

GEOLOGIA DELLA VALLE D'AOSTA

GUIDA FOTOGRAFICA

**Leonsevero Passeri
Giorgio V. Dal Piaz**



GEOLOGIA
DELLA
VALLE D'AOSTA
GUIDA FOTOGRAFICA

Leonsevero Passeri
Giorgio V. Dal Piaz

Questo volume è rivolto principalmente a studenti e cultori di geologia che amano la VdA e che, scarponi ai piedi, ne percorrono gli innumerevoli sentieri. Nel contempo offre una base generale di conoscenza a quelli che intendono dedicarsi allo studio di queste montagne.

Per la toponomastica si consiglia di fare riferimento alle carte dei sentieri pubblicate da "L'Escursionista ed.", reperibili in tutte le carto-librerie della Valle. Una sintesi delle conoscenze, corredata dalla dettagliata descrizione di numerosi itinerari, è contenuta nei due volumi delle Guide Geologiche Regionali dedicati alle Alpi occidentali (Dal Piaz, 1992).

Ringraziamo sentitamente il Prof. Roberto Colacicchi per l'attenta revisione e per i numerosi suggerimenti che ci hanno permesso di migliorare la versione finale del volume e Roberto Macri della Tipografia Pesando per l'impaginazione e l'editing del volume.

Il libro trae origine da molte escursioni fatte assieme e dal comune amore per la geologia della Valle d'Aosta, ma è nato da un'idea di L. Passeri, residente a Cervinia, e dalle osservazioni che ha raccolto, valle per valle, sulle successioni stratigrafiche di copertura, lavoro armonicamente integrato dai dati editi ed inediti sul basamento cristallino, le ofioliti metamorfiche e la struttura a falde raccolti sul campo e in laboratorio da G.V. DalPiaz in una vita di ricerche dedicate alle Alpi nord-occidentali. Le fotografie sono tutte di L. Passeri, tranne le poche del M. Emilius, riprese da G.V. Dal Piaz.

Ricordiamo inoltre il progetto di Cartografia regionale e nazionale (CARG) promosso da Franco Bonetto ed attualmente diretto da Davide Bertolo, ed i rilievi alla scala 1:10.000 di buona parte della Regione eseguiti da Alessio Schiavo, Bruno Monopoli e Giovanni Dal Piaz e, inizialmente, anche da Andrea Bistacchi, Matteo Massironi e Giovanni Toffolon, con il coordinamento scientifico di G.V. Dal Piaz e il supporto stratigrafico di L. Passeri. Tali rilievi sono la base dei Fogli CARG al 1:50.000 Chatillon (2011) e Monte Cervino (2015) e di quelli in allestimento per la stampa (Gran San Bernardo, Monte Bianco) o in progress (Monte Rosa, Verres e Gran Paradiso).

In ricordo di Gloria Ciarapica-Passeri
Umbertide (PG) 10.03.1950 - Cervinia (AO) 14.03.2017

Care lettrici e lettori,

è con grande piacere che vi presento questa guida fotografica alla geologia della valle d'Aosta, un viaggio attraverso le meraviglie geologiche della nostra amata regione.

La Valle d'Aosta, incastonata nel cuore delle Alpi, è una terra di straordinaria bellezza, dove la natura racconta, attraverso la lingua delle rocce, storie di ere remote e forze titaniche che hanno plasmato il nostro incredibile paesaggio.

Questo volume oltre ad essere una preziosa raccolta di immagini, è un invito a esplorare, conoscere e apprezzare il patrimonio geologico unico della Valle d'Aosta. Attraverso le sue pagine, ci guida lungo sentieri che serpeggiano tra antiche formazioni rocciose, imponenti vette e valli nascoste, testimoni silenziosi di milioni di anni di storia terrestre.

La geologia della nostra regione non è solo un campo di studio per scienziati e ricercatori; è una fonte inesauribile di meraviglia per chiunque la osservi. Ogni roccia, ogni strato, ogni minerale ha una storia da raccontare, contribuendo a tessere il ricco mosaico della biodiversità e della cultura alpina.

Quindi, che voi siate specialisti del settore, appassionati, o semplici turisti, la mia speranza è che questa guida fotografica sia per voi fonte di ispirazione e conoscenza, vi invito a intraprendere questo viaggio geologico con occhi curiosi e cuore aperto. Vi auguro di scoprire la magia nascosta nei paesaggi della Valle d'Aosta, apprezzando la loro bellezza e riconoscendo l'importanza di preservare tale eredità per le generazioni future.

Buona esplorazione!

Davide Sapinet

Assessore regionale

alle Opere Pubbliche, Territorio e Ambiente
della Regione Autonoma Valle d'Aosta

Questa guida è il frutto della passione per la geologia di due importanti scienziati nel campo della geologia alpina: Giorgio Vittorio Dal Piaz e Leonsevero Passeri, con i quali chi scrive ha il privilegio di poter collaborare da alcuni anni. Essi avevano l'aspirazione di comunicare al pubblico la bellezza e la ricchezza del patrimonio geologico della Valle d'Aosta, oggetto dei loro studi nel corso di anni di rilevamento geologico. L'opportunità di realizzare questa guida si è creata nel corso del progetto Interreg Italia-Svizzera RESERVAQUA, che ha permesso di valorizzare le fotografie scattate durante i loro studi geologici nelle pagine che seguono.

Infatti, il progetto RESERVAQUA aveva tra i suoi obiettivi la caratterizzazione dei "Châteaux d'eau", ossia i massicci montuosi tra Italia e Svizzera che contengono grandi riserve di acqua sotterranea, al fine di stimare la quantità di acqua disponibile e utilizzabile e di ottimizzare il suo uso, in vista di uno sviluppo sostenibile. Questo è stato possibile grazie all'utilizzo dei dati e delle informazioni geologiche esistenti che, sul versante valdostano, derivano in gran parte da decenni di attività scientifiche svolte dagli Autori.

Questo volume s'inserisce inoltre nelle attività che l'Amministrazione Regionale intraprende per far conoscere a tutti le meraviglie dell'ambiente della Valle d'Aosta, che è un vero e proprio museo di scienze naturali all'aperto.

Questo impegno della Regione è iniziato anni fa, grazie all'iniziativa di Franco Bonetto collega e geologo recentemente scomparso, che ha avviato il rilevamento geologico della Valle d'Aosta con il progetto CARG e che ha capito il valore della divulgazione geologica attraverso varie iniziative, tra cui il "Giardino delle rocce" di Pollein. A Franco va il nostro ringraziamento e il riconoscimento per la visione e la passione che ha dimostrato nel suo lavoro.

A noi ora tocca continuare questa opera di divulgazione con l'uso dei mezzi più moderni che la tecnologia ci offre per raggiungere studiosi e appassionati anche molto lontani. Nell'ambito del progetto RESERVAQUA, sono state infatti messe a disposizione sul sito della Regione Autonoma Valle d'Aosta <http://geologiavda.par-tout.it/> nuove mappe geologiche innovative (modello geologico 3D) e il nuovo strumento divulgativo (storymaps), frutto dell'elaborazione dei dati raccolti nel corso del progetto.

Davide Bertolo

Dirigente struttura Attività geologiche
Dipartimento programmazione risorse idriche e territorio
Assessorato alle Opere Pubbliche, Territorio e Ambiente
della Regione Autonoma Valle d'Aosta

INDICE

Quadro geologico d'insieme.....	9
UNITÀ AUSTRALPINE	23
AUSTROALPINO SUPERIORE	23
1) Zona Sesia Lanzo	23
2) Dent Blanche s.l.	28
3) Lembo del Pillonet	41
LEMBI AUSTRALPINI INFRAOCEANICI	43
1) Lembi eclogitici	43
2) Unità PCB	51
UNITÀ PIEMONTESI	63
1) Le rocce verdi	64
2) Le coperture di origine sedimentaria	74
3) Giacimenti minerari	78
UNITÀ BRIANZONESI	81
1) Falda M. Rosa-Gran Paradiso.....	81
2) Complesso multifalda del Gran San Bernardo.....	85
3) Brianzone Esterno	103
UNITÀ VALLESI.....	113
1) Unità del Piccolo San Bernardo	113
2) Unità del Versoyen	116
3) Unità di Tarantasia	126
4) Unità Pyramides Calcaires - Tête de la Tronche	135
UNITÀ DEGLI SCISTI DI FERRET	145
UNITÀ ELVETICHE.....	149
1) Unità M. Chetif - Testa Bernarda.....	149
2) Unità Pavillon - Col Ferret	150
3) Unità del M. Bianco	153
OPERE CITATE	165

QUADRO GEOLOGICO D'INSIEME

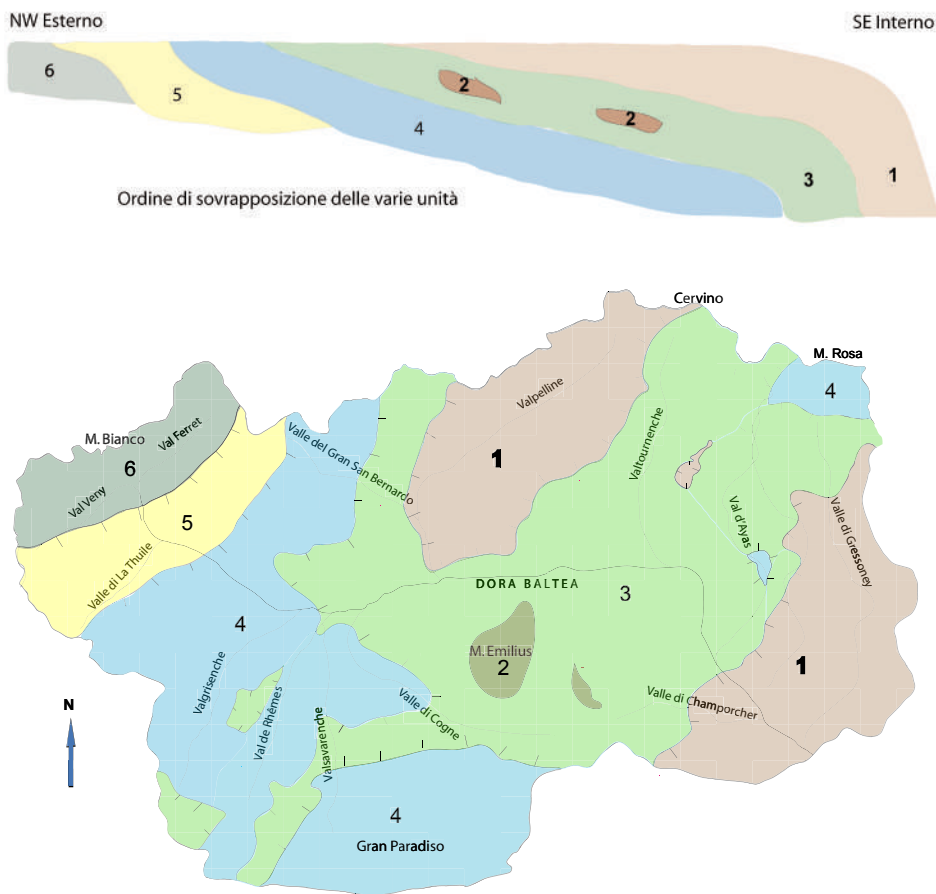


Fig. 1.01 - Schema strutturale semplificato dei vari complessi di unità tettoniche presenti in VdA e del loro ordine di sovrapposizione. Per chiarezza grafica i Lembi Austroalpini Infraoceanici di minori dimensioni non sono rappresentati.

1) Unità Austroalpine: Zona Sesia-Lanzo, Lembo del Pillonet e Falda Dent Blanche; 2) Principali Lembi Austroalpini Infraoceanici: M. Emilius e Glacier-Rafay; 3) Unità Piemontesi; 4) Unità Briançonesi; 5) Unità Vallesi 6) Unità Elvetiche.

Le montagne della VdA sono formate da varie unità tettoniche che si sono appilate le une sulle altre e che sono caratterizzate da una diversa evoluzione. Dall'interno all'esterno della catena (attualmente da SE a NW), esse possono essere così raggruppate: Unità Austroalpine, Unità Piemontesi, Unità Brianzonesi, Unità Vallesi e Unità Elvetiche (fig. 1.01). Le Unità Austroalpine sono riferite al margine della placca continentale di Adria (considerata nel passato come promontorio africano e attualmente interpretata come placca indipendente). Le Unità Piemontesi rappresentano i resti di un oceano che nel Giurassico-Cretacico separava la placca continentale Europea da quella di Adria ed includono anche frammenti di crosta continentale separati come "alloctoni estensionali" dalla madrepatria adriatica durante l'apertura dell'oceano.

Le Unità Brianzonesi sono riferite al margine continentale europeo e, in questa schematizzazione, comprendono anche quelle unità (Monte Rosa, Arcesa-Brusson, Gran Paradiso) che alcuni AA hanno indicato come "Prepiemontesi" (unità di crosta continentale europea adiacenti alla Zona oceanica Piemontese). Le Unità Vallesi sono interposte tra le Unità Brianzonesi e quelle Elvetiche. La loro interpretazione è ancora oggi fonte di dibattito. Due altre piccole unità, d'incerta collocazione, sono localmente presenti: quella del Piccolo S. Bernardo, che affiora solo nell'estremità SW della regione e che in questo schema è inclusa nella Zona Vallese, e quella degli Scisti di Ferret, interposta localmente tra Unità Vallesi ed Unità Elvetiche.

Per chi non è esperto di geologia alpina, la cosa migliore è iniziare con una sintesi schematica dell'evoluzione del territorio valdostano negli ultimi 350 milioni di anni.

1) Nel Carbonifero Superiore -Permiano (315,2-251,9 Ma), le placche continentali africana, adriatica ed europea erano unite in unico supercontinente (Pangea), frutto della precedente orogenesi varisica. Questa massa continentale contiene numerose intrusioni di magmi acidi (graniti) e basici (gabbri) che oggi formano una parte delle rocce affioranti in VdA, più o meno trasformate dal metamorfismo prodotto dall'orogenesi alpina (fig. 1.02).

MAGMATISMO PRE-TRIASSICO

Scala dei Tempi in milioni di anni	ELVETICO	VALLESE	BRIANZONESE			AUSTROALPINO	
			Gran San Bernardo		M. Rosa- Gran Paradiso	Dent Blanche	Sesia
251.9							
Permiano		Granito Pte Rousse 267 Ma Leucogabbri Clapet 272 Ma	Granodioriti Flassin 279 Ma		Granito M. Rosa 269 Ma Ortogneiss Gran Paradiso 270, 269 Ma	Gabbri Cervino 284 Ma Ortogneiss Arolla 289 Ma	Ortogneiss Sesia 293, 291 Ma
298.9							
Carbonifero superiore —— 323.2 —— inferiore	Granito M. Bianco 310 Ma	Gabbri Clapet 337 Ma					Gabbro Cima Bonze 343 Ma
358.9							
Devoniano				Granodioriti Grand Nomenon 371 Ma			
419.2 ca							
Siluriano							
443.8 ca							
Ordoviciano			Ortogneiss Chenallette 454 Ma Ortogneiss Ruitor 465, 460 Ma	Metabasiti Metailler 456-462 Ma Granofiro Changier 465 Ma			
486.4 ca							

Fig. 1.02 - Quadro sintetico del magmatismo pre-Triassico.

La superficie erosa e peneplanata di questo continente era attraversata da fiumi e, nel Carbonifero Superiore, ospitava paludi e bacini lacustri in un clima inizialmente caldo umido. In VdA, i resti di questi ambienti continentali sono rappresentati dal Complesso di Money in Valnontey e soprattutto dalla zona Ho-uillère alla quale sono legati i giacimenti di antracite di La Thuile (fig. 1.03).

2) Nel Permiano, un evento termico in condizioni estensionali precedette l'inizio di un primo ciclo sedimentario. Tra Permiano e Trias Inferiore (251,9-247,2 Ma), si deposero arenarie quarzitiche. Nel Trias Medio (247,2-237 Ma), una parte di questo continente fu invasa dal mare con deposizione di calcari e dolomie. Questo primo ciclo sedimentario (cf. Passeri, 2015) si concluse nel Carnico (237-227 Ma) con emersioni e con la deposizione di evaporiti nella Zona Brianzonese Esterna e di arenarie quarzitiche nella Zona Austroalpina (fig. 1.03). Gli affioramenti più significativi sono quelli di Aran (Valtournenche), della Granta Parei (Val di Rhêmes), della Touriasse (Colle del Piccolo S. Bernardo) e delle Pyramides Calcaires (Val Veny).

3) Un secondo ciclo sedimentario iniziò nel Trias sup. con la deposizione di dolomie.

Nel Giurassico Medio (166 Ma ca) si verificò la separazione della Placca di Adria da quella Europea con la nascita dell'Oceano Ligure-Piemontese. Questo oceano fu in espansione lenta fino alla fine del Cretaceo (cioè per almeno un centinaio di Ma). L'apertura dell'Oceano Ligure-Piemontese fu accompagnata dalla disarticolazione in blocchi sollevati e ribassati dei suoi margini continentali e dalla separazione di frammenti continentali (alloctoni estensionali) dispersi in posizione infraoceanica (fig. 1.04).

4) Nel Cretaceo si realizzò l'apertura del "Solco Vallese", interposto tra Zona Brianzonese e Zona Elvetica (fig. 04). Del tutto speculativa la sua estensione a sud di Moûtier e, dall'altro lato, sino al Golfo di Biscaglia, con individuazione di un microcontinente Brianzonese separato dall'Europa.

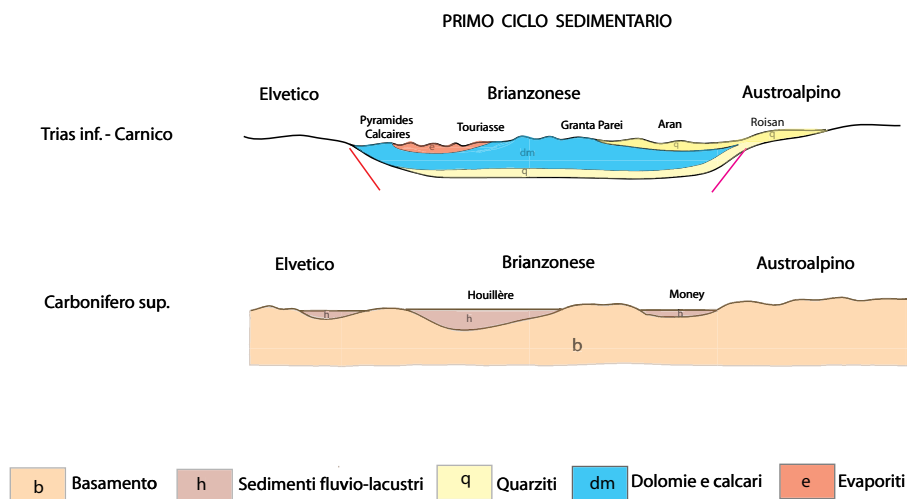


Fig. 1.03 - Evoluzione paleogeografica dal Carbonifero Superiore al Trias Superiore.

SECONDO CICLO SEDIMENTARIO

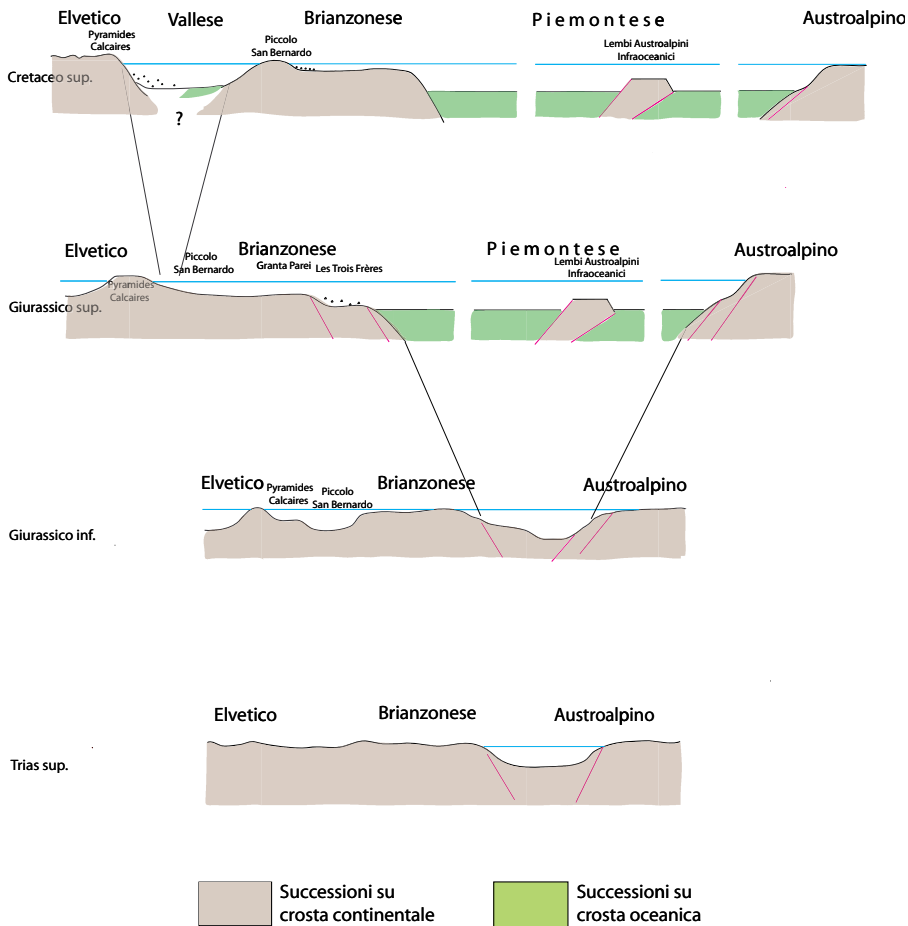


Fig. 1.04 - Evoluzione paleogeografica dal Giurassico Inferiore al Cretaceo Superiore.

5) Tra il Cretaceo superiore e la fine dell'Oligocene avvenne la progressiva costruzione dell'edificio alpino che fu accompagnata dallo sviluppo del metamorfismo. Per i non esperti, la fig. 1.05 sintetizza i parametri di pressione (P) e temperatura (T) propri delle varie facies metamorfiche

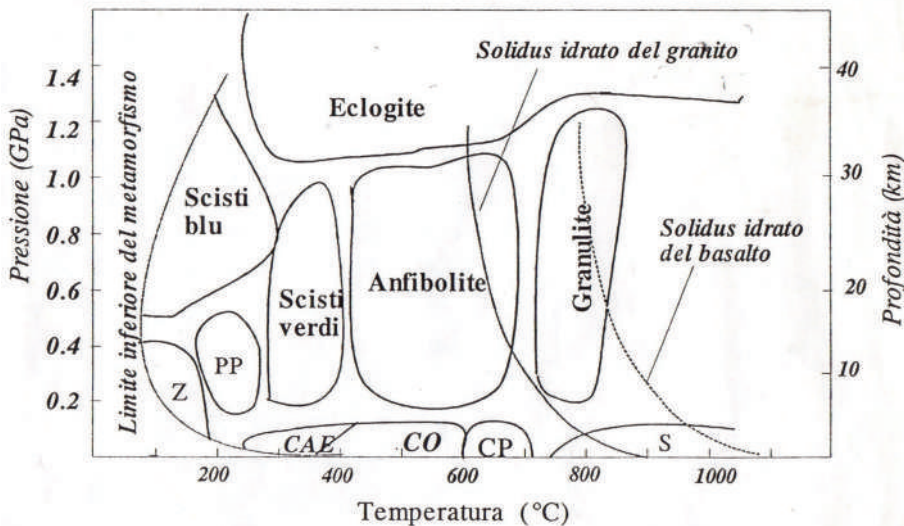


Fig. 1.05 - Campi di pressione e temperatura delle principali facies metamorfiche. Z = Facies a zeolite; PP = Facies a prehnite e pumpellyite; CAE = Facies delle cornubianiti ad albite e epidoto; CO = facies delle cornubianiti a orneblenda; CP = Facies dell'e cornubianiti a pirosseno; S = Facies a Sanidino.

Tra Cretaceo Superiore e Eocene Medio, una larga parte dell'Oceano Piemontese fu subdotta sotto il magne attivo della Placca continentale di Adria (fig. 1.06). Durante la subduzione, la litosfera piemontese fu suddivisa in due parti distinte e con diversa evoluzione: l'elemento attualmente inferiore (Unità Zermatt-Saas) raggiunse profondità di 80-100 km, documentate da un metamorfismo in facies eclogitica e localmente di ultra-alta-pressione (UHP, con coesite e diamante), mentre l'elemento superiore (Unità del Combin), subdotta a profondità minore, fu soggetto a un metamorfismo in facies scisti blu, in prevalenza mascherato da una retrocessione in facies scisti verdi. I Lembi Austroalpini del M. Emilius, Glacier-Rafray, Châtillon ed altri minori (alloctoni infraoceanici) furono subdotti

assieme all'Unità Zermatt-Saas sino a subire un metamorfismo eclogitico di età eocenica (Lembi eclogitici). Le coperture dei Lembi Infraoceanici (Unità PCB) furono scollate dai loro basamenti continentali e subirono un metamorfismo analogo a quello dell'Unità del Combin.

6) Nell'Eocene Medio (45 Ma ca), in seguito alla chiusura dell'Oceano Piemontese, le placche continentali Europea ed Adriatica entrarono in collisione. La Placca Europea (inferiore) andò in subduzione raggiungendo profondità proprie della facies eclogitica (Monte Rosa e Gran Paradiso) o degli scisti blu. La collisione fu accompagnata dal quasi totale scollamento delle coperture sedimentarie: alcune furono subdotte, altre iniziarono la loro migrazione verso l'esterno della catena.

La collisione fu seguita dall'esumazione, con cinematica in genere estensionale, delle unità andate in subduzione e dall'accavallamento delle unità interne (Austroalpine e Piemontesi) sulle esterne (Brianzonesi) con la costruzione di un edificio a falde sovrapposte dove le unità di origine adriatica (Austroalpine), poste a tetto, sono separate da quelle di origine europea (a letto), dalle Unità Piemontesi, sutura dell'oceano mesozoico (figs. 1.07-1.11).

7) Continuando la compressione, il corrugamento interessò le zone più esterne della catena in formazione. Le falde precedentemente appilate furono sottoposte a locali retroflessioni e retroscorrimenti. Tra l'Eocene Superiore e l'Oligocene Inferiore, le Unità Brianzonesi più esterne si appilarono su quelle Vallesi (fig. 1.12). Tra l'Oligocene Superiore e il Miocene Inferiore, le Unità Vallesi si accavallarono su quelle elvetiche con la locale interposizione dell'Unità degli Scisti di Ferret (figs. 1.13, 1.14). Nel Miocene, il corrugamento si estese al dominio Elvetico con la formazione di scaglie di basamento, di falde di scollamento e con la traslazione in risalita del M. Bianco sul massiccio delle Aiguilles Rouges (22 Ma Aquitaniano) e la sua successiva retroflessione (14-16 Ma Langhiano) (fig. 1.15). Per riferimenti bibliografici essenziali si veda il capitolo sulle datazioni radiometriche (p. 21-22).

EVOLUZIONE OROGENICA

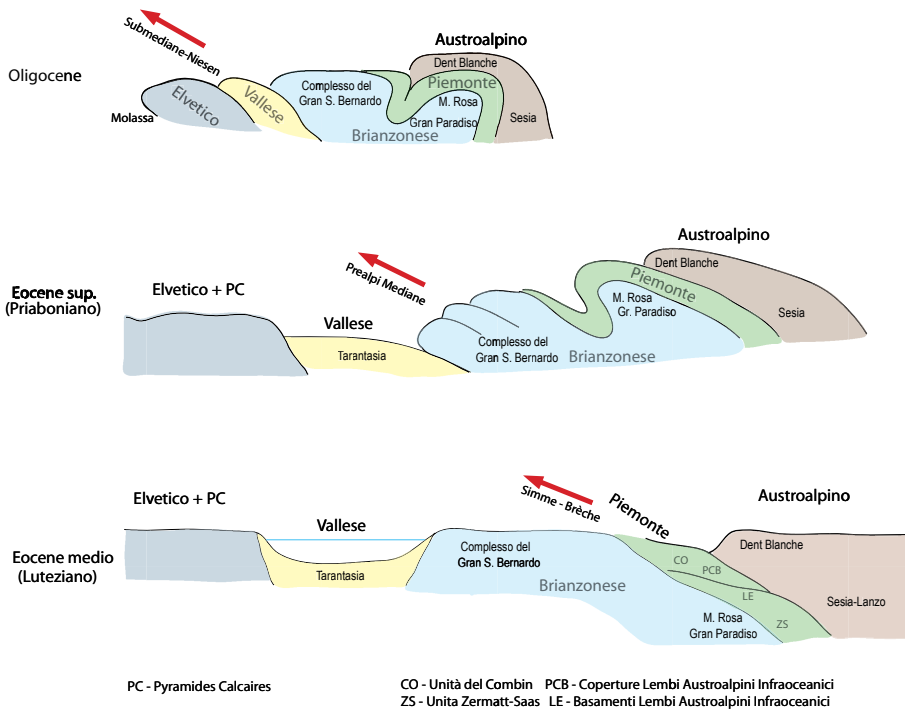


Fig. 1.06 -Schema semplificato dei rapporti tra i vari gruppi di unità durante l'orogenesi. L'accavallamento delle varie unità fu accompagnato dallo scollamento di parte delle coperture sedimentarie e dalla loro traslazione verso l'esterno della catena dove, attualmente, formano la pila di falde delle Prealpi Svizzere (dall'alto: falda della Simme, falda della Brèche, falde delle Prealpi Mediane, falde Submediane e di Niesen).



