976); l'altra metà affiora nel Foglio Monte Rosa. Basamento policiclico: micascisti a predominante impronta metamorfica alpina in facies scisti verdi, con relitti in facies scisti blu-scisti verdi a glaucofane (anfiboli sodici, mica bianca ad elevata sostituzione celadonitica) e relitti prealpini degli originari paragneiss (granato, muscovite, biotite rosso-bruna), contenenti lenti di anfiboliti, orizzonti di marmi puri e a silicati e filoni di gneiss granitici e aplitico-pegmatitici. Basamento monociclico: complesso degli gneiss granitici minuti e milonitici, localmente occhiadini (Serie di Arolla *s.l.*), e complesso dei metagabbri anfibolici e anfiboliti albitiche del M. Tantanè, confrontabili con quelli del lembo Dent Blanche, derivati entrambi da intrusivi pretriassici di probabile età permiana. I metagabbri del M. Tantanè sono situati a tetto degli gneiss occhiadini e minuti e il loro contatto è marcato dal consueto orizzonte di miloniti. Successioni mesozoiche: dolomie massicce e marmi dolomitici stratificati, marmi tabulari grigio-bluastri e giallastri, con intercalazioni di marmi micaceo-cloritici, seguiti da calcescisti carbonatici e pelitici; nel foglio sono compresi solo piccoli affioramenti di marmi giallastri debolmente micacei, intercalati nei micascisti e negli gneiss albitici.

Datazioni radiometriche Rb-Sr e *plateau*  $^{40}\text{Ar}$ - $^{39}\text{Ar}$  (CORTIANA *et alii*, 1998) consentono di riferire all'orogenesi varisica (310 Ma, età di raffreddamento) la muscovite relitta del metamorfismo in facies anfibolitica e all'evento eoalpino (75-73 Ma) la mica bianca fengitica coesistente con anfibolo sodico nel basamento cristallino del Pillonet. Età Rb-Sr di 60 Ma sono state ottenute da REDDY *et alii* (1993) nella fengite degli ortogneiss scistosolaminati della Becca di Nana, associata alla lineaazione top-to-NW, già segnalata da DAL PIAZ & SACCHI (1969), unitamente a numerose età eoceniche (45-36 Ma) riferite alla successiva fase di taglio estensionale descritta al contatto Austroalpino/Combin lungo il transetto dalla Zona Sesia-Lanzo in Valle di Gressoney alla Dent Blanche presso Cervinia, attraverso il lembo del Pillonet.

### 3.1.2. - Lembi inferiori (eclogitici)

Come già ricordato, a nord e a tetto della faglia Aosta-Ranzola i "lower Austroalpine outliers" sono rappresentati dai lembi eclogitici di Etirol-Levaz (SALOT *et alii*, 1980; KIENAST, 1983; BALLÈVRE *et alii*, 1986; DAL PIAZ *et alii*, 2001; BELTRANDO *et alii*, 2010b), Chatillon e St Vincent (DAL PIAZ & MARTIN, 1988a; DAL PIAZ, 1999; ROLFO *et alii*, 2004; DAL PIAZ *et alii*, 2010), Grun (BIINO & COMPAGNONI, 1988) e Vollon (DAL PIAZ *et alii*, 2011a). Solo il primo lembo è compreso nel Foglio Monte Cervino, assieme alla piccola scaglia di Crebuchette esposta sul versante occidentale della Becca d'Aran, in Valtournenche (DE GIUSTI *et alii*, 2004), mentre gli altri lembi sono situati nei Fogli Chatillon e Verres (inedito).

Questi elementi austroalpini inferiori, unitamente al *Klippe* del M. Emilius e agli altri lembi situati a sud e a letto della faglia Aosta-Ranzola (fig. 37), sono caratterizzati da un metamorfismo eclogitico analogo a quello della Zona Sesia-Lanzo, ma di età eocenica medio-inferiore (DAL PIAZ *et alii*, 2001; BELTRANDO *et alii*, 2010b), da una sovraimpronta in facies scisti verdi spesso pervasiva e dalla mancanza di litotipi riferibili alle successioni mesozoiche di copertura.

Etirol-Levaz - Rappresentato in parte nel Foglio Monte Rosa alla scala 1:100.000 (1912, rilievo di MATTIROLO), nella carta di HERMANN (1938) delle Alpi Occidentali alla scala 1:200.000 e nei profili di SALOT *et alii* (1980; fig. 50), il lembo è stato rilevato *ex novo* e descritto in dettaglio da KIENAST (1983 e in BALLÈVRE *et alii*, 1986; fig. 51). Affiora lungo il ripido versante destro della media Valtournenche, a tetto di metabasalti, metagabbri e serpentiniti della Zona di Zermatt-Saas, e nell'alto vallone del T. Torgnon, dove sparisce sotto le prasinita con minori calcescisti della Zona del Combin. È costituito da

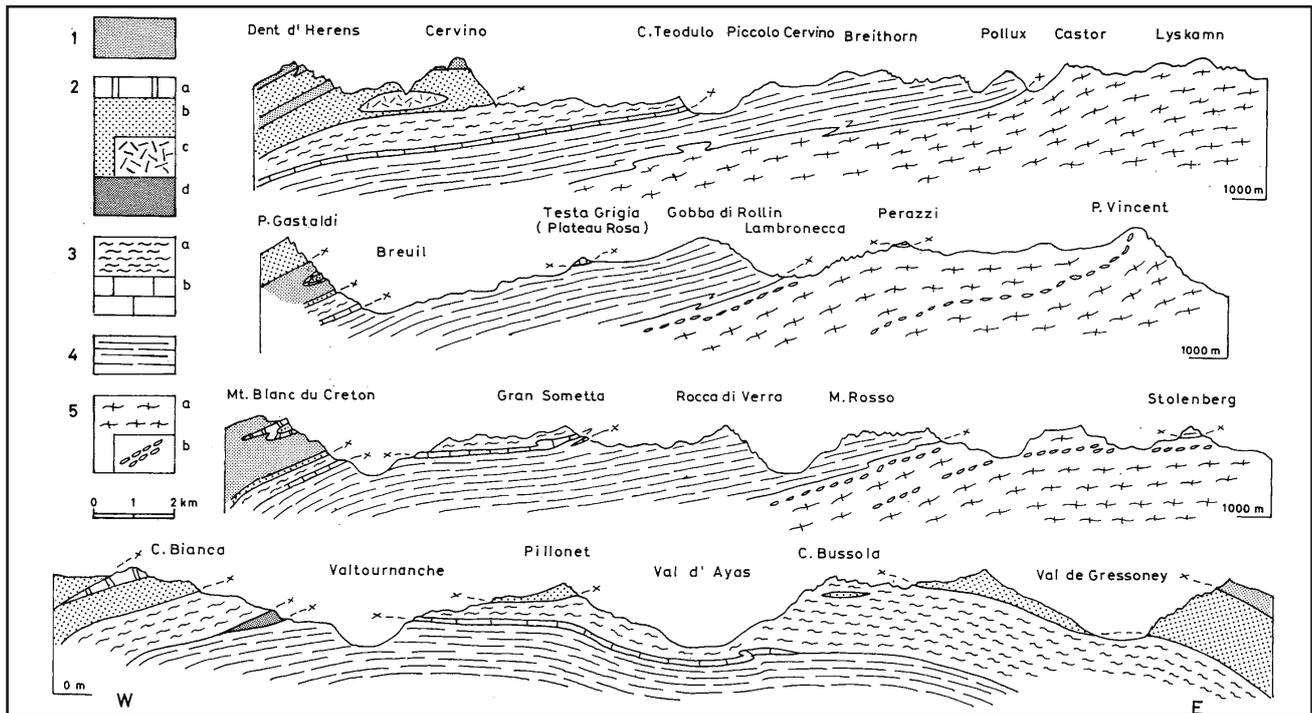


Fig. 50 - Profili serati del prisma austroalpino-pennidico tra la Valtourneche e la Valle di Gressoney (SALLOT *et alii*, 1980). Sistema austroalpino: 1) Unità tettonica superiore, Serie di Valpelline e 2a Zona diorito-kinzigitica; 2) Unità tettonica inferiore: Zona di Roisan, triassico-liassica (a), Gneiss di Arolla e Gneiss minuti albatico-fengitici (b), metagabbri del Cervino (c), micascisti eclogitici e varietà retrocesse (d); Falda ofiolitica piemontese: 3) elemento tettonico superiore (Combin): complesso ofiolitifero (a), complesso preofiolitico basale, triassico-liassico (b); 4) elemento tettonico inferiore ad affinità oceanica (Zermatt-Saas); 5) Falda pennidica del Monte Rosa: complesso a metamorfismo pregranitico con sovrainpronta polifasica alpina e metagraniti tarso-ercinici (a), Zona di Furgg (b): micascisti con intercalazioni di metabasiti e marmi antichi; (DAL PIAZ, 2001c).

- Serial cross-sections of the Austroalpine-Penninic wedge between Valtourneche and Gressoney valley (SALLOT *et alii*, 1980). Austroalpine system: 1) Upper tectonic unit, Valpelline Series and 2nd Diorite-kinzigitic zone; 2) Lower tectonic unit: Roisan Zone, Triassic-Liassic (a); Arolla gneiss and fine-grained albite-phenitic gneiss (b), Matterhorn metagabbro (c), Eclogitic micaschists and retrogressed varieties (d); Ophiolitic Piemonte nappe: 3) Upper tectonic element (Combin): ophiolitic complex (a), Triassic-Liassic pre-ophiolitic basal complex (b); 4) Lower tectonic element with oceanic affinity (Zermatt-Saas); 5) Penninic Monte Rosa nappe: pre-granitic metamorphic complex with Alpine polyphase overprint and late-Variscan metagranite (a), Furgg Zone (b): micaschists with intercalations of old marbles and metabasites; (DAL PIAZ, 2001c).

micascisti granatiferi, gneiss "pipernoidi" analoghi a quelli del M. Emilius, metagabbri, eclogiti e anfiboliti granatifere. I micascisti granatiferi contengono relitti prealpini di granato e biotite, sostituita quest'ultima da clorite e rutilo sagenitico: la sovrainpronta alpina produce paragenesi eclogitiche a granato-omfacite-quarzo-fengite e granato-quarzo-fengite-paragonite-cloritoide a seconda della composizione chimica del protolite, con retrocessione in facies scisti verdi da debole a pervasiva. Gli "gneiss pipernoidi", termine coniato da AMSTUTZ (1954, 1962) nel M. Emilius per una presunta derivazione da depositi piroclastici, sono scisti chiari con abbondanti lenticelle e noduli di eclogiti massicce e scistose a glaucofane e mica bianca, probabilmente derivati, come quelli dell'Emilius (DAL PIAZ & NERVO, 1971; DAL PIAZ *et alii*, 2010), da graniti ricchi di nuclei di rocce femiche e scistose, talora con aspetto di metaconglomerati: i principali affioramenti si osservano nel circo sopra Etirol (Tirol), nel dosso di q. 1845 sopra Châtelard e presso Crêt. Tra le intercalazioni di metabasiti sono stati distinti alcuni corpi maggiori di eclogiti, metagabbri eclogitici e anfiboliti ad albite-

epidoto e i metagabbri a relitti di granuliti prealpini (granato, plagioclasio, orto e clinopirosseno, spinello) scoperti e descritti da KIENAST (1983) nelle pareti impervie e franose sopra Fiernaz e Buisson. Il metamorfismo eclogitico ha prodotto classiche associazioni a omfacite-granato-talco ± cianite, cloritoide, clorite, corindone.

L'età eocenica del metamorfismo eclogitico, analoga a quella dei principali lembi meridionali, è documentata dalla datazione Rb-Sr della fengite di due campioni di gneiss leucocratici con lenticelle eclogitiche raccolti nel circo di Etirol ( $47 \pm 0.9$ ;  $45 \pm 0.7$ : DAL PIAZ *et alii*, 2001). L'età terziaria è confermata da BELTRANDO *et alii* (2010b), che hanno datato gli zirconi (U-Pb *in situ*) di due campioni del lembo cristallino: i) un ortogneiss milonitico raccolto a meno di un metro dal contatto basale con serpentiniti e metagabbri ofiolitici, caratterizzato da fabric milonitico in facies scisti verdi, definito da mica bianca, albite, quarzo, epidoto, biotite, anfibolo, clorite e titanite; ii) una lente di eclogite entro i parascisti nella parte mediana del lembo cristallino, con paragenesi a granato, omfacite (Jd<sub>40-50</sub>), fengite (3.45-3.50 atomi p.f.u.), rutilo e parziale retrocessione dell'omfacite in simplectiti di pirosseno II (Jd<sub>10</sub>) e albite.

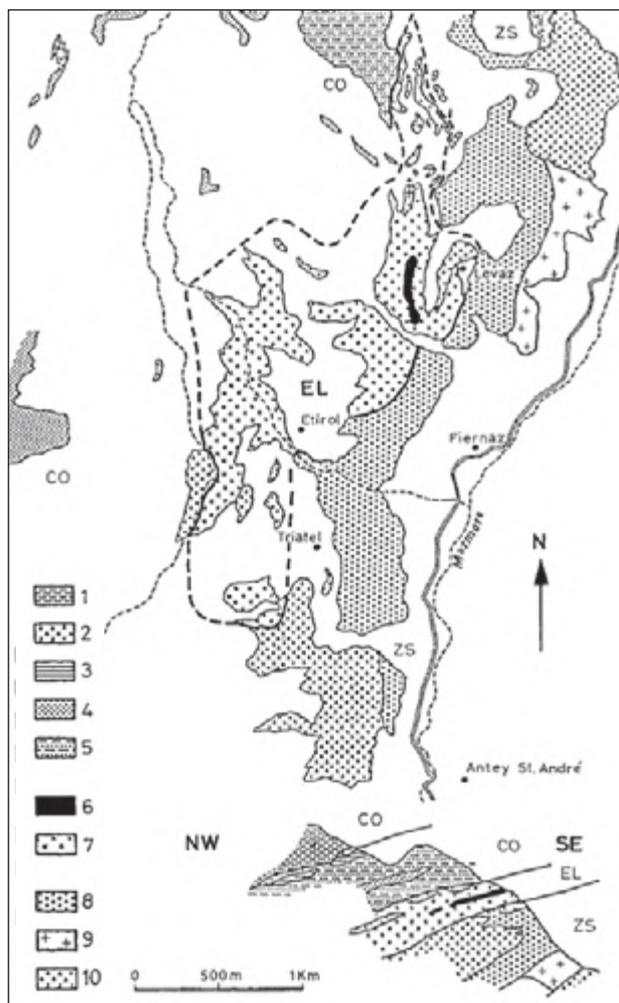


Fig. 51 - Carta geologica e sezione del lembo austroalpino di Etiroi-Levaz (KIENAST, 1983). Dall'alto al basso: i) Zona del Combin (CO): calcescisti con alternanze di prasiniti, corpi prasinitici maggiori e serpentiniti (1-5); ii) Lembo di Etiroi-Levaz: metagabbro granulitico ad impronta eclogitica eoalpina (6) e micascisti eclogitici retrocessi (7); iii) Unità di Zermatt-Saas (ZS): glaucofaniti (8), metagabbri (9), serpentiniti (10).

- Geological map and cross-section of the Austroalpine Etiroi-Levaz slice (KIENAST, 1983). From top to bottom: i) Combien Zone (CO): calcscists with interbeddings of prasinites, major bodies of prasinite and serpentinite (1-5); ii) Etiroi-Levaz slice: granulitic metagabbro with eoalpine eclogitic overprint (6) and retrogressed eclogitic micascists (7); Zermatt-Saas unit (ZS): glaucophanite (8), metagabbro (9), serpentinite (10).

Gli zirconi dello gneiss milonitico mostrano tre distinti domini: i) il più antico ha caratteristiche magmatiche ed età apparenti  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  comprese tra 285 Ma e 200 Ma, con principale gruppo di analisi concordanti attorno a 265 Ma; ii) il secondo dominio, costituito dal bordo degli zirconi precedenti o da singoli cristalli euedrali, ha fornito età  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  tra 166 e 95 Ma, con concentrazione di analisi concordanti tra 160 e 153 Ma; iii) il terzo zircone, raro e privo di zonatura magmatica, ha fornito età apparenti  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  di 120-115 Ma.

Gli zirconi della lente eclogitica hanno nuclei con caratteristiche magmatiche (zonatura oscillatoria, Terre Rare) che hanno dato una coppia di età permiane (263-253 Ma), mentre i bordi non

zonati hanno fornito una età eocenica ( $47.5 \pm 1.0$  Ma), riferibile al metamorfismo di subduzione.

Sulla base di questi dati, BELTRANDO *et alii* (2010b), propongono la seguente storia evolutiva per il lembo di Etiroi-Levaz: i) associazione litostratigrafica iniziale di un mantello serpentinnizzato, alloctoni estensionali di origine continentale, gabbri MOR di età giurassica (oltre a quelli probabilmente permiani) e sedimenti post-rift, tipici di una zona di transizione oceano-continente; ii) gli zirconi magmatici permiani sono accreti da una seconda generazione di zirconi a 166-150 Ma, riferibili a infiltrazione di fusi associati all'intrusione dei gabbri sottostanti, indicando che le scaglie di basamento continentale e oceanico sarebbero state giustapposte già nel Giurassico come parte di una crosta superestesa legata all'apertura della Tetide.

Scaglia di Crebuchette - In questo gruppo di unità tettono-metamorfiche di HP rientra la piccolissima scaglia di basamento cristallino con relitti eclogitici rinvenuta da MONEGATO (1997) e TOFFOLON (1998) a q. 2350 m circa sul fianco sinistro della Valtourne, ai piedi dello sperone NNO della Becca d'Aran, sopra la falesia che chiude il circo dell'Alpe Crebuchette. La scaglia è costituita da micascisti cloritico-granatiferi con marcata patina rosso-ruggine, gneiss granitoidi albitici, in parte con l'aspetto "pipernoide" di quelli del lembo di Etiroi-Levaz, e da una lente di granatite ad anfibolo blu, clorite, epidoto, biotite, mica bianca e solfuri. La scaglia è indicata nello schema tettonico del Foglio Matterhorn (BUCHER *et alii*, 2003), al limite tra la Zona del Combin inferiore e la sottostante Zona di Zermatt-Saas, ed è attribuita al complesso dei micascisti eclogitici della "Etiroi-Levaz-Schuppe".

