



IS P R A

Istituto Superiore per la Protezione e la Ricerca Ambientale

SERVIZIO GEOLOGICO D'ITALIA

Organo cartografico dello Stato (legge 68 del 2.2.1960)

NOTE ILLUSTRATIVE
della
CARTA GEOLOGICA D'ITALIA
alla scala 1:50.000

foglio 070

MONTE CERVINO

A cura di:

G. V. Dal Piaz¹, A. Bistacchi², F. Gianotti³, B. Monopoli⁴, L. Passeri⁵ & A. Schiavo⁴
con la collaborazione di D. Bertolo⁶, F. Bonetto⁶, G. Ciarapica⁵, G. Dal Piaz⁴,
Y. Gouffon⁷, M. Massironi¹, S. Ratto⁶, G. Toffolon⁴

¹ Dipartimento di Geoscienze, Università di Padova

² Dipartimento di Scienze della Terra, Università di Milano Bicocca

³ Dipartimento di Scienze della Terra, Università di Torino

⁴ LTS - Land Technology & Services

⁵ Dipartimento di Scienze della Terra, Università di Perugia

⁶ Regione Autonoma Valle d'Aosta

⁷ Swisstopo

Ente realizzatore



Direttore del Servizio Geologico d'Italia - ISPRA: C. Campobasso

**Responsabile del Progetto CARG per il Servizio Geologico d'Italia -
ISPRA: F. Galluzzo**

**Responsabili del Progetto CARG per la Regione Autonoma Valle
d'Aosta: F. Bonetto (fino al 2012) e S. Ratto (dal 2012)**

PER IL SERVIZIO GEOLOGICO D'ITALIA - ISPRA:

Revisione scientifica:

E. Chiarini, L. Martarelli, R.M. Pichezzi

Coordinamento cartografico:

D. Tacchia (coord.), V. Pannuti

Revisione informatizzazione dei dati geologici:

L. Battaglini, R. Carta, A. Fiorentino (ASC)

Coordinamento editoriale ed allestimento per la stampa:

D. Tacchia, V. Pannuti

PER LA REGIONE AUTONOMA VALLE D'AOSTA:

Informatizzazione dei dati geologici:

B. Monopoli - Land Technology & Services (TV)

Allestimento editoriale e cartografico:

B. Monopoli - Land Technology & Services (TV)

Gestione tecnico - amministrativa del Progetto CARG:

M.T. Lettieri - Servizio Geologico d'Italia - ISPRA

F. Bonetto (fino al 2012) e S. Ratto (dal 2012) - Regione Autonoma Valle d'Aosta

Si ringraziano i componenti dei Comitati Geologici per il loro contributo scientifico.

INDICE

I	- INTRODUZIONE	pag. 9
II	- CARATTERI GEOGRAFICI E GEOMORFOLOGICI	» 17
III	- INQUADRAMENTO GEOLOGICO E STUDI PRECEDENTI	» 31
1.	- QUADRO GENERALE	» 31
2.	- STUDI PRECEDENTI	» 35
2.1.	- ESPLORAZIONE E CARTOGRAFIA GEOLOGICA DELLE ALPI PIEMONTESI .	» 36
2.2.	- DALLE CONCEZIONI FISSISTE ALLA TEORIA DELLE FALDE	» 43
2.3.	- ARGAND E LE FALDE DELLA ZONA PENNIDICA	» 52
2.4.	- LE CORRELAZIONI DI STAUB E LE PRIME CRITICHE ALLE PIEGHE-FALDE »	66
2.5.	- TETTONICA DELLE PLACCHE NELLE ALPI OCCIDENTALI	» 76
2.6.	- MODERNE RICERCHE NELLE ALPI PENNINE	» 79
3.	- LA CATENA ALPINA A VERGENZA EUROPEA	» 88
3.1.	- AUSTROALPINO	» 91
3.1.1.	- <i>Lembi superiori (non eclogitici)</i>	» 94
3.1.2.	- <i>Lembi inferiori (eclogitici)</i>	» 111
3.2.	- ZONA PIEMONTESE	» 116
3.2.1.	- <i>Zona del Combin (Auct.) e unità non eclogitiche</i>	» 117
3.2.2.	- <i>Unità inferiori eclogitiche (Zona di Zermatt-Saas Auct.)</i>	» 121
3.2.3.	- <i>Geochimica, attività idrotermale e mineralizzazioni</i>	» 124
3.2.4.	- <i>Metamorfismo</i>	» 127
3.3.	- RICOPRIMENTO DEL GRAN SAN BERNARDO	» 128
IV	- STRATIGRAFIA	» 133
1.	- AUSTROALPINO	» 135
1.1.	- LEMBI AUSTROALPINI SUPERIORI - NON ECGITICI:	
	DENT BLANCHE S.S., MONT MARY-CERVINO, PILLONET	» 138
1.1.1.	- <i>Unità mesozoiche di copertura e rocce associate</i>	» 142
	<i>Calcescisti e marmi (RKJ)</i>	» 145
	<i>Marmi di Roisan (ROI)</i>	» 147
	<i>Filloniti e miloniti alpine (DBK)</i>	» 150
	<i>Marmi e quarziti mineralizzate di Cignana (MQC)</i>	» 152
1.1.2.	- <i>Unità di basamento superiori</i>	» 154
	<i>Paragneiss di alto grado metamorfico (MYS)</i>	» 155
	<i>Anfiboliti e granuliti basiche (MYS_c)</i>	» 158
	<i>Marmi antichi (MYS_d)</i>	» 159
	<i>Miloniti prealpine del Mont Mary (MYS_e)</i>	» 160
	<i>Paragneiss a biotite-granato-sillimanite (MYS_h)</i>	» 161
	<i>Granuliti felsiche (MYS_i)</i>	» 162
	<i>Gneiss kinzigitici fortemente retrocessi (MYS_l)</i>	» 162
1.1.3.	- <i>Unità di basamento inferiori</i>	» 163