Fig. 1.07 - Contatto raddrizzato tra Unità Austroalpine (Gneiss Minuti-Sesia) e Piemontesi (marmi grigiastri con rare ofioliti), sul versante sinistro del T. Manda, a monte di Boset (Valle di Champorcher).

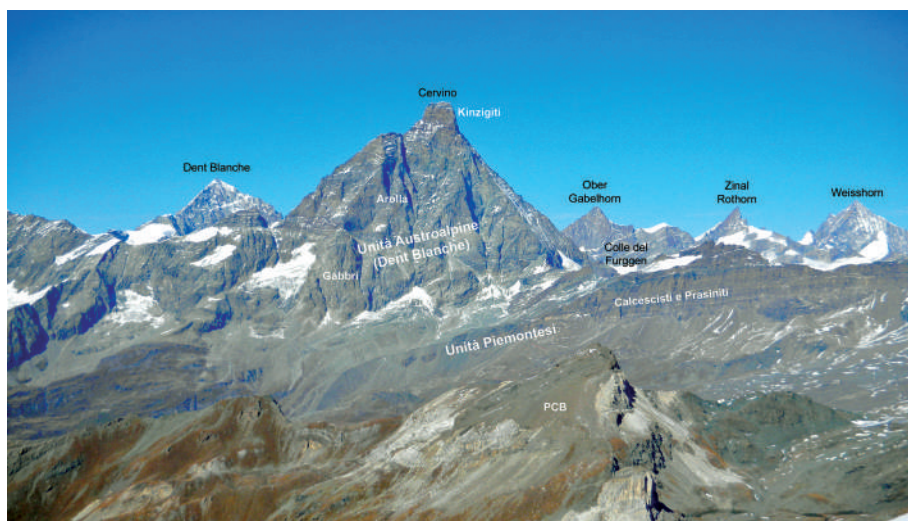


Fig. 1.08 - Sovrapposizione delle Unità Austroalpine (Dent Blanche) sulle Unità Piemontesi (Combin) tra il Cervino e la cresta del Furggen, vista dalla vetta del M. Roisetta (Valtournenche). In primo piano la Gran Sometta, contornata dalla fascia bianca dell'Unità Pancherot-Cime Bianche-Bettaforca (PCB) e con vetta in prasiniti e calcescisti del Combin.



Fig. 1.09 -Sovrapposizione delle Unità Piemontesi (a, b) sulle Unità Brianzoni Interne del M. Rosa (c, d). a) Serpentiniti della Roccia Nera (massiccio del Breithorn) e del Polluce; b) Anfiboliti albitiche da basalti; c) Basamento pre-granitico del M. Rosa; d) Intrusioni di graniti porfirici. (Val d'Ayas).

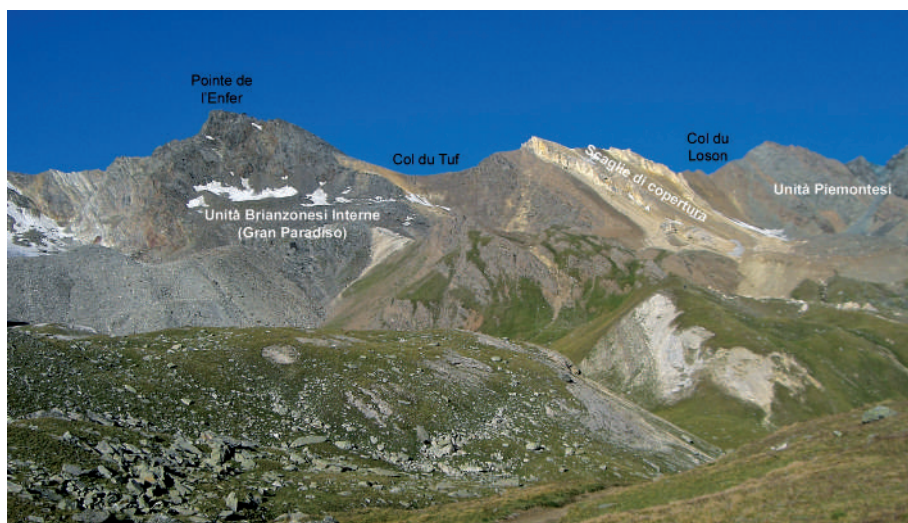


Fig. 1.10 -Sovrapposizione delle Unità Piemontesi (Calcescisti con ofioliti) su quelle Brianzoni interne del Gran Paradiso con interposti lembi di coperture sedimentarie, vista da E (sentiero Rif. Sella-Col Loson in Val di Cogne).



Fig. 1.11 - Sovrapposizione delle Unità Piemontesi su quelle Briançonesi (con basamento e coperture sedimentarie ripiegati in retroflessione), vista da q. 2795, lungo la cresta N della Granta Parei (Val di Rhêmes).

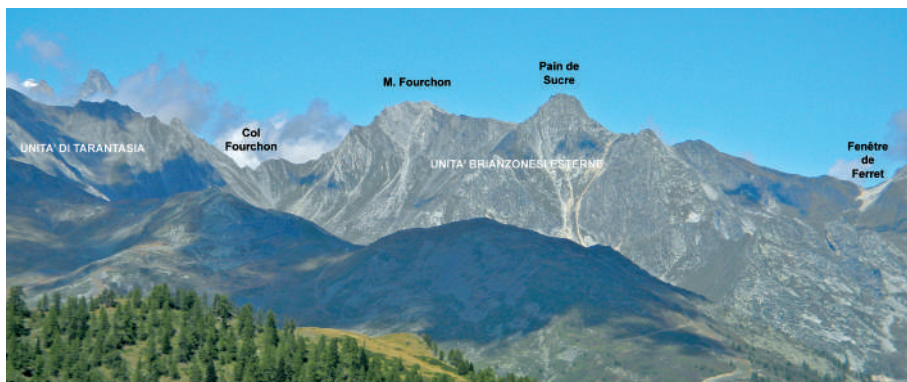


Fig. 1.12 - Sovrapposizione delle unità di copertura del Fronte Briançonnese sull'Unità Vallese di Tarantasia; visto da SW, salendo al Col d'Ars (Valle del Gran S. Bernardo).



Fig. 1.13 - Sovrapposizione dell'Unità Vallese di Tarantasia sugli Scisti di Ferret, presso il Col di Ban Darrey, vista dal M. Fourchon (Valle del Gran S. Bernardo).



Fig. 1.14 - Contatto tra gli Scisti di Ferret e le Elvetidi, marcato da una fascia cataclastica con scaglie di dolomia e di marmi, sul versante destro idr. de la Combette (Val Ferret).



Fig. 1.15 - Retroscorrimento del granito del M. Bianco sulle coperture Elvetiche dell'Unità Pavillon-Col Ferret, visto salendo al Rif. Boccalatte (Val Ferret).

Alcune datazioni radiometriche

Tra le varie datazioni radiometriche disponibili, quelle qui elencate si riferiscono al metamorfismo e ai correlati eventi deformativi che consentono di definire l'evoluzione nel tempo dell'orogenesi alpina in VdA. Si tratta di associazioni in facies eclogitica o scisti blu, legate alla subduzione e alla chiusura dell'oceano piemontese, seguite da associazioni retrograde verso la facies scisti verdi, indicative del ripristino di un regime termico normale durante la collisione continentale, l'esumazione della catena e la sua erosione. La fine del metamorfismo regionale in facies scisti verdi e delle associate deformazioni duttili è segnata dal magmatismo postcollisionale oligocenico (32-30 Ma) i cui corpi intrusivi (Biella e Traversella), filoniani e vulcanici, tutti non metamorfici, intrudono localmente le successioni metamorfiche piegate della Zona Sesia e dell'Unità del Combin tra il Piemonte e la bassa Valle d'Aosta (Bigi et al., 1990).

- Metamorfismo HP nella zona Sesia: 75-60 Ma = Campaniano sup. -Maastrichtiano -Daniano (**Cr2 -P**). (Duchêne et al., 1997; Gebauer, 1999; Rubatto et

al., 1999; Manzotti et al. 2014a).

- Metamorfismo HP (scisti blu) nel lembo del Pillonet: 75-73 Ma = Campaniano sup. (**Cr2**). (Cortiana et al., 1998).

- Metamorfismo HP nelle ofioliti del Monviso e dell'Unità Zermatt-Sass: 50-40 Ma; 49-40 Ma = Ypresiano sup. - Luteziano (**Eo1**). (Cliff et al, 1998; Duchêne et al., 1997; Mayer et al., 1999; Dal Piaz et al., 2001; Lapen et al., 2003).

- Metamorfismo eclogitico dei lembi austroalpini infraoceanici (Emilius, Glacier-Rafray, Etirol-Levaz): 48-40 Ma = Ypresiano sup -Luteziano (**Eo1**). (Dal Piaz et al., 2001).

- Metamorfismo eclogitico nella Falda M. Rosa-Gran Paradiso: 42 Ma = Luteziano (**Eo1**). (Lapen et al., 2007; Meffan-Main et al., 2004). Retrocessione: 37-32 Ma = Priaboniano -Rupeliano inf. (**Eo2-O1**). (Rubatto & Gebauer, 1999).

- Metamorfismo HP nel Brianzone interno (Mischabel-Sievez): 40-30 (?) Ma = Bartoniano -Rupeliano (?) (**Eo2-O1**). (Markley et al., 1998).

- Metamorfismo Scisti Verdi nel Brianzone esterno: 35-27 Ma = Priaboniano -Chattiano (**Eo2-O2**). (Freeman et al., 1997; 1998).

- Esumazione e accavallamento del M. Bianco sulle Aiguilles Rouges: 22 Ma = Aquitaniano (**M1**). (Rolland et al., 2008).

- Retroflessione del M. Bianco: 16-14 Ma ca = Langhiano (**M2**). (Rolland et al., 2008).

UNITÀ AUSTROALPINE

Nel termine Austroalpino si riuniscono le unità tettoniche della VdA che, per posizione strutturale e/o per marcata affinità litostratigrafica, cronologica e metamorfica, si ritengono derivare, assieme alle Alpi Meridionali, dalla crosta continentale di Adria. Si tratta di un insieme di frammenti crostali che, per posizione strutturale e metamorfismo, possono essere suddivisi in due gruppi: 1) i Lembi superiori (Zona Sesia- Lanzo, Falda Dent Blanche s.l., Lembo del Pillonet) giacciono al tetto delle Unità Piemontesi e sono appilati sull'Unità del Combin; 2) i Lembi inferiori (M. Emilius, Glacier-Rafray ed altri minori) sono situati entro le Unità Piemontesi al tetto o all'interno dell'Unità Zermatt-Saas. Entrambi hanno subito un metamorfismo legato a subduzione, iniziato nel Cretaceo superiore per i primi e nell'Eocene per i secondi. I Lembi Inferiori, insieme all'Unità PCB, sono descritti sotto la denominazione di "Lembi Austroalpini Infraoceanici".

AUSTROALPINO SUPERIORE

1) ZONA SESIA-LANZO

Questo grande elemento strutturale è costituito da tre principali unità tettoniche sovrapposte: l'interna è quella dei Micascisti Eclogitici, l'esterna è rappresentata dall'unità degli Gneiss Minuti; entrambe sono ricoperte da un frammento di crosta continentale profonda, noto come 2a Zona Dioritico-Kinzigitica per analogia con la Zona Dioritico-Kinzigitica delle Alpi Meridionali (Dal Piaz et al., 1972; Compagnoni et al., 1977).

Micascisti Eclogitici

Sono parascisti a mica bianca, granato, pirosseni sodici (giadeite-omfacite), glaucofane, Mg-cloritoide con lenti di eclogiti e glaucofaniti (figs. 2.01-2.03), derivati da paragneiss prealpini di affinità kinzigitica (biotite, granato, sillima-

nite). Contengono granitoidi permiani, diffusi nell'area di Gaby-Fontainemore, metabasiti e rare intercalazione carbonatiche in prevalenza pre-varisiche. Tra queste, marmi bianchi furono estratti a Colombit (fig. 2.04). I Micascisti Eclogitici hanno subito un metamorfismo varisico e permiano di alto grado (granuliti, anfiboliti); sono stati poi intrusi dai granitoidi; hanno infine subito un metamorfismo di subduzione (alta P e bassa T) "eoalpino", riferito al Cretaceo sup. (75-60 MA), seguito da una retrocessione in facies Scisti Verdi. Affiorano lungo la dorsale M. Debat-Cima di Bonze-Bec Renon (Valle di Champorcher, a S di Pont Boset), in bassa VdA, tra Pont St Martin e Bard, e lungo la Valle di Gressoney fino ad Issime, comprendendo M. Corma, Cima di Priäl e M. Mars.

Gneiss Minuti

Si tratta di ortogneiss albitico-micacei tabulari, talora con relitti di feldspato potassico, e limitati parascisti a grana fine, (figs. 2.05-2.06). Contengono localmente metagabbri (Colle e Monte Pinter). Gli ortogneiss e i metagabbri derivano da corpi intrusi nel Permiano, rispettivamente nella crosta superiore ed inferiore. I parascisti albitici conservano rari relitti di alto grado metamorfico e, come gli ortogneiss albitici, hanno una dominante impronta in facies di scisti verdi con picco termico a 38 Ma. Affiorano nella valle di Champorcher (dove formano la dorsale M. Charvatton-Tête du Mont), lungo la bassa VdA (tra Bard e Arnad-Verres), lungo la Valle di Gressoney tra St. Jean e Chemonal (dove formano la dorsale M. dell'Aquila-Dames de Challand e quella M. Ciosé- Punta Valnera-Corno Vitello).

Gneiss ad affinità kinzigitica

Si tratta di paragneiss con anfiboliti, marmi a silicati e pegmatiti con metamorfismo prealpino di alta T (biotite, granato, sillimanite), talora preservato quasi integralmente. Rappresentano frammenti di crosta profonda (facies anfibolitica e granulitica) traslati a tetto della catena. Poggiano sull'Unità degli Gneiss Minuti (all'esterno) e su quella dei Micascisti Eclogitici (all'interno) tramite una fascia milonitica in facies scisti blu-scisti verdi. Affiorano nella Valle di Gressoney tra Pont Trenta e Metten (formando la vetta e la parte settentrionale del M. Nery) e, più a N, lungo una parte della dorsale tra Punta Ciampono e Corno Bianco. I marmi a silicati sono a grana grossolana e massicci. Contengono diopside, granato, richterite e flogopite.



Fig. 2.01 - Micascisti eclogitici al Colle della Barma d'Oropa (Fontainemore).



Fig. 2.02 - Micascisti eclogitici con cristalli bluastri disorientati di glaucofane al Colle della Barma d'Oropa (Fontainemore).



Fig. 2.03 - Granati nei micascisti eclogitici presso il Col de Prial (Fontainemore).



Fig. 2.04 - Marmi di Colombit (Fontainemore).



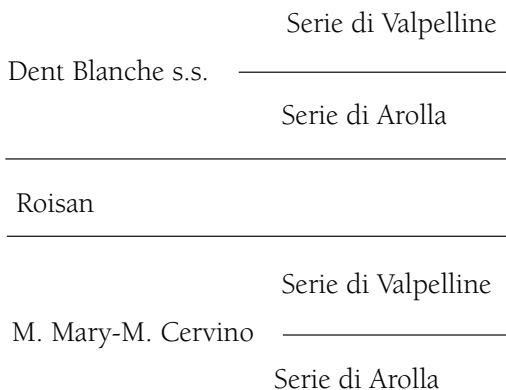
Fig. 2.05 - Gneiss minuti del M. Charvatton (Pont Boset) visti dalla Comba de Brenve a valle di Miallet.



Fig. 2.06 - Gneiss minuti presso Pontboset al ponte inferiore sul T. Ayasse.

2) DENT BLANCHE S.L

La Falda della Dent Blanche affiora in VdA solo a N della Dora, dal Cervino all'intera Valpelline dove ricopre le Unità Piemontesi (Manzotti et al., 2014a; Dal Piaz et al., 2016; Manzotti et al., 2017a, Manzotti et al., 2017b). E' costituita da vari elementi tettonici sovrapposti: un lembo inferiore (M. Mary-Cervino) e uno superiore (Dent Blanche s.s.), separati da una fascia milonitica con discontinui corpi di carbonati (Unità di Roisan). Questi lembi sono a loro volta formati da due differenti unità tettoniche, dette "serie" nella letteratura tradizionale: l'inferiore dominata dalla presenza di gneiss e metagranitoidi (Serie di Arolla), la superiore con il compesso kinzigitico (Serie di Valpelline) (figs. 2.07-2.11).



Il lembo M. Mary-Cervino forma una stretta fascia che si estende dal Cervino fino a Roisan (Aosta), includendo M. Blanc du Créton, M. Rous, Becca de Salé, Cima Bianca, M. Grand Pays, Croce di Fana, Becca di Viou. Non è mai troppo semplice distinguerlo dal sovrastante lembo Dent Blanche s.s., in particolare dove il limite non sia contrassegnato dalla presenza dell'Unità di Roisan. Il lembo Dent Blanche s.s. si estende attraverso tutta la Valpelline e include l'area compresa tra Les Grandes Murailles, Château des Dames, Punta Tzan, M. Faroma, Ollomont, M. Morion, M. Brulé-La Vierge.



Fig. 2.07 - Contatto tettonico tra il lembo M. Mary-Cervino e il lembo Dent Blanche s.s. lungo la parete SE della Dent d'Herens, visto dal Colle del Furggen.

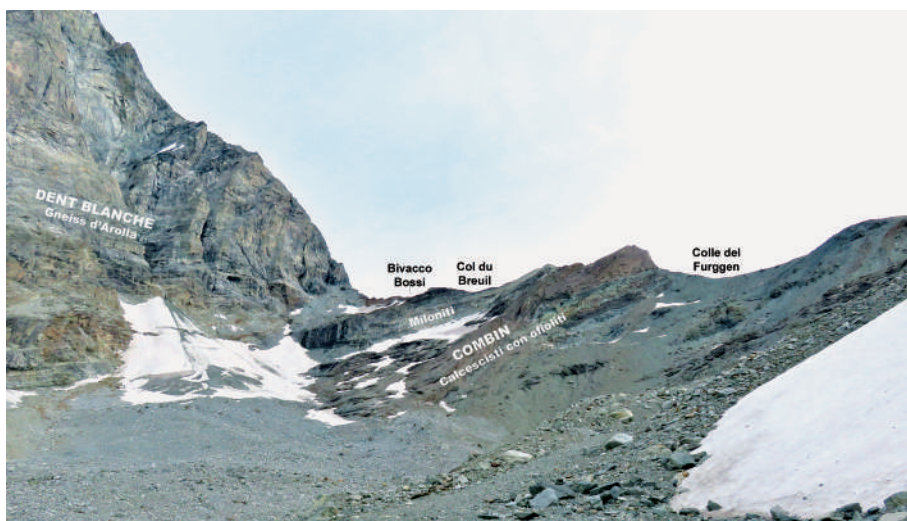


Fig. 2.08 - Contatto tra il lembo M. Mary-Cervino e l'unità piemontese del Combin presso il Col du Breuil.



Fig. 2.09 - Il M. Cervino con la successione di Gabbro, Miloniti, Gneiss d'Arolla e complesso Kinzigiti di vetta, visto da Cime Bianche Laghi.

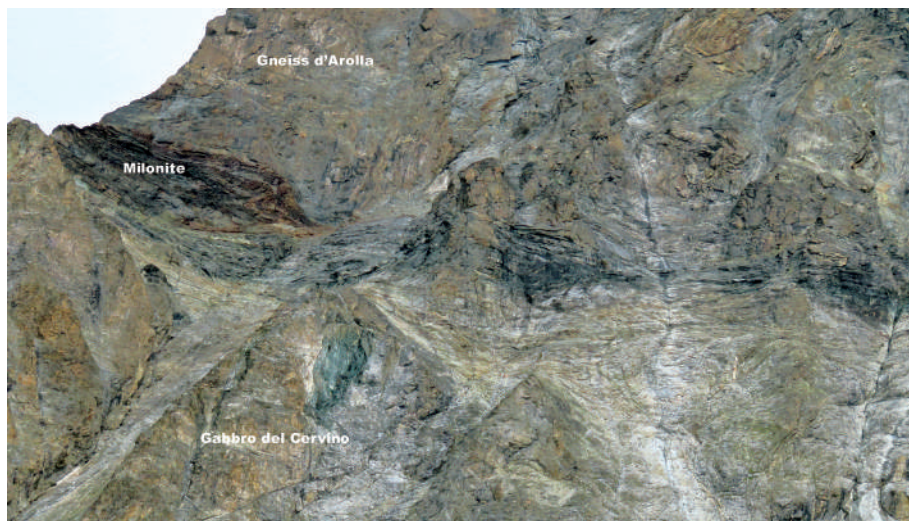


Fig. 2.10 - Particolare del contatto tra gabbri e gneiss, marcato da una fascia milonitica scura, visto dal Colle del Furggen.

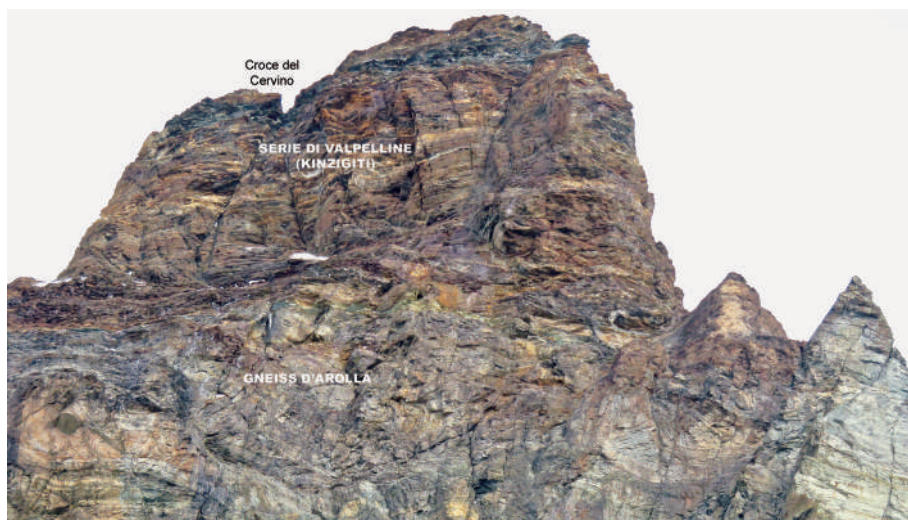


Fig. 2.11 - Particolare del contatto tra gneiss e kinzigiti sotto la vetta del Cervino visto dal Colle del Furggen.

Serie di Arolla

La serie di Arolla è un complesso di prevalenti ortogneiss in facies Scisti Verdi con relitti dell'associazione magmatica (feldspato potassico, quarzo, orneblenda, biotite) e rari relitti in facies Scisti Blu riferiti al Cretacico sup. (74-75 Ma; Cortiana et al., 1998). Contiene vari tipi litologici:

- a) Graniti a orneblenda e granitoidi granitico-quarzodioritici di età permiana ("Graniti di Arolla"), gneiss occhiadini (fig. 2.12), ortogneiss albitici e gneiss minuti milonitici ("Gneiss di Arolla"). I Graniti di Arolla affiorano a M. Morion, M. Clapier e B. di Morion; gli gneiss formano il corpo centrale e principale del Cervino, la P.ta Tsan, parte del M. Mary e parte del Pillonet.
- b) Parascisti pre-granitici. Sono presenti nella parte meridionale del lembo M. Mary-Cervino e localmente al M. Morion.
- c) Gabbri. Riferiti al Permiano, affiorano al Cervino (fig. 2.13), alla Sassa (Berger de la Sassa-Grand Epicoune) e alla base del M. Pinter. Possono essere associati a dioriti metamorfiche (Becca Morion e Bec d'Epicoune in Valpelline).



Fig. 2.12 - Ortogneiss occhiadini di Arolla nella morena del Ghiacciaio del Cervino.

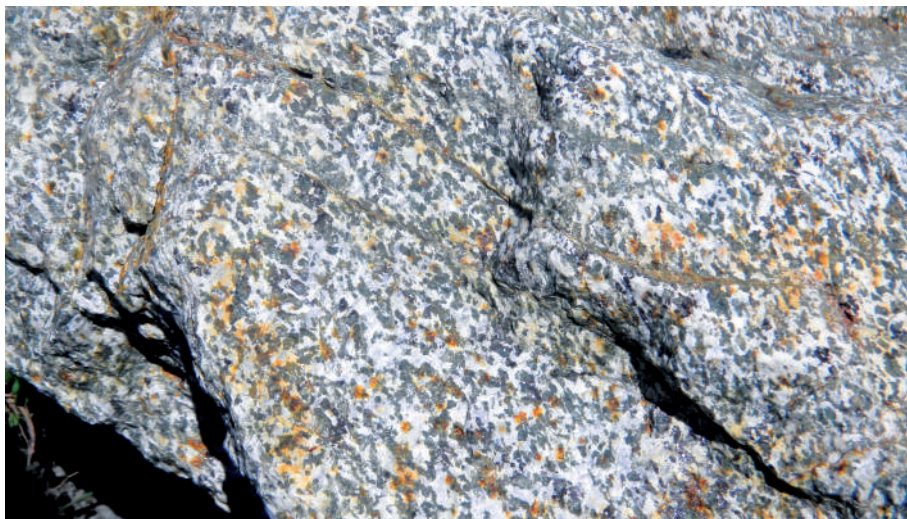


Fig. 2.13 - Gabbro del Cervino, nel detrito salendo alla Croce Carrel.

Serie di Valpelline

Corrisponde agli gneiss kinzigitici della zona Sesia-Lanzo e rappresenta un frammento di crosta adriatica profonda. E' formata da paragneiss a biotite-granato-sillimanite con granuliti, anfiboliti, migmatiti, marmi, pegmatiti e da prodotti di retrocessione metamorfica alpina da incipiente a pervasiva (figs. 2.14-2.17). Poggia su una fascia milonitica, ripiegata da deformazioni successive. Affiora al nucleo della sinforme di Valpelline, da Valpelline fin'oltre il confine (lembi Dent Blanche s.s.), formando la Becca di Luseney e la Becca de Châtelet. Costituisce anche l'unità superiore dell'elemento tettonico Mt. Mary-Cervino dove forma la punta del Cervino, lo Château des Dames, il M. Rousse.



Fig. 2.14 - Paragneiss kinzigitici a patina ruggine nei pressi del Rif. Aosta (Valpelline). Fino agli anni '70 erano ancora coperti dal ghiacciaio.



Fig. 2.15 - Paragneiss e marmi del complesso kinzigitico visti dal sentiero per il Lago Morto (Valpelline).



Fig. 2.16 - Marmi con liste silicatiche in rilievo nelle Kinzigiti lungo il taglio stradale tra Places de Moulin e Rif. Prarayet (Valpelline).

Unità di Roisan

L'unità di Roisan corrisponde a una zona di taglio duttile, polideformata, che separa il lembo di M. Mary, a letto, da quello della Dent Blanche s.s., a tetto (fig. 2.17). E' caratterizzata dalla presenza di dolomie alle quali si associano marmi, calcescisti, filladi, estese fasce milonitiche e sporadici lembi di quarziti laminate (fig. 2.18). Questa unità è frazionata in un insieme di lenti, potenti ma discontinue, che vanno dal M. Blanc du Crêton alla zona di Roisan, affiorando al Col Saleron, tra Cima Bianca e il Lago Cian (o Tzan), tra Col du Salvé e Rèche, tra M. Morion e Col Chaleby, tra Léchè e il Col de St Barthélemy e, infine, tra il Col de l'Arpeyssau e Roisan. Gli affioramenti non presentano successioni stratigrafiche continue; tre diversi gruppi di litofacies possono essere comunque distinti.

a) Dolomie e calcari dolomitici in banchi massicci o a stratificazione più o meno grossolana (fig. 2.19). Negli affioramenti con vistosa deformazione gravitativa del M. Grand Pays (vetta e versante E) sono stati rinvenuti foraminiferi bentonici, alghe dasicladali (fig. 2.20) e resti di lamine di ambiente tidale. Tra le alghe sono presenti numerosi esemplari di *Griphoporella curvata*, tra i foraminiferi numerosi esemplari di *Aulotortus spp.*, *Gandinella spp.*, *Glomospirella spp.*. Questa associazione consente un preciso riferimento al Triassico superiore (Ciarpica et al., 2010).

b) Marmi lastroidi (fig. 2.21) e marmi con filari in rilievo di quarzo (figs. 2.22, 2.23).

c) Calcescisti e marmi con contenuto in terrigeni variabile (figs. 2.24, 2.25) e con locali calciruditi (fig. 2.26).