### 3.2. - ZONA PIEMONTESE

La Zona piemontese comprende due principali gruppi di unità ofiolitiche definite nel Vallese (BEARTH, 1953, 1967) e in Valle d'Aosta (DAL PIAZ, 1965, 1974, 1988, 1999, 2004; ELTER, 1971, 1972; KIENAST, 1973; DAL PIAZ & ERNST, 1978; BALLÈVRE *et alii.*, 1986; TARTAROTTI, 1988; STECK *et alii.*, 1997, 2001; BUCHER *et alii.*, 2004; DE GIUSTI *et alii.*, 2004; FORSTER *et alii.*, 2004; MARTIN *et alii.*, 2004) in base alla loro posizione strutturale all'interno del prisma collisionale, per sostanziali differenze nell'assetto litostratigrafico e soprattutto per contrastanti caratteri del metamorfismo di subduzione (figg. 37-38, 52): i) unità superiori, non eclogitiche (Zona del Combin *Auct.*); ii) falde inferiori, eclogitiche (Zona di Zermatt-Saas *Auct.*). Questa suddivisione è estrapolabile, a grandi linee, sino alle Alpi Cozie e al Gruppo di Voltri (BEARTH, 1967; DAL PIAZ, 1974, BIGI *et alii.*, 1990; FREY *et alii.*, 1999; GOFFÈ *et alii.*, 2004). L'insieme di unità non eclogitiche (Zona

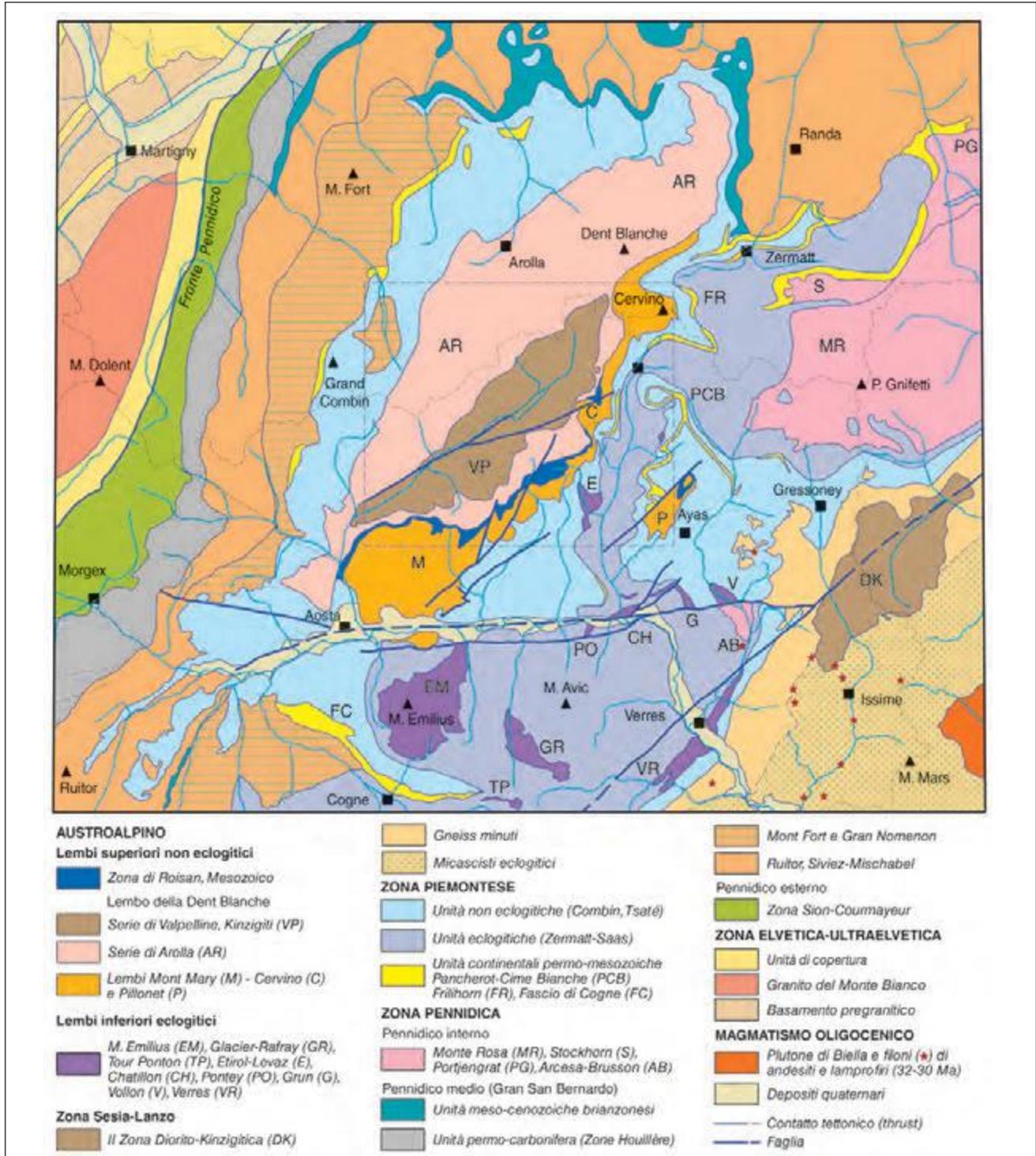


Fig. 52 - Inquadramento tettonico regionale.  
- Tectonic regional framework.

del Combin, Tsaté in Vallese) costituisce il substrato tettonico dei lembi austroalpini superiori (Dent Blanche, Mont Mary-Cervino, Pillonet) e del settore frontale della Zona Sesia-Lanzo (Fogli Chatillon, Monte Cervino, Verres); verso ovest ricopre la falda del Mont Fort (ESCHER *et alii*, 1987, 1997; GOUFFON, 1991, 1993) e, in Valle d'Aosta, le unità

interne (orientali) del sistema del Gran San Bernardo (Zona di Avise: GOVI, 1966, 1967; CABY, 1981; MALUSÀ, 2004; MALUSÀ *et alii*, 2005a; Foglio Aosta, in stampa: unità dell'Ouillella). Le unità eclogitiche sottostanti affiorano a tetto delle falde pennidiche superiori-interne (Monte Rosa, Arcesa-Brusson, Gran Paradiso) e spariscono al di sotto

delle strutture retroflesse dei Mischabel e del Gran Nomenon (figg. 34, 36) (HERMANN, 1925b; DAL PIAZ, 1928; ELTER, 1971, 1972, 1987; CABY *et alii*, 1978; BALLÈVRE *et alii*, 1986; ESCHER *et alii*, 1987, 1997; POLINO *et alii*, 1990; FREEMAN *et alii*, 1997; MARKLEY *et alii*, 1999). La composizione litologica e la storia metamorfica contrastante di queste unità ofiolitiche dimostra che esse derivano da settori diversi del bacino piemontese e hanno seguito traiettorie cinematiche indipendenti prima del loro accoppiamento finale, avvenuto durante la fase collisionale, come attestato dalla comune sovraimpronta tettono-metamorfica in facies scisti verdi (FREY *et alii*, 1974, 1999; NIGGLI *et alii*, 1978; BALLÈVRE *et alii*, 1986; BALLÈVRE & MERLE, 1993; DAL PIAZ, 1999; OBERHÄNSLI *et alii*, 2004) di età Eocene superiore-Oligocene medio (HUNZIKER *et alii*, 1992; FREEMAN *et alii*, 1997; MARKLEY *et alii*, 1998; REDDY *et alii*, 2003; BELTRANDO *et alii*, 2010a).

Circa metà dell'area del Foglio Monte Cervino è occupata da unità piemontesi, affioranti o subaffioranti. Prevalgono nettamente le successioni del Combin, esposte all'esterno (nord-ovest, Vallese) e all'interno (sud-est, Valle d'Aosta) del *Klippe* ellissoidale della Dent Blanche s.s. La Zona di Zermatt-Saas è circoscritta al vasto circo del Breuil e all'asta della Valtourneche, a nord e a tetto della faglia Aosta-Ranzola, mentre diventa predominante a sud e a letto di questo grande accidente tettonico, tra la Valle di Champorcher, il massiccio del Gran Paradiso e il vallone del Comboè, a ovest del M. Emilius (fig. 52; Foglio Chatillon).

### 3.2.1. - Zona del Combin (Auct.) e unità non eclogitiche

Nella ricostruzione di ARGAND (1909a), la Zona del Combin era concepita come sinclinale contenente tutte le successioni mesozoiche situate tra le ultrapieghe del Gran San Bernardo e della Dent Blanche, escluse le quarziti di presunta età eotriassica riferite ai nuclei cristallini. Documentata la sua indipendenza strutturale (STUTZ & MASSON, 1938), la Zona del Combin (DAL PIAZ, 1974, 1988, 1999; SARTORI, 1987) o "nappe du Tsaté" in Vallese (SARTORI & MARTHALER, 1994) è divenuta un sistema multifalda costituito da dominanti unità di calcescisti con ofioliti metamorfiche (pietre verdi), designate con vari nomi locali (e.g., "Obere e Untere Zermatter-Schuppenzone": STAUB, 1942a, BEARTH, 1953; "Gressoney-Gran Tournalin": DAL PIAZ, 1965; "Lurette, Pleureur": BURRI *et alii*, 1998), e da alcune sottili unità di copertura, non oceaniche, scollate da un fantomatico basamento continentale di natura discussa: si tratta delle unità "Pancherot-Cime Bianche" (DAL PIAZ, 1988, 1999) e "Frilhorn" (MARTHALER, 1984; ESCHER *et alii*, 1987), sostanzialmente identiche. Nello stesso gruppo

possono essere inserite anche le scaglie di quarziti e rocce carbonatiche ("unità di Madzeria": BURRI *et alii*, 1998) affioranti alla base della "nappe du Tsaté" nel settore nord-occidentale del foglio. Rispetto alla ricostruzione di ARGAND (1909a), non fanno più parte della Zona del Combin le unità sedimentarie del Barrhorn e di Toûno, riferite alle coperture in facies brianzonese del Gran San Bernardo (ELLENBERGER, 1953a-b; SARTORI, 1990).

L'unità ofiolitica del Combin e i suoi duplex raggruppano le sequenze di calcescisti e pietre verdi che affiorano a letto dei lembi Dent Blanche, Mont Mary-Cervino e Pillonet e, nel settore svizzero (cupola di Boussine), a tetto dell'unità sommitale e interna (falda di Mont Fort) del Sistema tettonico del Gran San Bernardo, per locale retrovergenza delle strutture nel ventaglio Val de Bagnes-Valsavarenche (figg. 30, 53) (HERMANN, 1925b-c, 1927b; ESCHER *et alii*, 1987; BURRI *et alii*, 1998). Le unità ofiolitiche del Combin sono costituite da potenti sequenze di calcescisti calcariferi e terrigeni (flysch cretacico *p.p.*, MARTHALER, 1981, 1983), con ripetute intercalazioni tabulari (colate e/o filoni strato, locale detritismo) di metabasalti prasinici e da corpi lenticolari maggiori (olistoliti e/o scaglie tettoniche) di metabasalti, metagabbri e serpentiniti. Le pietre verdi tendono a concentrarsi nella parte superiore dell'unità. Talora esse sono associate a limitati relitti di coperture in facies oceanica franca (quarziti e scisti quarziticci a Mn: STAUB, 1942b; DAL PIAZ *et alii*, 1979a; BEARTH & SCHWANDER, 1981; CASTELLO, 1981, 1990), situate all'interfaccia tra metabasalti e metasedimenti e a contatto con corpi di serpentiniti (Lignan: BALDELLI *et alii*, 1983; q. 2934 a NNO della Testa Grigia, Foglio Monte Rosa: DAL PIAZ, 1969a), indicando che il mantello litosferico poteva essere esposto al fondo del-

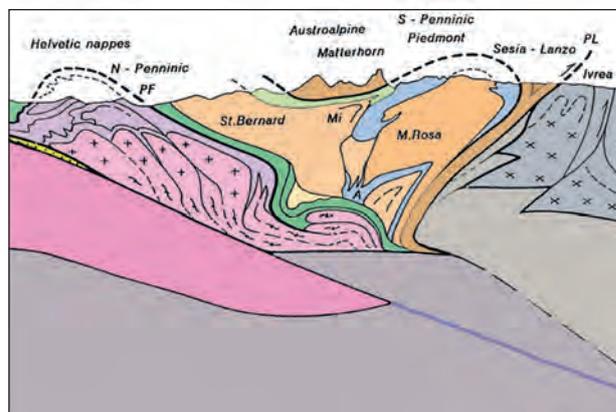


Fig. 53 - Sezione crostale del prisma austroalpino-pennidico nelle Alpi nord-occidentali, con indicazione delle tre principali unità ofiolitiche: Combin (verde chiaro), Zermatt-Saas (celeste), Vallesano-Versoyen (verde scuro).

Dettagli sulle altre unità in figura 36A.

- Crustal section of the Austroalpine-Penninic wedge in the northwestern Alps, showing the principal ophiolitic units: Combin (light green), Zermatt-Saas (blue), Valais-Versoyen (dark green). Details in figure 36A.

l'oceano mesozoico anche nel caso della Zona del Combin. L'impronta metamorfica è in facies scisti verdi, con rari relitti (anfibioli sodici, fengite) di associazioni in facies scisti blu a epidoto (EVANS, 1990) o scisti verdi a glaucofane (BALLÈVRE *et alii*, 1986), non ancora datati in modo risolutivo: rassegna e discussione in BALLÈVRE & MERLE (1993), DAL PIAZ (1999), BELTRANDO *et alii* (2010a).

L'unità tettonica Pancherot-Cime Bianche si estende con continuità dalla media e alta Valtournenche (Foglio Monte Cervino) alla testata della Val d'Ayas (Foglio Monte Rosa) e al Vallese (GERLACH, 1869; BEARTH, 1953; DAL PIAZ, 1974, 1976; 1988, 1992, 1999, 2010; DAL PIAZ & ERNST, 1978; MARTHALER, 1984; ESCHER *et alii*, 1987, 1997; SARTORI, 1987;

VANNAY & ALLEMAN, 1990; BURRI *et alii*, 1998; BUCHER *et alii*, 2003, 2004). Nel settore valdostano l'unità è ubicata all'interno della Zona del Combin e consente di individuare una o più unità ofiolitiche superiori e, a tratti, una inferiore (schema tettonico in BUCHER *et alii*, 2003), caratterizzata quest'ultima dalla presenza di granato e di un *pattern* strutturale indipendente (DAL PIAZ & ERNST, 1978; BALLÈVRE *et alii*, 1986). L'unità Pancherot-Cime Bianche (fig. 54) è una successione di metasedimenti ritenuti di età permo-mesozoica, scollati da un basamento continentale agli inizi della subduzione e poi inseriti nelle sequenze ofiolitiche durante la crescita pre-collisionale del prisma orogenico. L'unità è priva di fossili e carat-

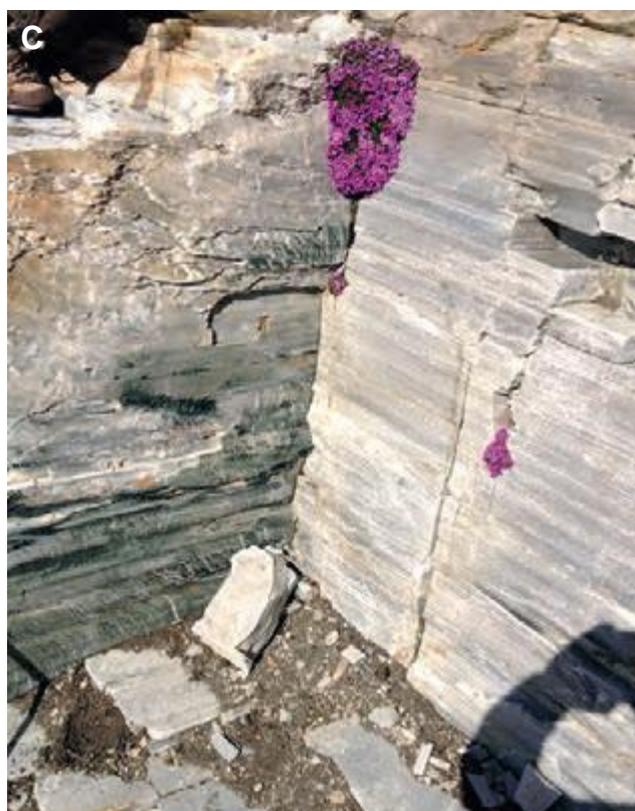
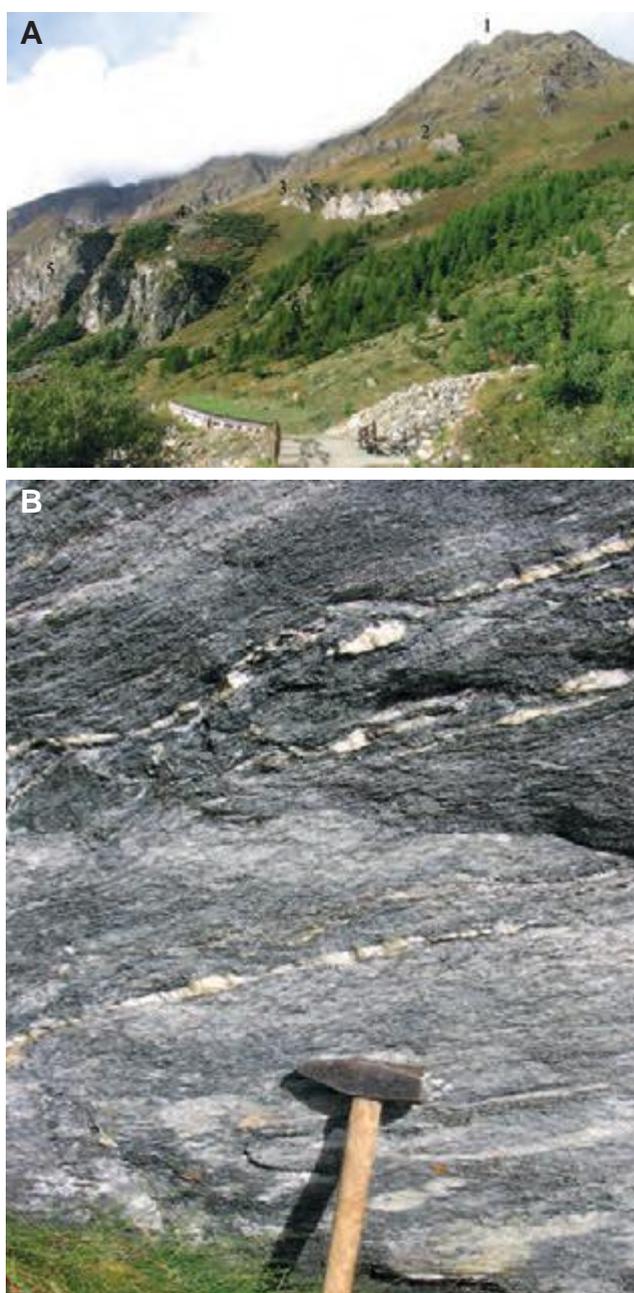


Fig. 54 - (A) Versante destro della Valtournenche visto dalla base del vallone di Vofrede. Lembo del Cervino: 1) Complesso kinzigitico (MYS) con filloniti basali, 2) orizzonte decametrico di gneiss microocchiadini, minuti e milonitici della Serie di Arolla alla base della parete, in contatto tettonico con calcescisti e prasiniti dell'unità superiore del Combin, nascosta dal prato (fig. 82A). Unità Pancherot-Cime Bianche: 3) falesia di dolomie e quarziti lastroidi, 4) scisti quarzoso-micacei ad albite. Zona del Combin inferiore (Zermatt-Saas in DAL PIAZ & ERNST, 1978): 5) parete di prevalenti prasiniti sopra Creton; 6) mineralizzazione a Fe-Cu di les Vorpilles (DAL PIAZ & OMENETTO, 1978). (B) Dettaglio degli scisti quarzoso-micacei ad albite di possibile età permiana, ca 2150 m, 300 m a NW dell'Alpe Creton. (C) Dettaglio delle quarziti lastroidi di probabile età eotriassica.

- A) The Valtournenche right slope from the base of Vofrede valley. Matterhorn nappe: 1) kinzigitic complex (MYS) with basal phyllonites, 2) decametric horizon of micro-augengneiss, fine-grained and mylonitic gneiss of Arolla Series at wall bottom, in tectonic contact with calcescists and prasinites of the upper Combin unit, hidden under the lawn (figure 82A). Pancherot-Cime Bianche unit: 3) cliff of dolomite and tabular quartzite, 4) albite-bearing quartz-micaschists. Lower Combin unit (top Zermatt-Saas in DAL PIAZ & ERNST, 1978): 5) wall of dominant prasinites over Creton; 6) Cu-Fe mineral deposit of Les Vorpilles (DAL PIAZ & OMENETTO 1978). (B) Detail of albite-bearing quartz-micaschists possibly of Permian age, ca 2150 m, 300 m to NW of Alpe Creton. (C) Detail of probably Early Triassic tabular quartzites.

terizzata da sistematiche trasposizioni interne per piegamento isoclinal e taglio duttile che rendono la ricostruzione stratigrafica molto aleatoria e poco verosimile l'esistenza di rapporti stratigrafici con i calcescisti ofiolitiferi (DAL PIAZ, 1965, ipotesi ripresa da GASCO & GATTIGLIO, 2011). Sulla base di confronti alla scala della catena (ELTER, 1971, 1972; STURANI, 1975) e dei modelli proposti per il settore italiano (DAL PIAZ & ERNST, 1978; DAL PIAZ, 1988, 1992; VANNAY & ALLEMANN, 1990) e quello svizzero (ARGAND, 1934; MARTHALER, 1984; SARTORI, 1987; ESCHER *et alii*, 1993, 1997; SARTORI & MARTHALER, 1994), l'unità Pancherot-Cime Bianche può essere ricostruita nel modo seguente, dal basso all'alto: i) scisti quarzoso-albitici grigio-argentei e metaconglomerati con ciottoli di quarzo (Permiano); ii) quarziti bianche finemente stratificate, talora con clasti di feldspato potassico e limitati livelli di metaconglomerati (Triassico inferiore); iii) dolomie massicce e cicliche, marmi di vario tipo e microbreccie (Triassico medio-superiore); iv) breccie metasedimentarie sin-rift ad elementi cm-dm appiattiti di dolomie scure (Giurassico ?); calcescisti carbonatici, spesso a patina bruna, non ofiolitiferi (Giurassico medio-superiore-Cretacico ?); la presenza di calcescisti derivati da successioni sin-rift depositate durante la formazione del margine continentale passivo è molto probabile, ma non documentata. In ogni caso, si tenga presente che si tratta di una ricostruzione ipotetica, priva di documentazione paleontologica o geometrica. L'unità mostra una certa affinità di facies con le coperture brianzoni: in particolare, nell'ambito dei depositi silicoclastici le quarziti tabulari sono riferite al Triassico inferiore (di età carnica nel Sudalpino) e gli scisti quarzoso-albitici grigio-argentei alle successioni permo-eotriassiche brianzoni (ELLENBERGER, 1966; MICHARD & VIALON, 1966).