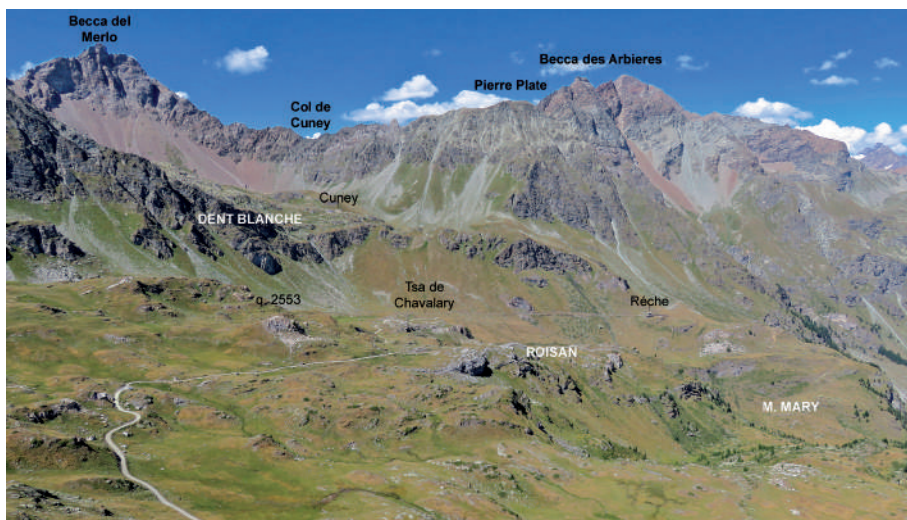


Fig. 2.17 - Gli affioramenti di Roisan tra q. 2553 e Tsa de Chavalary, visti dalla vetta del M. Morion.



Fig. 2.18 - Quarziti laminate lungo la cresta E di Cima Bianca.



Fig. 2.19 - Dolomie stratificate con strati massicci e interstrati fissili tra Col du Salvé e Tsa de Chavallary.



Fig. 2.20 - Banco di alghe dasicladali tra Col Léché e Léché (M. Grand Pays).



Fig. 2.21 - Marmi lastroidi sulla vetta della Cima Bianca.



Fig. 2.22 - Mesopieghe nei Marmi con quarzo (cresta SE di Cima Bianca, bivio tra i sentieri 3 e 13B).



Fig. 2.23 - Pieghe centimetriche nei Marmi con quarzo presso la vetta di Cima Bianca.



Fig. 2.24 - Calcescisti scuri, fissili in appoggio tettonico sulle dolomie del M. Grand Pays.



Fig. 2.25 - Calcescisti terrigeni (1) in appoggio tettonico sulle dolomie massicce (2) lungo la sponda del Lago Tzan.



Fig. 2.26 - Calciruditi poligeniche a SW del Lago Tzan.

3) LEMBO DEL PILLONET

Il “lembo del Pillonet” (Dal Piaz, 1976) affiora lungo la cresta spartiacque tra Valtournenche e Val d'Ayas, dal M. Tantané fino alla Becca di Nana (fig. 2.27). Poggia sull'Unità del Combin e presenta un metamorfismo in facies Scisti Verdi con relitti in facies Scisti Blu di età cretacea superiore (Cortiana et al., 1988). Contiene micascisti polimetamorfici, ortogneiss albitici laminati a grana fine, limitati gneiss occhiadini, metagabbri e metabasiti, dolomie, marmi e marmi con quarzo, in rapporti tettonici (figs. 2.27-2.28). Gli gneiss sono riferiti alla Serie di Arolla, i metagabbri sono confrontabili con quelli del Pinter e del Cervino e il complesso carbonatico Grand Dent - Becca di Nana ha un probabile equivalente nell'Unità di Roisan.



Fig. 2.27 - Versante occidentale del lembo del Pillonet lungo la dorsale M. Tantané-Becca di Nana, dalla vetta del M. Méabé.

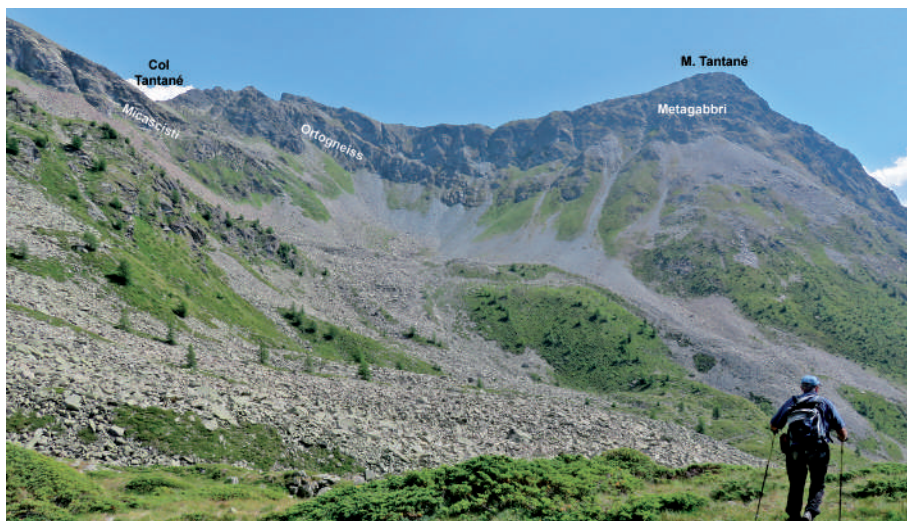


Fig. 2.28 - Il Col Tantané e il M. Tantané, visti da NW. I metagabbri del M. Tantané poggiano sugli gneiss albitici che a loro volta poggiano sui micasisti affioranti a sinistra del Col Tantané.

LEMBI AUSTROALPINI INFRAOCEANICI

Numerosi lembi isolati, di derivazione continentale, sono dispersi entro le successioni ofiolitiche delle Unità Piemontesi e qui sono raggruppati sotto la denominazione di “Lembi Austroalpini Infraoceanici”. Questi comprendono sia Lembi Eclogitici di crosta continentale (Austroalpino Inferiore Auctt.), sia le unità sedimentarie (PCB) che si ritengono relitti della loro copertura. Il nome evidenzia la loro attuale posizione geometrica tra unità di natura oceanica. I Lembi Eclogitici, per affinità litologica, sono considerati frammenti della crosta continentale di Adria, separati dalla madrepatria durante la tettonica divergente che ha portato all'apertura dell'Oceano Piemontese (alloctoni estensionali, in Dal Piaz, 1999). Costituiscono un insieme di lembi isolati, talvolta di grandi dimensioni, con metamorfismo eclogitico analogo a quello della Zona Sesia, ma più giovane (49-45 Ma; Dal Piaz et al., 2001) e coevo (nel limite dei dati disponibili) con quello dell'Unità Zermatt-Saas a cui sono associati. Durante la subduzione, le loro coperture sedimentarie (Unità PCB) si sono scollate dai rispettivi basamenti, sono state subdotte a profondità minori e hanno subito un metamorfismo in facies scisti blu-scisti verdi, analogo a quello dell'Unità del Combin a cui sono associate.

1) LEMBI ECLOGITICI (Austroalpino Inferiore Auctt.)

I Lembi Eclogitici sono situati al tetto o all'interno dell'Unità Zermatt-Saas. In particolare, i lembi del M. Emilius, Santanel, Etirol-Levaz sono posti al limite tra questa unità e la sovrastante Unità del Combin, mentre i lembi del Glacier-Rafay, Tour Ponton, Eaux Rouges e Châtillon sono situati al suo interno (Franchi 1898; Dal Piaz & Nervo 1971; Nervo & Polino 1976; Kienast 1983; Lemoine 1985; Ballèvre et al. 1986; Biino & Compagnoni 1988; Pennacchioni 1996; Scambelluri et al. 1998; Dal Piaz et al. 1979, 2001, 2010; Beltrando et al. 2010; Regis et al. 2015). M. Emilius, Glacier-Rafay, Tour Ponton e Eaux Rouges sono situati e sollevati a letto della faglia maestra con cinematica normale del graben Aosta-Ranzola, gli altri ribassati sono posti a tetto (fig. 3.01)

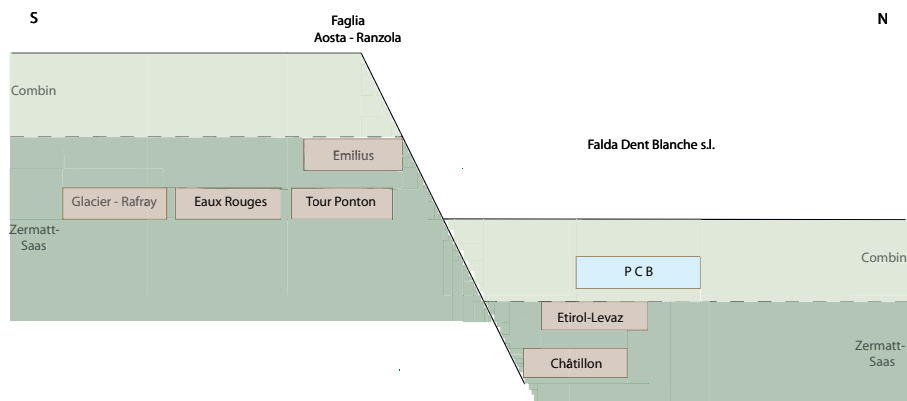


Fig. 3.01 - Schema della distribuzione attuale di alcuni dei principali Lembi Austroalpini Infraoceanici.

I Lembi Eclogitici sono costituiti da due principali complessi litologici.

1) Il Complesso polimetamorfico dei micascisti eclogitici, prevalente e tipico al M. Emilius, è rappresentato da micascisti granatiferi a glaucofane-fengite $\pm$ pirosseno sodico e da micascisti a granato-cloritoide $\pm$ cianite, a patina rosso-bruna, variamente retrocessi in facies scisti verdi, con abbondante albite a spese di pirosseni ed anfiboli sodici. Contiene abbondanti liste e lenti di eclogiti, scarsi metagabbri, brecce ad inclusi femici tondeggianti e rari marmi antichi. Deriva da paragneiss, granuliti felsiche e mafiche e da migmatiti, localmente ben preservate al M. Emilius, con tipologie probabilmente simili a quelle della Serie di Valpelline.

2) Il Complesso degli gneiss albitici presenta rocce di colore grigio-verdognolo con grana da minuta a grossolana, derivate da granitoidi probabilmente permiani, prevalenti nel Lembo Glacier-Rafray, subordinati in quello del M. Emilius. Contiene diffusi relitti di glaucofane, spesso zonato, sostituito in prevalenza e specie al nucleo da minuti aggregati albitico-micaceo-cloritici, e lenti di metabasiti con impronta eclogitica. Il metamorfismo eclogitico è simile a quello della Zona Sesia-Lanzo, ma è riferito all'Eocene medio-inferiore (Dal Piaz et al. 2001; Beltrando et al. 2010).

I principali Lembi Austroalpini Infraoceanici della VdA sono quelli del M. Emilius (figs. 3.02 - 3.05) e del M. Glacier - Rafray (figs. 3.06 - 3.08) a S della Dora e quello di Etirol - Levaz (figs. 3.09, 3.10) a N.



Fig. 3.02 - La parete E del M. Emilius, modellata nel complesso dei micascisti eclogitici, vista dal Col di Leppe.



Fig. 3.03 – La dorsale Becca di Nona - M. Emilius in micascisti eclogitici, vista da Punta Valletta. In primo piano le prasiniti dell'Unità Piemontese del Combin.



Fig. 3.04 - La dorsale M. Emilius - Pic Garin in micascisti eclogitici, vista da Punta Valletta.



Fig. 3.05 - L'alto vallone di Laures con i laghi glaciali e la dorsale della Gran Roesse modellati nel complesso dei micascisti eclogitici (dalla vetta del M. Emilius); il Colle di Leppe, sulla destra, è intagliato nei calcescisti delle unità ofiolitiche piemontesi (qui in facies pelitica a granato) che, con grande piega, avvolgono in parte l'angolo SE del lembo austroalpino (Elter, 1960, 1987; Foglio Chatillon, 2010).



Fig. 3.06 - Il basamento cristallino del M. Glacier, sovrascorso sulle serpentiniti della Gran Rossa ed i metagabbri eclogitici di Mezove, visti da N (dal valico di M. Bel Plat).

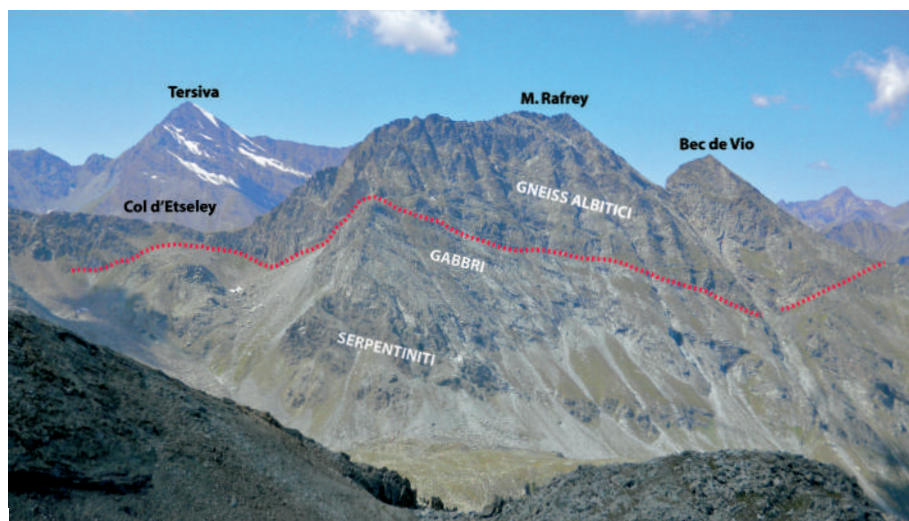


Fig. 3.07 - Il versante NE del M. Rafrey con il basamento cristallino sovrascorso sui metagabbri eclogitici e le serpentiniti del Vallone di Mezove, visto da Pointe de Mezove.



Fig. 3.08 - Gneiss albitici chiari e sottostanti micascisti sulla vetta del M. Glacier



Fig.3.09 - Micascisti eclogitici del lembo Etinol-Levaz (M. Châtelard) a N di Torgnon.



Fig. 3.10 - Micascisti Eclogitici del lembo Etirol-Levaz tra Etirol e Tsantsevellà.

2) UNITÀ PCB

L'Unità Pancherot-Cime Bianche-Bettaforca (PCB) è scollata dal suo substrato originario (Lembi Eclogitici) ed è inserita tra le unità oceaniche Piemontesi. Affiora in frammenti discontinui dall'alta Valtournenche, all'alta Val d'Ayas, fino alla Bettaforca. I maggiori affioramenti sono quelli della Becca d'Aran (fig. 3.11), del Pancherot (fig. 3.12) e delle Cime Bianche (fig. 3.13), tutti in alta Valtournenche. La successione originaria, scompaginata da deformazioni polifasiche, è stata artificialmente assemblata e prevede l'esistenza dei seguenti gruppi di litofacies, descritti dal basso (Passeri et al., 2018).

a) Scisti quarzítico-albitici (qz/ab) - Per la maggior parte sono formati da scisti compatti, grigiastri, contenenti quarzo in granuli di taglia arenitica, locali ciottoli quarzíticos, albite porfiroblastica e mica chiara (figs. 3.14, 3.15). Nel dettaglio la composizione è alquanto varia, comprendendo scisti con clasti appiattiti di quarzo in matrice arenitica, scisti arenacei a grana fine e quarziti pure. Nella sezione di Aran, gli Scisti qz/ab sono sormontati da una fascia di quarziti giallastre a grana fine (fig. 3.16), situata con contatto tettonizzato alla base della successione di dolomie stratificate e marmi listati.

b) Dolomie stratificate e marmi listati - Sono composte da dolomie di colore scuro a lamine piane e grana fine, irregolarmente alternanti con banchi di dolomie a grana cristallina più grossolana e con marmi listati bianchi e grigi (figs. 3.17-3.19).

c) Quarziti lastroidi - Sono composte di quarzo detritico, in prevalenza ricristallizzato, e sono facilmente sfaldabili in lastre centimetriche separate da sottili veli di mica chiara. Negli affioramenti di Aran e di Bois de Grillon (a E di M. Seriola, sentiero 107) giacciono al tetto delle Dolomie stratificate (fig. 3.20, 3.21). Nel M. Pancherot rappresentano il letto delle Dolomie massicce dalle quali sono separate da un orizzonte di marmi giallastri (fig. 3.22).

d) Dolomie massicce - Dolomie bianche, cristalline e massicce con spessore che può raggiungere il centinaio di metri. Nella successione del M. Pancherot, le Dolomie massicce (fig. 3.23) sono comprese tra le Quarziti lastroidi di letto e i Marmi stratificati di tetto. Nell'area delle Cime Bianche e in quella contigua del Col Roisetta-Vallone di Courtod, le Dolomie massicce giacciono, in successione rovesciata, tra i marmi stratificati di letto e una "fascia bruna", con quarziti micacee e marmi bruni scistososi, sormontata da quarziti bianche lastroidi.

e) Marmi stratificati e calcescisti - Includono marmi ben stratificati grigi e grigio-bluastri, calcescisti e locali corpi di calciruditi. Nella successione del M. Pancherot, marmi bruni stratificati (figs. 3.24, 3.25) giacciono sulle Dolomie Massicce con l'interposizione di una fascia cataclastica. Nel settore delle Cime Bianche, fino a S del Col Roisetta, marmi e calcescisti giacciono, in successione rovesciata al letto delle Dolomie Massicce (fig. 3.26). Marmi con quarzo, di posizione stratigrafica indefinita, sono localmente presenti. Breccie sedimentarie di varia composizione sono contenute nei marmi e calcescisti del Plateau Rosa (Testa Grigia), di Praz de Tard (bassa Valtournenche) e della Bettaforca. (Val d'Ayas).

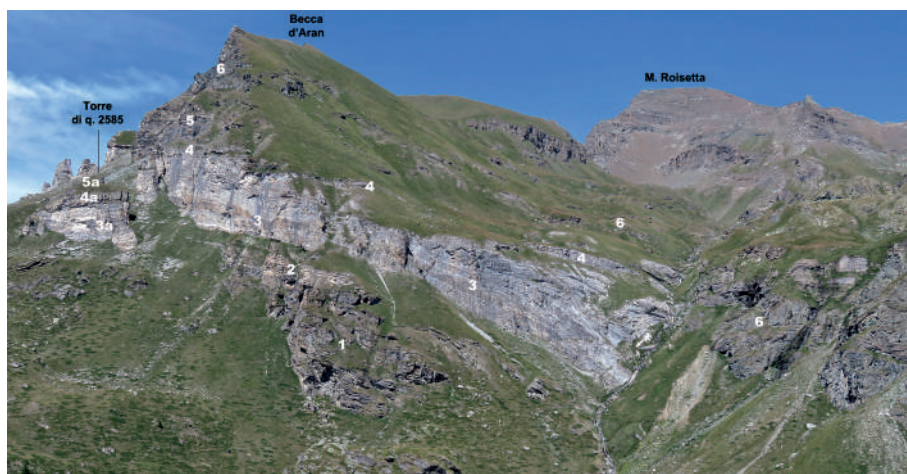


Fig. 3.11 - La Becca d'Aran vista da SSE. 1) Scisti quarzitico-albitici con livelli conglomeratici. 2) Quarziti. 3) Dolomie Stratificate e Marmi listati. 4) Quarziti lastroidi. 5) Scisti quarzitico-albitici, Marmi e Dolomie stratificate in raddoppio tettonico. 6) Calcescisti con ofioliti del Combin. 3a, 4a, 5a) Successione ribassata nella torre isolata di q. 2585.



Fig. 3.12 - Il M. Pancherot visto da E, salendo al Col Roisetta. Il grande cuneo di serpentiniti dell'Unità Zermatt-Saas è ricoperto da: 1) Quarziti sormontate da marmi ad alterazione giallastra; 2) Dolomie massicce; 3) Calcarei stratificati e carnioli; 4) Dolomie massicce in raddoppio tettonico.

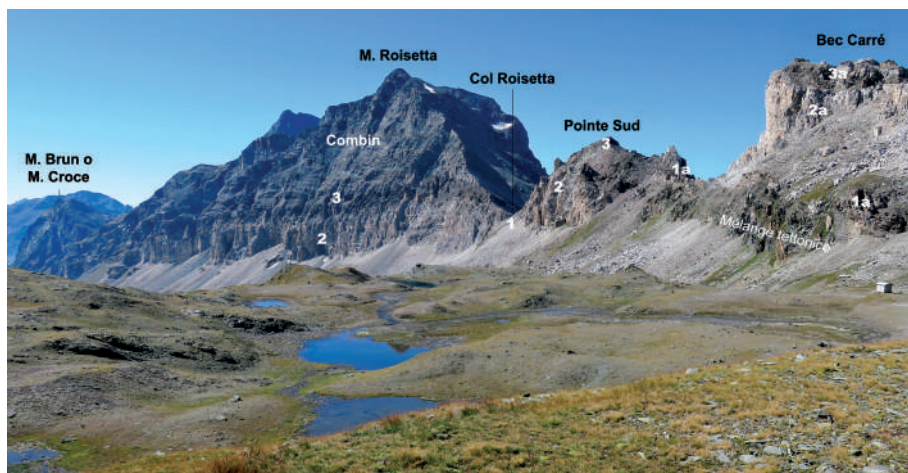


Fig. 3.13 - Il M. Roisetta e le Cime Bianche dal Colle Superiore delle Cime Bianche (Ayas-Valtournenche). L'affioramento è composto da due scaglie parzialmente sovrapposte e in successione rovesciata: la Pointe Sud (1-3) e la Bec Carré (1a-3a). 1) Marmi e calcescisti del Col Roisetta; 2) Dolomie di Courtod e della Pointe Sud; 3) Marmi e quarziti ("fascia bruna") al tetto delle dolomie di Courtod e della Pointe S; 1a) Marmi e calcescisti in appoggio tettonico sulle dolomie della Pointe S e al letto della Bec Carré; 2a) Dolomie della Bec Carré; 3a) Marmi e quarziti ("fascia bruna") al tetto della Bec Carré.



Fig. 3.14 - Scisti qz-ab, di probabile età permiana, al letto della parete carbonatica di Aran (Valtournenche). 1) Scisti qz-ab; 2) fascia con quarziti; 3) Dolomie laminare e marmi listati.



Fig. 3.15 - Scisti qz-ab con ciottoli di quarzo in matrice di taglia arenitica, presso Aran (Valtournenche).



Fig. 3.16 - Contatto tra Scisti qz-ab e fascia quarzifica alla base della parete di Aran.



Fig. 3.17 - La parete carbonatica della Becca d'Aran con alternanze tra dolomie e marmi laminati a deformazione plastica e dolomie massicce a deformazione rigida.



Fig. 3.18 - Dolomie scure in lamine piane nella Becca di Aran.

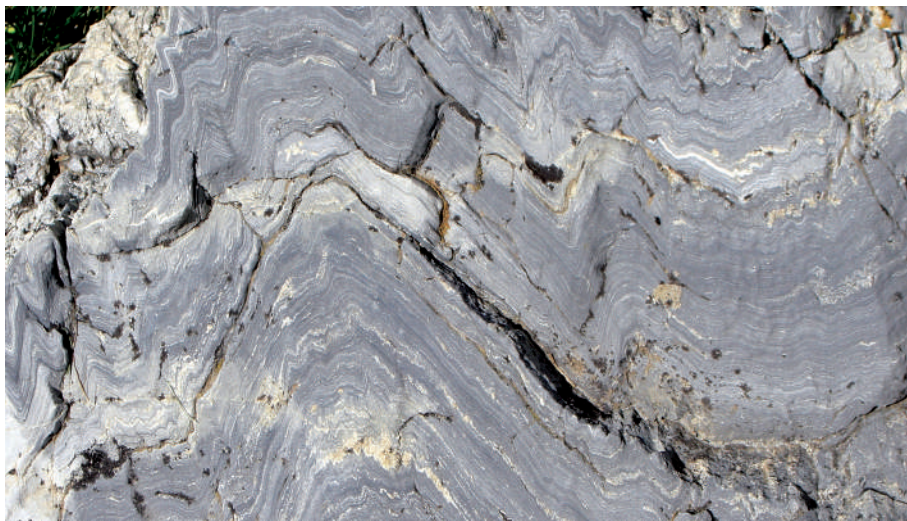


Fig. 3.19 - Dolomie nere a patina grigia, nel duplex sommitale della sezione di Aran.



Fig. 3.20 - Parete di Aran. Contatto tettonizzato tra Dolomie stratificate e sovrastanti Quarziti lastroidi con fitta fratturazione trasversale.

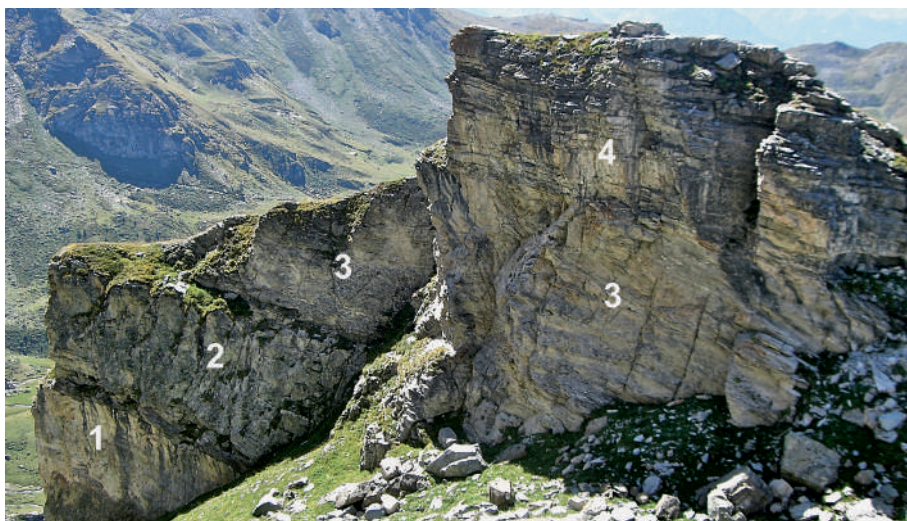


Fig. 3.21 - Torre di q. 2585, ribassata per dissesto gravitativo (lato a monte). 1) Dolomie e marmi; 2) Quarziti lastroidi; 3) Scisti ab/qz e miloniti in raddoppio tettonico; 4) Dolomie scure in contatto discordante sui precedenti.



Fig. 3.22 - Parte inferiore della successione del M. Pancherot. 1) Unità ofiolitica (Combin); 2) Scisti e miloniti; 3) Quarziti lastroidi; 4) Marmi ad alterazione giallastra; 5) Dolomie massicce.



Fig. 3.23 - Contatto tra Quarziti lastroidi e marmi giallastri del M. Pancherot nelle cave presso Croux de Tzan.



Fig. 3.24 - Parte superiore della successione del M. Pancherot. 5) Dolomie massice; 6) Carniole e cataclasiti; 7) Marmi stratificati a patina bruna; 8) seconda fascia cataclastica; 9) Dolomie massicce in raddoppio tettonico.



Fig. 3.25 - Particolare dei Marmi bruni stratificati nella successione del M. Pancherot.



Fig. 3.26 - Marmi stratificati e dolomie in successione rovesciata al letto delle Dolomie massicce della Bec Carré (Cime Bianche). 1) Marmi ad alterazione grigio-bluastro; 2) Dolomie ad alterazione giallastra; 3) Marmi scistosi scuri; 4) Dolomie della Bec Carré in contatto tettonizzato sui precedenti.

UNITÀ PIEMONTESE

La Zona Piemontese, cuore geologico della VdA e delle intere Alpi Occidentali, è caratterizzata dalla presenza di unità ofiolitiche (con serpentiniti, gabbri e basalti metamorfici) ed unità di origine sedimentaria (con marmi e calcescisti), deformate e mescolate assieme per tettonica e metamorfismo. Sono distinte due principali unità: Unità Zermatt-Saas con metamorfismo eclogitico e abbondanza di pietre verdi (serpentiniti, gabbri, metabasalti); Unità del Combin con metamorfismo Scisti Blu-Scisti Verdi, pietre verdi e abbondanza di marmi e calcescisti. La prima riunisce frammenti di litosfera oceanica, la seconda contiene anche mélanges con olistoliti.

Per i non addetti ai lavori, si propone il seguente schema che riassume le caratteristiche mineralogiche e l'ambiente genetico dei tipi litologici che, eliminato il metamorfismo alpino, possono essere stati i protoliti delle cosiddette "pietre verdi".

Peridotiti

Costituenti ultrafemici del mantello oceanico e dei complessi gabbro-peridotitici con struttura d'accumulo magmatico. Comprendono:

- Dunite: olivina $\geq 90\%$. - Lherzolite: olivina, pirosseno, spinello.
- Harzburgite: olivina e ortopirosseno.
- Wherlite: olivina e clinopirosseno.

Magmi basaltici

- Gabbro olivino: plagioclasti Ca, pirosseni, olivina; in sequenze cumulitiche.
- Gabbro eufotide: plagioclasti Ca, clinopirosseni (diallagio).
- Diabase o dolerite: plagioclasti Ca, pirosseni; in filoni e laccoliti.
- Basalto tholeiitico: plagioclasti Ca, pirosseni (augite e iperstene), orneblenda bruna, quarzo, alto tenore di Fe e Ti; dorsali oceaniche con separazione quasi totale della componente basica del mantello astenosferico.
- Basalto alcalino: plagioclasti Ca, pirosseni (augite, iperstene), orneblenda bruna, olivina e alto tenore in Na; deriva dalla fusione parziale del mantello ad alta profondità (T e P maggiori che nelle tholeiti) senza la separazione totale della componente basica.

Prodotti metamorfici

- Eclogite: onfacite, granato; da basalti tholeiitici per metamorfismo di subduzione. Facies Eclogitica.
- Glaucofanite, cloritoscisto a granato: glaucofane, clorite, cloritoide, granato; da basalti tholeiitici con alterazione idrotermale in ambiente oceanico e metamorfismo eclogitico.
- Scisto a glaucofane: glaucofane $\pm$ lawsonite; da magmi basaltici idrati per LT e HP. Facies Scisti Blu.
- Anfibolite albitico-epidotica: anfibolo actinolitico, plagioclasio Na, epidoto; da magmi basaltici per metamorfismo regionale in Facies Scisti Verdi in condizioni LMP e LT o da eclogiti-glaucofaniti per metamorfismo retrogrado.
- Prasinite: anfibolo calcico, albite porfiroblastica, epidoto, clorite; da magmi basaltici idrati in facies Scisti Verdi o da eclogiti-glaucofaniti per metamorfismo regionale retrogrado.
- Ovardite: prasinite ricca in porfiroblasti di albite in matrice cloritica; da protolite basaltico fortemente idrato.

1) LE ROCCE VERDI DELLA ZONA PIEMONTESE

Le rocce verdi della Zona Piemontese sono prodotte da due diversi processi petrogenetici: a) genesi di magmi basaltici e loro rielaborazione in facies metamorfica oceanica (idratazione) e/o orogenica; b) processi di serpentinizzazione delle peridotiti litosferiche e loro derivati.

a) Magmi basaltici e loro derivati metamorfici. Nelle zone di apertura oceanica (dorsali, margini di placche divergenti), le peridotiti del mantello astenosferico in risalita sotto le dorsali fondono in parte (sino al 25%) producendo un magma basaltico e lasciando un residuo ultrabasico di lherzolite, harzburgite e/o dunite. Il magma basaltico può cristallizzare in profondità come complesso gabbro-peridotitico stratificato (cumulitico) o come gabbro, e può formare filoni di diabase (dolerite) o effondere nella valle mediana della dorsale oceanica come basalto dalla tipica struttura a cuscini. Per effetto del metamorfismo orogenico, in funzione delle condizioni di T e P, gabbri, diabasi e basalti possono passare a metagabbri massicci (fig. 4.01) o con struttura scistoso-lenticolare (*flaser*) (fig. 4.02), a eclogiti, anfiboliti (fig. 4.03), glaucofaniti (fig. 4.04), oppure a prasiniti (fig. 4.05). Queste ultime possono derivare sia da basalti idrati in ambiente oceanico, sia dal metamorfismo retrogrado di glaucofaniti. In ambiente eclogitico il diallagio centimetrico dei gabbri è spesso alterato in smaragdite di colore verde smeraldo.



Fig. 4.01 - Metagabbro presso Liortère (Valtournenche). Il minerale verde è un pirosseno-Na che sostituisce il diallagio magmatico, la matrice chiara un aggregato di zoisite-epidoto e albite, derivato dall'originario plagioclasio calcico.

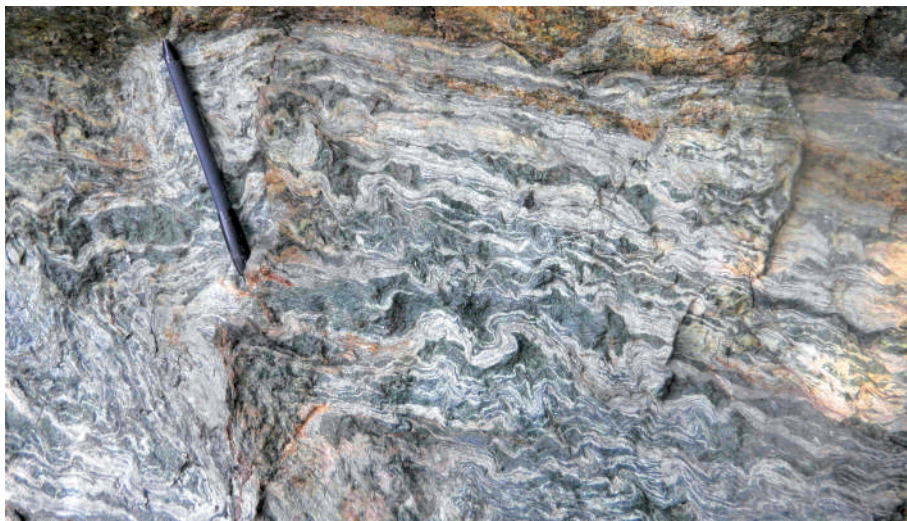


Fig. 4.02 - *Flaser* gabbro pieghettato tra Perrère e Promoron (Valtournenche).



Fig. 4.03 - Contatto “oceano-continente” presso il passo superiore della Bettolina (tra Val d’Ayas e Valle di Gressoney): a sinistra, anfiboliti albitiche da basalti oceanici (Unità Zermatt-Saas); a destra i sottostanti, micascisti a granati del M. Rosa;



Fig. 4.04 - Glaucofaniti a pirosseno Na, mica bianca e granato, presso il pilone 14 della cabinovia Plan Maison - Cime Bianche Laghi (Unità Zermatt-Saas; Valtournenche).

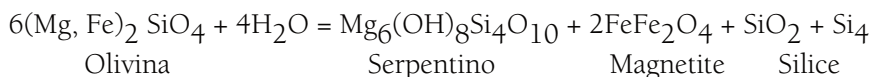


Fig. 4.05 - Prasinite con vistosi cristalli tondeggianti di albite presso Croux de Tza (Unità del Combin, Valtournenche).

b) Peridotiti e loro derivati

L'alterazione della peridotite produce serpentiniti, rodingiti (in rocce incluse o incassanti) e, tardivamente, oficalci.

- Serpentiniti - La peridotite del mantello in ambiente idrotermale viene trasformata in serpentino, silicato di Mg idrato. Questo processo comporta l'allontanamento del Fe, del Ca e di una parte della silice.



Il processo di idratazione-alterazione può avvenire precocemente in corrispondenza di sistemi di frattura con circolazione idrotermale nei fondali oceanici o, localmente, durante fasi prograde o retrograde dell'orogenesi.

Il serpentino in VdA è composto dalla varietà antigorite (di colore verde scuro) e, nelle vene tardive, da crisotilo che è di aspetto fibroso, di colore verde nel

serpentino nobile (fig. 4.6) e bianco-giallastro nell'amianto o asbesto. Il processo di serpentizzazione avviene con un aumento di volume del 30-40%. Il peso specifico diminuisce da 3,2-4,2 dell'olivina o da 3,2-3,5 dei pirosseni a 2,5-2,6 del serpentino (diminuzione complessiva del 25-27% ca). Questa diminuzione di densità facilita la risalita diapirica delle serpentiniti. La serpentizzazione è un processo fortemente esotermico. La notevole quantità di calore generato si riflette nella presenza di sorgenti termominerali di origine non vulcanica e nella produzione di idrocarburi abiotici (metano). Altri prodotti sono rappresentati da talco, brucite, antofillite, tremolite. La liberazione di silice, legata all'idratazione della peridotite, può essere responsabile della formazione di quarziti di origine non radiolaritica o detritica.



4.06 - Serpentino nobile in vene tardive a S della Gouffre des Bouserailles (Valtournenche).



4.07 - Serpentiniti del M.Avic - Lac Gelé.



4.08 - Serpentiniti massicce del M. Avic lungo il vallone delle miniere di magnetite del Lac Gelé, con superfici levigate dal ghiacciaio.



4.09 - Serpentiniti nodulari salendo al Lac Vercoche (Valle di Champorcher).

Molte serpentiniti in VdA presentano un aspetto massiccio, anche se variamente fratturate (figs. 4.07, 4.08), ma a volte sono tettonicamente laminate e finemente scagliose (milonitiche). Solo in alcuni casi presentano una struttura nodulare (fig. 4.09).

- Rodingiti, magnetite, listvenite - Il processo di serpentinizzazione genera fluidi ricchi in Ca e in Fe, responsabili della trasformazione rodingitica dei filoni di gabbri e basalti presenti nella peridotite (fig. 4.10) e talvolta anche delle rocce incassanti, con sviluppo di associazioni mineralogiche ricche in Ca e Fe (grossularia, diopside, epidoto, vesuviana e orli cloritici). Il Fe si ritrova nel granato rodingitico (andradite) e come magnetite secondaria nella serpentinite. La percolazione nelle peridotiti serpentinizzate di fluidi idrotermali ricchi in CO_2 genera la formazione di listvenite, breccia di faglia con frammenti di serpentino carbonatizzato in matrice di dolomite-magnesite e talora di fucsita (mica di Cr smeraldina), di età radiometrica oligocenica (fig. 4.11).



4.10 - Filone di gabbro rodingitico con fenomeni di *boudinage* tra Perrère e Promoron (Valtournenche).



4.11 - Listvenite nella cava abbandonata lungo la strada per Isolaz, presso Sizan (Challand St Victor, Val d'Ayas).

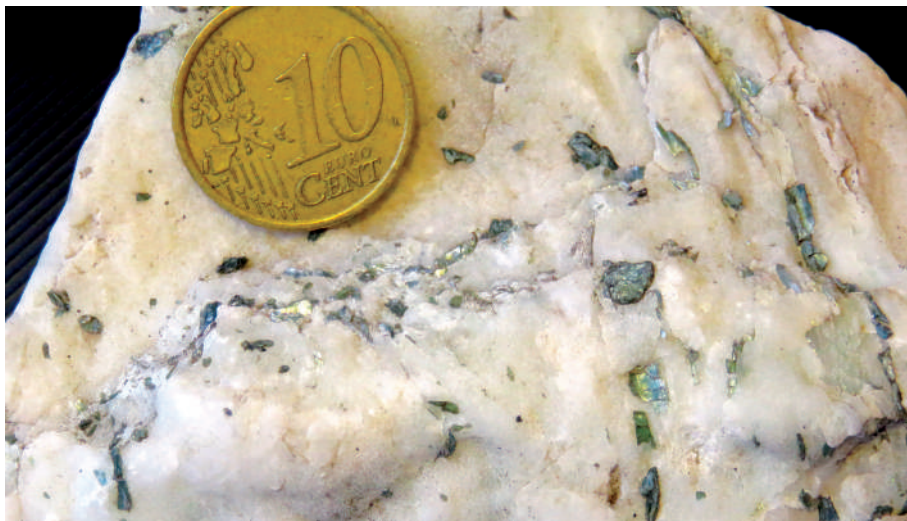
- Oficalci - Sono brecce a grana vitosa di serpentiniti in matrice di marmo bianco di origine idrotermale (figs. 4.12-4.14). L'origine è legata alla fratturazione di peridotiti serpentinite e alla circolazione di acqua marina che in profondità si riscalda per poi risalire, raffreddandosi e depositando calcite abiottica in condizioni LP e LMT. Il marmo bianco delle oficalci non ha niente a che spartire con sedimenti calcarei né con il metamorfismo regionale. Il processo di formazione delle oficalci è riferibile a fratturazione in ambiente oceanico o, nel caso di quelle coltivate nelle cave di Châtillon, alle fasi tardive dell'orogenesi alpina.



4.12 - Oficalci nelle cave attive a N di Châtillon con superfici prodotte dal taglio con filo elicoidale e vistose fratture di collasso tardivo.



4.13 - Oficalci presso Lignan (Valle di St Barthélemy), superficie naturale.



4.14 - Marmo con minute scaglie di serpentino nelle oficalci presso Lignan.

2) LE COPERTURE DI ORIGINE SEDIMENTARIA

Sono composte da calcari metamorfici puri (marmi) e impuri (marmi a silicati e calcescisti), oltre che da rari letti di scisti quarzoso-micacei, quarziti e quarziti a manganese.

a) Quarziti. Da molti AA. sono considerate come equivalenti metamorfici dei diaspri radiolaritici (Dogger-Malm). Questi furono deposti nei fondali oceanici a profondità superiore a quella di compensazione dei carbonati (CCD). Gli scisti quarzitici si trovano come intercalazioni nel complesso dei calcescisti con pietre verdi (fig. 4.15). Le quarziti a Mn (fig. 4.16) si distinguono per l'alto contenuto in minerali manganesiferi: epidoto rosso-violaceo (piemontite); granato Mn rosa o giallastro (spessartina); mica Mn rosa (alurgite); pirosseno Mn (violano); silicato ricco in Mn nerastro (braunite) e altri minori.

b) Marmi e calcescisti. Questa denominazione definisce una vastissima gamma di metasedimenti che possono essere riuniti in due principali categorie: la prima, con composizione a dominante calcarea (figs. 4.17, 4.18); la seconda più ricca in terrigeni sia in facies scisti verdi che in facies eclogitica (fig. 4.19). A quest'ultima appartiene anche la cosiddetta "facies Riffelberg-Garten", caratterizzata dalla presenza di inclusi cm-dm tondeggianti di eclogiti e anfiboliti basaltiche (fig. 4.20). Gli originari rapporti stratigrafici non sono quasi mai preservati. Solo in rarissimi casi sono stati descritti possibili contatti primari tra ofioliti, quarziti e calcescisti (Tartarotti et al., 2021).



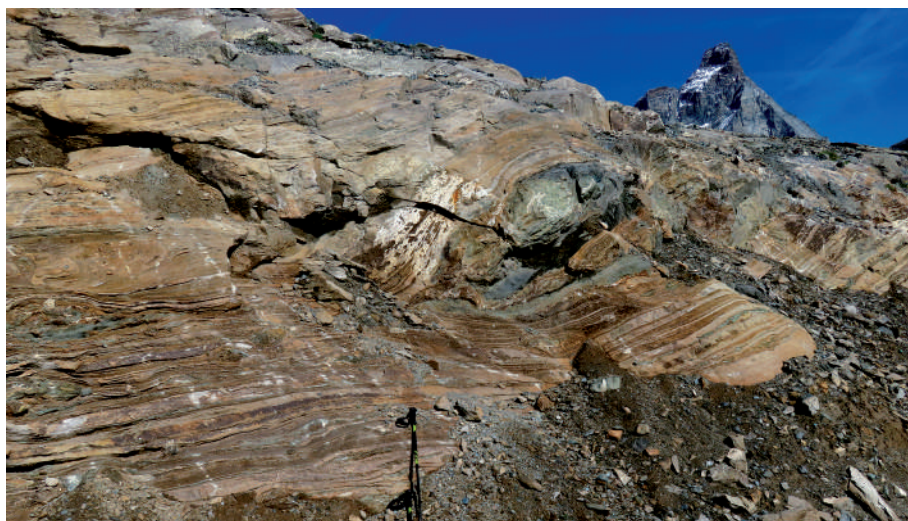
4.15 - Calcescisti quarziticici a bande presso la diga del Lac Goillet (Cervinia).



4.16 - Quarziti a piemontite rosso-violacea (epidoto Mn) presso il Bar Ventina (Cervinia).



4.17 - Marmi grigiastri nella parte inferiore della parete sopra l'Eremo di St Julien (Fénis).



4.18 - Calcescisti finemente zonati con lenti (*boudinage*) e piccoli inclusi tondeggianti di metabasiti, presso la Stazione di Cime Bianche Laghi (Cervinia).



4.19 - Calcescisti a patina bruna e prasiniti lungo la cresta a S della Motte de Plété centrale, da Motte occidentale (Cervinia).



4.20 - Calcescisti in facies Riffelberg-Garten (micascisti quarzosi a granato e carbonato) con clasti arrotondati di eclogiti-anfiboliti basaltiche sotto la vetta del Palon de Resy (St Jacques - Val d'Ayas).

3) GIACIMENTI MINERARI

Le Unità Piemontesi conengono numerosi giacimenti minerari che nel passato sono stati oggetto di estrazione: miniere di Fe in Val di Cogne e nell'area del M. Avic; di Fe e Cu nel Vallone di St Marcel, nella Valtournenche e presso Gressoney la Trinité; di Mn nel Vallone di St Marcel e in quello di St Barhtélemy (Varenche).

Miniere di magnetite di Cogne

Il giacimento è contenuto in una lente di serpentiniti situata tra i marmi e le dolomie del “fascio di Cogne” (PCB), a letto, e i calcescisti del Combin, a tetto. La miniera di Cogne ha cessato l'attività estrattiva nel 1979. Il primo sfruttamento è avvenuto a Liconi (q. 2495), poi il giacimento è stato raggiunto da Colonna (q. 2386) e successivamente, con una galleria di 1300 m, da Costa del Pino (q. 2026). L'origine è attribuita al processo di serpentinnizzazione idrotermale in ambiente oceanico delle peridotiti (Dal Piaz, 1992-2, pp. 50-52; Toffolo et al. 2017).

Miniere di Fe e Cu (Chuc e Servette) e di Mn (Praborna) nel Vallone di St Marcel

I vari giacimenti sono tutti compresi nell'Unità eclogitica Zermatt-Saas (o Grivola-Urtier nel Foglio Aosta). Le mineralizzazioni, ricristallizzate dal metamorfismo polifasico alpino, si trovano al contatto tra ofioliti e coperture metasedimentarie e sono attribuibili ad attività idrotermale in ambiente oceanico (Dal Piaz, 1992, pp. 65-70). Attualmente sono state valorizzate con un percorso turistico. Chuc e Servette furono sfruttate fino al 1957 per l'estrazione di pirite e calcopirite. L'ossidazione in ambiente idrato della calcopirite ha prodotto soluzioni con solfati di Cu e Al, dal colore turchino (woodwardite), oltre che con ossidi di Fe (fig. 4.21). Praborna fu sfruttata per il manganese fino ai primi del '900 e contiene una grande varietà di minerali manganesiferi.

Miniere di Fe e Cu in Valtournenche (Petit Monde)

La mineralizzazione di Petit Monde è interposta tra anfiboliti a glaucofane di tetto e flaser gabbro di letto dell'unità Zermatt-Saas (Burtet-Fabris et al., 1971).

Miniera di Vorpilles (Cervinia)

Piccolo giacimento di pirite compreso tra scisti quarziticci (a tetto) e prasiniti dell'Unità del Combin (a letto).

Imbocchi non più rintracciabili.



4.21 - Spalmature di woodwardite lungo il ruscello tra il caseggio Eve Verda e Chuc.

Miniere di Fe e Cu di Ollomont

Inattive dal 1946, si aprivano poco a monte di Ollomont nei pressi delle frazioni di Rey (sulla destra idr. del T. Buthier) e di Vouèze e Vaud (sulla sinistra idr.). Un ribasso fu realizzato all'inizio del '900 tra Rey e Frissonia (Centro Fontina). Il giacimento di pirite e calcopirite è insediato in una successione di prasiniti, quarziti e calcescisti dell'Unità del Combin.

Miniera di Fe-Cu di Mont Ros

Mineralizzazione insediata in quarziti e calcescisti dell'Unità del Combin alla base del Lembo del Pillonet in Val d'Ayas. (Dal Piaz, 1976).

Miniere di Fe-Cu di Bodma (Gressoney la Trinité)

Nota anche come miniera di Schaelbete, è una mineralizzazione idrotermale di pirite insediata nell'estremità meridionale della grande lente di serpentiniti appartenente alla Zona del Combin, affiorante sopra Gressoney la Trinité nel versante destro della valle.

UNITÀ BRIANZONESI

Appartengono a una zona di crosta continentale e sono strutturalmente suddivise in varie parti: la superiore e più interna (Pennidico superiore, Pre-piemontese Auctt.) comprende la Falda M. Rosa-Gran Paradiso (Massicci Cristallini Interni Auctt.); l'intermedia è costituita dal sistema multifalda del Gran S. Bernardo (Pennidico medio, Brianzone s.s.); l'inferiore ed esterna si estende dalla cosiddetta "Zona Houillère" sino al fronte di sovrascorimento brianzone.

1) FALDA M. ROSA-GRAN PARADISO

Questa falda forma il massiccio del M Rosa, la cupola Arcesa-Brusson, che affiora in finestra tettonica in Val d'Ayas, e il massiccio del Gran Paradiso (Bearth, 1952; Dal Piaz, 2001; Dal Piaz & Lombardo, 1986; Meffan-Main et al., 2004; Ring et al., 2005; Le Bayon & Ballèvre, 2006). E' costituita quasi esclusivamente da unità di basamento con coperture da assenti a estremamente ridotte e scolate. Ha subito un metamorfismo di subduzione in facies eclogitica di età eo-cenica, seguito da un'evoluzione retrograde durante la sua esumazione ed è sormontata dalle unità oceaniche della Falda Piemontese (Unità Zermatt-Saas; fig. 5.01). Il Basamento è formato da un "complesso pre-granitico" polimetamorfico con intrusioni granitiche permiane. Il "complesso pre-granitico" (fig. 5.02) è costituito da micascisti granatiferi a due miche $\pm$ cianite, talco e/o cloritoide, espressione della subduzione alpina in facies eclogitica, e da prevalenti facies retrograde ricche in albite con bordo di oligoclasio, al limite tra la facies scisti verdi e quella anfibolitica. I parascisti includono abbondanti intercalazioni stratoidi e lenticolari di metabasiti antiche, trasformate durante la subduzione alpina in eclogiti e glaucofaniti granatifere (Lapen et al., 2007). I protoliti, localmente ben preservati, sono costituiti da paragneiss a biotite-granato-sillimanite, anfiboliti e pegmatiti di anatessi ricche in cordierite (ora alterata in pinitite). I corpi intrusivi sono dominanti nel Gran Paradiso e nella cupola di Arcesa-Brusson, mentre, seppure abbondanti, sono subordinati ai parascisti nel tratto valdostano del Monte Rosa. Sono costituiti da metagranitoidi porfirici massicci (fig. 5.3) e da gneiss occhiadini (fig. 5.04), da loro derivati al crescere della deformazione, con abbondanti lenti e filoni di leucograniti, pegmatiti a tormalina e apliti con impronta metamorfica alpina. I graniti del M. Rosa e del Gran Paradiso hanno fornito età radiometriche concordanti, rispettivamente di 269

(Pawlig & Baumgartner, 2001) e 270-269 Ma (Ring et al. 2005). Le coperture sono state completamente scollate: alcune sono state translate a livello superficiale andando a costituire una parte delle Prealpi Svizzere (Falda de la Brèche?). Alcuni lembi residui con carbonati chiari e marmi dolomitici, aderenti al basamento, sono presenti lungo il Vallone di Loson, tra la Valnontey e la Valeille (Testa di Moncucco), nei pressi del Colle del Nivolet a E dei Laghi Trebecchi e, con sottili livelli di quarziti basali, nel circo del Lago Serrù (Dal Piaz G.B., 1928; Elter, 1960, 1972; Polino & Dal Piaz, 1978).

Miniere

La cupola Arcesa-Brusson contiene alcune miniere di solfuri auriferi con paglizze di oro nativo in matrice quarzosa che sono state saltuariamente attive fino alla seconda metà del secolo scorso. I filoni minerari, in prevalenza discordanti, sono incassati negli scisti polimetamorfici e nei sottostanti metagranitoidi del M. Rosa che affiorano in finestra tettonica sotto le ofioliti piemontesi a letto della faglia normale Aosta-Ranzola. I filoni di quarzo aurifero sono legati ad attività idrotermale oligocenica (32-30 Ma, Pettke et al. 1999). Sono noti due principali centri estrattivi, oggi valorizzati sotto il profilo turistico: Chamousira presso Brusson e Béchaz.

Analoghe mineralizzazioni filoniane di quarzo con solfuri auriferi furono coltivate in galleria nel basamento cristallino del Monte Rosa alla base del Klippe ofiolitico delle Stolenberg, sia sul versante aostano che in quello valsesiano.



Fig. 5.01 - Il ricoprimento della Falda Piemontese (Unità Zermatt-Saas, a, b) sulla falda del M. Rosa (c,d), visto dal Rif. Mezzalama (Val d'Ayas); a) Serpentiniti della Roccia Nera (massiccio del Breithorn); b) anfiboliti albitiche di origine basaltica; c) parascisti pre-granitici; d) metagraniti e ortogneiss del M. Rosa.



Fig. 5.02 - Parascisti pre-granitici con sovraimpronta alpina tra il Ghiacciaio di Verra e il Rif. Mezzalama (Val d'Ayas).



Fig. 5.03 - Metagranito di Verra (Val d'Ayas), con feldspato potassico euedrale isorientato nella matrice metamorfica alpina.

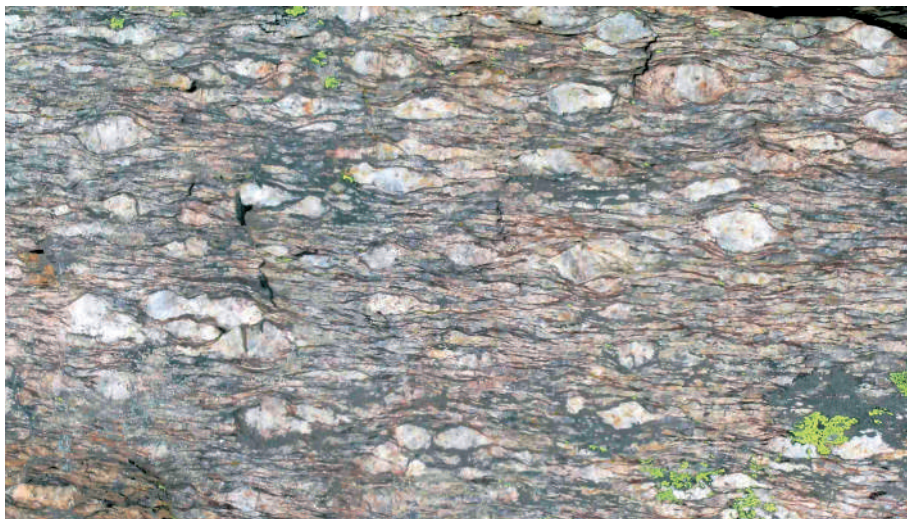


Fig. 5.04 - Gneiss occhiadini con grandi cristalli ovalizzati di feldspato potassico, presso il Rif. V. Sella (Valle di Cogne).

2) SISTEMA MULTIFALDA DEL GRAN S. BERNARDO

Il Sistema tettonico del Gran San Bernardo si estende lungo l'intero arco delle Alpi Occidentali, dal Vallese alle Alpi Liguri. E' composto da varie unità strutturali che nel tempo sono state variamente suddivise e cartografate, lasciando ancora aperti problemi di nomenclatura e di correlazione tra le diverse aree di affioramento. In VdA il Sistema è costituito essenzialmente da unità di basamento; le coperture, tranne rare eccezioni, sono state completamente scollate e trasferite nella pila di falde delle Prealpi svizzere (Brèche e Prealpi Mediane).