Le unità Pancherot-Cime Bianche e Frilhorn, distinte nelle carte italiane e svizzere, potrebbero essere unificate in un unico elemento tettonostratigrafico, smembrato dalle deformazioni polifasiche alpine e corrispondente alle due branche del fascio vermicolare di ARGAND (SARTORI, 1987). L'origine di queste unità è tuttora incerta: è stata riferita al margine continentale europeo distale (Prepiemontese: ELTER 1960, 1972; DAL PIAZ, 1974; MARTHALER, 1984), al dominio Brianzono (ESCHER *et alii*, 1987; SARTORI *et alii*, 2006), al margine austroalpino (CABY *et alii*, 1978) o ai "lower Austroalpine outliers", cioè ad alloctoni estensionali abbandonati nell'oceano piemontese (DAL PIAZ, 1999, 2010; DAL PIAZ *et alii*, 2001, 2010), interpretazione seguita in queste note.

Nonostante non manchino opinioni diverse, il termine classico di Zona del Combin appare ancora la migliore soluzione per definire un sistema

multifalda che, seppure di composizione ed origine eterogenee, mostra una genesi (accrezione) ed una evoluzione tettono-metamorfica unitaria, costituendo in genere la parte superiore e probabilmente più antica del prisma ofiolitico e, in ogni caso, il substrato tettonico dei lembi austroalpini superiori, parimenti non eclogitici.

### 3.2.2. - Unità inferiori eclogitiche (Zona di Zermatt-Saas *Auct.*)

Il tratto inferiore della Zona piemontese (Zona di Zermatt-Saas *Auct.*) è dominato da unità ofiolitiche ad affinità oceanica, impronta eclogitica e retrocessione in facies scisti verdi da tenue a pervasiva. La Zona (falda) di Zermatt-Saas affiora con continuità dal Vallese (fig. 30), ove è stata definita (BEARTH, 1953, 1967, con rif. bibl.), alla conca del Breuil (figg. 55 e 1A-B) e al versante settentrionale della media Valle d'Aosta (DAL PIAZ & ERNST, 1978; DAL PIAZ, 1999), rappresentata nel

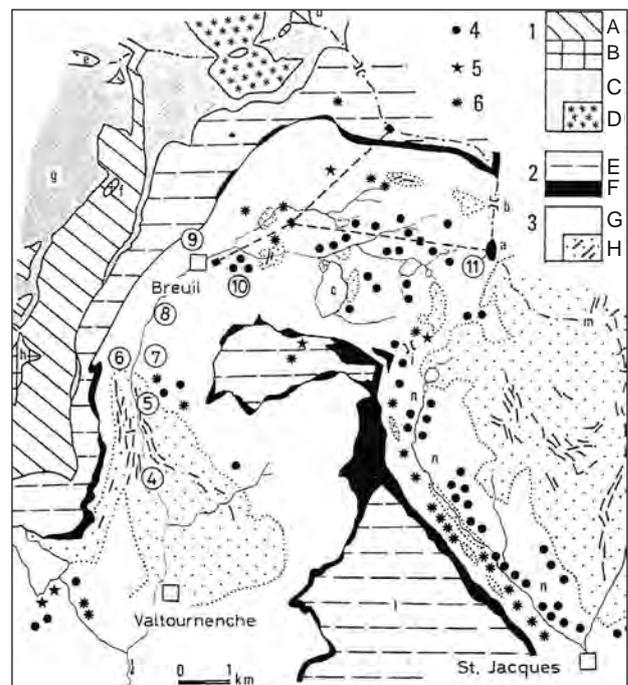


Fig. 55 - Schema tettonico e litologico della regione Breuil-St Jacques (DAL PIAZ & ERNST, 1978, modificato). 1) Falda della Dent Blanche: Serie di Valpelline (A), Zona di Roisan (B), Serie d'Arolla (C), metagabbro del Cervino (D). 2) Zona del Combin: calcescisti con pietre verdi (E), complesso di base pre-ofiolitico, poi nominato unità Pancherot-Cime Bianche (F). 3) Zona di Zermatt-Saas: metasedimenti e metabasiti (G), serpentiniti e filoni rodingitici (H). 4) Eclogiti, 5) quarziti a Mn, 6) metagabbri. Località: Plateau Rosà (a), Colle del Teodulo (b), Lago Goillet (c), Cervino (d), Dent d'Hérens (e), Bivacco Balestrieri (f), Grandes Murailles (g), Mt Blanc du Creton (h), Colle delle Cime Bianche (i), Roisetta (l), Gobba di Rollin (m), Vallone di Courtod (n). 4 → 11: stop dell'itinerario n. 7 "La Valtournenche" in DAL PIAZ (1992). - *Tectonic and lithological sketch of the Breuil-St Jacques area* (DAL PIAZ & ERNST, 1978, modified). 1) Dent Blanche nappe: Valpelline Series (A), Roisan Zone (B), Arolla Series (C), Matterhorn metagabbro (D). Combin Zone: calcscists and greenschists (E), pre-ophiolitic basal complex, later renamed Pancherot-Cime Bianche unit (F). 3) Zermatt-Saas Zone: metasediments and metabasites (G), serpentinites and rodingitic dykes (H). 4) Eclogite, 5) Mn-rich quartzite, 6) metagabbro. Localities: Plateau Rosà (a), Theodul Pass (b), Goillet lake (c), Matterhorn (d), Dent d'Hérens (e), Balestrieri Bivouac (f), Grandes Murailles (g), Mt Blanc du Creton (h), Cime Bianche hill (i), Roisetta (l), Roisetta (l), Gobba di Rollin (m), Courtod Valley (n). 4 → 11: stops of fieldtrip n. 7 "La Valtournenche" in DAL PIAZ (1992).

Foglio Matterhorn (BUCHER *et alii*, 2003, 2004) dell'Atlante Geologico della Svizzera alla scala 1:25.000 e nei Fogli Monte Cervino, Monte Rosa e Verres del progetto CARG. A sud della Dora Baltea e del *Graben* asimmetrico associato alla linea tettonica Aosta-Ranzola (figg. 37, 38, 52), successioni identiche a quelle della Zona di Zermatt-Saas s.s. formano il Massiccio ultrabásico del M. Avic (BATTISTON *et alii*, 1987; TARTAROTTI *et alii*, 1998; FONTANA *et alii*, 2008) e le unità ofiolitiche circostanti, a letto del M. Emilius e in alternanza tettonica con gli altri lembi austroalpini eclogitici del Foglio Chatillon, più volte ricordati (DAL PIAZ & NERVO, 1971; DAL PIAZ *et alii*, 1979c, 2001; CASTELLI, 1985; DE GIUSTI *et alii*, 2004; BELTRANDO *et alii*, 2007; ANGIBOUST & AGARD, 2010).

Nel settore valdostano a nord della Dora l'unità di Zermatt-Saas mostra in prevalenza e con piccole variazioni locali la seguente successione litologica e strutturale, da letto a tetto (DAL PIAZ, 1965, 1988; 1992, 1999, 2004; DAL PIAZ & ERNST, 1978; SALIOT *et alii*, 1980; BUCHER *et alii*, 2004): i) unità di Verra: sottili scaglie basali di metabasalti e metagabbri (circo di Verra, Val d'AYas), in contatto milonitico con il basamento cristallino del Monte Rosa (DAL PIAZ, 2004; ii) unità del Breithorn-Gobba di Rollin-Monte Rosso di Verra, gigantesco corpo di serpentiniti derivato da peridotiti di mantello, ricco in magnetite e in aggregati di Ti-clinohumite, olivina e diopside (associazione eclogitica), farcito da centinaia di filoni e *boudins* di metagabbri rodingitici e minori rodingiti a grana fine (DAL PIAZ, 1967, 1969b, 2004; DAL PIAZ *et alii*, 1980; LI *et alii*, 2002, 2004, 2008; ZANONI *et alii*, 2011), con splendidi minerali di litoclase (CARPANESE, 1932, 1933a-b) di cui purtroppo è stato fatto scempio; le serpentiniti si assottigliano rapidamente verso est, sino a ridursi a discontinue scaglie milonitiche (Valle del Lys), rimpiazzate lateralmente da metabasiti; iii) successioni di crosta oceanica, costituite da metagabbri e/o metavulcaniti basaltico-spilitiche (eclogiti, glaucofaniti granatifere, anfiboliti albitico-epidotiche), seguite da discontinui e sottili affioramenti di quarziti impure, talora ricche in silicati e ossidi di manganese (DAL PIAZ *et alii*, 1979a; BEARTH & SCHWANDER, 1981), di accertata età giurassica (lago di Cignana, RUBATTO *et alii*, 1998), marmi arenacei e metasedimenti orogenici (micascisti granatiferi ad ankerite  $\pm$  cloritoidi, glaucofane, giadeite; DAL PIAZ & ERNST, 1978; DAL PIAZ *et alii*, 1979b). Alcuni di questi litotipi sono indicati in figura 55. La potente successione di metabasalti oceanici a tetto delle serpentiniti del Breithorn-Rocca di Verra contiene, poco sopra il contatto tettonico basale, una caratteristica unità di metasedimenti ricca di frammenti cm-dm di eclogiti ed anfiboliti-albitiche, di origine basaltica, in genere ben arrotondati, e qual-

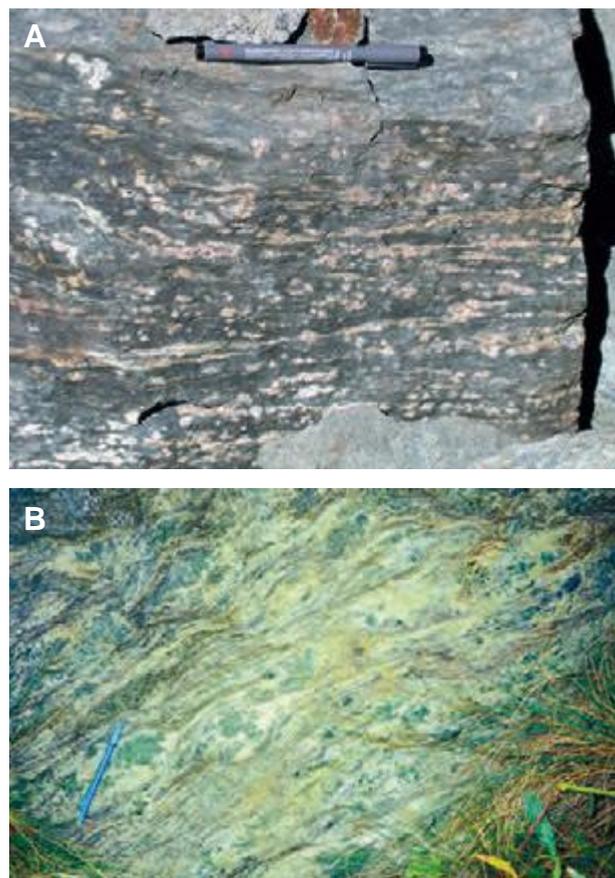


Fig. 56 - Metabasiti della Zona di Zermatt-Saas, crosta oceanica piemontese. (A) Glaucofanite granatifera con aggregati a losanga di mica bianca-epidoto pseudomorfi su originaria lawsonite, dosso di q. 2713 a NNE di Plan Maison; la roccia deriva da un basalto tholeiitico con alterazione idrotermale di ambiente oceanico. (B) Mg-metagabbro a onfacite-zoisite, versante destro della Valtournenche, tra Liortere e Pramoron.

- Metabasites of the Zermatt-Saas Zone, Piemonte oceanic crust. (A) Garnet-glaucophanite with losange pseudomorphs after lawsonite, mound of 2713 m to NNE of Plan Maison; this rock is derived from a tholeiitic basalt with oceanic hydrothermal alteration. (B) Na-pyroxene and zoisite-bearing Mg-metagabbro, right flank of Valtournenche between Liortere and Pramoron.

che *boudins* maggiore). I ciottoli, generalmente in rilievo, sono sparsi (in media 10-30 individui per m<sup>2</sup>) in una matrice formata da micascisti fengitico-carbonatici di colore grigio chiaro, spesso con *pois* di ankerite ocrea, ricchi in granato rossastro  $\pm$  zoisite, epidoto e cloritoidi magnesiaci in caratteristici cristalli neri di dimensioni anche centimetriche. La formazione contiene subordinati livelli di quarziti micacee, calcescisti e marmi impuri. Cartografata (Foglio Zermatt) e descritta nelle zone del Rifelberg e del Garten (BEARTH, 1953, 1963, 1967), da cui ha tratto il nome, l'unità litostratigrafica mostra i migliori affioramenti e notevole continuità longitudinale in alta Valle d'AYas, ove si estende per circa 7 km dal Colle superiore delle Cime Bianche al Palon di Resy (figura 57, Foglio Monte Rosa), poco sopra il contatto tettonico tra i metabasalti e le sottostanti serpentiniti della Gobba di Rollin-Monte Rosso di Verra-Bettolina (DAL PIAZ, 1965, 2004). Altri affioramenti si os-

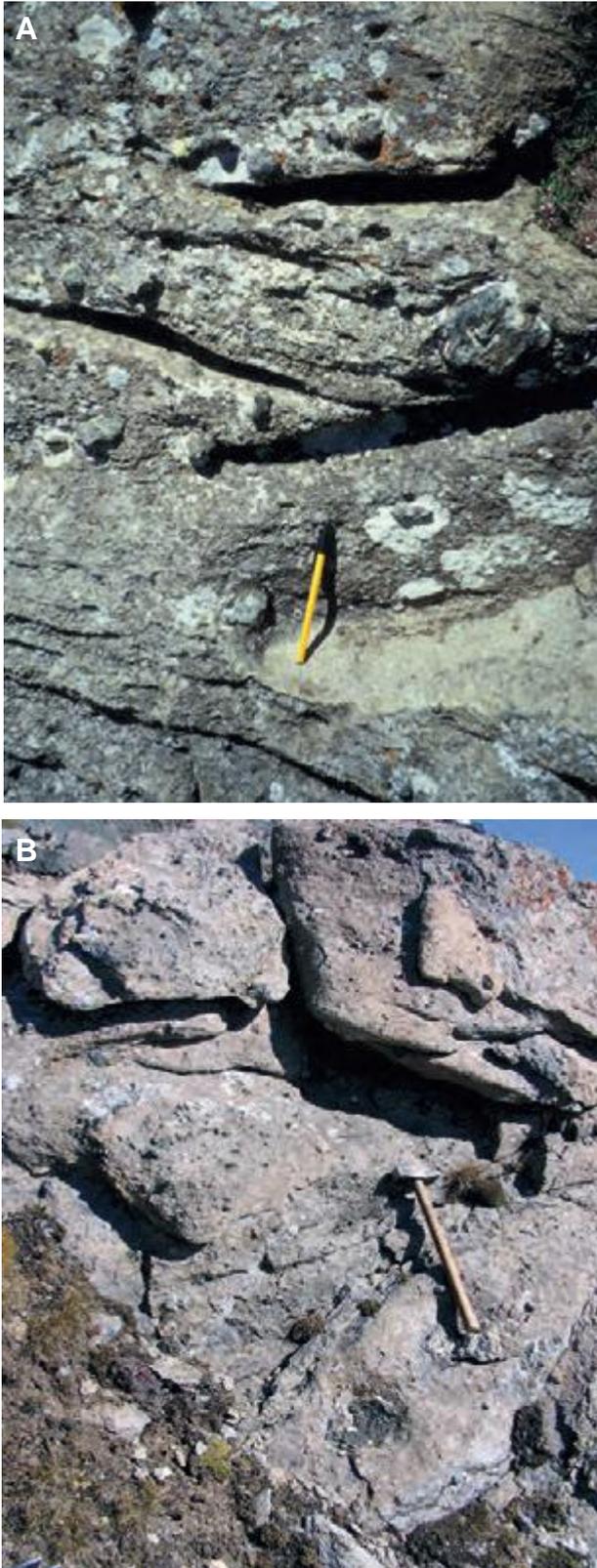


Fig. 57 - Unità litostrografica del Rifelberg-Garten, coperture sopraofiolitiche della Zona di Zermatt-Saas: (A-B) ciottoli centimetrici di metabasalti eclogitici a grana fine, più o meno retrocessi, in rilievo entro scisti quarzoso-micacei a carbonato. Colle e alto Vallone delle Cime Bianche, Foglio Monte Rosa, DAL PIAZ (2004).

- Rifelberg-Garten lithostratigraphic unit, supra-ophiolitic cover of the Zermatt-Saas Zone: (A-B) prominent cobbles of fine-grained and more or less retrogressed eclogitic metabasalts, within carbonate-quartz-white micas-bearing schists. Hill and high Cime Bianche valley, Monte Rosa map, DAL PIAZ (2004).

servano nell'alta conca del Breuil, in vari dossi montonati tra Plan Maison, il Colle del Teodulo e il lago delle Cime Bianche, sia in facies a piccoli inclusi arrotondati, sia nella varietà con lenti e *boudins* maggiori di eclogiti glaucofaniche integre o retrocesse. Questa successione di metasedimenti con ciottoli di metabasalti di probabile ambiente oceanico è interpretata non come prodotto di attività piroclastica, ma come effetto di “*submarine Vermischung*” (BEARTH, 1963), frane sottomarine e *melange* sedimentario rielaborati dall'orogenesi alpina (DAL PIAZ, 1965, 2004; DAL PIAZ *et alii*, 1979b). Litotipi analoghi ricompaiono nella zona di Challant e sul versante destro della Dora, a sud di Verres.

L'unità di Zermatt-Saas affiora nel settore orientale del Foglio Monte Cervino, dalla conca del Breuil al limite con il Foglio Monte Rosa, ove costituisce una semifinestra tettonica al di sotto della Zona del Combin esposta nel versante destro del circo, ai piedi del Cervino e delle Grandes Murailles, e sul lato opposto, lungo la cresta Gran Sometta-Motta di Pletè (CORNELIUS, 1935; DAL PIAZ & ERNST, 1978; DAL PIAZ, 1988; VANNAY & ALLEMANN, 1990; BUCHER *et alii*, 2003; ANGIBOUST & AGARD, 2010.). Verso valle, l'unità continua lungo l'asse della Valtournenche, di cui forma la parte più profonda e ripida, modellata dall'azione glaciale, sino ai circhi laterali sospesi, impostati nelle successioni più “dolci” della Zona del Combin (KIENAST, 1973; DAL PIAZ 1976, 1992; DAL PIAZ *et alii*, 1980). Scendendo verso Antey-St-André, al margine meridionale del foglio, superata la grande frana alla base della parete delle Murailles e la deformazione gravitativa della Motta di Pletè, a partire dalla centrale idroelettrica di Perrière la Zona piemontese si riduce di spessore alla base dell'Austroalpino. In particolare, l'unità di Zermatt-Saas è costituita in prevalenza da un grande corpo di serpentiniti, probabilmente connesse in profondità con quelle del lago Goillet e del Breithorn; le ultramafiti sono zeppe di gabbri rodingitici in bella esposizione lungo i tornanti della strada regionale e sul versante opposto (DAL PIAZ, 1967, 1992; DAL PIAZ *et alii*, 1980), riportati in carta solo in piccola parte e in modo schematico. A tetto delle serpentiniti si osservano, sopra l'alpeggio di Promindo (IGM), alternanze di metabasalti (eclogiti e glaucofaniti retrocesse) e calcescisti (GLOM, 1977; DAL PIAZ *et alii*, 1980), mentre sul versante destro della valle affiorano le successioni di prasiniti, calcescisti e quarziti mineralizzate di Vorpilles-Creton (figg. 54A), attribuite dubitativamente alla Zona del Combin inferiore. Il corpo di serpentiniti prosegue da Valtournenche a Perteille e Chesau. Seguono anfiboliti albitico-epidotiche a relitti eclogitici, derivate da protoliti tholeiitici e, oltre Fiernaz, estesi affioramenti di Mg-gabbri e Fe-gabbri eclogitici,

contenenti boudins di glaucofaniti granatifere e con associazioni mineralogiche di HP a luoghi perfettamente preservate.