Basamenti - Le varie falde ed unità che compongono il Sistema del Gran San Bernardo presentano basamenti diversi per litologia e per metamorfismo. Marcate differenze esistono anche tra gli affioramenti a N e a S della Dora, separati dalle faglie del Col de Bard (Valle di Vertosan) e di Aosta-Ranzola. Una sintesi è contenuta in Gouffon & Burri (1997), in successione dall'interno all'esterno.

A Nord della Dora

A Sud della Dora

Gran Nomenon

M. Fallère

M. Fort

Métallier

Gran Testa

Leverogne

Ruitor

Ruitor

Flassin

Nord Dora

La Falda del M. Fort è un elemento sommitale ed interno del Sistema tettonico del Gran San Bernardo. E' costituita da unità silicoclastiche con intercalazioni di rocce eruttive acide e basiche, derivate da protoliti di probabile età cambro-ordoviciano (Gouffon, 1993; Sartori et al., 2006). La falda è priva di relitti riferibili ad un metamorfismo prealpino di alto grado ed è caratterizzata da pervasiva impronta metamorfica alpina in facies scisti blu e scisti verdi.

L'Unità di M. Fallère (Gouffon, 1993) è formata principalmente da scisti grigio-

bluastri, ricchi in albite e clorite, a grana minuta e patina di alterazione rossastra (talora con abbondanti granati di dimensioni medio-piccole), alternanti con scisti neri grafitici, filloniti e scisti milonitici. Questi contengono lenti discontinue di quarziti, gneiss albitico-cloritici e metabasiti. E' molto estesa ed affiora dal M. Velan (fig. 5.05) al M. Fallère.

L'Unità di *Métailler* è caratterizzata dalla dominanza di gneiss minuti albitici a clorite e mica bianca, talora con piccolo granato e relitti di anfiboli sodici, di colore tra il grigio e il verde (fig. 5.06), derivati da grovacche a componente vulcano-clastica. Nella Comba di By (malga Pleytau) vi sono locali micascisti a granato, clorite e cloritoide. Al Col di Valsorey (Les Trois Frères) e nel vallone di Menouve (o Menovy c/o Etrouble) l'unità contiene intercalazioni di metabasiti a grana fine, con Na-anfibolo $\pm$ alterato, albite, clorite, fini bande di gneiss albitico-cloritici e lenticelle di quarzo; in Vallese le metabasiti sono state riferite all'Ordovicino (Gouthiez et al., 2011). L'Unità di *Métailler* è compresa tra l'Unità di M. Fallère, a tetto, e quella della Gran Testa, a letto, ed affiora lungo la cresta Col d'Ars - M. Fallère. Nel settore svizzero contiene lembi di copertura mesozoica riferibili secondo Pantet et al. (2020) al dominio paleogeografico Prepiemontese.

L'Unità della *Gran Testa* (estensione meridionale dell'unità svizzera Siviez-Mischabel) è formata principalmente da gneiss albitico-cloritici con lame di metaconglomerati e di quarziti attribuite al Permiano-Trias inf. E' ben esposta sul fianco destro della Comba di Flassin dove contiene paraconglomerati con ciottoli di quarzo (fig. 5.07) e quarzoareniti a bande chiare e scure (fig. 5.08). L'Unità della Gran Testa giace sotto quella del *Métailler* e il contatto è visibile subito sotto il Col d'Ars (fig. 5.09). Il suo equivalente svizzero (Siviez-Mischabel) contiene lembi di coperture mesozoiche riferibili al dominio Brianzone s.s. (Sartori et al., 2006).

L'Unità del *Ruitor* (equivalente dell'unità svizzera di Pontis) è un basamento polimetamorfico costituito principalmente da paragneiss e micascisti con relitti prealpini in facies anfibolitica (granato, biotite, staurolite, cianite) ed impronta alpina in facies scisti blu e scisti verdi (anfiboli sodici, cloritoide, fengite, clorite ed albite). I parascisti contengono eclogiti, anfiboliti antiche e locali corpi intrusivi riferibili all'Ordoviciano medio (Bergomi et al., 2017). Tra questi: metagraniti di Vedun nella bassa Valle di Vertosan, gneiss occhiadini della Grande Chenalette al Colle del Gran San Bernardo (454.6 ± 2.4 Ma) e a Basse Tête nell'area di St Rhémy en Bosses (462.3 ± 2.4 Ma). Questa unità affiora sia a N che

a S della Dora, dalla Pointe de Drône (fig. 5.10) al massiccio del Ruitor.

L'Unità del Flassin occupa una posizione strutturale prossima a quella del Ruitor (Caby, 1974; Gouffon, 1993). E' formata da micascisti e paragneiss con intrusioni granodioritiche, riferite da Bergomi (2017) al Permiano ($279,1 \pm 1,1$ Ma). Affiora sulla sinistra idr. della Comba di Flassin.

Sud Dora

L'Unità del Gran Nomenon (fig. 5.11) è composta da gneiss minuti in facies scisti verdi ad albite, clorite e biotite, con granato e scistosità relitta ritenuta di età prelapina (Malusà et al., 2005). I parascisti contengono subordinate intercalazioni di micascisti quarzosi, scisti scuri carboniosi, micascisti a granato e prasiniti. La successione è intrusa dal corpo di granodioriti-quarzodioriti devoniane con metamorfismo alpino del Gran Nomenon (Dal Piaz G.B., 1928; Caby, 1974; Malusà et al., 2005); gli zirconi dei protoliti hanno età di 356-363 Ma (Bertrand et al., 2000) e di 371.5 ± 0.9 Ma (Bergomi et al., 2017).

L'Unità di Leverogne è formata principalmente da micascisti quarzosi-albitici, spesso finemente zonati, da gneiss albitici minuti ad epidoto e clorite di colore verde intenso e da micascisti granatiferi a cloritoide con intercalazioni di anfiboliti epidotiche ad anfibolo verde-azzurro e piccolo granato $\pm$ albite e clorite. Affiora in Val di Rêmes (fig. 5.12) e in Valgrisenche. Include i granofiri di Changier (Val di Rêmes) riferiti all'Ordoviciano (465.0 ± 2.5 Ma, Bergomi et al., 2017). Nel Foglio Tignes l'unità è interpretata come litotipi del Ruitor con forte sovraimpronta polifasica alpina.



Fig. 5.05 - L'Unità M.Fallère al M. Velan, vista da Plan Debat (Conca di By), raggiungibile da Valpelline.



Fig. 5.06 - Metagrovacche paleozoiche a componente vulcanoclastica dell'Unità Métailler (Col d'Ars, St Oyen).



Fig. 5.07 - Conglomerati quarziticci, con metamorfismo in facie scisti verdi, dell'Unità Gran Testa, salendo al Col d'Ars (2400 m ca) sulla destra idr. della Comba de Flassin (St Oyen).



Fig. 5.08 - Metaquarzareniti a grana fine, in bande chiare e scure, salendo al Col d'Ars sulla destra idr. della Comba de Flassin, nei pressi q. 2.430 (St Oyen).



Fig. 5.09 - Contatto tettonico tra le metagrovacche dell'Unità Métailler (1) e le quarzoareniti dell'Unità Gran Testa (2) al Col d'Ars.



Fig. 5.10 - La Pointe de Drôme vista dalla Grande Chenalette (Unità del Ruitor) a NW del Colle del Gran San Bernardo.

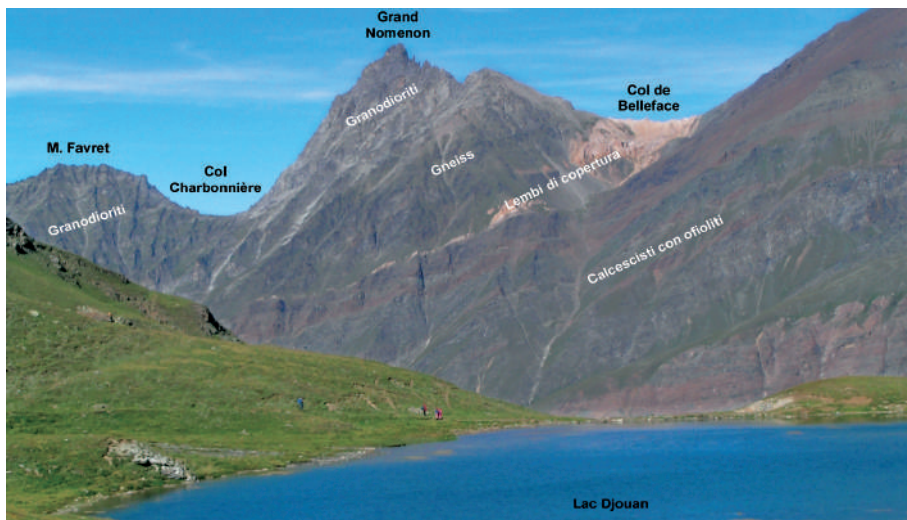


Fig. 5.11 - L'Unità del Grand Nomenon retroflessa sulle Unità Piemontesi, vista dal Lac Djouan (Val-savarenche).



Fig. 5.12 - Contatto tra Calcescisti con ofioliti della Grande Traversière e la sottostante Unità di Leverogne, affiorante lungo la dorsale settentrionale della Granta Parei (Val di Rhêmes).

Unità del Ruitor. Vedi sopra.

Coperture - In VdA sono scarse e con l'eccezione della Granta Parei si riducono a pochi lembi d'incerta interpretazione.

Complesso di Money

Affiora in finestra tettonica, sotto il basamento cristallino del Gran Paradiso (Compagnoni et al. 1974; Le Bayon & Ballèvre 2004, 2006; Manzotti et al., 2014a), lungo la Valnontey (Cogne), in posizione più interna di quella del Gran Nomenon. Comprende un metagranito basale, detto dell'Erfaultet, e micascisti incassanti, talvolta grafitici, con intercalazioni di quarziti e lenti di conglomerati a ciottoli di quarzo, riferiti al Carbonifero (fig. 5.13). I migliori affioramenti si trovano presso il Bivacco Money e tra il Ponte dell'Erfaultet e l'Herbetet, cartografati e descritti in dettaglio da Le Bajon & Ballèvre (2004, 2006). Stime petrologiche (Manzotti et al., 2014b) indicano che il basamento del Gran Paradiso e il complesso di Money hanno raggiunto in subduzione profondità differenti, indicate da un picco di pressione rispettivamente di $P=18-20$ (T: $480-520^{\circ}\text{C}$) e di $P=17-18$ Kb a (T: $500-550^{\circ}\text{C}$) cambia in: $P=18-20$ Kb (T: $480-520^{\circ}\text{C}$) e di $P=17-18$ Kb (T: $500-550^{\circ}\text{C}$).

Unità du Plereur

Estesa in Svizzera, affiora in VdA nella sola Conca di By in corrispondenza della dorsale di Les Trois Frères. Nell'interpretazione di Burri et al., 1999 (sezione 9), quest'unità poggia sia su quella del Métailler sia, in retroscorrimento, su quella del Combin (fig. 5.14). Quarziti pure e compatte affiorano presso il Bivacco Rosazza-Savoie, ma non sono in successione stratigrafica con la restante parte dell'Unità. Gli affioramenti lungo il versante E di Les Trois Frères presentano marmi massicci grigi, basali, sormontati da calcescisti rossastri con calciruditi. L'Unità du Plereur e le altre unità simili a questa, ma affioranti solo in Svizzera (Medzeria, Mauvoisin), trovano un riscontro nella Falda de la Brèche (Prealpi Svizzere) e sono riferite al margine interno della zona Brianzonese che molti AA. indicano come Zona Pre-Piemontese. Queste unità possono rappresentare la copertura scollata della Falda M. Fort che sarebbe anch'essa riferibile al dominio paleogeografico Pre-Piemontese (Pantet et al., 2020).



Fig. 5.13 - Conglomerati quarzitici del Complesso Money nella finestra tettonica di Valnontey (Cogne).



Fig. 5.14 - L'Unità du Plereur vista dal Bivacco Rosazza (Conca di By). Alla base (a destra) affiorano le serpentiniti e le metabasiti dell'Unità ofiolitica del Combin. A sinistra affiorano gli gneiss del Métailler. La cengia con nevai corrisponde al contatto tettonico tra Unità du Plereur e Unità del Combin. Sopra i nevai affiorano marmi massicci, grigi. Il piano inclinato al tetto dei marmi massicci grigi corrisponde al loro contatto franapoggio con i sovrastanti calcescisti rossi delle guglie dei Trois Frères.

Calcari di Ozein

Affiorano tra Ozein e Sérignan e tra Pont d'Ael e Poignon (Bassa Val di Cogne) come intercalazioni negli gneiss minuti e micascisti dell'Unità Grand Nomenon o nelle zone di taglio tra le Unità Grand Nomenon e Leverogne. Sono costituiti da scisti scuri e da marmi bianchi e giallastri, saccaroidi, fogliettati, con spalmature di mica, riferiti a resti della copertura mesozoica brianzonese (Elter, 1972; Polino et al., 2015).

Lembi di Epinel-Colle del Traio-Colle de Belleface

Affiorano in lembi sparsi tra la Val di Cogne e la Valsavarenche, a ridosso del massiccio del Gran Nomenon. Contengono calcari dolomitici, marmi scuri laminati (Colle del Traio e Grandzette), calcescisti (Colle del Traio e versante W del Colle di Belleface). Sono considerati scaglie tettoniche e riferiti alla copertura brianzonese del Gran Nomenon (Polino et al., 2015).

Scaglie di Feluma (o Feleuma)

Affiorano sulla sinistra idr. della Val di Rhêmes, interposte per retroscorrimento tra l'Unità di Leverogne a tetto e quella del Gran Nomenon a letto. A monte di Courthoud, affiorano scisti scuri quarzitici con grafite, riferibili all'Unità del Gran Nomenon; tra Feluma e Changier damon affiorano scaglie carbonatiche, formate da ripetute alternanze di dolomie, calcescisti e marmi con sericite (fig. 5.15).

Unità della Granta Parei

Rappresenta il più esteso lembo di copertura brianzonese in VdA e affiora in alta Val di Rhêmes e in alta Valgrisenche. E' formata da un insieme di scaglie interposte tra l'Unità di Leverogne e i calcescisti con ofioliti della Zona Piemontese (Caby, 1968, 1981). L'affioramento più spettacolare è quello della Granta Parei che, nel versante E, presenta una parete di oltre 500 m di altezza. Questa è composta da una successione di scaglie sia calcaree che dolomitiche (figs. 5.16-5.18). La Granta Parei ha subito due principali eventi deformativi: il primo, con trasporto verso NW, ha determinato l'accavallamento del basamento su lembi di copertura; il secondo ha comportato la retroflessione verso SE dell'intera pila di falde (fig. 5.19) e l'accavallamento del Truc de Tsantelèina, in successione rovesciata, sul basamento e sulle quarziti della sottostante unità (Unità del Benevolo di Polino, in Dal Piaz, 1992). Il fronte di retroscorrimento è marcato da un'estesa fascia di quarziti e carnirole.



Fig. 5.15 - Scaglie di dolomia lungo il sentiero tra Feluma e Changier damon (Val di Rhêmes).

- Litofacies. L'Unità della Granta Parei contiene 5 gruppi di litofacies, qui elencati nel loro presunto ordine di successione:

a) Quarziti - Nell'affioramento lungo il sentiero che sale al Col de Vaudet (Valgrisenche), le quarziti giacciono in concordanza al letto delle dolomie (fig. 5.20).

b) Dolomie - Sono sottilmente stratificate, a grana fine e a lamine piane (fig. 5.21), con locali banconi massicci (fig. 5.22). In qualche caso presentano arrossamenti e tracce di paleocarsismo (figs. 5.23). Prive di fossili, sono state riferite al Trias medio da Elter (1987) e al Trias sup. nel Foglio 752 Tignes della Carte Géologique de la France (Deville, 1991). Litologia, rapporti stratigrafici e confronto con le successione della Vanoise e del Barrhorn (Ellenberger, 1953; Sartori, 1990) favoriscono un riferimento al Trias medio.

c) Marmi blu-neri e marmi zonati - I marmi blu-neri hanno scarso spessore, grana cristallina omogenea e laminazione piana. Affiorano lungo la cresta N della Granta Parei al tetto delle Dolomie (fig. 5.24) e sono comuni come massi nel detrito morenico del Glacier de Tsantelèina (fig. 5.25). I marmi zonati hanno patina d'alterazione giallastra e contengono livelli dolomitici con *boudinage* e livelli quarzitici. Affiorano in successione rovesciata nella parte inferiore della cresta SE del Truc de Tsantelèina, lungo il Sentiero 13C in corrispondenza dell'unico tratto ferrato e lungo la cresta N della Granta Parei a S di q. 2841 (fig. 5.26).

d) Marmi ad alterazione giallo-rosata - Presentano uno spessore elevato e sono ben osservabili a NW del Lac Granta Parei fino q 2704 (fig. 5.27). Per confronto con la successione del Barrhorn, possono essere riferiti al Giurassico superiore.

e) Breccie sedimentarie - Sono presenti solo come trovanti nella morena del Glacier de Tsantelèina. Secondo il Foglio Tignes, affiorano estesamente nel versante francese della catena e dovrebbero costituire la Pointe de Tsantelèina (Ellenberger, 1958, pp. 327-328). Includono conglomerati, sia monogenici che poligenici, granulo-sostenuti (fig. 5.28) o immersi in matrice calcitica o filladica.



Fig. 5.16 - La Granta Parei vista da NNE. 1) Elemento del Truc de Tsantelèina con marmi e dolomie laminate in successione rovesciata; 2) marmi (?); 3) dolomie laminate; 4) marmi; 5) dolomie laminate; 6) marmi.



Fig. 5.17 - Dettaglio dell'elemento Truc de Tsantelèina, versante NE, in successione rovesciata: a) scaglia di basamento; b) marmi, marmi con *boudin* dolomitici e livelli quarzitici in contatto tettonico sul basamento; c) dolomie chiare o grigiastre sottilmente laminate.



Fig. 5.18 - Successione di elementi calcarei e dolomitici nella parete E della Granta Parei vista dal Lac de Tsantelèina, dettaglio di Fig. 5.16: 2) marmi massicci (?); 3) dolomie stratificate-laminate; 4) marmi in contatto discordante sulle precedenti; 5) dolomie laminate.

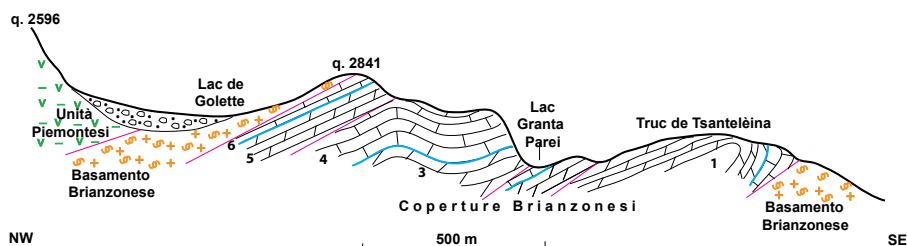


Fig. 5.19 - Sezione geologica interpretativa lungo la trasversale NW-SE, dal Lac de Golette al Truc de Tsantelèina. Litologia: 1-6 vedi fig 5.16, 5.18. Le linee blu marcano presunti rapporti stratigrafici tettonizzati tra le successioni dolomitiche (presunto Trias medio) e quelle calcaree (presunto Giurassico); le linee rosse indicano i principali contatti tettonici.



Fig. 5.20 - Quarziti e dolomie brianzonesi, sormontate dalle Unità ofiolitiche Piemontesi a ESE di Col de Vaudet (alta Valgrisenche).



Fig. 5.21 - Dolomie laminate con patina d'alterazione chiara a SW del Truc de Tsantelèina.



Fig. 5.22 - Dolomie in banconi lungo la cresta W del Truc de Tsantelèina.



Fig. 5.23 - Dolomie laminate con livelli arrossati lungo la cresta SE del Truc de Tsantelèina.



Fig. 5.24 - Dolomie (1) coperte da marmi blu-neri (2) lungo la cresta N della Granta Parei, a S di q. 2841.

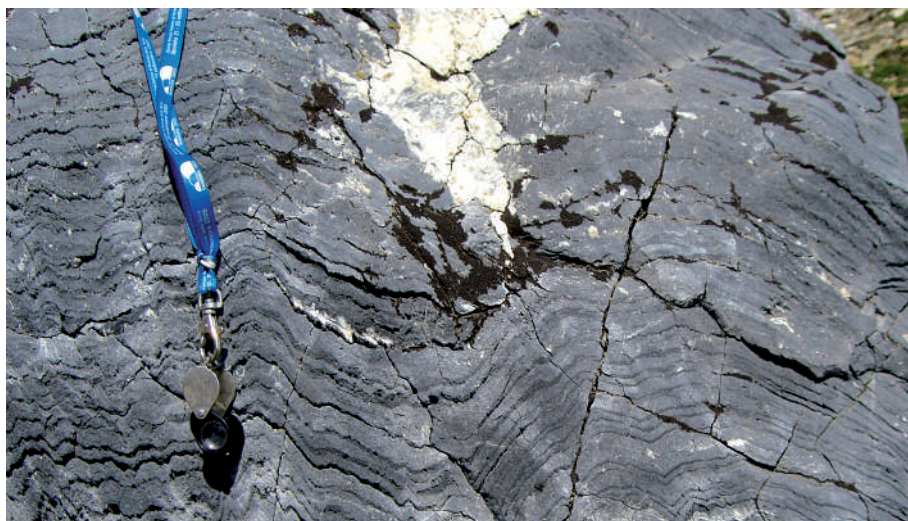


Fig. 5.25 - Marmi blu a patina nera, finamente zonati. Trovante nella morena del Glacier de Tsantelèina.



Fig. 26 - Marmi listati con dolomie e quarziti lungo la cresta N della Granta Parei, subito a S di q. 2841.



Fig. 5.27 - Marmi ad alterazione giallastra con dolomie basali a NW del Lac Granta Parei (q. 2704).



Fig. 5.28 - Conglomerato poligenico scistoso con clasti di dolomia, di marmo blu-nero e di quarzite. Trovante nei depositi morenici del ghiacciaio di Tsantelèina

3) BRIANZONESE ESTERNO

Il Brianzonese esterno contiene depositi continentali del Carbonifero superiore (Zona Houillère) che nel settore più esterno sono accompagnati da mélangé, megabrecce e pochi lembi disarticolati di quarziti e carbonati (Fronte Brianzone).

A) Zona Houillère

- La Zona Houillère (Feys, 1963; Ballèvre et al, 2018) è caratterizzata dalla presenza di una potente successione di scisti filladici neri, arenarie e conglomerati. E' in condizioni metamorfiche di basso grado e si estende con continuità a S e a N della Dora. La parte interna è dominata da conglomerati e litoareniti (fig. 5.29). Nella parte esterna prevalgono scisti neri, talvolta con letti di antracite,



Fig. 5.29 - Conglomerato granulo-sostenuto con ciottoli eterometrici di quarzo e di basamento lungo il sentiero 19 (Cascate del Ruitor, La Thuile). Zona Houillère interna.



Fig. 5.30 - Scisti neri fogliettati e scisti neri quarzitici laminati lungo la carrareccia tra Arp du Jeux e Comba des Merdeux (Valle del Gran San Bernardo). Zona Houillère esterna.

e arenarie a grana fine (fig. 5.30). Gli scisti neri sono stati riferiti al Pennsylvaniano sup. (Moscoviano - Gzheliano). L'antracite fu coltivata in passato nelle miniere di La Thuile (Valente & Borghi, 2000).

B) Fronte Brianzonese

- Il Fronte Brianzonese (Unité des Cols degli AA francesi) non è un semplice sovrascorrimento frontale, ma corrisponde a una zona di *mélange* e taglio traspressivo che ha frazionato e mescolato le varie unità litologiche, oscurandone i rapporti primari e interrompendone la continuità laterale. Facies di *mélange* sono diffuse nell'area del Gran San Bernardo; le successioni meglio preservate dalla tettonica sono quelle dei lembi isolati di Costa Serena (Comba di Planaval) e della Touriasse (Piccolo San Bernardo).

-1) Nell'area del Gran San Bernardo, il basamento cristallino de la Grande Che-nalette - Pointe de Drône (Unità del Ruitor) poggia sugli scisti neri della Zona Houillère che, a loro volta, poggiano su una successione fortemente frammentata, qui indicata come *Mélange M. Rodzo-Col Fenêtre* (fig. 5.31). Questo *mélange* contiene potenti spezzoni di varia natura litologica con scisti neri e arenarie riferibili all'Houillère, quarziti bianche (fig. 5.32), dolomie, calcari cristallini e calcescisti; tra questi ultimi anche quelli del M. Rodzo (fig. 5.33) che sono stati variamente interpretati e che potrebbero rappresentare lembi della copertura post-giurassica brianzonese. Scaglie di metagabbri, di età e significato incerti, affiorano inoltre nella comba a N del Pain de Sucre.

Verso l'esterno, il *Mélange M. Rodzo-Col Fenêtre* è sovrapposto al *mélange* tettono-sedimentario de la Pierre Avoi che poggia in contatto tettonico sull'Unità pennidica esterna-inferiore di Tarantasia (fig. 5.34). L'Unità de la Pierre Avoi, ben sviluppata in Svizzera (Foglio Orsière), è presente in VdA nel solo M. Fourchon dove è composta da calcari cristallini e calcescisti, simili a quelli del M. Rodzo (fig. 5.35), oltre che da calciruditi (fig. 5.36). La vetta del M. Forchon è invece formata da calcari dolomitici che possono essere considerati megabrecce o scaglie tettoniche. A Mont d'Orge, presso Sion (CH), Bagnaud et al. (1998) hanno trovato negli scisti neri, contenuti nella parte mediana del *mélange* de la Pierre Avoi, foraminiferi riferibili all'intervallo Aptiano - Paleogene con specie più giovani indicative dell'Eocene Medio superiore e forse dell'Oligocene inferiore.

-2) Il lembo di Costa Serena poggia tettonicamente sulla Zona Vallese (fig. 5.37)

e presenta la seguente successione: a) scisti neri con quarziti (Houillère); b) quarziti lastroidi bianche (fig. 5.38); c) carbonati calcareo-dolomitici sottilmente stratificati e laminati con colore da grigiastro a bluastro; c) al tetto (sperone della croce, q. 2710) affiorano discontinui livelli di carnirole, seguite da scisti argentati.

- 3) Il lembo della Touriasse (Elter & Elter, 1965) è in contatto tettonico con gli scisti della Zona Houillère e presenta la seguente successione (figs. 5.39-5.41): 1) quarziti bianche basali; 2) marmi listati ben stratificati; 3) carnirole; 4) marmi grigio-bluastrati cataclasati, misti a carnirole.



Fig. 5.31 - Colle del Gran S. Bernardo e Pointe de Drône visti dal M. Fourchon. 1) Unità del Ruitor; 2) Scisti neri della Zona Houillère; 3-4) Mélange tettonico M. Rodzo-Col Fenêtre: 3) Quarziti, 4) Scisti neri con scaglie di calcari e dolomie. In primo piano: mélange tettono-sedimentario M. Fourchon - Pierre Avoi.



Fig. 5.32 - Scisti neri e quarziti nel Mélange di M. Rodzo-Col Fenêtre



Fig. 5.33 - Calcari cristallini e calcescisti nella vetta di M. Rodzo.



Fig. 5.34 - La dorsale tra il Pain de Sucre e il M. Fourchon vista da S.



Fig. 5.35 - Calcarei cristallini e calcescisti lungo la cresta N del M. Fourchon.



Fig. 5.36 - Calciruditi poligeniche nella comba a NE del M. Fourchon.



Fig. 5.37 - Costa Serena (Comba di Planaval). 1) Unità di Tarantasia; 2) carnirole; 3) marmi e prasiniti; 4) scisti neri (Houillère) e quarziti; 5) marmi listati di Costa Serena. Ripresa salendo dal Col Serena alla punta della croce (q. 2710).



Fig. 5.38 - Lembo di Costa Serena. Contatto tra quarziti e marmi presso Col Serena.



Fig. 5.39 - La Touriasse (Colle del Piccolo S. Bernardo) vista da SW. 1) Quarziti; 2) Marmi; 3) Carniole; 4) Marmi grigio-bluastri, cataclastici.



Fig. 5.40 - La Touriasse vista da SE. Simboli come la precedente.



Fig. 5.41- Carniole e marmi cataclastici sulla vetta della Touriasse.