### 3.2.3. - *Geochimica, attività idrotermale e mineralizzazioni*

Le pietre verdi della Zona piemontese in Valle d'Aosta e in Vallese sono state oggetto di dettagliate indagini geochimiche, con particolare riguardo alle metabasiti in facies eclogitica e scisti verdi. Nell'ambito del Foglio Monte Cervino e delle zone circostanti, sono disponibili in letteratura analisi roccia totale (elementi maggiori, minori, tracce) di 47 campioni rappresentativi della Zona di Zermatt-Saas (23) e di quella del Combin (24), raccolti nella conca di Cervinia, in Val d'AYas e in Valle di Gressoney (DAL PIAZ & ERNST, 1978; DAL PIAZ *et alii*, 1981; BECCALUVA *et alii*, 1984), in particolare: i) Zermatt-Saas: 13 metabasalti (eclogiti, eclogiti glaucofaniche, anfiboliti albitico-epidotiche a relitti eclogitici), 7 Mg-metagabbri e 3 Fe-Ti-metagabbri in facies eclogitica; ii) Combin: 21 metabasalti in facies scisti verdi (prasiniti) e 3 metagabbri. Verso nord, litotipi analoghi sono stati analizzati nella regione di Zermatt e nell'unità di Antrona (BEARTH & STERN, 1971, 1979; PFEIFER *et alii*, 1989; BARNICOAT & BOWTELL, 1995). In Valle d'Aosta, nel prolungamento della Zona di Zermatt-Saas a sud della faglia Aosta-Ranzola (Foglio Chatillon), sono stati analizzati 2 metagabbri eclogitici, 1 eclogite glaucofanica e 1 glaucofanite del vallone di Savoney, a letto del lembo del Glacier-Rafray (DAL PIAZ & NERVO, 1971), analisi ignorate nel lavoro di ANGIBOUST & AGARD (2010) dedicato agli stessi litotipi. Altre analisi riguardano i metagabbri eclogitici della Val Soana (BOCCHIO *et alii*, 2000) e alcune metavulcaniti (glaucofaniti granatifere e cloritoscisti granatiferi a glaucofane e cloritoide) della miniera di Servette, situate in Valle di St Marcel a tetto delle serpentiniti del M. Avic, a letto delle quarziti a Mn di Praborna e alla base del lembo del M. Emilius (DAL PIAZ *et alii*, 1981). Le analisi documentano la natura oceanica delle metabasiti, derivate da tholeiiti normal-MORB e transizionali di *low spreading* (DAL PIAZ *et alii*, 1981; BECCALUVA *et alii*, 1984; PFEIFER *et alii*, 1989; BOCCHIO *et alii*, 2000; GROppo *et alii*, 2009). Il contenuto in H<sub>2</sub>O, talora molto elevato, conferma l'esistenza, accanto a tipi normali, di protoliti spilittici e con pervasiva alterazione idrotermale (BARNICOAT & BOWTELL, 1995; TARTAROTTI, 1988; ANGIBOUST & AGARD, 2010), confermata dalla presenza non solo di eclogiti classiche (granato-omfacite-rutilo), ma anche di prevalenti varietà con percentuali variabili, talora molto elevate, di fasi idrate (glaucofane, mica bianca, talco, clorite, ex lawsonite; figura 56A).

L'attività idrotermale di fondo oceanico è documentata anche dalle note mineralizzazioni a Cu-Fe e a Mn presenti in entrambe le unità ofiolitiche piemontesi, in facies eclogitica e scisti blu: i) le prime entro le metavulcaniti, al limite con i metasedimenti soprastanti, in genere ricchi in quarzo, e talora in questi ultimi (PIEPOLI, 1933, 1934; HUTTENLOCHER, 1934; DEBENEDETTI, 1965; GAMALERO, 1969; BURTET-FABRIS *et alii*, 1971; DAL PIAZ & OMENETTO, 1978; CASTELLO, 1980; CASTELLO *et alii*, 1980; CASTELLO, 1981; TUMIATI *et alii*, 2005), ii) le seconde in quarziti e scisti quarzosi situati alla base delle coperture sedimentarie (DAL PIAZ, 1969a; DAL PIAZ *et alii*, 1979a; MARTIN-VERNIZZI, 1982; BALDELLI *et alii*, 1983; MOTTANA, 1986; MARTIN & KIENAST, 1987; TARTAROTTI, 1988; TARTAROTTI & CAUCIA, 1993; BURRI *et alii*, 1998; TUMIATI, 2005; MARTIN *et alii*, 2008; TUMIATI *et alii*, 2010). L'attività idrotermale in ambiente oceanico è testimoniata infine dalla costante presenza di serpentiniti al posto dei loro protoliti peridotitici di mantello, dalle migliaia di filoni di gabbri rodingitici (fig. 55) e dalle zone di reazione tra peridotiti serpentinite e rocce incassanti presenti in entrambe le unità piemontesi in discussione (v. rif. precedenti). Date le dimensioni dei corpi serpentinitici e la stabilità dell'antigorite sino a notevole profondità (ULMER & TROMMSDORFF, 1995) sono questi i veicoli principali per l'introduzione di fluidi nella zona di subduzione e nel mantello (POLI & SCHMIDT, 1995; SCHMIDT & POLI, 1998; SCAMBELLURI *et alii*, 1995; LIU *et alii*, 2000; LI *et alii*, 2004b; REBAY *et alii*, 2012), a cui si aggiunge il contributo di glaucofaniti a lawsonite (ANGIBOUST & AGARD, 2010). Il processo rodingitico è legato a fenomeni di alterazione idrotermale e di scambio metasomatico tra le peridotiti in fase di serpentinite e i filoni di gabbro e subordinato basalto: inizia certamente in ambiente oceanico (e.g., HONNOREZ & KIRST, 1975), ma può svilupparsi ulteriormente e completarsi in ambiente orogenico ad elevata attività dei fluidi (e.g., SCAMBELLURI *et alii*, 1998, 2004; SCAMBELLURI & PHILLIPOT, 2001), con la ripresa del processo di serpentinite e con la ricristallizzazione polifasica delle associazioni mineralogiche (DAL PIAZ, 1969b; LI *et alii*, 2004b; FERRANDO *et alii*, 2010; ZANONI *et alii*, 2011, 2012). Analoghe trasformazioni metasomatiche e analoghe associazioni mineralogiche (idrogranato, diopside, vesuviana, epidoto, clorite) si rinvennero anche nelle rocce incassanti dei corpi ultramafici nei rari casi in cui la zona di contatto non sia stata modificata in modo sensibile da eventi tettonici: si osservano in calcescisti *s.l.*, metabasiti e, nel caso del massiccio di Lanzo, anche a spese dei micascisti eclogitici della Zona Sesia-Lanzo (DAL PIAZ, 1969b; CASTELLI *et alii*, 1995; BUCHER *et alii*, 2004; DAL PIAZ *et alii*, 2010).

### 3.2.4. - *Metamorfismo*

Agli inizi degli anni '70 del secolo scorso le prime stime petrologiche hanno consentito di assegnare al metamorfismo eclogitico il ruolo di *marker* di un margine convergente attivo e di una zona di subduzione fossile (DAL PIAZ, 1971b, 1974; ERNST, 1971, 1973; DAL PIAZ *et alii*, 1972; BOCQUET, 1974; FREY *et alii*, 1974; COMPAGNONI *et alii*, 1977a), attribuendo ad un regime di alta-P e bassa-T la genesi delle associazioni eclogitiche da tempo note nella crosta continentale e nelle unità ofiolitiche delle Alpi Occidentali (e.g., FRANCHI, 1895, 1897, 1902; FRANCHI *et alii*, 1908; GODARD, 2001), ma riferite, prima dello sviluppo della petrologia sperimentale, a gradienti termici normali (e.g., NIGGLI, 1960; NIGGLI & NIGGLI, 1965). In seguito, le ricerche sul metamorfismo di subduzione nelle Alpi occidentali hanno avuto grande sviluppo (BENCIOLINI *et alii*, 1987, 1988; SPALLA *et alii*, 1996; REINECKE, 1998; DESMONS *et alii*, 1999b; FREY *et alii*, 1999; COMPAGNONI, 2003; LAPEN *et alii*, 2003; OBERHÄNSLI *et alii*, 2004; BOUSQUET *et alii*, 2004, 2008; GOFFÉ *et alii*, 2004; REBAY & MESSIGA, 2007; GROppo *et alii*, 2009; MÜLLER & COMPAGNONI, 2009): le stime dei valori di P-T e la geometria delle traiettorie cinematiche che descrivono la subduzione e l'esumazione delle unità coinvolte sono state incrementate e raffinate, senza tuttavia variazioni radicali del metamorfismo di subduzione e del suo peculiare gradiente termico (BELTRANDO *et alii*, 2010a, con rif. bibl.). Il notevole aumento del valore assegnato al picco di pressione e delle corrispondenti profondità massime raggiunte dalle unità subdotte prima del loro ritorno verso la superficie (*turnpoint*) è legato ai progressi della petrologia sperimentale, all'evoluzione dei termo-barometri, alla loro calibrazione e al rinvenimento di coesite in unità continentali (Brossasco-Isasca, Dora-Maira: CHOPIN, 1984) e oceaniche (lago di Cignana, Zermatt-Saas: REINECKE, 1991) delle Alpi Occidentali. Lo stato dell'arte è documentato da ricche banche dati di stime petrologiche, traiettorie cinematiche e datazioni isotopiche (e.g., SPALLA *et alii*, 1996; DESMONS *et alii*, 1999; OBERHÄNSLI *et alii*, 2004; BELTRANDO *et alii*, 2010a, con rif. bibl.). La descrizione del metamorfismo polifasico alpino e del metamorfismo prealpino nelle unità continentali e oceaniche del foglio, in parte già esposta e sintetizzata nello schema a margine del foglio, è ripresa e completata nei prossimi capitoli.

### 3.3. - RICOPRIMENTO DEL GRAN SAN BERNARDO

La configurazione del Sistema medio-pennidico del Gran San Bernardo ha subito una radicale revisione a partire dal dopoguerra, passando dall'ul-

trapiega coricata di ARGAND (ricoprimento IV, fig. 21-22) a una pila di unità tettoniche di basamento policiclico, tegumento silicoclastico monociclico e copertura carbonatica (ELTER, 1960; BEARTH, 1963; CABY *et alii*, 1978; ESCHER, 1988; GOUFFON, 1993; STECK *et alii*, 1999, 2001; BERTRAND *et alii*, 2000a-b; MALUSÀ *et alii*, 2005a; SARTORI *et alii*, 2006) (figg. 36A, 52). Affiora lungo l'intero arco delle Alpi Occidentali, dal Sempione al Golfo di Genova, attraverso le Alpi Pennine, Graie, Cozie e Marittime (FRANCHI *et alii*, 1908; ARGAND, 1911a-b, 1916; HERMANN, 1938; STURANI, 1975; BIGI *et alii*, 1990; VANOSI, 1991).

Il Sistema tettonico del Gran San Bernardo è riferito al settore centrale del margine continentale passivo europeo (dominio brianzonese) ove, nel Giurassico, formava una vasta piattaforma affiancata all'esterno dal bacino ensialico subbrianzonese, al limite con il dominio elvetico e, all'interno, dalla zona brianzonese interna (prepiemontese *Auct.*), settore distale del margine continentale passivo europeo, origine delle falde pennidiche superiori del Monte Rosa-Gran Paradiso e transizione all'oceano piemontese (ELLENBERGER, 1958; ELTER, 1960, 1972; DAL PIAZ, 1974; TRÜMPY *et alii*, 1980; LAUBSCHER & BERNOULLI, 1982; ESCHER *et alii*, 1987, 1997; STECK *et alii*, 2001). In alternativa, il blocco continentale brianzonese è ritenuto provenire da una penisola orientale della placca iberica che, con l'apertura nel Cretacico del bacino vallesano, di natura discussa (e.g., SCHÄRER *et alii*, 2000; BELTRANDO *et alii*, 2007b; MASSON *et alii*, 2008), si sarebbe inserita come *terrain exotique* tra la placca europea e quella adriatica (STAMPFLI, 1993).

In ogni caso, durante la convergenza alpina la litosfera continentale brianzonese fa parte della placca inferiore, è subdotta assieme alla litosfera oceanica piemontese sotto il margine attivo adriatico (austro-sudalpino) ed è privata di una parte delle successioni di copertura, scollate e trasferite nelle falde superficiali delle Prealpi Romande e del Chiablese (TRÜMPY *et alii*, 1980; BIGI *et alii*, 1990; BILL *et alii*, 1997; STECK *et alii*, 2001; SARTORI *et alii*, 2006). Il ricoprimento del Gran San Bernardo è un sistema multifalda esumato e accreto alla fronte del prisma collisionale, forma il substrato tettonico delle unità ofiolitiche superiori della Zona del Combin, non eclogitiche, e a sua volta ricopre le unità pennidiche inferiori-esterne della Zona vallesana e Sion-Courmayeur (CITA, 1953; ELTER, 1960; ELTER & ELTER, 1965; ANTOINE, 1971; TRÜMPY *et alii*, 1980; BURRI, 1983a-b; BIGI *et alii*, 1990; STECK *et alii*, 1999, 2001). L'evoluzione alpina è attestata da deformazioni polifasiche e da una impronta metamorfica in facies scisti blu e/o scisti verdi, in genere molto pervasiva (BOCQUET, 1974; BOCQUET *et alii*, 1974; FREY *et alii*, 1974; NIGGLI *et*

*alii*, 1978; MESSIGA *et alii*, 1981; DESMONS *et alii*, 1999a-b; OBERHÄNSLI *et alii*, 2004).

In Vallese e in Valle d'Aosta il Sistema del Gran San Bernardo è formato da un basamento cristallino policiclico, costituito da paragneiss e micascisti a biotite-granato-staurolite  $\pm$  cianite, con intercalazioni di rocce basiche (anfiboliti ed eclogiti antiche) e gneiss granitoidi, preservati localmente (Siviez-Mischabel e Ruitor: STELLA, 1902; BEARTH, 1963, 1978-80; CABY, 1968; CABY & KIENAST, 1989; THÉLIN *et alii*, 1990, 1993; GIORGIS *et alii*, 1999), da un tegumento di scisti silicoclastici di età in parte discussa e dalle classiche successioni in facies brianzonese di età meso-cenozoica, in prevalenza carbonatiche (ELLENBERGER, 1953a-b; BURRI, 1983a-b; SARTORI, 1987; ESCHER, 1988; GOUFFON, 1991, 1993; SARTORI *et alii*, 2006). Sembrano invece assenti i marmi antichi diffusi nella Serie di Valpelline e nel Monte Rosa. Il basamento cristallino in facies anfibolitica è stato riferito a eventi tettono-metamorfici e magmatici prenamuriani, in genere al ciclo ercinico, mentre vi era discussione sull'età dei protoliti in alcune unità del tegumento (scisti, gneiss albitici e rocce basiche con metamorfismo in facies scisti blu-scisti verdi), riferiti al basamento policiclico nell'ipotesi che l'impronta alpina avesse cancellato ogni relitto della storia antica (DESMONS, 1992; DESMONS & MERCIER, 1993), oppure a successioni monocicliche di età carbonifera e/o permiana (ELLENBERGER, 1958; GOUFFON, 1993; CORTESOGNO *et alii*, 1998), unitamente a numerosi corpi di rocce intrusive, subvulcaniche ed effusive (BIGI *et alii*, 1990; BONIN *et alii*, 1993).

Da tetto a letto e dall'interno all'esterno il sistema del Gran San Bernardo comprende le unità tettonometamorfiche (falde) seguenti, definite in Vallese e nel versante sinistro della Valle d'Aosta (GOUFFON, 1993; BUSSY *et alii*, 1996a, ESCHER *et alii*, 1997; STECK *et alii*, 2001; SARTORI *et alii*, 2006): i) falda del Mont Fort, con le unità Mont Fallère e Métailler, permo-carbonifere o più antiche, descritte in seguito; ii) falda Siviez-Mischabel, grande piega coricata vergente a nord-ovest (ESCHER, 1988), con nucleo di basamento polimetamorfico in facies anfibolitica (parascisti, metagabbri, anfiboliti), gneiss granitici e successioni monometamorfiche permo-carbonifere (arcose e grovacche), a loro volta intruse dal granito permiano di Randa ( $269 \pm 2$  Ma, BUSSY *et alii*, 1996b); la successione stratigrafica è completata da scisti quarzosi, conglomerati e quarziti di presunta età permo-eotriassica e dalla classica serie brianzonese del Barrhorn, a nord-ovest di Zermatt (ELLENBERGER, 1953b; BEARTH, 1978-80; SARTORI, 1987). Questa serie è costituita da dolomie, marmi, breccie intraformazionali triassiche, marmi scuri e scisti grafitici del Giurassico inf.-medio, marmi zonati chiari (Malm?),

marmi fillitici giallastri e flysch nero (Cretacico-Eocene medio?); solo al Barrhorn la serie è completa, altrove è molto ridotta o assente; iii) falda di Pontis (Vallese): paragneiss e micascisti polimetamorfici analoghi ai precedenti, con corpi di gneiss granitici e rocce basiche, estesi alla Valle d'Aosta (zona del Ruitor), con discontinue coperture silicoclastiche e metaconglomerati permocarboniferi, quarziti, gessi, carnirole, marmi e dolomie triassiche; iv) Zona carbonifera (*Zone bouillère*), elemento esterno del Gran San Bernardo, esteso con continuità dalla Svizzera alle Alpi Marittime (FRANCHI *et alii*, 1908; BIGI *et alii*, 1990), costituito da scisti con livelli di carbone, arenarie e conglomerati, suddiviso in due unità maggiori separate da discontinui terreni mesozoici (FABRE, 1961; CABY, 1974; BURRI, 1983a-b; STECK *et alii*, 1999, 2001).

Il quadro tettonostratigrafico descritto nel versante destro della Valle d'Aosta e in Vanoise (ELLENBERGER, 1958; AMSTUTZ, 1962; CABY, 1968; GOVI, 1975; CABY *et alii*, 1978; DESMONS, 1992; SCHIAVO, 1997; DESMONS *et alii*, 1999a-b; BOUSQUET *et alii*, 2004; MALUSÀ *et alii*, 2005a; Foglio Aosta, in stampa) sembra in parte differente. Dall'interno all'esterno sono distinte le unità seguenti, con dominante retrovergenza verso le zone interne della catena: i) unità del Gran Nomenon: grande corpo di gneiss tonalitici e subordinati parascisti, scisti grafitici e gneiss albitici (DAL PIAZ, 1928; CIGOLINI, 1992); ii) unità di Leverogne, corrispondente alla Zona di Arvier di DAL PIAZ & GOVI (1966) e GOVI (1975): micascisti e scisti albitici a due miche, clorite e granato  $\pm$  cloritoide, glaucofane, con intercalazioni di anfiboliti albitico-epidotiche e di granofiri metamorfici; iii) zona del Ruitor: basamento polimetamorfico analogo a quello Siviez-Mischabel, con paragenesi prealpine localmente ben preservate nel settore esterno e con dominante sovraimpronta alpina in facies scisti blu e/o scisti verdi in quello interno (DAL PIAZ & GOVI, 1966; CABY, 1968, 1996; BOCQUET, 1974; SCHIAVO, 1997; GUILLOT *et alii*, 2002, 2012; MALUSÀ *et alii*, 2005a); iv) *Zone Houillère* o "permocarbonifera assiale" (FRANCHI & STELLA, 1903; ARGAND, 1911; ELTER, 1960; MALUSÀ *et alii*, 2005a; Foglio Aosta, in stampa), suddivisa anche qui in due scaglie sovrapposte: quella superiore, costituita da scisti neri, con rari orizzonti di antracite, arenarie e flora dello Stefaniano inf. (PEOLA, in FRANCHI & STELLA, 1903), coperte da arcose e da sequenze di conglomerati, arenarie e quarziti permo-eotriassiche, seguite da gessi, carnirole, marmi e dolomie del Triassico medio-sup.; quella inferiore, costituita da scisti e arenarie con livelli di conglomerati, antracite e rare vulcaniti basiche permo-carbonifere, coperte localmente da quarziti, marmi e dolomie triassiche, il tutto con sovraimpronta metamorfica alpina in facies scisti verdi.