UNITÀ VALLESI

La Zona Vallese (Pennidico esterno) è compresa tra due zone di taglio con componente trascorrente, rappresentate dal Fronte Brianzone, all'interno, e dal Fronte Pennidico, all'esterno. Include quattro differenti unità, dall'interno all'esterno: Piccolo San Bernardo, Versoyen, Tarantasia, Pyramides-Tronche. L'Unità del Piccolo San Bernardo è accavallata sull'Unità del Versoyen, questa poggia in successione rovesciata sull'Unità di Tarantasia (anch'essa in successione rovesciata); più all'esterno, l'Unità di Tarantasia ricopre in successione normale l'Unità delle Pyramides Calcaires che è in contatto tettonico con le Unità Elvetiche lungo il Fronte Pennidico. L'insieme di queste unità s'inquadra nell'evoluzione di un semigraben mesozoico, con *master fault* a basso angolo, immergente verso l'esterno della catena, accompagnata da faglie sintetiche all'interno e antitetiche all'esterno e dalla risalita del mantello sub-continentale. Una parte delle unità del Piccolo San Bernardo e del Versoyen hanno subito un metamorfismo alpino di alta pressione (Goffé & Bousquet, 1997; Bousquet et al., 2002; Beltrando et al., 2007, 2012; Ballevre et al., 2018).

1) UNITÀ DEL PICCOLO SAN BERNARDO

L'Unità del Piccolo S. Bernardo (Subbrianzone per Elter & Elter, 1965; Vallese esterno per Fugenschuh et al., 1999 e Loprieno et al., 2011) affiora solo nei pressi del colle omonimo, tra la Tête de Tsargian (I) e Bourg St Maurice (F), dove appoggia sull'Unità del Versoyen (fig. 6.01). Contiene una successione giurassica, di ambiente bacinale, composta dai termini seguenti:

- a) Complesso calcareo del Colle del PSB (10-15m). Contiene calcari ad alterazione giallastra, ben stratificati (fig. 6.02) che alternano con livelli di scisti neri, con banchi di calcare dolomitico e con sottili orizzonti di calcare a lamine.
- b) Calcari selciferi del Grand Berrier (30 m ca) (fig. 6.03).
- c) Calcescisti del Lancebranlette (Calcescisti a belemniti Auctt., 250 m ca). Sono formati da calcari stratificati scuri, alternanti con calcescisti (fig. 6.04), e da calcescisti micacei di colore grigio, alternanti con scisti argillosi neri. Affiorano lungo la cresta del M. Laityre e lungo la cresta tra il Lancebranlette e la Pointe du Lac sans Fond.
- d) Nel versante francese, i calcescisti sono seguiti da scisti neri e poi dai calcari cristallini ad entrochi de la Roc de Belleface (Antoine, 1972; Antoine et al., 1992).



Fig. 6.01 - La dorsale M. Laityre-M. Ouille con la sovrapposizione dell'Unità del Piccolo San Bernardo (PSB) su quella, in successione rovesciata, del Versoyen (V) e di quest'ultima sull'Unità di Tarantasia (T). Il Gran Berrier è ribassato rispetto alla dorsale da un dissesto gravitativo profondo.



Fig. 6.02 - Calcari stratificati ad alterazione giallastra affioranti lungo il taglio stradale presso il Colle del Piccolo S. Bernardo.



Fig. 6.03 - Calcarei con liste di selce in rilievo sul versante NW de la Tête de Tsargian (tra La Thuile e il Colle del Piccolo S. Bernardo).



Fig. 6.04 - Calcescisti micacei alternanti con strati calcarei neri a patina chiara presso l'Hospice du Petit S. Bernard.

2) UNITÀ DEL VERSOYEN

Affiora a cavallo del confine italo-francese nell'area del Piccolo San Bernardo (Elter & Elter, 1965; Antoine, 1972; Beltrando et al., 2007, 2012) dove è interposta in successione rovesciata tra l'Unità del Piccolo San Bernardo e quella di Tarantasia (fig. 6.05). Nella restante parte della VdA, compare solo con piccoli lembi isolati (come quello di Rantin nella Comba di Planaval) che sono spesso d'incerta interpretazione. Questa unità è stata oggetto di numerosi studi che hanno portato a interpretazioni contrastanti sull'esistenza o meno di un Oceano Vallese. La più recente interpretazione (Beltrando et al., 2012) riferisce il Versoyen a un margine continentale iper-esteso della placca europea, con faglie a basso angolo, che ha portato alla risalita e al denudamento del mantello sub-continentale con locale emissione di lave basaltiche. Questa unità è composta da due distinti elementi tettonici (subunità di Beltrando et al., 2012): Aig. de l'Hermite e Pointe Rouse (fig. 6.06).

1) Aig. de l'Hermite - In corrispondenza dell'Aig. de l'Hermite, questo elemento presenta una successione rovesciata con metabasiti e scisti neri al tetto, locali breccie con elementi ofiolitici (Breccie del Collet des Rousses) e calcemicascisti (Calcescisti dell'Aguereys) che giacciono sopra lembi dei calcari di Tarantasia (fig. 6.07). Il contatto con il sottostante elemento di Pointe Rouse è tettonico. In corrispondenza del M. Miravidi-Pointe des Glaciers, le metadoleriti dell'elemento de l'Hermite giacciono in contatto tettonico direttamente sull'elemento di Pointe Rouse (fig. 6.08).

2) Pointe Rouse - Contiene una varietà di tipi litologici con serpentiniti e scisti neri, scaglie di granitoidi, prasiniti e calcemicascisti (Micascisti grigi) che giacciono, talvolta con passaggi sfumati, sui calcari di Tarantasia (figs. 6.08-6.10).



Fig. 6.05 - L'Unità del Versoyen vista da Crotti (lungo il sentiero 10 per il Colle di Bassa Serra). PSB) Unità del Piccolo San Bernardo; V) Unità del Versoyen; T) Unità di Tarantasia.

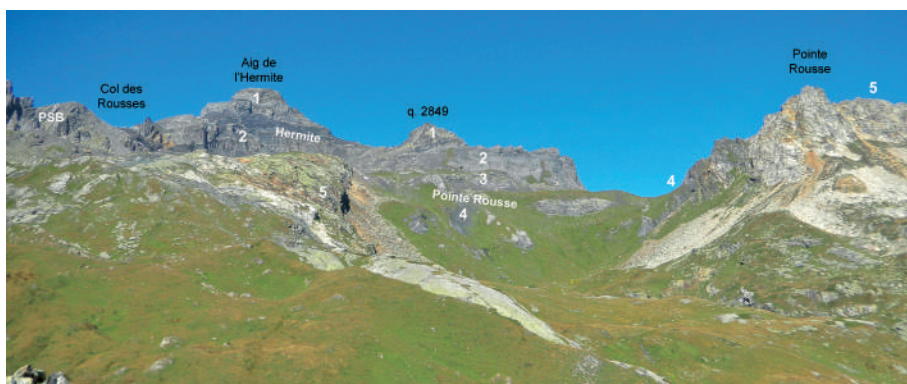


Fig. 6.06 - Gli elementi tettonici de l'Hermit e di Pointe Rousse, visti da S. PSB) Unità del Piccolo San Bernardo; 1, 2, 3) Elemento Hermite: 1) Scisti neri e metabasiti, 2) Calcescisti dell'Arguerels, 3) Calcari di Tarantasia; 4, 5) Elemento Pointe Rousse: 4) Micascisti grigi, 5) Granitoidi.



Fig. 6.07 - L'elemento de l'Hermite (1-3) in contatto tettonico su quello de la Pointe Rousse (4), visto da E. 1) Metabasiti e scisti neri; 2) Calcescisti dell'Arguereys; 3) Calcarei di Tarantasia; 4) Micascisti grigi dell'elemento della Pointe Rousse. Le Breccie del Collet des Rousses affiorano solo localmente tra i termini 1 e 2.



Fig. 6.08 - Contatto tettonico tra l'elemento Hermite, con gabbri, doleriti e scisti neri in giacitura franapoggio, e l'Elemento Pointe Rousse con giaciture reggipoggio e con passaggio graduale ai calcari di Tarantasia, visto dalla vetta della Tormotta.



Fig. 6.09 - Micascisti grigi (2) al letto dei granitoidi di Pointe Rousse (1) e al tetto dell'Unità di Tarantasia (3), visti dai dintorni di Plan-Veyle (sentiero 10).

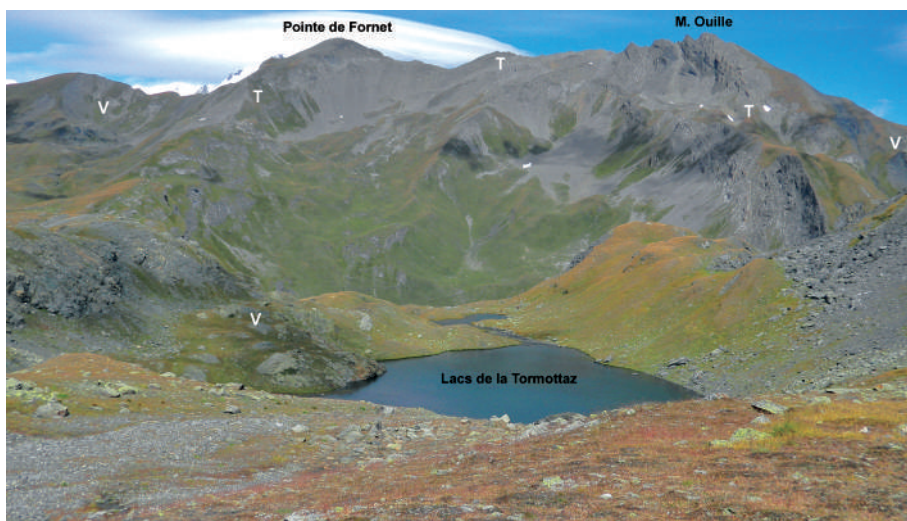


Fig. 6.10 - Lantiforme del M. Ouille - Pointe de Fornet. T) Unità di Tarantasia in serie rovescia; V) Unità del Versoyen.

Tipi litologici

- a) Gabbri, basalti doleritici e scisti neri - Affiorano all'Aiguilles de l'Hermite e lungo l'intero versante E de la Pointe de Glaciers, fino al T. d'Arguerey. Le doleriti sono distribuite in lenti discontinue, simili a laccoliti (fig. 6.11). Sono state interpretate come intrusioni basiche in sedimenti imbevuti di acqua (Loubat, 1967). Nel versante francese, i gabbri dell'Aig. du Clapet hanno fornito età radiometriche di 337 ± 4.1 Ma (Masson, 2008) e contengono intrusioni di leucogabbri di 309 ± 6 Ma (Schärer et al., 2000) e di 267 ± 2 Ma (Beltrando et al., 2007). Le doleriti del versante italiano non sono state ancora datate.

- b) Granitoidi - Sotto questa denominazione sono compresi granitoidi peraluminosi e gneiss leucocratici. I più estesi affioramenti sono quelli della Pointe Rousse (fig. 6.12). I granitoidi sono accompagnati da micascisti granatiferi, scisti quarzitici neri e, localmente (come a S di Torvéraz), da conglomerati con clasti di granitoidi in matrice scistosa (fig. 6.13). I granitoidi sono riferibili al Permiano (267 ± 1 Ma, Beltrando et al., 2007) e conservano relitti di minerali di alta pressione (giadeite).

- c) Serpentiniti - Affiorano nei pressi del Lago della Tormotta (fig. 6.14) e presso il laghetto di q. 2402 a SSE di Punta Rossa.

- d) Prasiniti - Sono spesso a diretto contatto con micascisti e calcescisti (fig. 6.15). Presso q. 2735 (o 2740) a N del Lac du Glacier du Breuil, le prasiniti presentano una struttura a cuscini, variamente deformata (fig. 6.16). Talvolta contengono livelli di aspetto conglomeratico (fig. 6.17) che Loubat (1967) ha interpretato come brecce d'esplosione.

- e) Calcescisti e Micascisti grigi - I Calcescisti dell'Arguereys (elemento de l'Hermite) sono almeno in parte confrontabili con i Micascisti grigi dell'Unità della Pointe Rousse. Entrambi poggiano sui calcari di Tarantasia. I Micascisti grigi (fig. 6.18) contengono carbonati in proporzioni variabili e affiorano sia al letto dell'elemento di Punta Rossa, sia al tetto (geometrico) dell'Unità di Tarantasia. Beltrando et al. (2012) vi hanno rinvenuto radiolari che De Wever ha riferito a un non meglio precisabile intervallo tra Giurassico superiore e Cretacico Medio.

-f) Calcari di Tarantasia - Affiorano alla base dell'elemento de l'Hermite (fig. 6.19) e alla base dei Micascisti grigi dell'elemento di Pointe Rousse. In alcuni casi, i contatti sono transizionali come avviene in corrispondenza della piccola dorsale, che da q. 2528 a q. 2505 separa il T. du Breuil dalla Doire de Verney (fig. 6.20).



Fig. 6.11 - Gabbri, doleriti e scisti neri (Elemento Hermite) lungo il versante E della Pointe des Glaciers.



Fig. 6.12 - La Pointe Rouse, vista da S. 1) Granitoidi; 2) Scisti neri quarzitici; 3) Lente di serpentinite; 4) Calcemicascisti grigi; 5) Calcarei di Tarantasia (Elemento Hermite) in contatto tettonico sui precedenti.



Fig. 6.13 - Metaconglomerato con clasti di granitoidi, in blocchi franati dalla Pointe Rousse a S di Torvera q. 2250 ca.

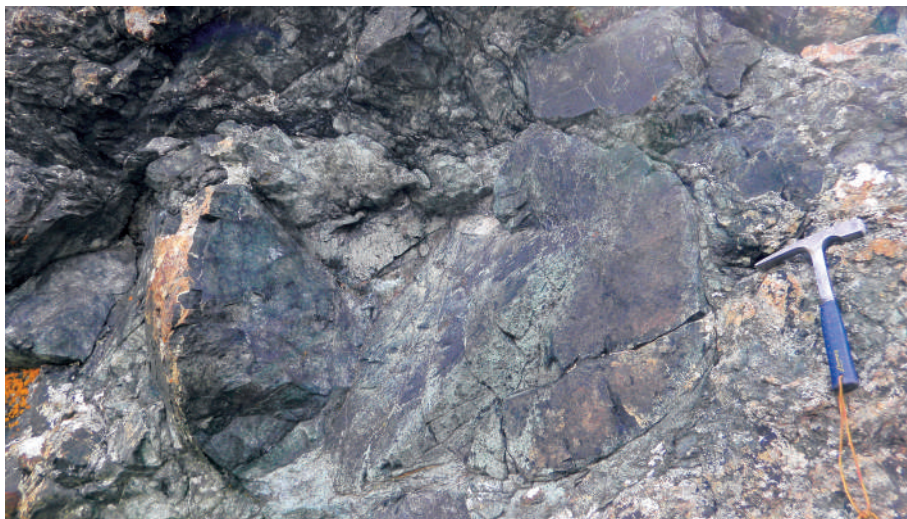


Fig. 6.14 - Serpentiniti in masse sferoidali presso il Lago della Tormotta.



Fig. 6.15 - Contatto tra prasiniti (P) e calcari sottilmente stratificati (C), lungo la Doire de Verney presso q. 2505.



Fig. 6.16 - Prasiniti con struttura a cuscino fortemente appiattita presso q. 2735 a SE del Colle di Bassa Serra.



Fig. 6.17 - Prasiniti massicce con intercalazioni di breccie di prasiniti tra i Laghetti di Punta Rossa e la Tormotta.



Fig. 6.18 - Calcescisti grigiastri (Micascisti grigi) dell'elemento Pointe Rousse, affioranti lungo la Doire de Verney, a NE di q. 2505.



Fig. 6.19 - Calcarei finemente scistosi dell'Unità di Tarantasia (parte basale dell'elemento Hermite), a NNW del Colle di Punta Rossa.



Fig. 6.20 - Contatto sfumato tra calcescisti grigi (C) e calcari dell'Unità di Tarantasia (T) lungo la Doire de Verney, a NE di q. 2505.

3) UNITÀ DI TARANTASIA

Questa unità attraversa tutta la VdA da NE a SW (Elter & Elter, 1965; Antoine, 1971; 1972). Nel solo settore SW ricopre in successione rovesciata l'Unità del Versoyen (all'interno) e poggia in discordanza stratigrafica sull'Unità delle Pyramides Calcaires (all'esterno). La successione di Tarantasia è stata deposta tra il Cretacico superiore e il Paleogene in un bacino marino parzialmente isolato, alla fronte della catena in formazione. E' in larga parte costituita da materiale risedimentato ed è stata schematicamente suddivisa in tre diverse associazioni litologiche (Trümpy, 1952; 1954): 1) Strati dell'Aroley, 2) Strati dei Marmontains, 3) Strati di St Christophe. Queste associazioni presentano forti variazioni laterali e le differenze si riscontrano non solo tra i settori interni ed esterni di questa unità, ma anche tra le zone a N e a S della Dora.

- 1) *Strati dell'Aroley* - Questa "formazione basale" include due principali litofacies, entrambe con sensibile ricristallizzazione metamorfica: a) conglomeratica, prevalente all'esterno; b) pelitico-calcarenitica, all'interno.

- a) La facies conglomeratica è caratterizzata da banconi con ciottoli centimetrici e decimetrici di calcare e di dolomia. Questi si alternano con livelli di calcare cristallino e di scisti neri. Nel settore NE gli scisti neri sono sporadici e gli Strati dell'Aroley formano pareti massicce, bianche (figs. 6.21, 6.22). Nel settore SW (facies Lex Blanche) gli scisti neri sono invece molto abbondanti e separano ripetuti banconi calciruditici (figs. 6.23 - 6.25) con sporadiche intercalazioni di calcare cristallino.

- b) La facies pelitico-calcarenitica contiene diversi tipi litologici caratterizzati da grana cristallina fine: calcari chiari sottilmente stratificati affiorano oltre che nell'area del Versoyen anche a Moindaz nella Combe des Merdeux; calcari stratificati scuri affiorano tra La Thuile (M. du Parc) e il Colle S. Carlo (Tête d'Arpy, fig. 6.26) e presso Rantin nella Combe de Planaval (fig. 6.27).



Fig. 6.21 - Strati dell'Aroley nelle Aiguilles des Sassas in contatto tettonico al Col di St Rhemy con il Mélange Col Fenêtre-M. Rodzo.



Fig. 6.22 - Banchi di breccia a clasti carbonatici isorientati negli Strati dell'Aroley (versante SW delle Aiguilles des Sassas).



Fig. 6.23 - Parte alta del vallone de la Lex Blanche (alla testata della Val Veny). L'Unità di Tarantasia (Aroley) è in contatto tettonico con le Unità Elvetiche. Tra di loro s'interpone una fascia di scisti neri, forse riferibili all'Unità di Ferret. Br) Banchi carbonatici con calciruditi.



Fig. 6.24 - Calciruditi gradate del banco Br1 (Strati di Aroley, dettaglio di fig. 6.23).



Fig. 6.25 - Calcirudite gradata nel Banco Br2.



Fig. 6.26 - Calcari neri (Strati dell'Aroley) alla Tête d'Arpy (Colle S. Carlo), in corrispondenza di antiche postazioni di cannoni.



Fig. 6.27 - Calcari grigio-bluastri (Strati dell'Aroley) a Rantin nella Comba di Planaval.

- 2) *Strati dei Marmontains* - Sono costituiti da alternanze di quarziti, in banchi da centimetrici a decimetrici, e scisti neri, in proporzioni variabili da zona a zona. Le quarzoareniti sono prevalenti nel settore interno (figs. 6.28, 6.29) e diminuiscono progressivamente verso l'esterno (figs. 6.30, 6.31). Il Vallon de la Lex Blanche si differenzia dalle altre successioni per la presenza quasi esclusiva di scisti neri con quarzoareniti sporadiche (fig. 6.32). Queste variazioni documentano un'alimentazione in quarzoareniti dai settori interni della catena. Lo spessore, fortemente variabile, è in prevalenza di poche decine di m.

- 3) *Strati di St Christophe* - Costituiscono successioni di varie centinaia di metri e sono spesso indicati come flysch. Contengono calcari cristallini e calcescisti arenacei, irregolarmente alternanti con scisti neri (fig. 6.33). La stratificazione è generalmente sottile (figs. 6.34), con rare intercalazioni di banconi massicci nella parte alta della successione (fig. 6.35). Livelli conglomeratici sono segnalati da Elter (1987) nel M. Nix e nel versante settentrionale del M. Crammont - M. di Nona.



Fig. 6.28 - Quarziti in successione rovesciata lungo la vecchia strada regionale, ora sostituita da una galleria, immediatamente a valle di La Thuile.



Fig. 6.29 - Quarziti sottilmente stratificate a valle di Bonalex (comba di Planaval).



Fig. 6.30 - Quarziti sottilmente stratificate e scisti neri sul fianco sinistro della Comba des Thoules (Valle del Gran S. Bernardo).

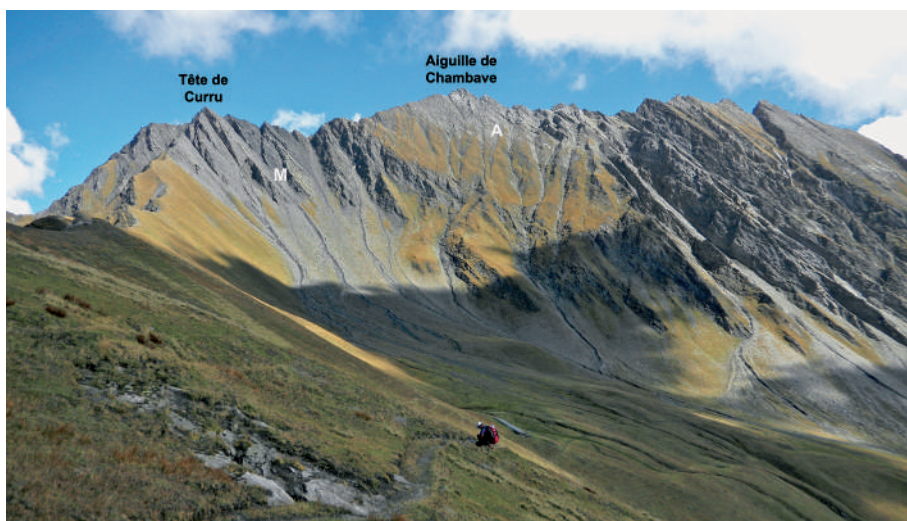


Fig. 6.31 - Scisti neri con minori quantità di quarzoareniti alla Tête de Curru (Vallone di Licony), in successione rovesciata. A) Strati dell'Aroley; M) Strati dei Marmontains. Dalla testa di Licony (Courmayeur).



Fig. 6.32 - Scisti neri e sovrastanti Strati di St Christophe alla testata del Vallone della Lex Blanche (Val Veny).



Fig. 6.33 - Strati di St Christophe nel versante orientale del Grand e Petit Golliat.



Fig. 6.34 - Strati di St Christophe: calcari cristallini con sottili livelli di scisti neri sotto il Col des Chavannes (Vallon de la Lex Blanche).



Fig. 6.35 - Banconi calcarei negli Strati di St Christophe a N di Bonalex (Comba di Planaval).

4) UNITÀ PYRAMIDES CALCAIRES - TÊTE DE LA TRONCHE

Quest'unità (Unità di Moûtiers degli AA francesi) è formata da una serie di scaglie tettoniche (Pyramides Calcaires, M. Brisé, Val Sapin, Tête de la Tronche) che sono disseminate da WSW a ENE lungo il fronte pennidico, tra l'Unità di Tarantasia e le Unità Elvetiche con la locale interposizione degli Scisti di Ferret.

La successione stratigrafica, artificialmente assemblata, potrebbe essere la seguente:

- a) Quarziti e conglomerati quarzitici (T1) - Piramide Calcareo NW
- b) Marmi e dolomie (T2) - Piramide Calcareo NW, M. Brisé, Tête de la Tronche
- c) Evaporiti solfatiche e lacuna (T3) - Col Checruit, Curru (Val Sapin)
- d) Marmi bianchi troncati da erosione (J1) - Piramide SE
- e) Calcari grigi troncati da erosione (J2) - Piramide SE
- f) Tarantasia in facies Lex Blanche (Cr2) - Piramide SE

- Pyramides Calcaires (Elter & Elter, 1965) - Sono interposte tra l'Unità di Tarantasia in facies Lex Blanche all'interno e le Unità Elvetiche all'esterno. Sono costituite da due elementi (Piramide NW e Piramide SE) separati da una faglia in corrispondenza delle Colle Superiore delle Piramidi (fig. 6.36). Questa unità si estingue per cause tettoniche verso SW.

1) La Piramide NW presenta una successione rovesciata verso NW con forte inclinazione (figs. 6.37, 6.38). Contiene: a) Quarziti, talvolta con piccoli ciottoli quarzitici, affioranti sul fianco ESE della Piramide NW; b) Calcari dolomitici che sono interposti tra le quarziti e le dolomie, ma che formano anche intercalazioni nel corpo delle dolomie; c) Dolomie massicce con locali brecce d'intrapiattaforma formate da clasti centimetrici con resti di strutture tidali.

2) Il Colle Superiore delle Piramidi è inciso in scisti neri, interposti tra le quarziti della Piramide NW e i marmi con brecce della Piramide SE. Gli scisti neri non sono carbonatici, ma contengono strati calcitici scuri e letti di quarziti a grana fine. Sono considerati da Elter & Elter (1965) come lembi tettonizzati della "Serie scistoso-quarzitica" (Strati dei Marmontains). Il contatto scisti neri/quarziti è tettonico, come evidenziato dalle giaciture diametralmente opposte delle due litofacies (fig. 6.39). Il contatto con i marmi della Piramide SE è verticale (fig. 6.40) e contrassegnato dalla presenza di lembi di calciruditi con clasti di marmo e di dolomia. I marmi della Piramide SE presentano tracce di paleocarsismo.

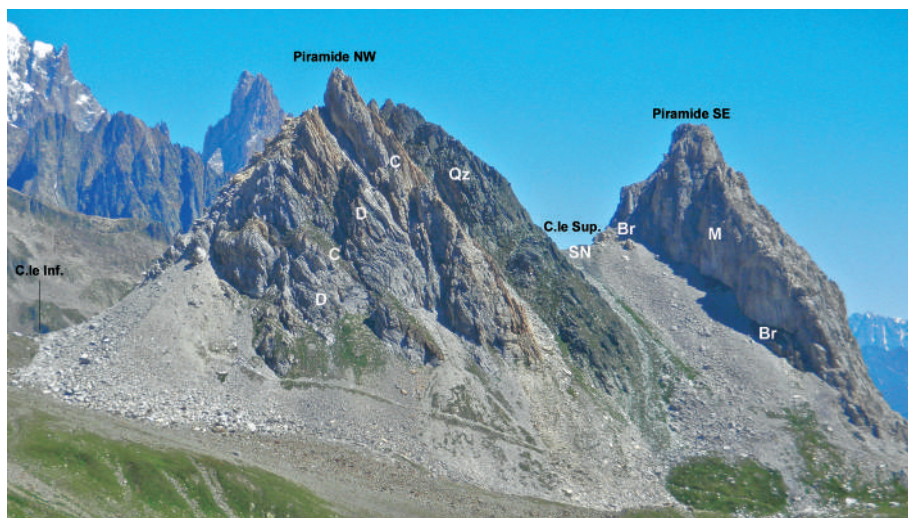


Fig. 6.36 - Le Piramidi Calcaree viste da WSW (cresta Montagnes des Glaciers). Qz) Quarziti e metaconglomerati quarzitici; C) Calcari dolomitici ad alterazione rosata; D) Dolomie; M) Marmi; Br) Calciruditi; SN) Scisti Neri.



Fig. 6.37 - Dolomie (D) sormontate in successione rovesciata da calcari dolomitici rosati (C) e da quarziti (Qz).

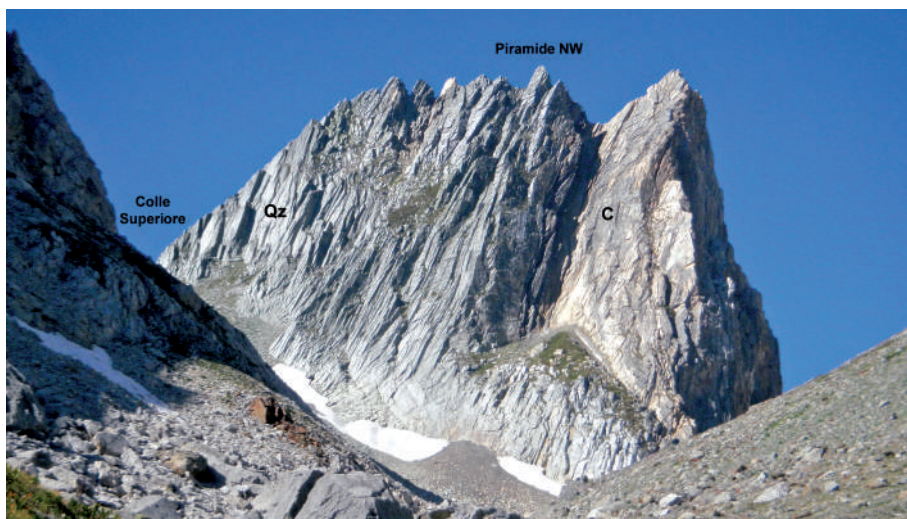


Fig. 6.38 - Quarziti (Qz) e calcari dolomitici rosati (C) in successione rovesciata, presso il Colle Superiore delle Piramidi.