Età radiometriche cambro-ordoviciane ottenute su zirconi di corpi eruttivi apparentemente monociclici (GUILLOT *et alii*, 1991, 2002, 2012; BUSSY *et alii*, 1996a-b; BERTRAND & LETERRIER, 1997; BERTRAND *et alii*, 2000a-b) riferiti in precedenza al tegumento carbonifero sup. e/o permiano hanno avviato una profonda rivoluzione nella “colonna stratigrafica” dei terreni pretriassici del Gran San Bernardo, con particolare riguardo alle unità interne (MALUSA *et alii*, 2005a; SARTORI *et alii*, 2006, con rif. bibl.), sollevando problemi tuttora aperti sulla affidabilità di certe estrapolazioni cronologiche, sulla presenza di unità con metamorfismo varisico di basso o bassissimo grado (*e.g.*, Mont Fort, Leverogne) accanto a quelle con classica impronta in facies anfibolitica (*e.g.*, Ruitor, Mont Mort), e sulla conseguente loro restaurazione paleogeografica.

In Vallese il basamento cristallino è intruso dal granito di Tyon ( $500 \pm 4$  Ma, BUSSY *et alii*, 1996a), da corpi gabbrici ( $504 \pm 2$ , BUSSY in SARTORI *et alii*, 2006) e da graniti porfirici (450 Ma; THÉLIN, 2001), in Valle d’Aosta dai granofiri cambriani della Valle di Rhêmes ( $511 \pm 9$  Ma; BERTRAND *et alii*, 2000a-b) e dal granito leucocratico di Vedun (460 Ma, supposti nel Foglio Aosta, per confronto con BERTRAND *et alii*, 2000b) e in Vanoise dai granofiri del Mont Pourri ( $507 \pm 9$  Ma; GUILLOT *et alii*, 1991; BERTRAND & LETERRIER, 1997). Anche la tonalite del Gran Nomenon (monometamorfica alpina) risulta invecchiata a seguito di una inaspettata età dello zircone al limite Devoniano-Carbonifero (363-356 Ma; BERTRAND *et alii*, 2000b; 360 Ma; GUILLOT *et alii*, 2012). Di contro, i paragneiss a granato-stauroilite-cianite del Mont Mort (zona del Ruitor),

senza dubbio il complesso più antico (pregranitico) del Gran San Bernardo, hanno fornito età U-Pb della monazite di 330 Ma ed età  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  della muscovite di 310-290 Ma (GIORGIS *et alii*, 1999; THÉLIN, 2001), confermando la classica età varisica del metamorfismo regionale prealpino in facies anfibolitica.

Nel foglio Monte Cervino il sistema del Gran San Bernardo è rappresentato solo dal suo elemento tettonico sommitale e interno, la falda del Mont Fort (fig. 52), esposta nella “cupola di Bous-sine”, piccola finestra tettonica aperta entro le successioni ofiolitiche piemontesi in alta Val de Bagnes (ARGAND, 1911, fig. 20; BURRI *et alii*, 1998, fig. 58). La falda del Mont Fort, istituita da ESCHER (1985, 1988) a spese della parte superiore della *Zone Siviez-Mischabel* di BEARTH (1963), è stata poi aggiornata nel suo assetto litostratigrafico e strutturale da ALLIMANN (1987), GOUFFON (1991, 1993), SARTORI & MARTHALER (1994), ESCHER *et alii*, (1997), BURRI *et alii*, (1998), STECK *et alii*, (1999, 2001), SARTORI *et alii*, (2006) e riferita al dominio Brianzonese interno. Come indicato nell’inquadramento tettonico a margine (fig. 52), la falda del Mont Fort affiora dalla Val d’Hérens alla Val de Bagnes, attraversa la media Valle d’Aosta e si estende verso sud sino al bordo settentrionale della Vanoise (GOUFFON, 1993). Dal punto di vista strutturale poggia, in contatto tettonico, sulle unità (falde) Siviez-Mischabel e Ruitor ed è sovrascorsa e retroscorsa al margine interno da unità mesozoiche della Zona del Combin (Tsaté).

La falda del Mont Fort è costituita da successioni silicoclastiche permo-triassiche affioranti a

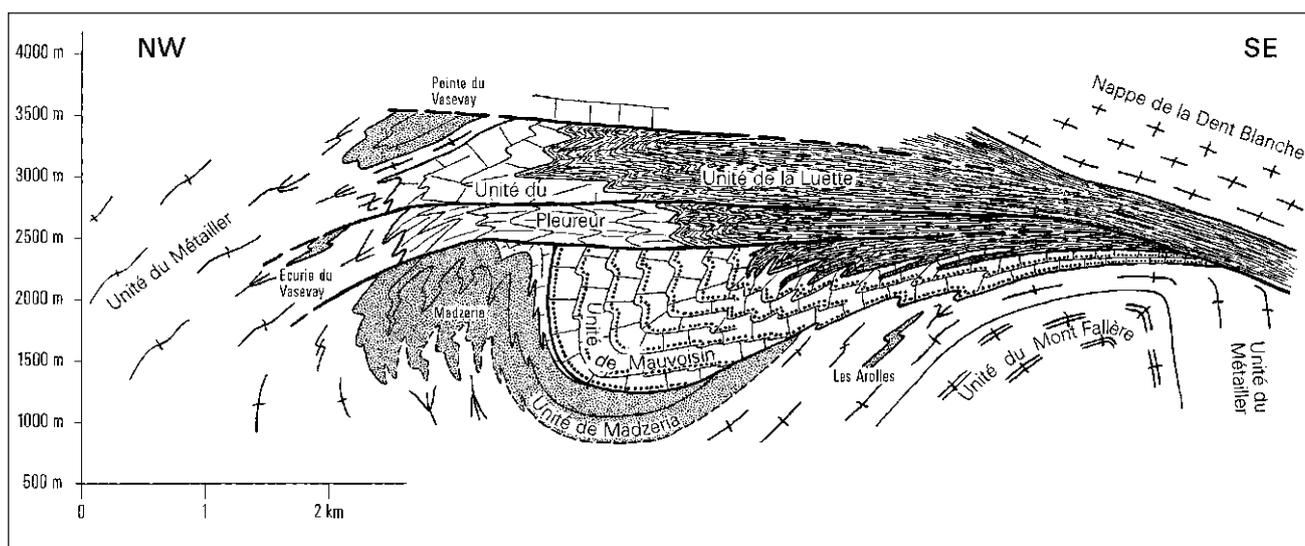


Fig. 58 - Schema strutturale sintetico della pila delle falde affioranti in alta Val de Bagnes al di sotto e all'esterno della falda della Dent Blanche (BURRI *et alii*, 1998, fig. 2): i) unità ofiolitica della Luetta (Combin), ii) unità mesozoiche non ofiolitiche di Pleureur, Mauvoisin e Madzeria, iii) unità paleozoiche del Métallier e del Mont Fallère (Falda del Mont Fort), esposte nella finestra di Bous-sine.

- Synthetic structural sketch of the nappe pile exposed in high Bagnes valley, below and externally to the Dent Blanche nappe (BURRI *et alii*, 1998, fig. 2): i) ophiolitic Luetta unit (Combin); ii) ophiolite-free Mesozoic units of Pleureur, Mauvoisin and Madzeria; iii) Paleozoic units of Métallier and Mont Fallère (Mont Fort nappe), inside the Bous-sine window.

nord del foglio ("série du Greppon Blanc"; SCHAER, 1959a) e da un basamento cristallino di età discussa (tegumento carbonifero sup. e/o permiano o zoccolo più antico), suddiviso nelle unità del Métailler e del Mont Fallère (ALLIMANN, 1987; GOUFFON, 1991, 1993; BURRI *et alii*, 1998; STECK *et alii*, 1999, 2001). Le unità di basamento sono formate in prevalenza da micascisti, scisti carbonioso-grafitici, gneiss quarzoso-albitici e rocce basiche con pervasiva impronta metamorfica alpina in facies scisti verdi e, specie nel Métailler, anche in facies scisti blu (anfibioli sodici, Fe-cloritoide) di età eocenica, posteriore al "flysch nero" sommitale della Vanoise (ELLENBERGER, 1958) e del Barrhorn (SARTORI, 1990) (fig. 59). Molto simili dal punto di vista litostratigrafico, le due unità sono distinte sul terreno soprattutto per il colore dominante, grigio verdastro l'unità del Métailler, bruno ruggine quella del Mont Fallère.

La recente revisione della successione stratigrafica dello zoccolo pretriassico nel Sistema del Gran San Bernardo effettuata da SARTORI *et alii* (2006) alla luce delle nuove datazioni radiometriche citate in precedenza attribuisce alle unità del Métailler e

del Mont Fallère di GOUFFON (1991), la dignità di formazioni con protoliti di età prevarisica nonostante l'apparente assenza di relitti metamorfici in facies anfibolitica: la prima (Fm del Métailler) è ritenuta di probabile età cambro-ordoviciana, la seconda (Mont Fallère, corrispondente alla Fm di Distulberg; SARTORI, 1990), di età cambriana. Le età dei protoliti sono proposte sulla base del confronto con unità similari provviste di datazioni isotopiche: complesso d'Ambin (BERTRAND *et alii*, 2000b) per la Fm del Métailler e l'unità di Leverogne in Val di Rhêmes (BERTRAND *et alii*, 2000a; MALUSÀ *et alii*, 2005a) per la Fm di Distulberg.

Se confermate definitivamente l'età e l'assenza di relitti metamorfici prealpini di medio-alto grado, la falda del Mont Fort e le unità brianzonesi interne del versante destro della Valle d'Aosta e della Vanoise sarebbero rappresentative di una crosta continentale caratterizzata da metamorfismo varisico debole, se non assente. Il problema rimane aperto e necessita di robuste verifiche: nuove datazioni U-Pb su zircone sono in corso ad opera di M. BERGOMI nell'ambito delle ricerche per il Foglio 069 Gran San Bernardo.

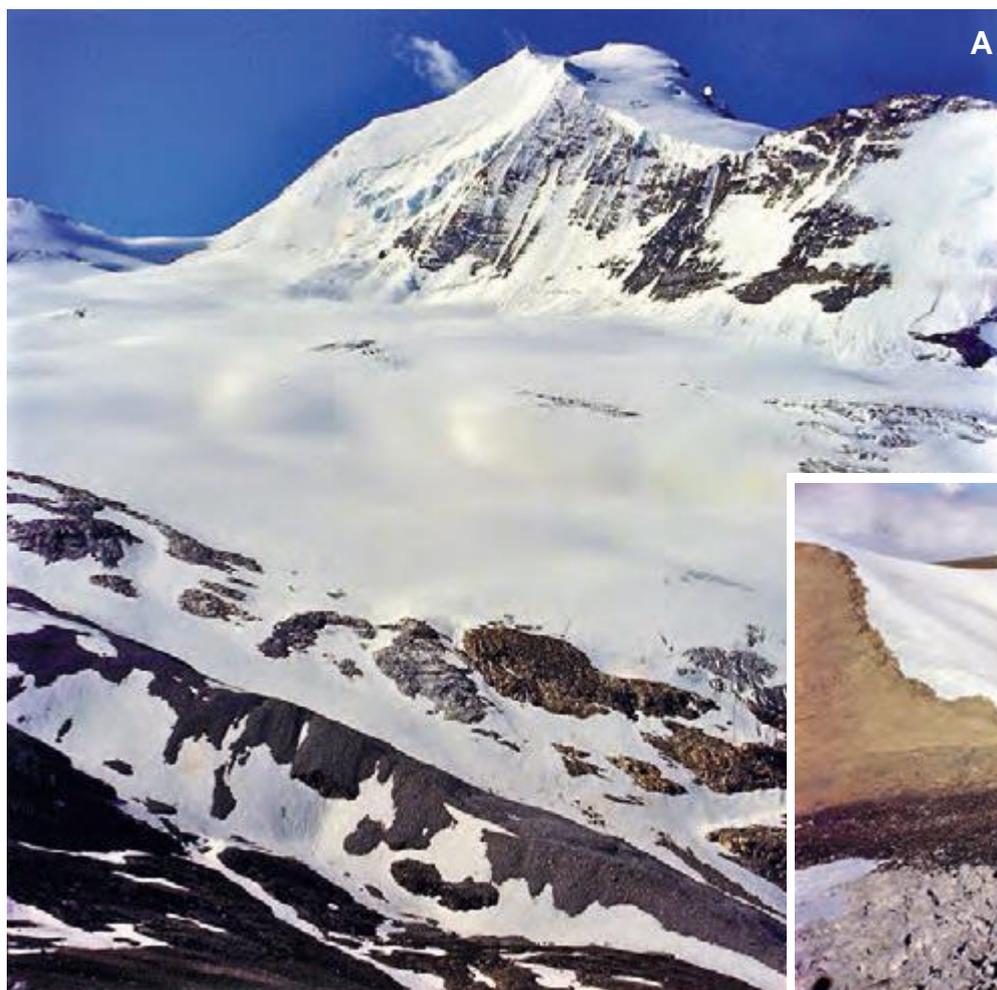


Fig. 59 - Panorama della serie brianzonese del Barrhorn, tratto superiore. (A) Dal basso all'alto: marmi bianchi (Malm), marmi cloritico-sericitici lastroidi a patina giallastra (Cretaceo), ghiacciaio di Turtmann, parete nord del Bishorn (4134 m), Serie di Arolla, falda della Dent Blanche. (B) Marmi impuri cretacei e filliti nere (flysch eocenico ?), q. 3057, cresta ovest del Barrhorn. - *Panorama of the upper part of the Briançonnais series in the Barrhorn massif. (A) From bottom to top: white marble (Malm), yellowish chlorite-sericite marble (Cretaceous), Turtmann glacier, northern face of Bishorn (4134 m), Arolla Series, Dent Blanche nappe. (B) Cretaceous impure marbles and black phyllites (Eocene flysch ?), 3057 m, Barrhorn western ridge.*

#### 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 rellitti 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.

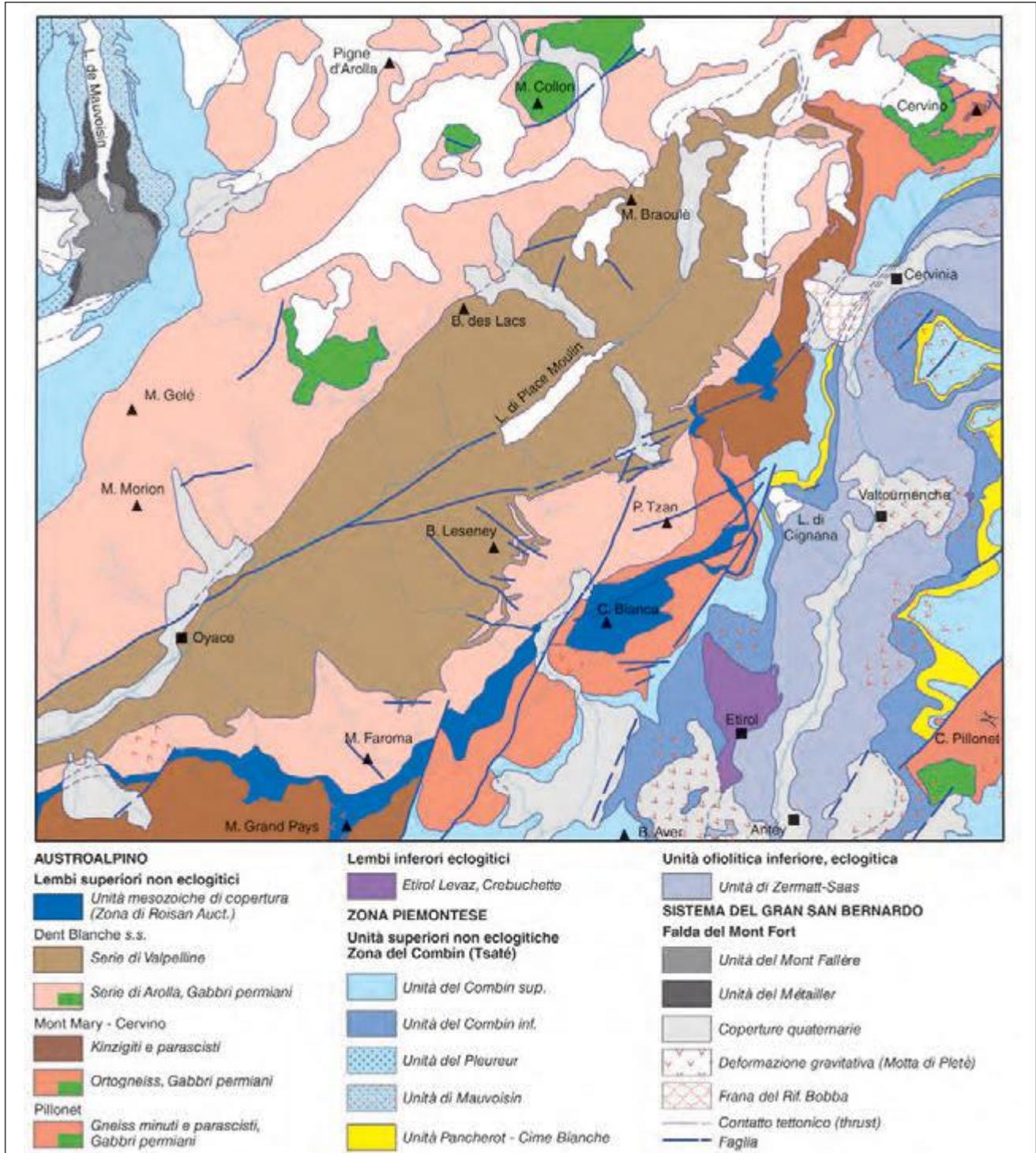


Fig. 60 - Schema tettonico alla scala 1:200.000 riprodotto a margine del foglio.  
- Tectonic sketch at 1:200,000 scale, from the map edge.

## 1. - AUSTRALPINO

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 simili 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

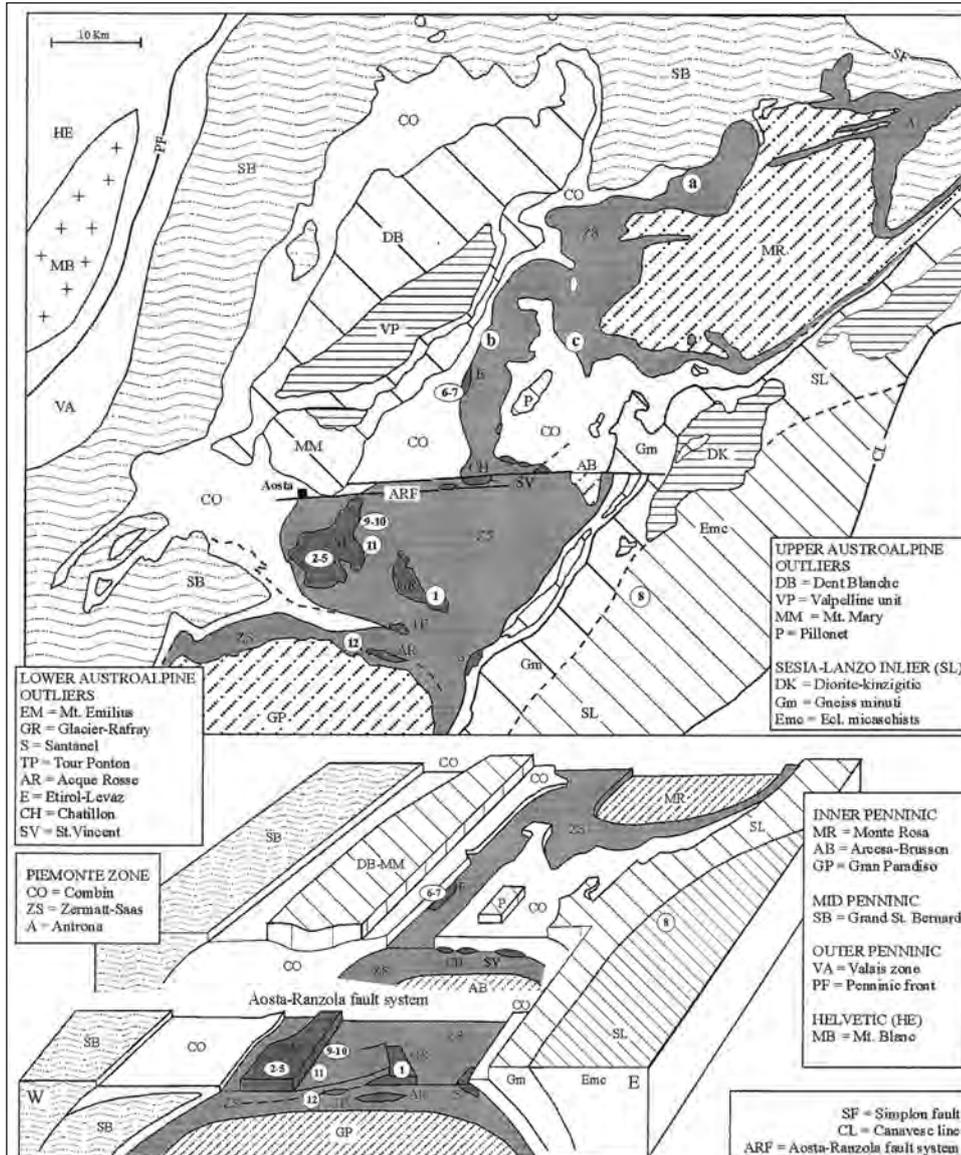


Fig. 61 - Carta tettonica e stereogramma del prisma austroalpino-penninico con età del metamorfismo alpino di HP. Dattazioni Rb-Sr della mica bianca (DAL PIAZ *et alii*, 2001): Gacier-Rafraay: 1)  $45 \pm 0.4$  Ma, Mt Emilius, Lussert: 2)  $40 \pm 0.5$  Ma, 3)  $49 \pm 0.5$ , Ma 4)  $48 \pm 0.5$  Ma, 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 (CANEPA *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; CANEPA *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).

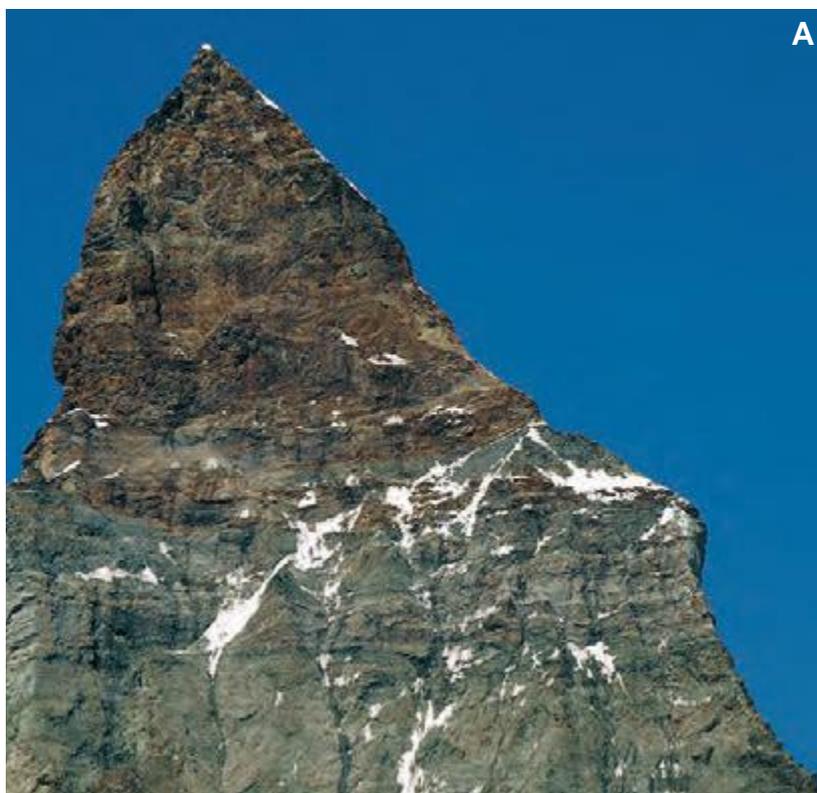
La Zona di Roisan si distingue dal lembo del Mont Dolin (ARBENZ, 1930; WEIDMANN & ZANINETTI, 1974; AYRTON *et alii*, 1982; BURRI *et alii*, 1998) principalmente per la presenza tra le successioni mesozoiche dei marmi a liste di quarzo e per l'assenza dei grandi corpi di breccie sedimentarie poligeniche. 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 Chavalary.

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

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 Chavalary 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-

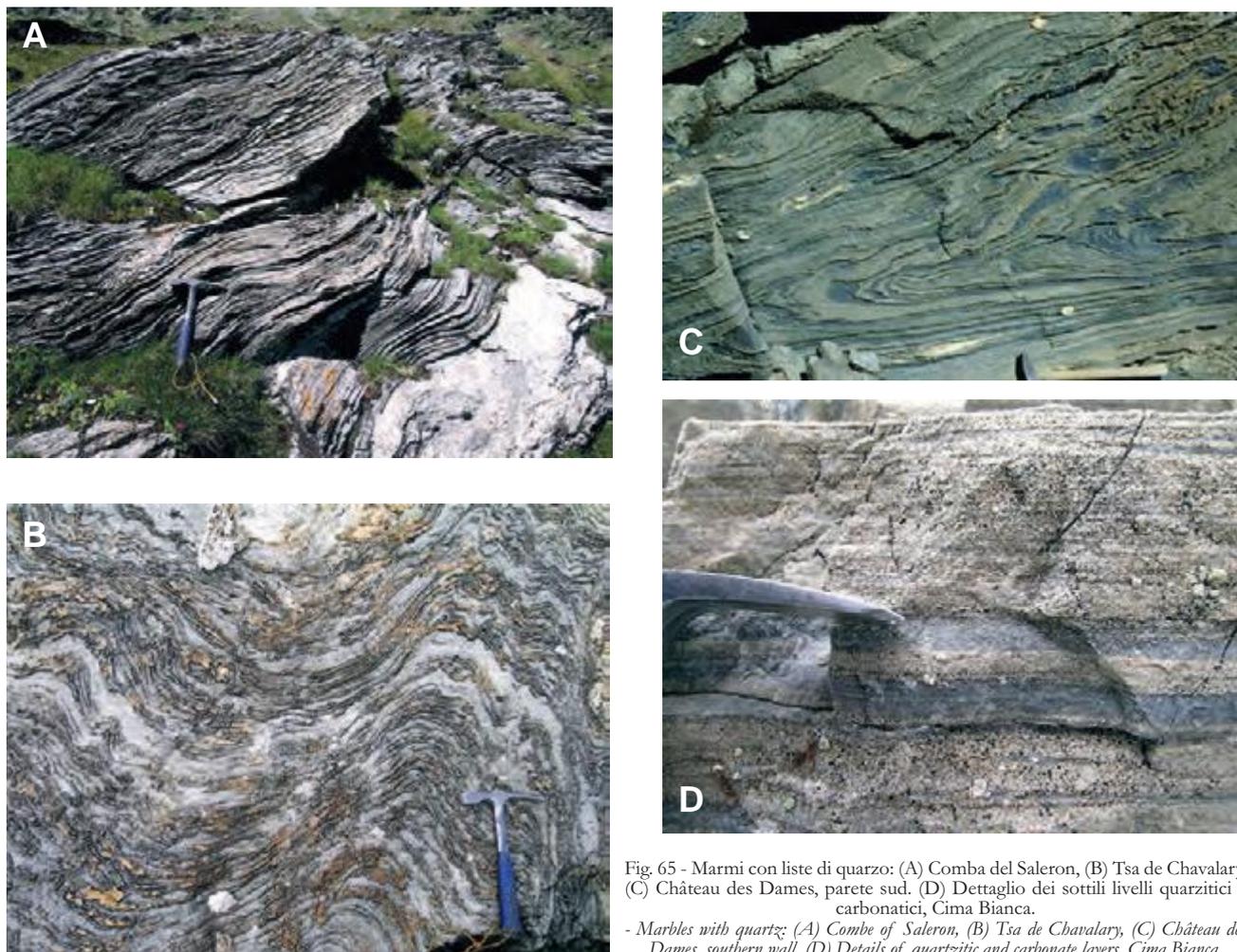


Fig. 65 - Marmi con liste di quarzo: (A) Comba del Saleron, (B) Tsa de Chavalary, (C) Château des Dames, parete sud. (D) Dettaglio dei sottili livelli quarziticci e carbonatici, Cima Bianca.

- 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-scuro 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 quarzatico, 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.

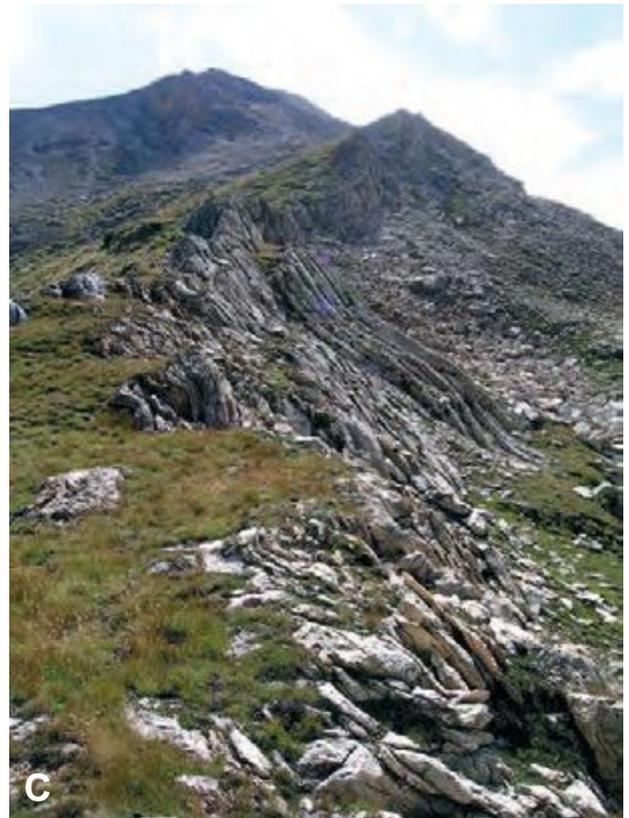


Fig. 67 - Dolomie stratificate. Tsa de Chavalary (Cuney): (A) alternanza di strati massicci e interstrati fissili; (B) dettaglio. Zona del lago Tzan-comba di Chava-cour: (C) dolomie con regolare e fitta stratificazione, (D) dolomie stratificate con intercalazioni di liste quarzatiche a patina bruno-ruggine.  
- 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 microocchadini 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).

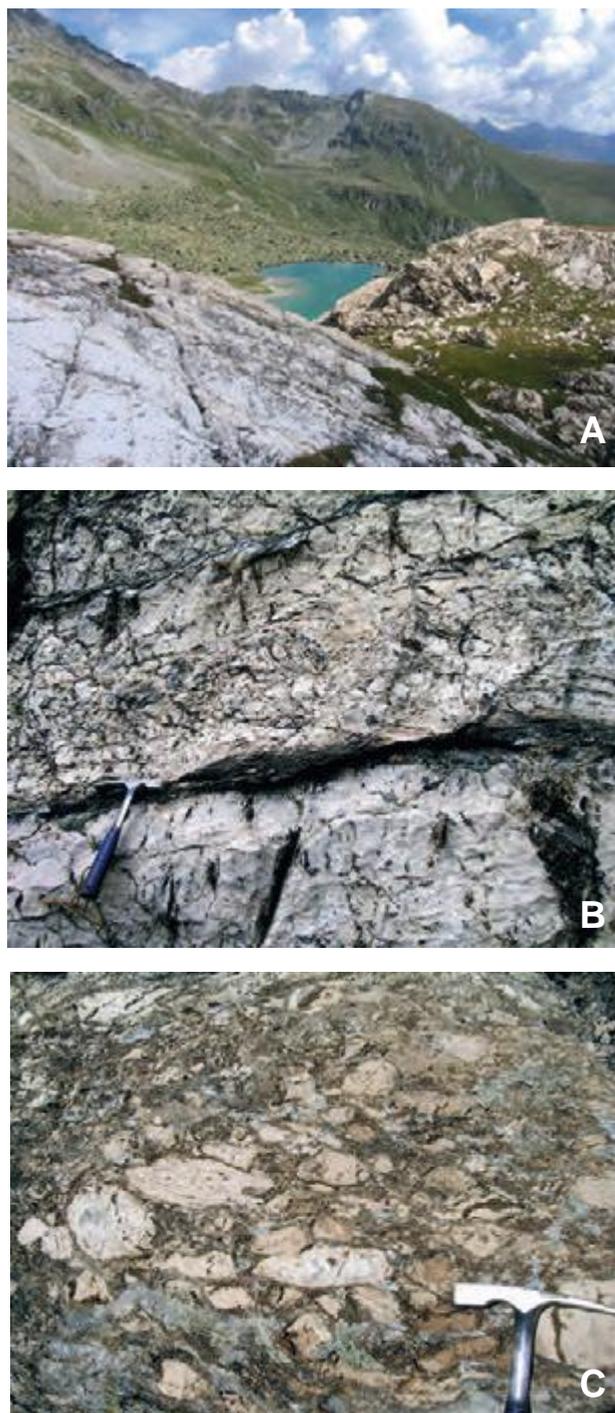


Fig. 68 - Zona del lago Tzan (A): breccie stratificate con frammenti dolomitici tondeggianti in assetto granulo-sostenuto (B) e matrice-sostenuto (C).  
- Tzan lake area (A): bedded breccia with roundish dolomitic fragments within grain-supported (B) and matrix-supported (C) setting.

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 grigie 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-fillonitico 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),

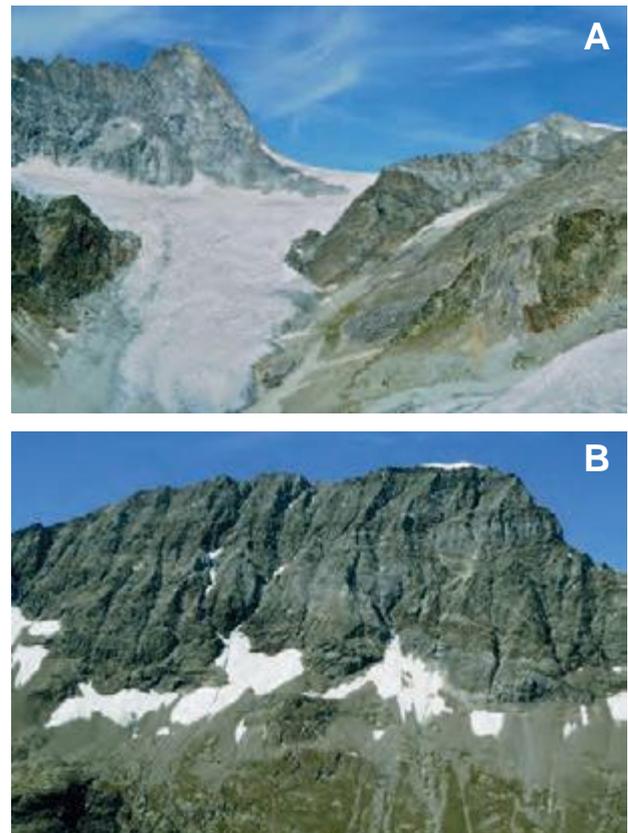


Fig. 69 - Lembo della Dent Blanche. (A) Contatto esterno tra l'unità di Valpelline (in primo piano) e l'unità di Arolla tra la testata della Valpelline e i Bouquetins; l'immagine è del 27 settembre 1988 e il ghiacciaio Tsa de Tsan è ritirato oltre il rifugio Aosta, visibile sulla destra. (B) Una potente 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 saussuritici 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'Invergnau 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 cabonioso-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  $S_2$ , 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 zircone 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 Chavacoeur 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 Chavacoeur 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 Täuern, 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 ocrea. 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

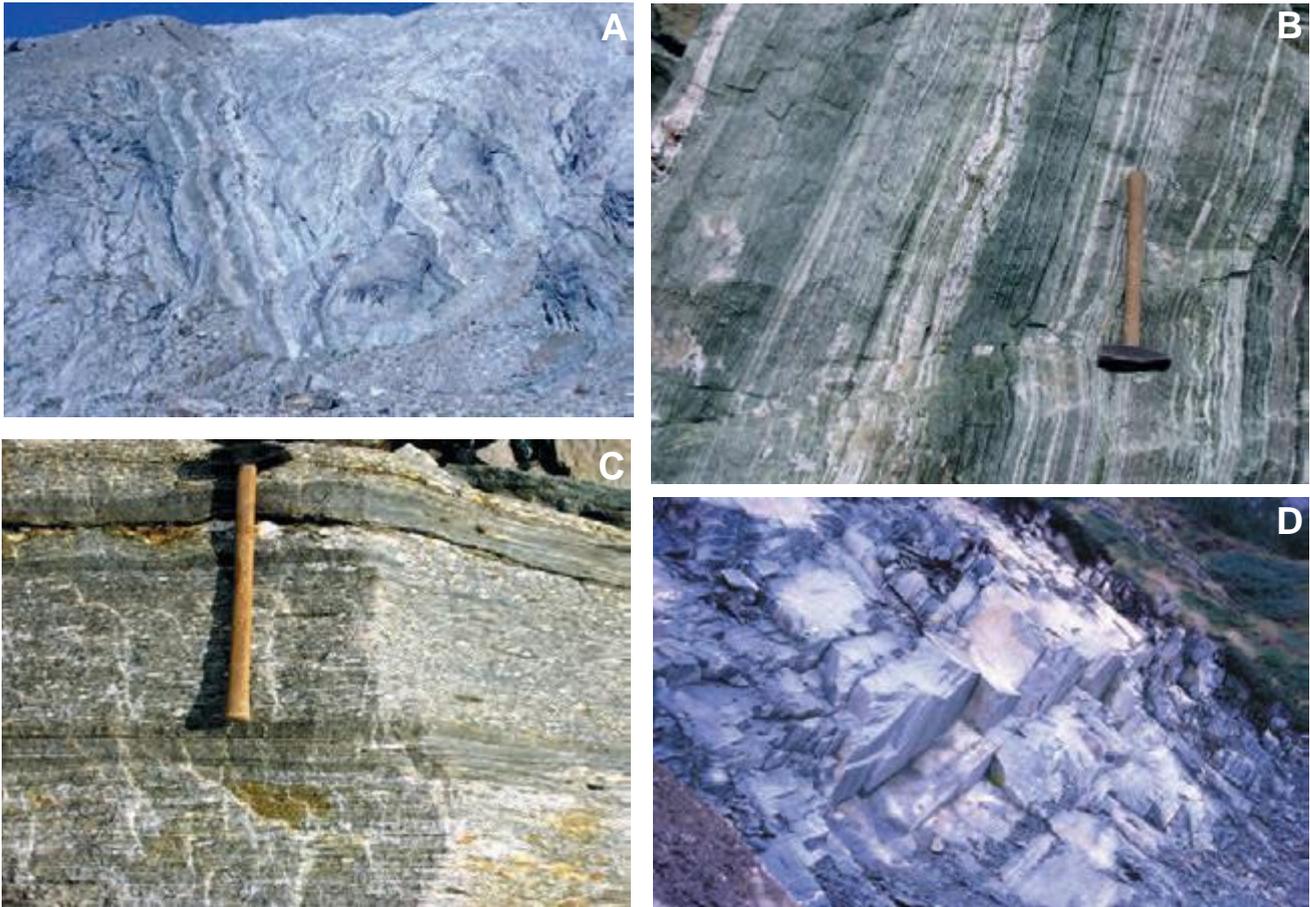


Fig. 71 - Miloniti e gneiss a bande della Serie di Arolla. (A) La grande fascia di taglio duttile derivata da granitoidi, con minori dioriti e gabbri Permiani, che delimita il corpo meno deformato del M. Morion, settore esterno del lembo Dent Blanche, base del ghiacciaio del M. Gelé. (B) Dettaglio: miloniti 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.