Fig. 6.39 - Contatto tra Scisti Neri e Quarziti al Colle Superiore delle Piramidi. Quarziti e Scisti Neri presentano giaciture discordanti che evidenziano la natura tettonica del contatto.



Fig. 6.40 - Il Colle Superiore visto da NW con gli scisti neri (SN) e le calciruditi (Br), addossate in giacitura raddrizzata sui marmi (M) della Piramide SE.

3) La Piramide SE è costituita quasi interamente da marmo bianco, riferito in letteratura al Giurassic inf. (fig. 6.41). Questo, nel versante SE, è coperto con contatto erosionale da megabrecce e calciruditi che verso il basso sfumano nell'Unità di Tarantasia che qui presenta caratteri litologici diversi dall'usuale per l'abbondanza di scisti neri (facies Lex Blanche). Il contatto marmi/calciruditi è marcato da una superficie di erosione carsificata, assimilata da Elter & Elter (1965) a un *lapiéz* (figs. 6.42, 6.43). Vi sono anche locali lembi di calcare grigio sia come vene e filoni sedimentari nei marmi bianchi, sia come componenti delle megabrecce (figs. 6.44, 6.45). La matrice delle megabrecce di marmo bianco o di calcare grigio è costituita da calciruditi o da microbrecce dolomitiche.



Fig. 6.41 - Marmi massicci della Piramide SE lungo il suo versante SE. D) Dolomie; C) Calcari dolomitici; Qz) Quarziti; M) Marmi; Br) Calciruditi.



Fig. 6.42 - Superficie d'erosione e paleocarsismo nei marmi (a SW della palestra di roccia - vecchio bunker militare). I marmi (1) sono coperti con contatto franapoggio da calciruditi minute (2) di colore marrone chiaro, che ne colmano i solchi e le varie irregolarità topografiche. Le calciruditi minute sono a loro volta sormontate da calciruditi di taglia più grossolana (3).



Fig. 6.43 - Particolare dell'affioramento precedente: le calciruditi minute e grossolane colmano un canale inciso nei marmi bianchi e inglobano alcuni massi di marmo.



Fig. 6.44 - Megabrecce di calcari grigi nel settore SW della Piramide SE.



Fig. 6.45 - Megabrecce di calcari grigi in matrice calciruditica ad elementi dolomitici presso la palestra di roccia.

-Tête de la Tronche - Tra Courmayeur e il confine svizzero, affioramenti confrontabili con quelli delle Pyramides Calcaire si trovano in lembi discontinui tra il Torrente de Curru, la Tête de la Tronche e il Col entre deux Sex, dove sono interposti tra l'Unità degli Scisti di Ferret, a letto, e quella di Tarantasia, a tetto. Questi affioramenti presentano differenze rispetto a quelli delle Pyramides Calcaires: non contengono megabrecce e calciruditi e non sono in continuità stratigrafica con l'Unità di Tarantasia. La correlazione tra l'Unità delle Pyramides Calcaires e quella di Tête de la Tronche è perciò basata principalmente sulla posizione strutturale all'esterno dell'Unità di Tarantasia e sulla comune presenza di dolomie e marmi. Gli affioramenti di Tête de la Tronche sono formati da due scaglie carbonatiche separate da una fascia di carnirole e quarziti (fig. 6.46). La scaglia carbonatica NW (vetta di Tête de la Tronche) è formata da dolomie massicce che poggiano in contatto tettonico sugli Scisti di Ferret. La sella tra le due punte (dove corre il sentiero) espone un esile orizzonte di carnirole seguito da sottili strati di quarzoareniti a cemento carbonatico. La scaglia SE è formata da marmi bianchi massicci e da dolomie massicce a grana cristallina fine. Nei pressi del Col du Sapin, affiorano scisti neri e quarziti, con rari conglomerati quarzitici. Lungo la cresta a SE del Col du Sapin, gli scisti neri con quarziti sono sormontati in contatto tettonico da calcari cristallini a strati sottili che formano la punta di q. 2507 e sono riferiti all'Unità di Tarantasia (Antoine, 1971, fig. 52).

-Evaporiti solfatiche - Gessi e scarse anidriti affiorano localmente in Val Sapin presso Curru, tra Plan Chécruet e Laréchon (fig. 6.47) e sul fianco destro della Val Veny lungo la strada tra La Visaille e Combal. Insieme a carnirole marciano il contatto tra l'Unità Pyramides Calcaires-Tête de la Tronche e le Unità Elvetiche-Scisti di Ferret. Al Col Chécruet le evaporiti giacciono in serie rovescia sotto i marmi del M. Brisé e, in sovrascorrimento, al tetto delle Unità Elvetiche.



Fig. 6.46 - La dorsale Testa Bernarda - Col du Sapin, dal Col de Licony. 1) Unità Elvetica M. Chetif – M. de la Saxe con basamento cristallino e coperture. 2) Unità degli Scisti di Ferret. 3-6) Unità Pyramides Calcaires - Tête de la Tronche: 3) Dolomie; 4) Carniole e quarzoareniti; 5) Dolomie e marmi; 6) Scisti neri e quarziti; 7-9) Unità di Tarantasia: 7) Calcarei cristallini a strati sottili (St Christophe in facies Lex Blanche ?); 8) Scisti neri (Marmontains in facies Lex Blanche ?); 9) Strati dell'Aroley.



Fig. 6.47 - Gessi a S di Maison Vielle (Col Chécruit).

UNITÀ DEGLI SCISTI DI FERRET

Questa unità affiora estesamente nel settore NW della Regione dove giace interposta tra le Unità Vallesi (Tarantasia e Tête de la Tronche) e quelle Elvetiche. E' stata oggetto d'interpretazioni contrastanti: Oulianoff & Trümpy (1958) l'hanno considerata come substrato dell'Unità di Tarantasia; Zulauf (1963) e Antoine (1971) l'hanno riconosciuta come unità tettonica a sé stante; Elter (1987) l'ha inclusa nella sua serie scistoso-arenacea (Strati di St Christophe). Secondo Antoine (1978) e Antoine et al. (1992), gli Scisti di Ferret potrebbero rappresentare l'equivalente NE dell'Unità di Quermoz (Savoia), di transizione tra dominio Ultradelfinese (Ultraelvético) e quello Vallese. Nel foglio Orsière (Burri et al., 1993) l'Unità di Ferret è attribuita al Pennidico esterno, Zona Sion-Courmayeur. Gli Scisti di Ferret affiorano dal confine Italo-Svizzero (Arête des Ecouverts) a Valle Armina attraversando la Combetta, la Belle Combe e il Vallone di Malatra, tributarie di sinistra della Val Ferret. A NE di Valle Armina, gli Scisti di Ferret giacciono tra gli Strati dell'Aroley e l'Unità Elvetica Pavillon - Col Ferret. A SW di Valle Armina, gli affioramenti degli Scisti di Ferret si riducono a una stretta fascia interposta tra i carbonati di Tête de la Tronche e l'Unità "Ultraelvética" M. Chetif - M. de la Saxe. Il contatto di letto con le Unità Elvetiche è marcato da una fascia di cataclasiti ad alterazione rosso ruggine che affiora con buona continuità dal confine Italo-Svizzero (Arête des Ecouverts) alla testata della Val Sapin (fig. 7.01). Questa fascia di cataclasiti (Zona a scaglie basali della Zona Sion-Courmayeur, Pennidico esterno, nel foglio 1:50.000 Gran S. Bernardo, *in progress*) contiene localmente brandelli di quarzoareniti rossastre, di dolomie stratificate, di marmi e di scisti ricchi in pirite. La porzione inferiore degli Scisti di Ferret è costituita in prevaranza da scisti argillosi. La porzione superiore si differenzia in parte dalla precedente per la maggiore frequenza di intercalazioni calcaree (fig. 7.02). Il contatto di tetto cambia da ENE a WSW. Lungo le pendici del M. Tsichette (versante destro del Vallone di Malatra), l'Unità di Tarantasia poggia in concordanza giaciturale su quella di Ferret con l'interposizione di facies conglomeratiche (Strati di La Peula?), considerate da Oulianoff & Trümpy (1958) come tetto stratigrafico degli Scisti di Ferret (fig. 7.03). In cor-

rispondenza del Pas entre deux Sex (fig. 7.04), il tetto degli Scisti di Ferret è costituito da carnirole e da brandelli tettonizzati di dolomie e quarziti, riferibili all'Unità Pyramides Calcaires - Tête de la Tronche. In Val Sapin, le dolomie di Tête de la Tronche poggiano direttamente sugli scisti di Ferret (fig. 7.05). L'insieme dimostra l'esistenza di una zona di taglio che ha portato alla progressiva scomparsa, verso NE, dell'Unità Pyramides Calcaires - Tête de la Tronche.



Fig. 7.01 - Il contatto di letto degli Scisti di Ferret lungo la dorsale di q. 2558 - Aig. des Angrionettes, visto da Belle Combe desot.



Fig. 7.02 - Scisti di Ferret Superiori e Strati dell'Aroley nella parte alta del torrente che scende dall'Aiguille des Angrionettes, vista da q. 2475 sulla sua sponda meridionale.



Fig. 7.03 - Contatto di tetto degli Scisti di Ferret presso il Col de Malatra. 1) Strati dell'Aroley; 2) Strati dei Marmontains; 3) Strati di St Christophe.

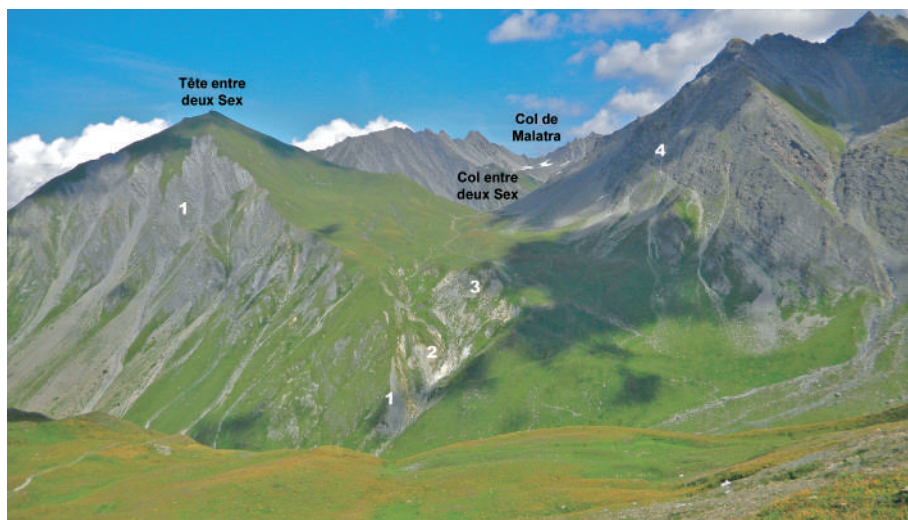


Fig. 7.04 - Panorama del Col entre deux Sex dal Col du Sapin; sullo sfondo il Col de Malatra. 1) Scisti di Ferret; 2) Carniole e altre cataclasiti quarzitiche e dolomitiche; 3) Calcari stratificati di incerta interpretazione (St. Christophe ?); 4) Strati dell'Aroley.



Fig. 7.05 - Appoggio delle dolomie massicce di Tête de la Tronche (2) sugli Scisti di Ferret (1), visto dalla Testa Bernarda.

UNITÀ ELVETICHE

In VdA la Zona Elvetica s.l. (Elvetico-Ultraelvetica) include da tetto a letto le seguenti unità: 1) Unità M. Chetif - Testa Bernarda (Ultraelvetico Auctt.); 2) Unità Pavillon - Col Ferret; 3) Unità del M. Bianco.

1) UNITÀ M. CHETIF - TESTA BERNARDA

Riferita nello Structural Model of Italy (Bigi et al. 1990) al dominio Ultraelvetico, quest'unità è interposta localmente tra l'Unità Pavillon-Col Ferret e quella degli Scisti di Ferret o di Tête de la Tronche. E' caratterizzata dalla presenza di scaglie di basamento cristallino che affiora con continuità nel settore SW (dal M. Chetif a Praz de la Saxe), mentre è smembrato in lenti discontinue a NE in corrispondenza della Testa Bernarda. Già riconosciuto da de Saussure, Favre, Lory e Zaccagna (riferimenti bibliografici in Dal Piaz & Argentieri, 2021), il basamento cristallino è costituito da gneiss leucocratici a grana generalmente minuta derivati da leucograniti, granofiri e rioliti di probabile età permiana. A questi si associano metasedimenti di copertura più o meno scollati. L'unità si distingue per una impronta metamorfica alpina in facies scisti verdi più marcata e continua rispetto a quella delle successioni mesozoiche dell'Unità Pavillon-Col Ferret e del granito del Monte Bianco.

- L'elemento Chetif-Praz de la Saxe in Val Sapin poggia sulle coperture dell'elemento Testa Bernarda tramite una faglia inversa ad alto angolo immergente a SE (fig. 7.06). In prossimità del Trou des Romains, il basamento cristallino del M. de la Saxe è coperto da una successione di marmi bianchi e scuri con giacitura a franapoggio e immersione superiore a quella del pendio. I marmi hanno uno spessore di 70-80 m e sono seguiti da pochi livelli di calcescisti e di scisti neri non carbonatici, affioranti ai piedi della parete (fig. 7.07). Il contatto tra basamento cristallino e marmi è ondulato ed è contrassegnato da sottili livelli di miloniti marmoree, totalmente privi di carnioli e di terrigeni (fig. 7.08). I marmi della Val Sapin contengono mineralizzazioni che nel passato sono state oggetto di sfruttamento per l'estrazione di galena. Un filone di barite affiora a NE di Tsapy.

A SW della Dora, il basamento cristallino del M. Chetif si prolunga fino alla Testa del Neyron. Il versante meridionale contiene marmi sfaticci con granuli di basamento, calcari zonati ben esposti lungo la strada tra Praz Neyron e Col Chécruit e scisti neri.

- L'elemento della Testa Bernarda affiora all'esterno dell'elemento M. Chetif-Praz de la Saxe dal quale è separato da una faglia inversa ad alto angolo immergente a SE. Entrambi gli elementi sono coperti in sovrascorrimento dagli Scisti di Ferret e dalle dolomie di Tête de la Tronche (fig. 7.09). Il basamento cristallino della Testa Bernarda è coperto da marmi di aspetto saccaroide. Calcarei con livelli ad echinodermi affiorano localmente lungo la dorsale a WSW della vetta. Lungo il versante S affiorano anche calcari zonati e scisti neri.

2) UNITÀ PAVILLON - COL FERRET

Questa unità, priva di basamento, affiora sia in Val Ferret che in Val Veny ed è costituita da tipi litologici, dettagliatamente descritti da Cita (1953), che mostrano analogie con le formazioni (e con gli “strati” non ancora formalizzati) presenti nelle Falde Elvetiche sudorientali (cf. Gabus et al., 2008).

- Val Ferret. Il quadro d'insieme di questa unità si coglie lungo la cresta di confine tra i colli Petit e Grand Ferret (figs. 7.10, 7.11). La successione stratigrafica, artificialmente assemblata, e le relative datazioni sono ricavate principalmente da Cita



Fig. 7.06 - Gli affioramenti di basamento cristallino del M. Chetif e di Praz de la Saxe, visti dal sentiero alto sul fianco sinistro della Val Sapin: 1) Basamento cristallino dell'elemento M. Chetif-Praz de la Saxe; 2) marmi di copertura dell'elemento M. Chetif-Praz de la Saxe; 3) scisti neri di copertura dell'elemento Testa Bernarda. I contatti sono da subverticali a franapoggio con immersione superiore a quella del pendio.



Fig. 7.07 - La successione del M. de la Saxe in Val Sapin tra Trappa e Tsapy. 1) Basamento cristallino; 2) marmi scuri; 3) marmi bianchi; 4) intercalazione di scisti neri e calcari scuri a strati sottili; 5) marmi bianchi; 6) calcescisti sericitici; 7) scisti neri non carbonatici.



Fig. 7.08 - Contatto ondulato tra basamento cristallino e marmi in Val Sapin presso Tsapy. 1) Basamento cristallino; 2) miloniti carbonatiche; 3) marmi.

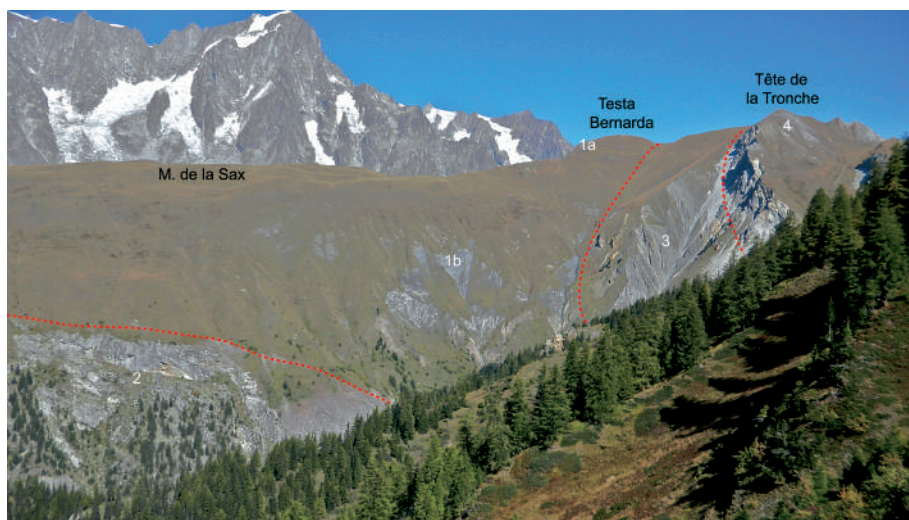


Fig. 7.09 - La dorsale del M. de la Saxe - Tête de la Tronche, vista dal versante sinistro della Val Sapin (q. 2100 ca.). 1a) Basamento dell'elemento Testa Bernarda; 1b) scisti neri e calcari zonati della copertura dell'elemento Testa Bernarda; 2) Elemento M. Chetif-Praz de la Saxe; 3) Scisti di Ferret; 4) Dolomie di Tête de la Tronche. Sullo sfondo le Grandes Jorasses.

(1953), Oulianoff & Trümpy (1958) e Gabus et al. (2008) con relativa bibliografia.

a) *Calcari stratificati* - I migliori affioramenti si trovano lungo la parte iniziale dell'Arête des Econduits, immediatamente a ESE del Col Grand Ferret (figs. 7.12, 7.13). Sono tettonicamente interposti tra due livelli di scisti neri (Formazione di Dugny) e il contatto di tetto è ben esposto sulla destra idr. del Vallone della Combette (fig. 7.14). Sono riferiti con dubbio al Lias medio (Giurassico inferiore).

b) *Scisti filladici neri (Formazione di Dugny)* - Affiorano estesamente lungo il sentiero per il Col du Grand Ferret, alla Tête du Ferret e nel Vallon de la Belle Combe (fig. 7.15). Sono riferiti al Toarciano-Aaleniano (Giurassico inferiore-medio). La potenza effettiva è mal calcolabile e potrebbe essere intorno ai 50-60 m.

c) *Calcari zonati, calcari scuri e calcari ad echinodermi* - Si tratta di un insieme di tipi litologici diversi che comprende calcari nerastri sottilmente stratificati, calcari arenacei zonati (figs. 7.16), scisti neri e marne. I calcari neri possono contenere articoli di echinodermi (ben visibili negli strati immediatamente a W del cippo di confine n.° 16 al Col du Petit Ferret). Nel complesso sono confrontabili con l'insieme di strati non formalizzati presenti nelle Falde Elvetiche e riferiti comunemente al Giu-

rassico medio. La potenza complessiva potrebbe essere intorno ai 60 m.

d) *Marne e calcari marnosi (Formazione di Schilt)* - Affiorano in buone condizioni di esposizione lungo la strada per il Rif. Elena a q. 1886 (fig. 7.17) e sono riferibili al Calloviano-Oxfordiano (Giurassico medio-superiore). La potenza può raggiungere i 90-100 m.

e) *Calcari compatti (Formazione di Quinten)* - Affiorano lungo la strada per il Rif. Elena (q. 1886) da dove si prolungano con una caratteristica barra rocciosa fino alla cresta di confine (figs. 7.18, 7.19). Analoghi tipi litologici affiorano lungo il versante destro della Val Ferret, dove è stata segnalata la presenza di Calpionelle (Cita, 1953). Coprono un intervallo di tempo dal tardo Oxfordiano al Cretacico inferiore. La potenza oscilla tra 20 e 40 m.

f) *Scisti marnosi grigio-nerastri* - Affiorano solo localmente sul fianco destro del valone del Col du Petit Ferret, in prossimità del contatto con il granito del M. Bianco (fig. 7.20). Sono confrontabili, anche se con dubbio, con la *Formazione di Palfris* che è riferita al Berrasiano-Valanginiano (Cretaceo inferiore).

g) *Contatti con il basamento cristallino del M. Bianco* - Sono sempre di natura tettonica. Sono legati alla retroflessione a ventaglio del Massiccio del M. Bianco che taglia per faglia inversa, immergente a NW, la successione dell'Unità Pavillon-Col Ferret.

- Val Veny. Gli affioranti di questa unità sono ridotti a pochi lembi discontinui che contengono tipi litologici analoghi a quelli descritti in Val Ferret. Nel Foglio Courmayeur, Perello et al. (2011) li hanno raggruppati nel modo seguente: a) Scisti neri della Val Veny, confrontabili con la Formazione di Dugny anche se più o meno carbonatici; b) Calcescisti de la Lex Blanche, confrontabili con il complesso dei calcari zonati; c) Marmi di Nötre Dame de la Guérison, simili a quelli della formazione di Quinten.

3) UNITÀ DEL M. BIANCO

Il massiccio del M. Bianco è costituito da un complesso pregranitico di gneiss e migmatiti, affioranti in VdA nel solo settore occidentale (area Ghiacciaio del Miage - Aig. de Trelatête), e dal batolite granitico (Carbonifero superiore, 310 Ma, Baggio et al. 1967) che ne forma la parte più estesa e caratteristica (riferimenti bibliografici su composizione, età e cinematica in Dal Piaz & Argentieri, 2021). In Valle d'Aosta affiorano graniti massicci o debolmente foliati, talora alterati o cataclastici. Il tipico granito "protogino" è costituito da feldspato potassico in fenocristalli prismatici pluricentrici e da grossi cristalli di quarzo. Contiene inoltre plagioclasio, lamelle

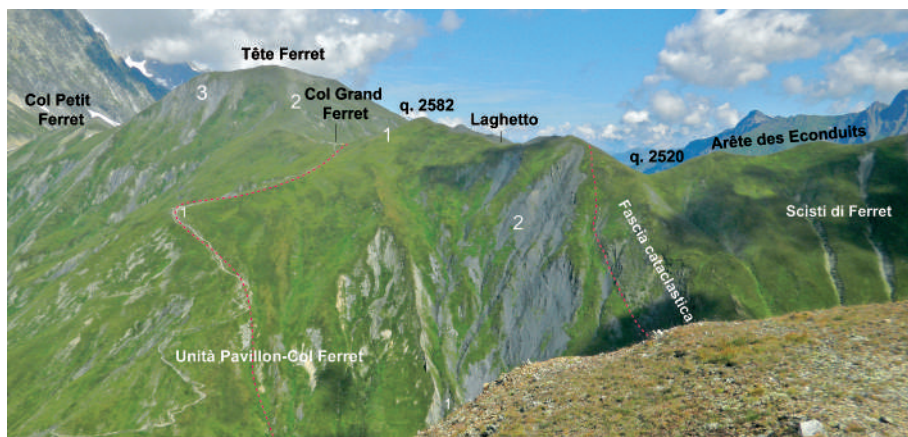


Fig. 7.10 - La cresta tra la Tête Ferret e l'Arête des Econduits vista da q. 2558 sul versante sinistro della Combetta. 1) Calcari stratificati; 2) Scisti neri (Formazione di Dugny); 3) Calcari zonati e marne.



Fig. 7.11 - La cresta tra la Tête Ferret e il Col Petit Ferret vista dalla strada per il Rif. Elena (q. 2000 ca.). 2) Scisti neri (Formazione di Dugny); 3) Calcari zonati e marne; 4) Marne grigie (Formazione di Schilt); 5) Calcare compatto (Formazione di Quinten); 6) Probabili scisti neri carbonatici (Formazione di Palfris ?).



Fig. 7.12 - Calcarei stratificati nella prima punta rocciosa a SE del Col Grand Ferret.



Fig. 7.13 - Particolare dei calcari stratificati a SE del Col Grand Ferret.



Fig. 7.14 - Contatto tettonizzato tra calcari stratificati (1) e scisti neri non carbonatici (2) con immersione reggipoggio; fianco destro idr. del Vallone della Combette.



Fig. 7.15 - Scisti neri non carbonatici (Formazione di Dugny). Vallone della Belle Combe, sentiero molto pericoloso.



Fig. 7.16 - Calcari arenacei zonati. Sponda destra del torrente che scende a Greuvettaz, presso Arnouva.



Fig. 7.17 - Marne grigie (Formazione di Schilt). Strada per il Rif. Elena a q. 1886.



Fig. 7.18 - La barra calcarea della Formazione di Quinten in successione rovesciata, vista dai pressi del Rif. Elena.



Fig. 7.19 - Calcare cristallino scuro (Form. di Quinten). Strada per il Rif. Elena a q. 1886.



Fig. 7.20 - Contatto raddrizzato tra l'Unità del M Bianco e l'Unità Pavillon-Col Ferret nei pressi del Col du Petit Ferret, visto salendo al Rif. Elena (Val Ferret).

nerastre di biotite $\pm$ mica bianca, clorite, epidoto, prehnite, granato e carbonati in quantità da subordinata ad accessoria. Le trasformazioni alpine, da incipienti a pervasive, sono indicate da deformazioni cataclastiche di feldspato e plagioclasio, dalla ricristallizzazione dinamica del quarzo magmatico in aggregati granoblastici minuti e dall'alterazione della biotite in mica bianca o clorite e minerali opachi. L'aggregato porfiroclastico è cementato in varia misura da una matrice quarzoso-albitico-sericitica a grana fine e/o da successive venute di quarzo idrotermale. Il margine interno-basale del batolite è costituito da un aggregato cataclastico fortemente cementato di scaglie di protogino, apliti, porfiroidi granofirici e rioliti. Il complesso pregranitico, che costituisce il tetto del batolite, comprende gneiss micacei, migmatiti di anatessi con neosoma quarzoso-feldspatico e lenti di anfiboliti massicce o finemente zonate, in genere con alterazione e sovraimpronta tettono-metamorfica alpina di basso grado. I rapporti paragneiss/granito sono ben visibili nell'arduo versante occidentale della dorsale M. Bianco-Picco Luigi Amedeo e nell'area del Rif. Monzino, sia in panorama lungo la cresta Aguilles Rouges du Breuillat, che in dettaglio nella depressione strutturale, tipo graben, tra Aiguille de Châtelet - Aiguille Noire de Peuterey da un lato e Aguilles Rouges du Breuillat - Picco Gugliermina dall'altro (figs. 7.21-7.24). Al granito del M. Bianco sono legate le più belle pareti dell'intera VdA (fig. 7.25-7.26). Il ver-

sante italiano del massiccio del M. Bianco conserva scarsissimi affioramenti della copertura sedimentaria originaria. Il Permo-Carbonifero è rappresentato unicamente da pochi lembi di metarenarie carboniose monometamorfiche con impronte di felci (300 Ma circa), affioranti sui fianchi del canalone glaciale che scende dal Col Infranchissable, bacino del Miage (Franchi 1901, 1905). Affioramenti riferibili al Mesozoico sono segnalati in Val Ferret, a monte di Pra Sec e di Lavachey (Compagnoni et al., 1964), al Col Infranchissable e in Val Veny nei pressi di Peuterey (Elter, 1960). Le condizioni di esposizione non consentono di affermare con sicurezza se questi lembi rappresentino un parautoctono trasgressivo sul granito del M. Bianco piuttosto che la parte superiore della successione dell'Unità Pavillon-Ferret rovesciata e in contatto tettonico con il granito del M. Bianco. Dal punto di vista strutturale il M. Bianco è stato esumato in una struttura duttile-fragile a fiore positivo per traspressione destra di età neogenica. Datazioni con il metodo delle tracce di fissione su apatite e zircone ne testimoniano una veloce risalita a partire da 26 Ma (Seward & Mancktelow, 1994; Bistacchi & Massironi, 2000; Rolland et al., 2008; Glotzbach et al., 2011; Bouthoux et al., 2016).