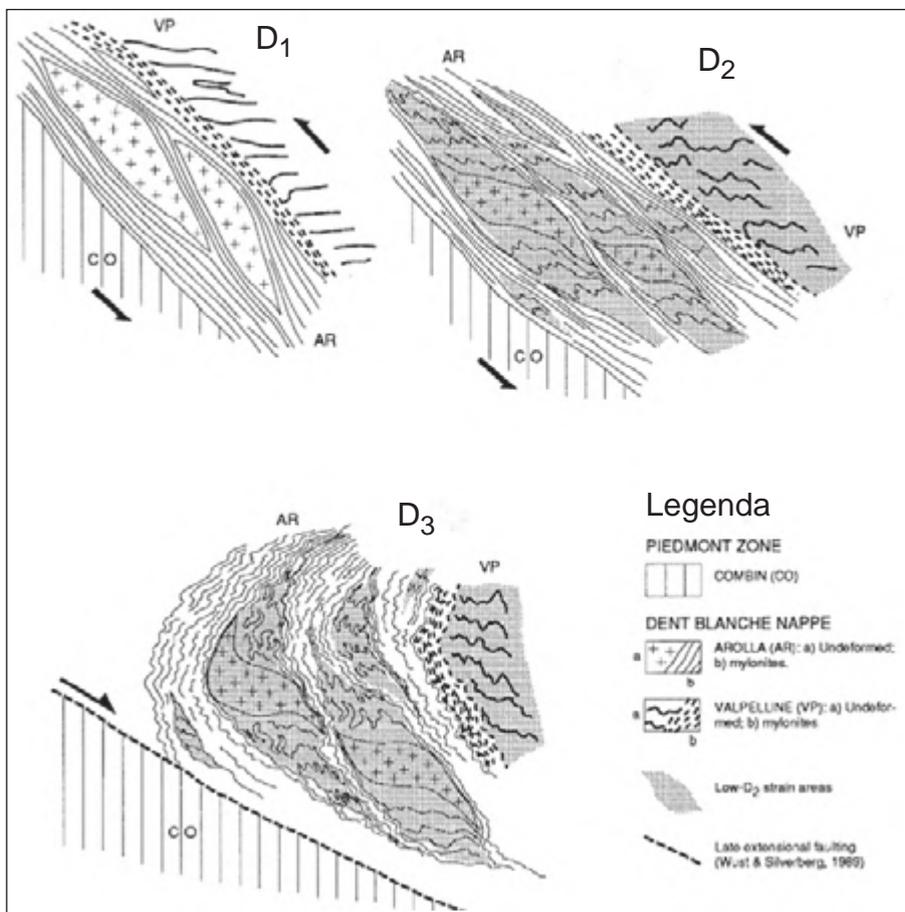


Fig. 72 - Evoluzione cinematica del lembo Dent Blanche durante le fasi duttili alpine D<sub>1</sub>-D<sub>2</sub>-D<sub>3</sub>, versante destro della media Valpelline, schema interpretativo (PENNACCHIONI & GUERMANI, 1993). La deformazione milonitica D<sub>1</sub> ha risparmiato e avvolto estesi corpi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

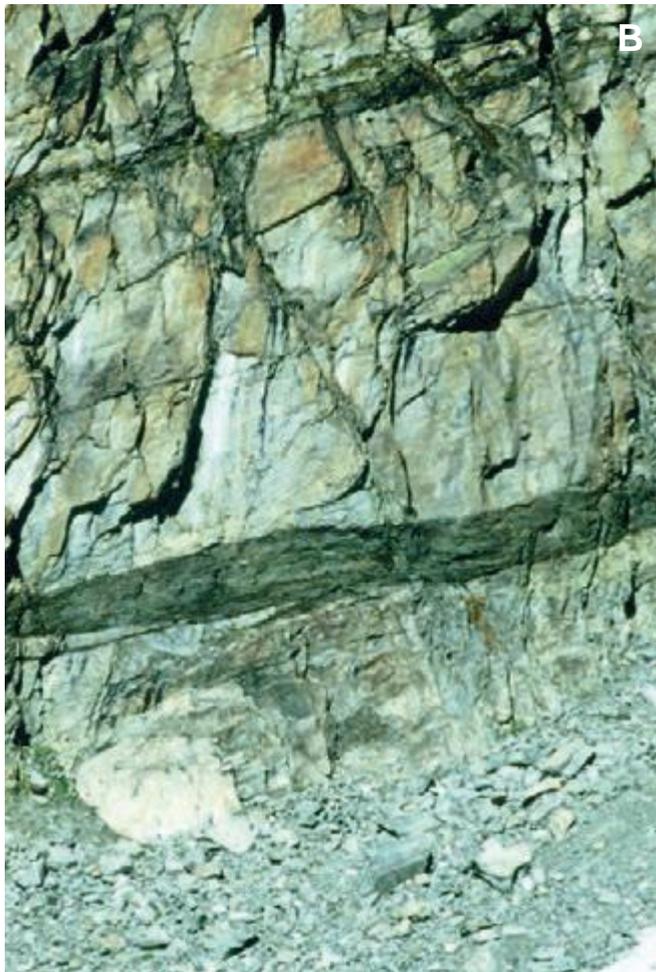
Gneiss aplitici e leucogranitici, a grana minuta, e gneiss pegmatitici a grana medio-grossa e talora zonati costituiscono filoni, vene e lenti all'interno dei metagranitoidi permiani, in genere di modesto spessore e con estensione longitudinale da decametrica a ettometrica. Componenti mineralogici fondamentali: 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 verdastrici, 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-

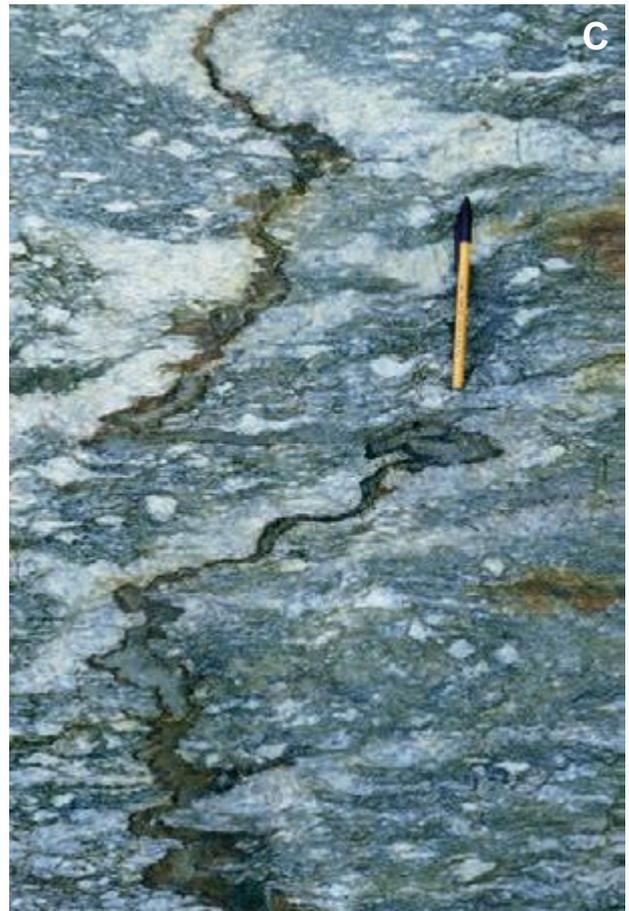


Fig. 73 - Filoni femici metamorfici nella parete sul lato destro del ghiacciaio del Leone. (A) Visione d'insieme. (B) Dettaglio. (C) Venetta mafica piegata a fisarmonica.

- 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 gabbrico 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 olivini, 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 ( $Fe^{2+} \rightarrow Fe^{3+}$ ) 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  $^{87}Sr/^{86}Sr$  (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  $^{40}Ar/^{39}Ar$  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  $^{87}Sr/^{86}Sr$  (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 egrina 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<sub>65-60</sub>. 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

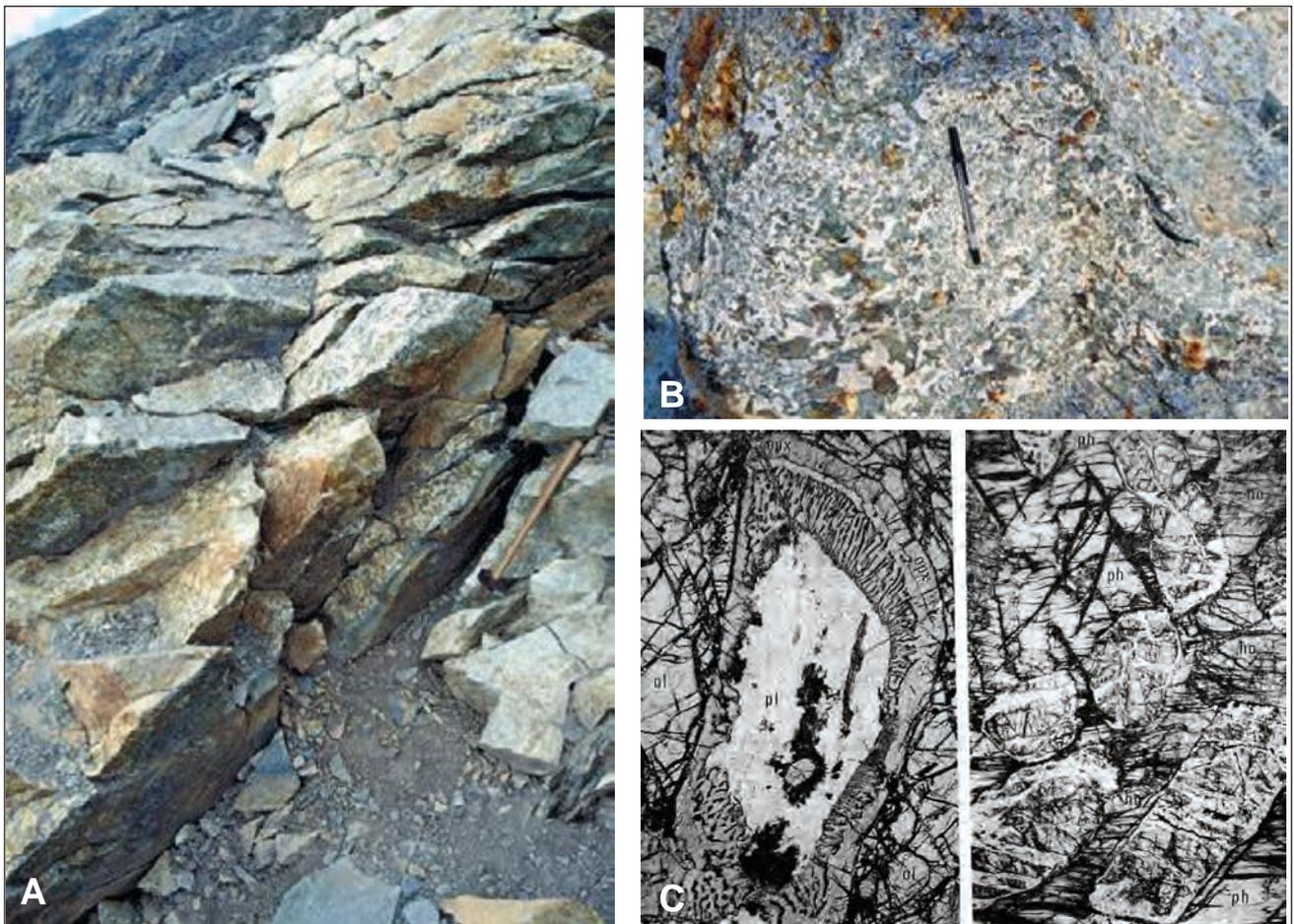


Fig. 76 - Il corpo gabbrico del Cervino. (A) Aspetto caratteristico del gabbro, fratturato e in parte alterato, ma non foliato, in contatto cataclastico con filone leucocratico, 3565 m circa, all'inizio della traversata per il Colle del Leone. (B) Gabbro massiccio con forti variazioni di grana, presso 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 "fuchsite", 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 "fuchsite" (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 "fuchsite" 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 saussuriti. 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 saussuriti, 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 filitiche 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

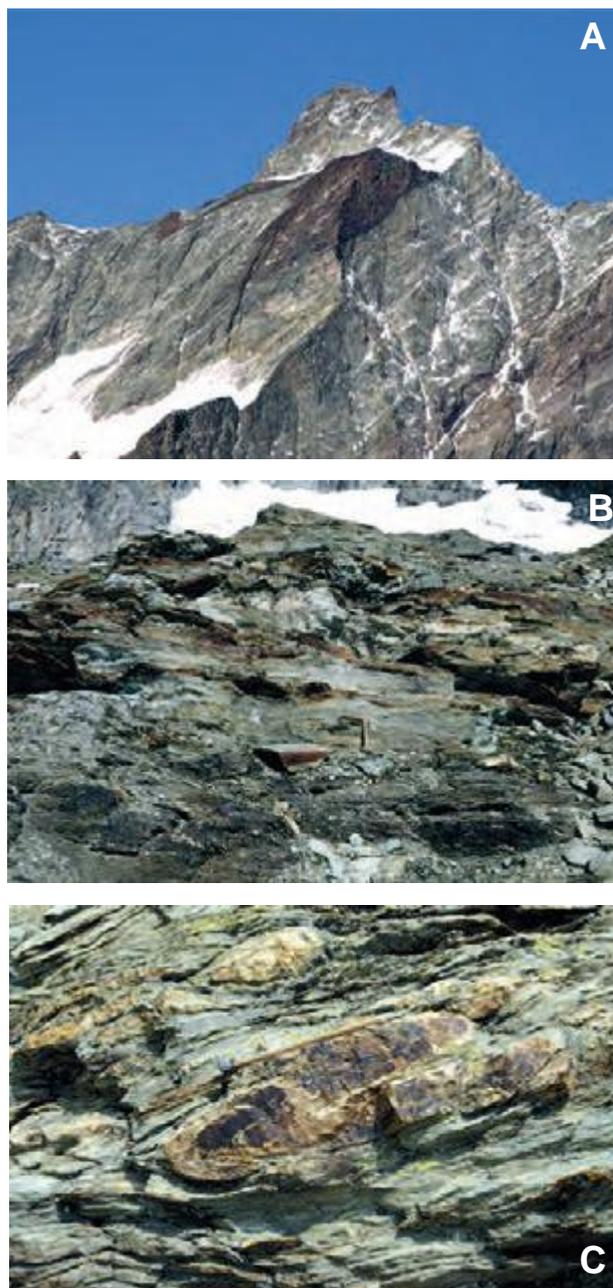


Fig. 77 - (A) Gli scisti rosso-bruni con struttura sinformale alla spalla meridionale della Dent d'Hérens, q. 3957, entro gneiss di Arolla occhiadini e minuti del lembo Dent Blanche s.s. (B) Miloniti basali del lembo del Cervino con livelli a patina bruna (da graniti e parascisti) e contatto con i sottostanti 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 micaschists 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-decametriche 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 Blancche 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 Blancche 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-Verbano (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 olivastrea 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.

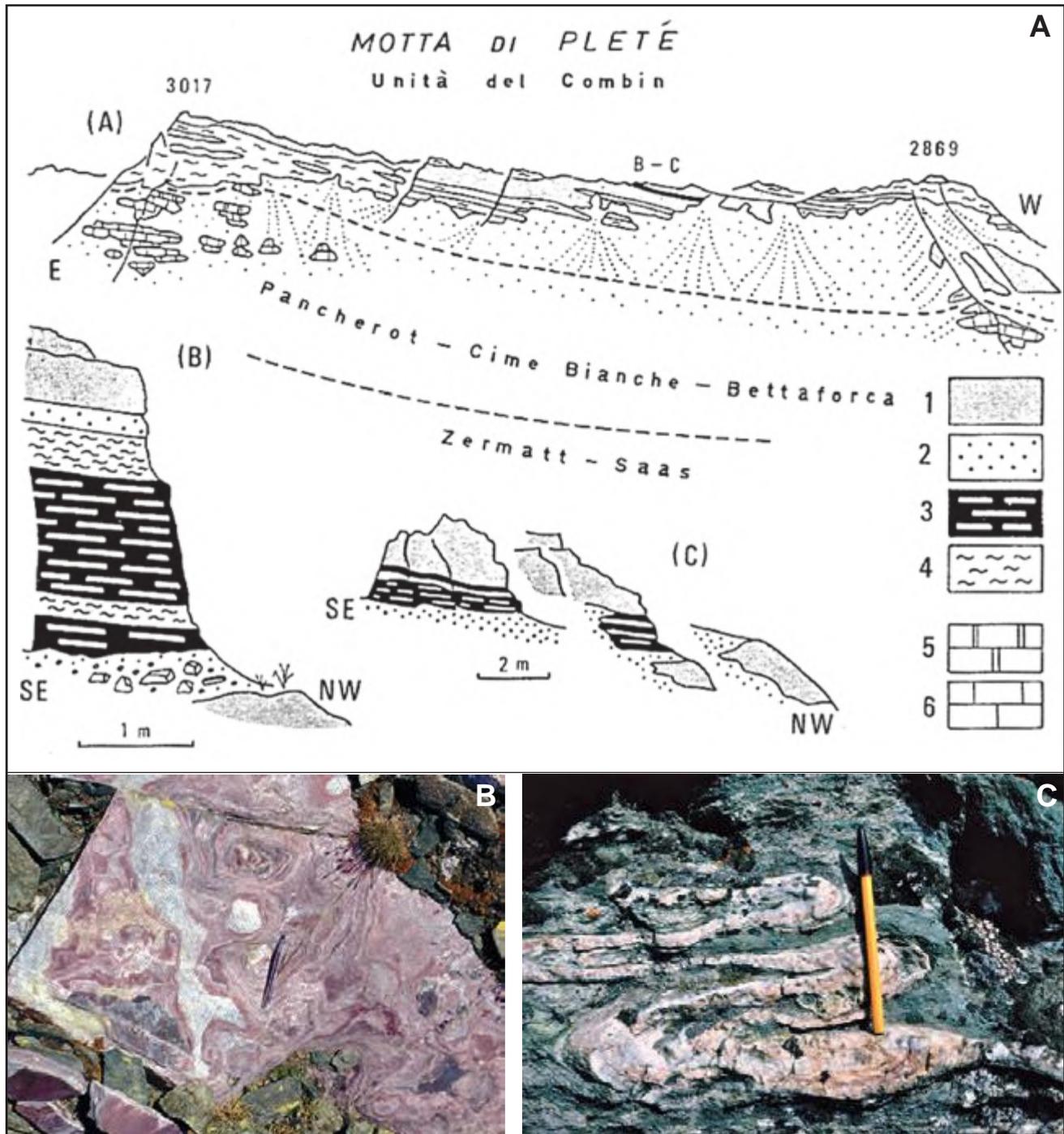


Fig. 80 - Quarziti manganesifere della Zona del Combin. (A) Motta di Pletè, assetto litostratigrafico (DAL PIAZ *et alii*, 1979a): 1) prasinites, 2) micascisti e quarziti a granato, 3) quarziti manganesifere, 4) calcscisti s.l., 5) quarziti triassiche, 6) dolomie e marmi triassici; (B) quarzite rosea 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 prasinites a crossite.

- Mn-rich quartzites of the Combin Zone. (A) Motta di Pletè, lithostratigraphic setting (DAL PIAZ *et alii*, 1979a): 1) prasinites, 2) micaschists 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 serati di figura 81. Nella zona sono ancora visibili una breve galleria, una discarica inerbata, 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-

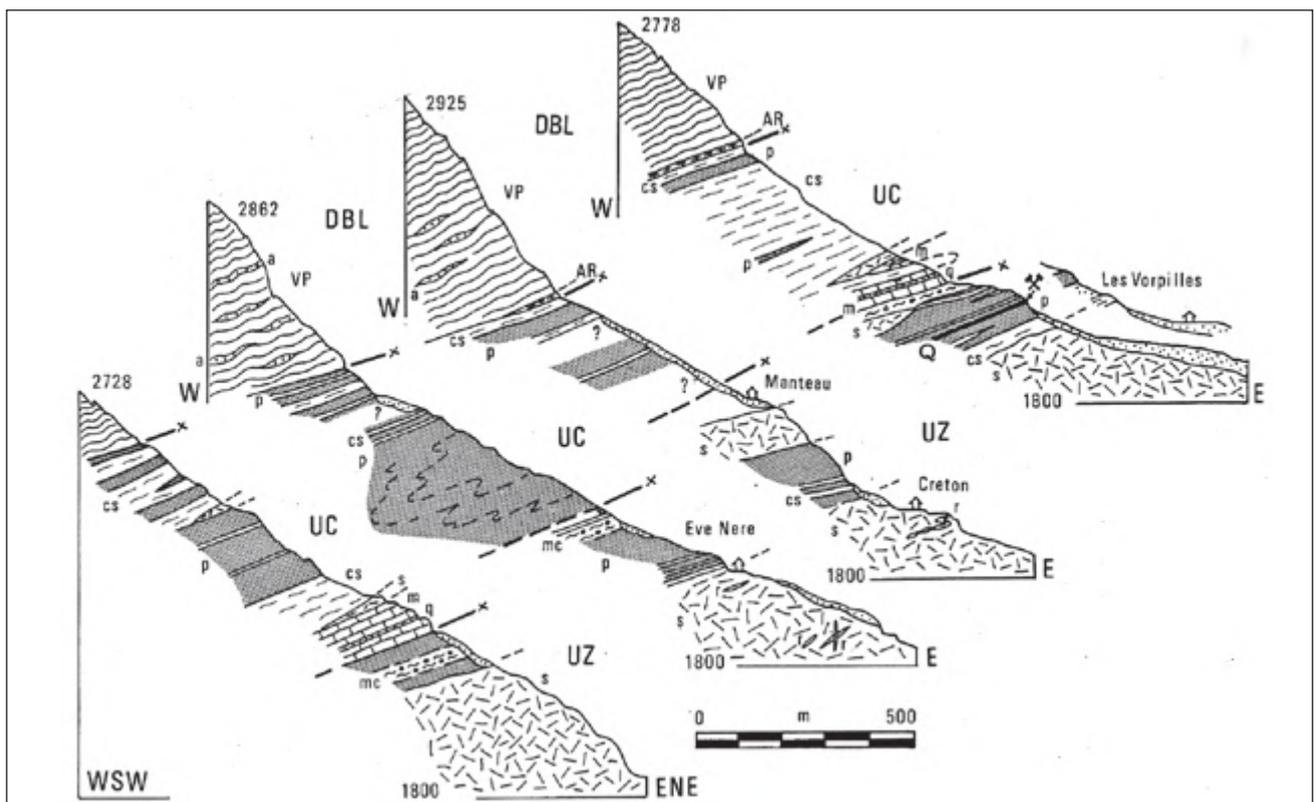


Fig. 81 - Profili seriatati attraverso il contatto Austroalpino/Zona Piemontese nel versante destro della Valtournenche tra il vallone di Vofrede e il M. Seriola (DAL PIAZ & OMENETTO, 1978). 1) Falda Dent Blanche (DBL): unità di Valpelline (VP) e di Arolla (AR): a) metabasiti con metamorfismo prealpino 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) serpentinita 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 serpentinita 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-clinozoisite (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

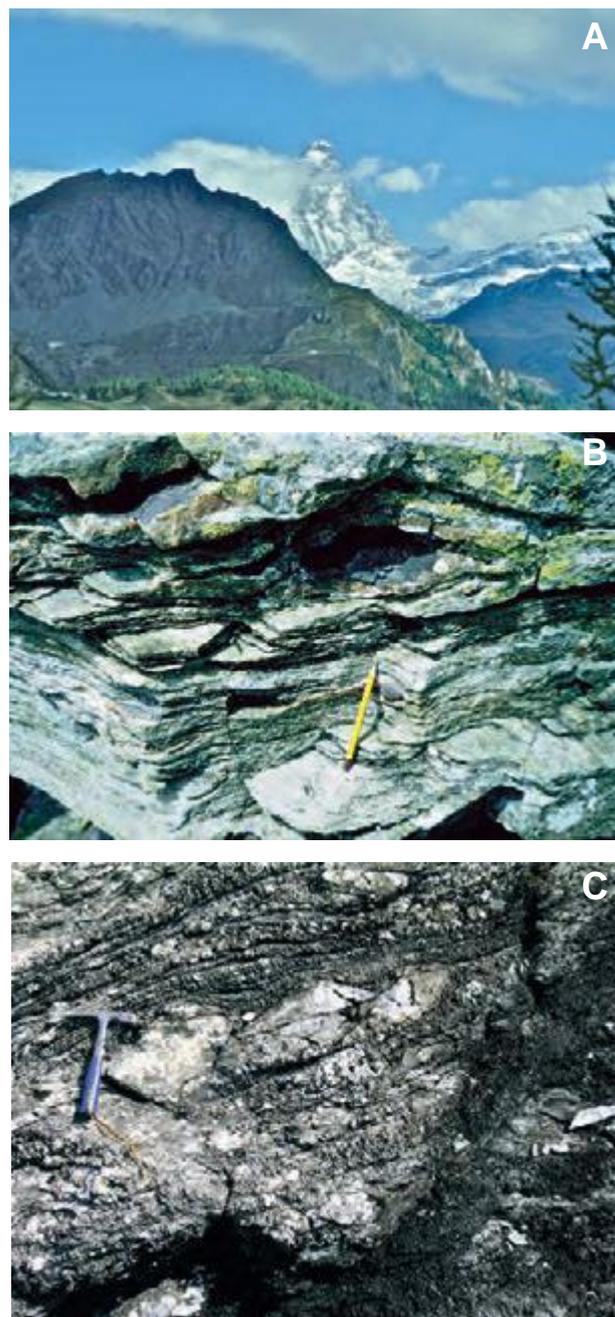


Fig. 83 - Massiccio del Pancherot, unità del Combin inferiore. (A) Le serpentinite della parete sud, con foliazione sigmoidale megascopica. (B) Quarziti micacee con lente nerastra di braunite, a tetto delle serpentinite, sommità della parete sud. (C) Breccie a tetto delle serpentinite presso il casotto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

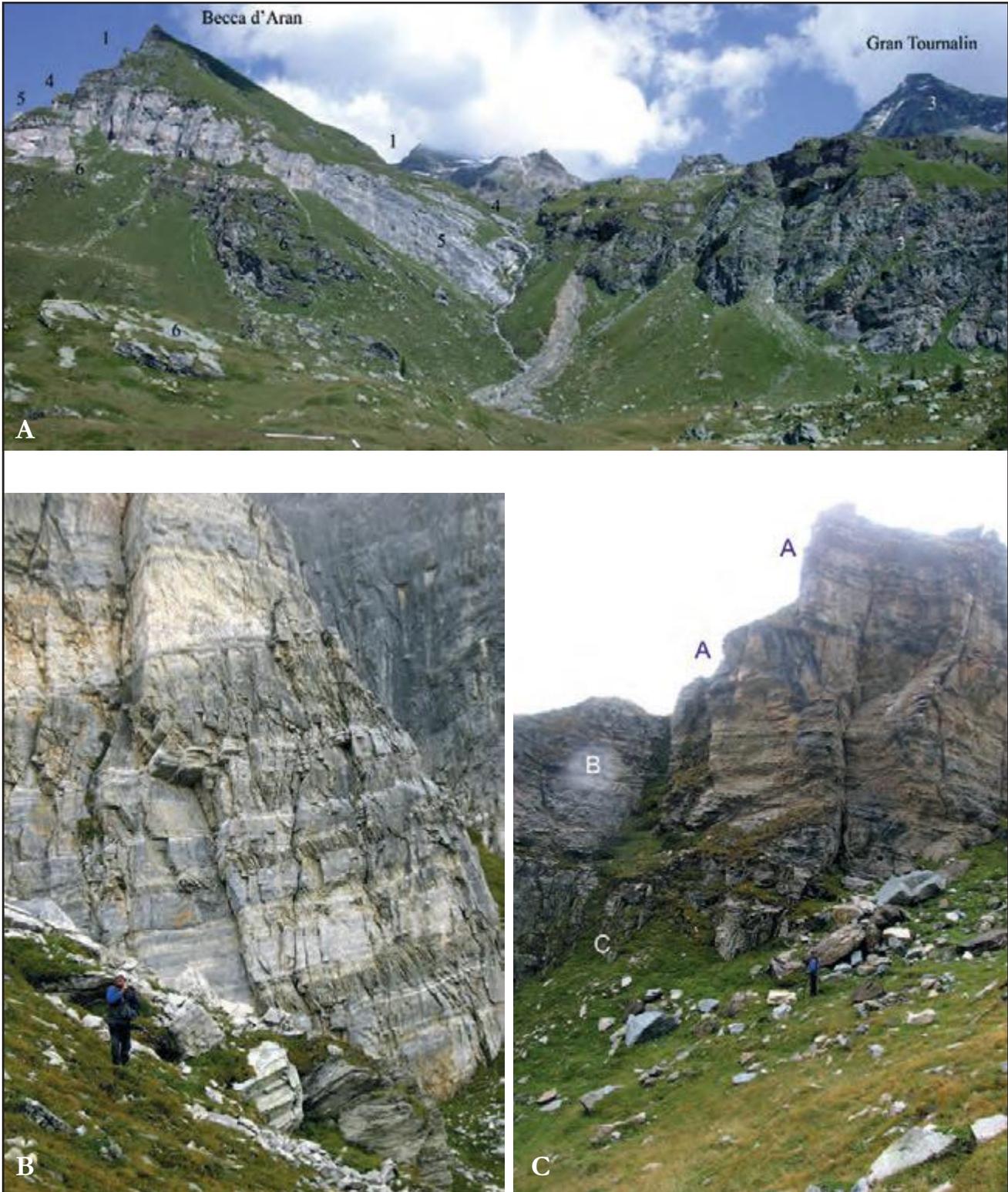


Fig. 84 - L'unità Pancherot-Cime Bianche (PCB) alla Becca d'Aran. (A) Panorama del versante sinistro della Valtournenche con la Becca d'Aran e il Gran Tournalin. Zona del Combin, unità superiore: 1) calcescisti con intercalazioni stratoidi di prasiniti e scaglie di serpentiniti milonitiche, 2) serpentiniti, 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 scistoso-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) calcschists with tabular intercalations of prasinites and slices of mylonitic serpentinites, 2) serpentinites, 3) prasinites and minor calcschist 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: A) 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

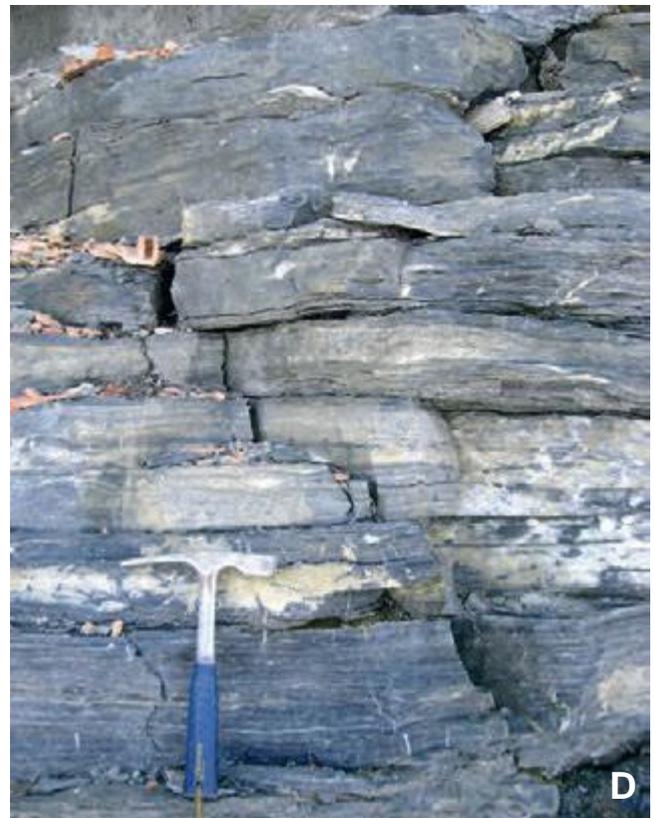


Fig. 85 - Unità Pancherot-Cime Bianche (PCB). (A) Panorama della parete nord-est del M. Pancherot (2614 m, a sinistra), in serpentiniti, e del versante nord di q. 2623, costituito, da tetto a letto, da dolomie, carnieles, marmi, ancora dolomie e, alla base, quarziti lastroidi e quarziti micacee nella cava abbandonata presso l'Alpe Croux de Dza (2272 m). (B) M. Pancherot, parete est: contatto tettonico tra calcescisti e prasinitis 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 calcschists 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 triasiques* (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 Etirol-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 (SALLOT *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-granatifere 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 pseudomorfo 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 mangesiferi, 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; GROppo *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 (pseudomorfo 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 pseudomorfo 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 (GROppo *et alii*, 2009).

#### *Quarziti mangesifere (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 mangesifera con bande e lenti di colore rosa e rosso-violaceo, ricche in piemontite e spessartina.

Analoghi affioramenti di quarziti mangesifere 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 albittico-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.

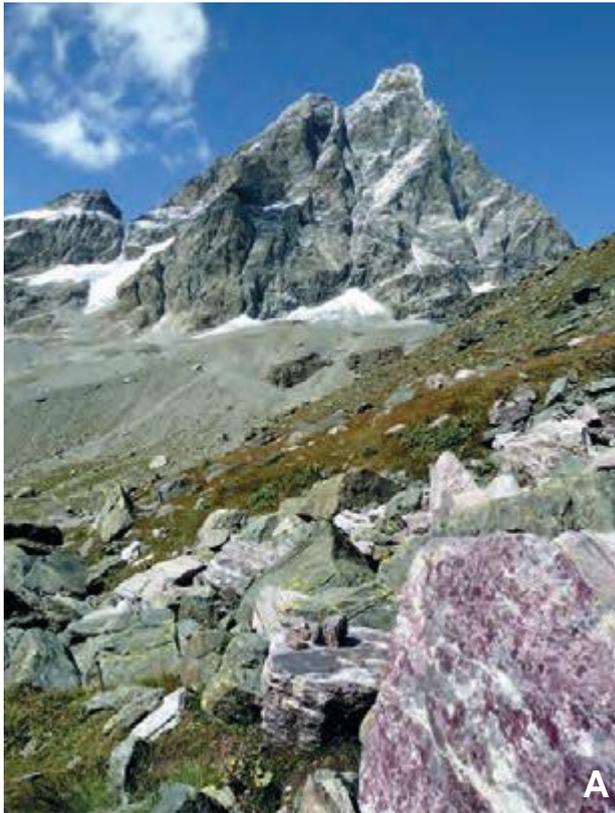


Fig. 87 - Quarziti a manganese dell'unità di Zermatt-Saas nella valletta a nord-est di Plan Maison, tra q. 2713 e q. 2755. (A) Quarzite a piemontite tra i blocchi di frana in vista del Cervino. (B) Quarzite con abbondante piemontite rosso-violacea, dettaglio. Quarziti micaceo-granatifere a lenti (C) 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 pseudomorfo 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 mineralochimici 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 pseudomorfofosi 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 pseudomorfofosi 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 pseudomorfofosi 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 Valtourneche, 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 Valtourneche e all'imbocco del paese. Una piccola cava, situata sopra la strada bianca che da Muranche, frazione di Valtourneche, 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 Valtourneche, 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 Valtourneche 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 Valtourneche (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, bronzio 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, perowskite e diopside. La loro foliazione segue la forma del corpo rodingitico e non è penetrata dalle foliazioni  $S_2$ - $S_3$  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%),  $TiO_2$ ,  $P_2O_5$  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,

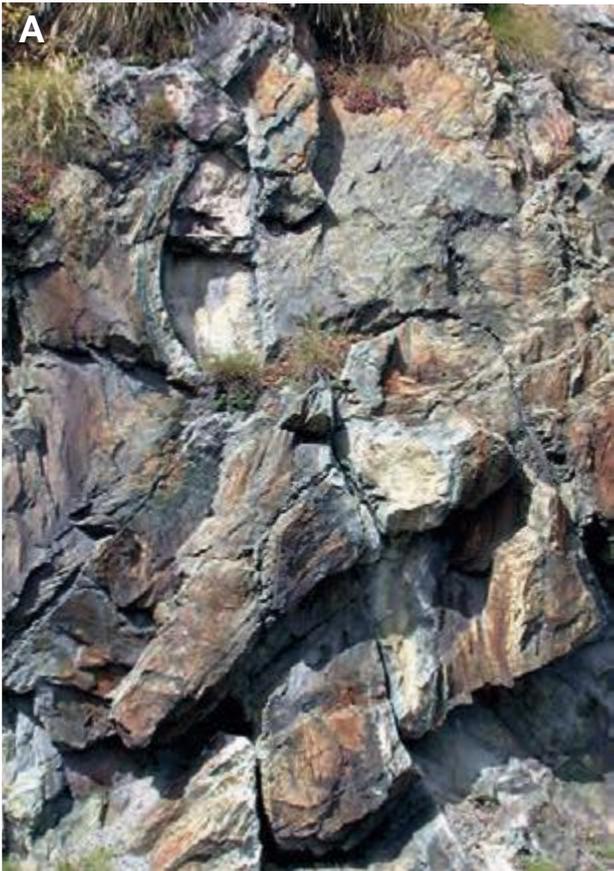


Fig. 89 - Boudins e filoni di gabbri rodingitici tra i due tornanti prima della galleria di les Perrière (A) e lungo la strada bianca in riva destra del Marmore, a valle della piccola diga (B). Fels massiccio di reazione rodingitica a diopside-epidoto formato a spese di metasedimenti del Garten a contatto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

- Boudins and dykes of rodingitic metagabbro 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 Garten 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 Bousserailles (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 ovariti 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 brianzone (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 analoga 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-decamiche. 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 prasinites 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, ovarditi, 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 Vélan (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 Vélan.

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-Vélan) è costituita da scisti quarzoso-albitici con marcata patina superficiale rosso-bruna, ben visibile a distanza e con affioramenti tipici nel massiccio del Mt Vélan (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 ?

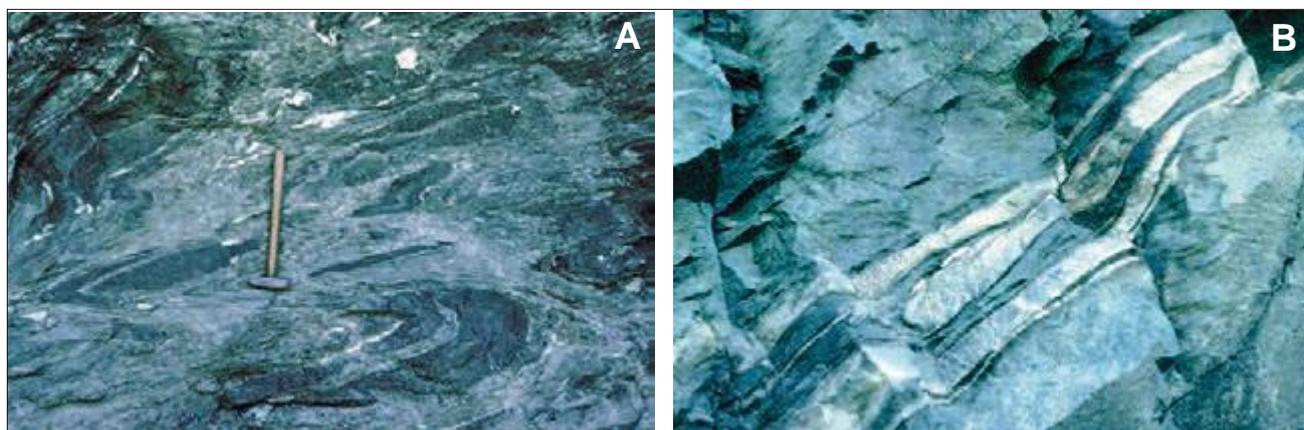


Fig. 91 - Vallone della Dyure (Doire) de Brenay, unità del Mont Fallère: (A) micascisto granatifero a clorite ed albite, ricco di letti ripiegati e boudins di metabasiti; (B) gneiss albitico e prasiniti con bande siliciclastiche che evidenziano un piegamento isoclinal.  
- Dyure (Doire) de Brenay valley, 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.