Fig. 7.21 - Contatto tra granito (pilastri rossi) e paragneiss di tetto lungo la dorsale Aiguilles Rouges du Breuillard-Pic Luigi Amedeo-Monte Bianco di Courmayeur. In primo piano i paragneiss ribassati nella depressione strutturale tra Aiguilles Rouges e Aiguille Noire.



Fig. 7.22 - Contatto verticalizzato tra paragneiss (rosso ruggine) e granito (chiaro) presso il Rif. Monzino.



Fig. 7.23 - Dettaglio del contatto precedente con frammenti mal digeriti di roccia incassante nel granito.



Fig. 7.24 - Parascisti delle Dames Anglaises nella depressione strutturale tra i graniti dell'Aig. Noire e quelli del Picco Gugliermina-Aig. Blanche. Dal Piazzale di Parcheggio della Sky Way (Courmayeur).



Fig. 7.25 - Dente del Gigante da Punta Helbronner.



Fig. 7.26 - M. Bianco e Grandes Jorasses visti dai pressi de la Fenêtre de Ferret (Valle del Gran S. Bernardo).

OPERE CITATE

Antoine P. (1971) - La zone des Brèches de Tarentaise entre Bourg-St-Maurice (Vallée de l'Isère) e la frontière italo-suisse. Travaux Lab. Géol. Univ. Grenoble, Mémoires, 9, 367 pp.

Antoine P. (1972) - Le domaine pennique externe entre Bourg-Saint-Maurice (Savoie) et la frontière italo-suisse (Bilan des connaissances actuelles sur ce secteur de le Brèches de Tarantaise). Géol. Alpine, 48 (1), 5-40.

Antoine P. (1978) - Carte géol. France 1:50.000, feuille 704 M. Blanc, Notice explicative, 22 pp.

Antoine P., Barfély J.C., Vivier G., Debelmas J., Desmons J., Fabre J., Loubat H. & Vautrelle C. (1992) - Carte géol. France 1:50.000, feuille 727 Bourg-Saint-Maurice, Notice explicative, 110 pp.

Baggio P., Ferrara G. & Malaroda R. (1967) - Results of some Rb/Sr age determinations of the rocks of the Mont Blanc tunnel. Boll. Soc. Geol. It., 86 (2), 193-212.

Bagnoud A., Wernly R. & Sartori M. (1998) - Découverte de foraminifères planctoniques paléogènes dans la zone de Sion-Courmayeur à Sion (Valai, Suisse). Eclogae Geol. Helv., 91, 421-429.

Ballèvre M., Kienast J.R. & Vuichard J.P. (1986) - La "nappe de la Dent Blanche" (Alpes occidentales): deux unités austroalpines indépendantes. Eclogae Geol. Helv., 79, 57-74.

Balleve M., Manzotti P. & Dal Piaz G.V. (2018) - Pre-Alpine (Variscan) inheritance: A key for the location of the future Valaisan Basin (Western Alps). Tectonics, 37 (3), 786-817.

Bearth P. (1952) - Geologie und Petrographie des Monte Rosa. Beitr. Geol. Karte Schweiz, 96, 94 pp.

Bearth P., Dal Piaz G.V., Elter G., Gosso G., Martinotti G. & Nervo R. (1980) - Il lembo di ricoprimento del Monte Emilius, Dent Blanche s.l. Atti Acc. Sci. Torino, 114, 227-241.

Beltrando M., Rubatto D. & Manatschal G. (2010) - From passive margin to orogens: The link between ocean-continent transition zones and (ultra) high-pressure metamorphism. *Geology*, 38 (6), 559-562.

Beltrando M., Frasca G., Compagnoni R. & Vitale-Bovaroni A. (2012) - The Valaisan controversy revisited: Multi-stage folding of a Mesozoic hyper-extended margin in the Petit St. Bernard pass area (Western Alps). *Tectonophysics*, 579, 17-36.

Bergomi M.A., Dal Piaz G.V., Malusà M.G., Monopoli B. & Tunesi A. (2017) – The Grand St Bernard - Briançonnais nappe system and the Paleozoic puzzle of the Western Alps unravelled by zircon U-Pb dating. *Tectonics*, 36, 2950–2972.

Bertrand J. M., Guillot F. & Leterrier J. (2000) - Age Paléozoic inférieur (U-Pb sur zircon) de métagranophyres de la nappe du Grand-Saint-Bernard (zona interna, vallée d'Aoste, Italie). *C.R. Acad. Sci. Paris, sér 2A Earth Planet. Science*, 330 (7), 473-478.

Bigi G., Castellarin A., Coli M., Dal Piaz G.V., Sartori R., Scandone P. & Vai G.B. (1990) - Structural Model of Italy 1:500.000, Sheet 1. C.N.R. Progetto Geodinamica, SELCA Firenze.

Biino G. & Compagnoni R. (1988) - La scaglia di Grun in Val d'Aosta: un lembo austroalpino composito incluso nelle metaofioliti della Zona Piemontese. *Boll. Soc. Geol. It.*, 107, 101-107.

Bistacchi A. & Massironi M. (2000) - Post-nappe brittle tectonics and kinematic evolution of the northwestern Alps: an integrated approach. *Tectonophysics*, 327, 267-292.

Bousquet R., Goffé B., Vidal O., Oberhänsli R. & Patriat M. (2002) - The tectono-metamorphic history of the Valaisan domain from the Western to the Central Alps: New constraints on the evolution of the Alps. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 114, 207-225.

Boutoux A., Bellahsen N., Nanni U., Pik R., Verlaque A., Rolland Y. & Lacombe O. (2016) - Thermal and structural evolution of the external Western Alps: Insights from (U–Th–Sm)/He thermochronology and RSCM thermometry in the Aiguilles Rouges/Mont Blanc massifs. *Tectonophysics*, 683, 109–123.

Burri M., Fricker P., Grasmuck K., Marro C. & Oulianoff N. (1993) - Feuille 1345 Orsières, Notice explicative. Atlas géol. Suisse 1:25.000, Serv. hydrog. géol. national, Berne, 75 pp.

Burri M., Dal Piaz G.V., Della Valle G., Gouffon Y. & Guermani A. (1999) – Feuille 1346 Chanrion et partie N du feuille 1366 M. Vélain. Atlas géol. Suisse 1:25.000, Notice explicative, 79 pp.

Burtet-Fabris B., Dal Piaz G.V. & Omenetto P. (1971) - La paragenesi a solfuri e il significato delle inclusioni microscopiche in pirite nel giacimento piritoso-cupriferi di Petit Monde. Atti Mem. Accad. Patavina Sci., Lett. Arti, 83 (1970-71) Parte II, 33-48.

Caby R. (1968) - Contribution a l'étude structurale des Alpes occidentales; subdivisions stratigraphiques et structure de la zone du Grand-Saint-Bernard dans la partie sud du Val d'Aoste (Italie). Geol. Alpine, 44, 95-111.

Caby R. (1974) - Gneiss permo-carbonifères d'origine magmatique et volcanique dans la zone houillère et la zone du Grand-Saint-Bernard en Val d'Aoste (Italie). Geol. Alpine, 50, 39-44.

Caby R., 1981 - Le Mesozoïque de la zone du Combin en val d'Aosta (Alpes graïes): Imbrications tectoniques entre séries issues des domaines pennique, austroalpin et océanique. Geol. Alpine, 57, 5-13.

Ciarapica G., Passeri L., Bonetto F. & Dal Piaz G.V. (2010) - Facies and Late Triassic fossils in the Roisan zone, Austroalpine Dent Blanche and M. Mary-Cervino nappe system, NW Alps. Swiss Journal of Geosciences, 109, 69-81.

Cita M. B. (1953) - Studi geologici sulla Val Ferret italiana (alta Val d'Aosta). Boll. Serv. Geol. It., 75, 65-172.

Cliff R.A., Barnicoat A.C. & Inger S. (1998). Early Tertiary eclogite facies metamorphism in the Monviso Ophiolite. Journal Metamorphic Geology, 16, 447-455.

Compagnoni R., Cossio R. & Regis D. (2021) - Corundum-bearing veins in chloritite from the Etiroi-Levaz Austroalpine continental slice. Ofioliti, 46, 117-129.

Compagnoni R., Elter G. & Lombardo B. (1974) - Eterogeneità stratigrafica del complesso degli "Gneiss Minuti" nel massiccio cristallino del Gran Paradiso. Mem. Soc. Geol. It., 13(1), 227-239.

Compagnoni R., Elter G. & Sturani C., 1964 - Segnalazione di Albiano fossilifero nel tratto valdostano della zona delfinese-elvetica. Acc. Naz. Lincei, Rend. Cl. Sc. Fis. Mat. Nat., 36 (3), 35-54.

Cortiana G., Dal Piaz G.V., Del Moro A., Hunziker J.C. & Martin S. (1998) - ^{40}Ar - ^{39}Ar and Rb-Sr dating on the Pillonet klippe and frontal Sesia-Lanzo zone in the Ayas valley and evolution of the western Austroalpine nappe stack. Mem. Sci. Geol., 50, 177-194.

Dal Piaz G.B. (1928) - Geologia della catena Herbetet-Grivola-Grand Nomenon. Mem. Ist. Geol. Univ. Padova, 7, 82 pp.

Dal Piaz G.V. (1976) - Il lembo di ricoprimento del Pillonet. Mem. Ist. Geol. Min. Univ. Padova, 31, 60 pp.

Dal Piaz G.V. (1992) - Le Alpi dal M. Bianco al Lago Maggiore. Guide Geologiche Regionali, 3, primo volume, 311 pp, secondo volume, 209 pp.

Dal Piaz G.V. (1999) - The Austroalpine-Piedmont nappe stack and the puzzle of Alpine Tethys. Mem. Sci. Geol., 51, 156-176.

Dal Piaz G.V. (2001) - Geology of the M. Rosa massif: historical review and personal comments. Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt., 81, 275-303.

Dal Piaz G.V. & Argentieri A. (2021) - 150 years of plans, geological survey and drilling for the Fréjus to Mont Blanc tunnels across the Alpine chain: an historical review. Italian Journal of Geosciences, 14 (2), 1-36.

Dal Piaz G.V. & Lombardo B. (1986) - Early-Alpine eclogite metamorphism in the Penninic M. Rosa-Gran Paradiso basement nappes of the northwestern Alps. Geol. Soc. Am. Mem., 164, 249-265.

Dal Piaz G.V. & Nervo R. (2001) - Il lembo di ricoprimento del Glacier-Rafray (Dent Blanche s.l.). Boll. Soc. Geol. It., 90, 411-414.

Dal Piaz G.V., Gosso G. & Martinotti G. (1971) - La II Zona Dioritico-kinzigitica tra la Valsesia e la Valle d'Ayas (Alpi occidentali). Mem. Soc. Geol. It., 10 (4), 257-276.

Dal Piaz G. V., Hunziker J.C. & Martinotti G. (1972) - La Zona Sesia-Lanzo e l'evoluzione tettonico-metamorfica delle Alpi nordoccidentali interne. Mem. Soc. Geol. It., 11 (4), 433-466.

Dal Piaz G.V., Nervo R. & Polino R. (1979) - Carta geologica del lembo del Glacier-Rafray (Dent Blanche s.l.) e note illustrative. Centro di Studio problemi orogeno Alpi occidentali, CNR Torino, 2, 24 pp.

Dal Piaz G.V., Bistacchi A., Gianotti F., Monopoli B., Passeri L. & Schiavo A. (2016) - Note illustrative del F. 070 Monte Cervino della Carta geologica d'Italia alla scala 1:50.000. Mem. Descr. Carta Gol. d'It., 101, 5-258.

Dal Piaz G.V., Cortiana G., Del Moro A., Martin S., Pennacchioni G. & Tartarotti P. (2001) - Tertiary age and paleostructural inferences of the eclogitic imprint in the Austroalpine outliers and Zermatt-Saas ophiolite (Western Alps). Intern. J. Earth Sciences, 90, 668-684.

Dal Piaz G.V., Gianotti F., Monopoli B., Pennacchioni G., Schiavo A., Tartarotti P. & Collaboratori (2010) - Foglio 091 Châtillon e note illustrative. Carta Geologica d'Italia 1:50.000, 152 pp.

Deville E. (1991) - Carte géologique de la France 1/50.000, feuille 752 Tignes. Duchêne S., Lardeaux J.-M. & Albarede F. (1997). Exhumation of eclogites: insights from depth-time path analysis. Tectonophysics, 280, 125-140.

Ellenberger F. (1953) - La série du Barrhorn et le rétrocharriages penniques. C.R. Acad. Sci. (Paris), 236, 218-220.

Ellenberger F. (1958) - Etude géologique du pays de Vanoise (Savoie) Alpes françaises. Faculté des Science de l'Université de Paris, 679 pp.

Elter G. (1960) - La Zona Pennidica dell'alta e media valle d'Aosta e le unità limitrofe. Mem. Ist. Geol. Min. Univ. Padova, 22, 113 pp.

Elter G. (1972) - Contribution à la connaissance du Briançonnais interne et de la bordure piémontaise dans les Alpes Graies nord-orientales et considerations sur les rapports entre les zones du briançonnais et des schistes lustrés. Mem. Ist. Geol. Min. Univ. Padova, 22, 1-20.

Elter G. & Elter P. (1965) - Carta geologica della regione del Piccolo S. Bernardo (versante italiano), Note illustrative. Mem. Ist. Geol. Min. Univ. Padova, 25, 53 pp.

Ernst W.G. & Dal Piaz G.V. (1978) - Mineral parageneses of eclogitic rocks and related mafic schists of the Piemonte ophiolite nappe, breuil-St Jacques area, Italian Western Alps. *American Mineralogist*, 63, 621-640.

Feys, R. (1963) - Etude géologique du Carbonifère Briançonnais. *Mém. Bureau Recherches Géol. Minières*, 6, 387 pp.

Franchi S. (1898) - Sull'età mesozoica della zona delle pietre verdi nelle Alpi Occidentali. *Boll. R. Comit. Geol. d'Italia*, 29, 173-247 e 325-482.

Franchi S. (1901) - Rilevamenti geologici del 1899-1900. Relazione Ispettore Capo Corpo Miniere, *Boll. R. Comit. Geol. d'Italia (parte ufficiale)*, 32, 35-39.

Franchi S. (1905) - A proposito della riunione in Torino della Società Geologica di Francia, nel Settembre 1905. *Boll. R. Comit. Geol. d'Italia*, 36 (4), 15 pp.

Freeman S.R., Inger S., Butler R.W.H. & Cliff R.A. (1997) - Dating deformation using Rb-Sr in white mica: greenschist facies deformation ages from the Entrelor shear zone, Italian Alps. *Tectonics*, 16, 57-76.

Freeman S.R., Butler R.W.H., Cliff R.A. & Inger S. (1998) - Deformation migration in an orogen-scale shear zone array: and exemple from the Basal Briançonnais Thrust, internal Franco-Italian Alps. *Geological Magazine*, 135, 349-367.

Fugenschuh B., Loprieno A., Ceriani S. & Schmid S.M. (1999) - Structural analysis of the Subbriançonnais and Valais units in the area of Moûtiers (Savoy, Western Alps): paleogeographic and tectonic consequences. *Intern. J. Earth Sciences*, 88, 201-218.

Gabus J.H., Weidman M., Sartori & M. Burri M. (2008) - Atlas géologique de la Suisse 1:25.000, feuille 1287 Sierre, Notice explicative, 88 pp.

Gebauer D. (1999) - Alpine geochronology of Central and Western Alps: new constraints for a complex geodynamic evolution. *Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt.*, 79, 191-208.

Glotzbach C., van der Beek P.A. & Spiegel C. (2011) - Episodic exhumation and relief growth in the Mont Blanc massif, Western Alps from numerical modelling of thermochronology data. *Earth Planet. Sci. Letters*, 304, 417-430.

Goffé B. & Bousquet R. (1997) - Ferrocapholite, chloritoid and lawsonite in metapelites of the Versoyen and Petit St. Bernard units (Valais zone, Western Alps). Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt., 77, 137-147.

Gouffon Y. (1993) - Géologie de la «nappe» du Grand St-Bernard entre la Doire Baltée et la frontière suisse (Vallée d'Aoste. Italie). Mém. Géol. (Lausanne), 12, 147 pp.

Gouffon Y. & Burri M. (1997) - Les nappes des Pontis, de Siviez-Mischabel et du Mont Fort dans les vallées de Bagnes, d'Entremont (Valais, Suisse) et d'Aoste (Italie). Eclogae Geol. Helv., 90, 29-41.

Kienast J.R. (1983) - Le métamorphisme de haute pression et basse température (éclogites et schistes bleus): données nouvelles sur la pétrologie des roches de la croûte océanique subductée et des sédiments associés. Thèse doct. d'Etat, Univ. Paris VI, 484 pp.

Lapen T.J., Johnson C.M., Baumgartner L.P., Mahlen N.J., Beard B.L. & Amato J.M. (2003) - Burial rates during prograde metamorphism of an ultra-high-pressure terrane: an example from Lago di Cignana, western Alps, Italy. Earth Planet. Sci. Letters, 215, 57-72.

Lapen T.J., Johnson C.M., Baumgartner L.P., Dal Piaz G.V., Skora S. & Beard B.L., 2007. Coupling of oceanic and continental crust during Eocene eclogite facies metamorphism: Evidence from the Monte Rosa nappe, western Alps. Contrib. Mineral. Petrology, 153, 139–157.

Le Bayon B. & Ballèvre M. (2004) - Field and petrological evidence for a Late Palaeozoic (Upper Carboniferous–Permian) age of the Erfaulet orthogneiss (Gran Paradiso, Western Alps). Comptes Rendus Geoscience, 336, 1079–1089.

Le Bayon B. & Ballèvre M. (2006) - Deformation history of a subducted continental crust (Gran Paradiso, Western Alps): continuing crustal shortening during exhumation. J. Structural Geol., 28, 793-815.

Lemoine M. (1985) - Structuration jurassique des Alpes occidentales et palinspastique de la Téthys ligure. Bull. Soc. Géol. France, 8, 126–137.

Loprieno A., Bousquet R., Bucher S., Ceriani S., Dalla Torre F.H., Fugenschuh B. & Schmid S.M. (2011) - The Valais units in Savoy (France): a key area for understand-

ing the palaeogeography and tectonic evolution of the Western Alps. *Int. J. Earth Sciences (Geol. Rundsch.)*, 100, 963-992.

Loubat H. (1967) - Un type particulier de volcanisme et de métamorphisme: le Versoyen (Alpes francoitaliennes). *C.R. des Séances, SPHN Genève*, 2 (3), 217-223.

Malusà G., Polino R. & Martin S. (2005) - The Gran San Bernardo nappe in the Aosta valley (western Alps): a composite stack of distinct continental crust units. *Bull. Soc. Géol. France*, 176 (5), 417-431.

Manzotti P, Ballèvre M., Zucali M., Robyr M. & Engi M. (2014a) - The tectonometamorphic evolution of the Sesia-Dent Blanche (Western Alps): review and synthesis. *Swiss Journal of Geosciences*, 107, 23-47.

Manzotti P, Le Carlier de Veslud C., Le Bayon B. & Ballèvre M. (2014b) - Petro-structural map of the Money Unit (Gran Paradiso Massif, Valnontey valley, Western Alps). *J. Maps*, 10, 324-340.

Manzotti P, Rubatto D., Zucali M., El Korh A., Cenki-Tok B., Ballèvre M. & Engi M. (2017 a) - Permian magmatism and metamorphism in the Dent Blanche nappe: constraints from field observations and geochronology. *Swiss Journal of Geosciences*, 110, 79-97.

Manzotti P, Ballèvre M. & Dal Piaz G.V. (2017 b) - Continental gabbros in the Dent Blanche tectonic system (Western Alps): from the pre-Alpine crustal structure of the Adriatic palaeomargin to the geometry of an alleged subduction interface. *Journal Geol. Soc. London*, 174, 541-556.

Markley M.J., Teyssier C., Cosca M.A., Caby R., Hunziker J.C. & Sartori M. (1998) - Alpine deformation and $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ geochronology of synkinematic white mica in the Siviez- Mischabel Nappe, Western Pennine Alps, Switzerland. *Tectonics*, 17, 407-425.

Masson H., Bussy F, Eichnberger M., Giroud N., Meilhac C. & Presniakov S. (2008) - Early carboniferous age of the Versoyen ophiolites and consequences: non-existence of a "Valais ocean" (Lower Penninic, western Alps). *Bull. Soc. Géol. France*, 179, 337-355.

Mayer A., Abouchami W. & Dal Piaz G.V. (1999) - Eocene Sm-Nd age for the eclogitic metamorphism of the Zermatt-Saas ophiolite in Ayas valley, Western Alps. *EUG 10, Abstr.*, 809.

Meffan-Main S., Cliff R.A., Bernicoat A.C., Lombardo B. & Compagnoni R. (2004) - A Tertiary age for Alpine high-pressure metamorphism in the Gran Paradiso massif, Western Alps: a Rb-Sr microsampling study. *Journal Metamorphic Geology*, 22, 267-281.

Nervo R. & Polino R. (1976) - Un lembo di cristallino Dent Blanche alla Torre Ponton (Valle d'Aosta). *Boll. Soc. Geol. It.*, 95, 647-657.

Oulianoff N. & Trümpy R. (1958) - Atlas géologique de la Suisse 1:25.000, Feuille 33 Grand Saint-Bernard, Notice explicative, 39 pp.

Pantet A., Epard J.L. & Masson H. (2020) - Mimicking Alpine thrusts by passive deformation of synsedimentary normal faults: a record of the Jurassic extension of the European margin (M. Fort nappe, Pennine Alps). *Swiss Journal of Geosciences*, 113, 13.
<https://doi.org/10.1186/s00015-020-00366-2>.

Passeri L. (2015) - Two main Sedimentary cycles and two different rift system during the Pangea break-up in the Alps. In: *Geologia delle Alpi. Rend. Online Soc. Geol. It.*, 37, 54-56.

Passeri L., Ciarapica G. & Dal Piaz G.V. (2018) - The problematic origin of the Pancherot- Cime Bianche-Bettaforca unit (PCB) in the Piemonte zone (Western Alps). *Ital. J. Geosci.*, 137, 478-489.

Pawlig S. & Baumgartner L. (2001) - Geochemistry of a talc-kyanite-chloritoid shear zone within the Monte Rosa granite, val d'Ayas, Italy. *Schweiz Mineral. Petrogr. Mitt.*, 81, 329-346.

Pennacchioni G. (1991) - Evoluzione strutturale del M. Emilius (Austroalpino, Alpi occidentali). *Rend. Soc. Geol. It.*, 14, 97-100.

Pennacchioni G. (1996) - Progressive eclogitization under fluid-present conditions of pre-Alpine mafic granulites in the Austroalpine Mt Emilius Klippe (Italian Western Alps). *J. Structural Geol.*, 18, 549-561.

Perello P., Gianotti F. & Monopoli B. (2011) - Note Illustrative della Carta Geologica d'Italia, 1:50.000, foglio 089 Courmayeur, 152 pp.

Pettke T., Kramers J.D. & Villa I. (1999) - Isotope systematics in vein gold from Brusson, Val d'Ayas (NW Italy): (U+Th)/He and K/Ar in native Au and its fluid inclusions. *Chem. Geol.*, 135, 173-187.

Polino R. & Dal Piaz G.V. (1978) - Geologia dell'alta Val d'Isère e del bacino del Lago Serrù (Alpi Graie). *Mem. Ist. Geol. Min. Univ. Padova*, 32, 20 pp.

Polino R., Malusà M.G., Martin S., Carraro F., Gianotti F., Bonetto F., Perello P., Schiavo A. & Gouffon Y. (2015) - Carta Geologica d'Italia 1:50.000, foglio 090 Aosta.

Regis D., Cossio R. & Compagnoni R. (2015) - Alpine corundum veins from the Etirol-Levaz Austroalpine continental slice (Valtournenche, Aosta, Italy). *Rend. Online Soc. Geol. It.*, 37, 57-60.

Ring U., Collins A.S. & Kassem O.K. (2005) - U-Pb SHRIMP data on the crystallization age of the Gran Paradiso augengneiss, Italian Western Alps: Further evidence for Permian magmatic activity in the Alps during break-up of Pangea. *Eclogae Geol. Helv.*, 98, 363-370.

Rolland Y., Rossi M., Cox S.F., Corsini M., Mancktelow N., Pennacchioni G., Fornari M. & Boullier A.M. (2008) - $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating of synkinematic white mica: insights from fluid-rock reaction in low-grade shear zones (M. Blanc Massif) and constraints on timing of deformation in the NW external Alps. *Geol. Society, London, Special Publ.*, 299, 293-315.

Rubatto D., Gebauer D. (1999) - Eo/Oligocene (35 Ma) high-pressure metamorphism in the Gornergrat Zone (Monte Rosa, Western Alps): implications for paleogeography. *Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt.*, 79, 353-362.

Rubatto D., Gebauer D. & Compagnoni R. (1999) - Dating of eclogite-facies zircons: the age of Alpine metamorphism in the Sesia-Lanzo Zone (Western Alps). *Earth Planet. Sci. Letters*, 67, 141-158.

Sartori M. (1990) - L'unité du Barrhorn (Zone pennique, Valais, Suisse). *Mém. Géol. (Lausanne)*, 6, 156 pp.

Sartori, M., Gouffon Y. & Marthaler M. (2006) - Harmonisation et définition des unités lithostratigraphiques briançonnaises dans les nappes penniques du Valais. *Eclogae Geol. Helv.*, 99, 363-407.

Scambelluri M., Pennacchioni G. & Philippot P. (1998). - Salt-rich aqueous fluids formed during eclogitization of metabasites in the Alpine continental crust (Austroalpine Mt Emilius unit, Italian western Alps). *Lithos*, 43, 151-167.

Schärer U., Cannic S. & Lapierre H. (2000) - Preliminary evidence for a Hercynian age of the Versoyen Unit, Western Alps. *C. R. Acad. Sci. Paris*, 330: 325-332.

Seward D. & Mancktelow N.S. (1994) - Neogene kinematics of central and western Alps: evidence from fission-track dating. *Geology*, 22, 803-806.

Tartarotti P., Martin S., Festa A. & Balestro G. (2021) - Metasediments Covering Ophiolites in the HP Internal Belt of the Western Alps: Review of Tectono-Stratigraphic Successions and constraints for the Alpine evolution. *Minerals*, 2021, 11, 411, 32 pp.

Toffolo L., Nimis P., Martin S., Tumati S. & Bach W. (2017) - The Cogne magnetite deposit (Western Alps, Italy): a Late Jurassic seafloor ultramafic-hosted hydrothermal system? *Ore Geology Reviews*, 83, 103-126.

Trumphy R. (1952) - Sur les racines helvétique et les "Schistes lustré" entre le Rhône et la vallée de Bagnes (Région de la Pierre Avoi). *Eclogae Geol. Helv.*, 44, 338-347.

Trumphy R. (1954) - La zone de Sion-Courmayeur dans le haut Val Ferret Valaisan. *Eclogae Geol. Helv.*, 47, 315-359.

Valente A. & Borghi A. (2000) - Tectono-metamorphic evolution of the anthracite-bearing basin of La Thuile (External Briançonnais Zone). *Géol. Alpine*, 76, 151-163.

Zulauf R. (1963) - Zur Geologie der tiefpenninischen Zonen nördlich der Dora Baltea im oberen val d'Aosta (Italien). *Diss. ETH Zurich*, 150 pp.

Disegni e fotografie di L. Passeri,
tranne le figure 3.02, 3.05, 5.03 di G.V. Dal Piaz.

TUTTI I DIRITTI RISERVATI

Finito di stampare
nel mese di dicembre 2023
da Tipografia Pesando
Via Lys, 38 - Aosta - Tel. 0165 361068
www.tipografiapesando.com
info@tipografiapesando.com

PROGETTO ID 4834481
"RESERVAQUA_IV AVVISO" – PROGRAMMA DI COOPERAZIONE
TRANSFRONTALIERA ITALIA-SVIZZERA 2014-2020



https://metadati.partout.it/metadata_documents/Geologia_VDA_Guida_fotografica.pdf

A questo indirizzo web, (anche da smatphone) si potrà accedere alla versione digitale di questa pubblicazione, consultabile e scaricabile in formato pdf. Il libro è stato stampato in formato ridotto, per essere facilmente portato nello zaino; ciò ha comportato una diminuzione delle dimensioni delle fotografie, ma la qualità di esse sarà comunque apprezzabile nella versione digitale.



In copertina: il Cervino salendo al Col de Vofrède