	<i>Metagranitoidi (Serie di Arolla Auct.)</i> »	163		<i>Serpentiniti (ZCS)</i> »	210
	<i>Gneiss granitoidi indifferenziati (DBA)</i> »	164		<i>Brecce serpentinitiche del Monte Meabè (ZCS_b)</i> »	211
	<i>Gneiss occhiadini (DBA_a)</i> »	166	2.1.2.	- <i>Unità non ofiolitiche</i> »	211
	<i>Gneiss milonitici in facies scisti verdi (DBA_b)</i> »	167		<i>Unità del Pleureur e di Mauvoisin</i> »	211
	<i>Gneiss minuti (DBA_c)</i> »	169		<i>Unità del Pleureur (PEU)</i> »	212
	<i>Tettoniti alpine della Valle di St Barthélemy (DBA_d)</i> »	170		<i>Unità di Mauvoisin (MUV)</i> »	212
	<i>Metagranitoidi (DBB)</i> »	170		<i>Unità Pancherot-Cime Bianche</i> »	213
	<i>Metagranitoidi ad inclusi femici (DBB_a)</i> »	171		<i>Metasedimenti carbonatici e silicoclastici</i>	
	<i>Metagranodioriti della Punta d'Otemma (DBO)</i> »	172		<i>indifferenziati (PCB)</i> »	213
	<i>Metaquarzodioriti dei Bouquetins (DBQ)</i> »	173		<i>Successioni carbonatiche (PCB_b)</i> »	214
	<i>Filoni acidi (fa)</i> »	174		<i>Quarziti lastroidi (PCB_c)</i> »	217
	<i>Filoni basici (fb)</i> »	174		<i>Scisti quarzosi (PCB_d)</i> »	218
	<i>Metagabbri e ultramafiti cumulitiche</i> »	177		<i>Unità di Madzeria e Lembi Triassici minori</i> »	219
	<i>Metagabbri (DBG)</i> »	179		<i>Marmi e dolomie (MZD)</i> »	219
	<i>Metadioriti e metagabbri anfibolici (DBG_a)</i> »	185	2.2.	- <i>UNITÀ OFIOLITICA INFERIORE - ZONA DI ZERMATT-SAAS</i> »	219
	<i>Ultramafiti cumulitiche (DBG_b)</i> »	187		<i>Calcescisti s.l. indifferenziati (ZZS)</i> »	221
	<i>Miloniti gabbri (DBG_c)</i> »	189		<i>Metasedimenti con intercalazioni di metabasiti (ZZS_a)</i> »	223
	<i>Filoni leucocratici (fc)</i> »	190		<i>Quarziti e metasedimenti terrigeni (ZZS_b)</i> »	223
	<i>Basamento cristallino polimetamorfo</i> »	191		<i>Metasedimenti a coesite ed eclogiti del</i>	
	<i>Complesso polimetamorfo indifferenziato (MMY)</i> »	191		<i>Lago di Cignana (ZZS_h)</i> »	224
	<i>Parascisti a bande (MMY_c)</i> »	192		<i>Quarziti manganeseifere (ZZS_f)</i> »	224
	<i>Anfiboliti a plagioclasio della Comba di Arpisson (MMY_e)</i> »	192		<i>Anfiboliti albitiche a relitti eclogitici (ZSA)</i> »	228
	<i>Scisti rosso-bruni (MMY_h)</i> »	192		<i>Eclogiti (ZSA_b)</i> »	229
	<i>Marmi antichi del Pillonet (MMY_i)</i> »	194		<i>Glaucofaniti (ZSA_c)</i> »	231
	<i>Anfiboliti del Pillonet (DBY)</i> »	194		<i>Gabbri metamorfici (ZSG)</i> »	232
	<i>Complesso pregranitico del M. Morion (DBP)</i> »	195		<i>Gabbri eclogitici (ZSG_a)</i> »	234
	<i>Anfiboliti (DBP_a)</i> »	197		<i>Serpentiniti (ZSS)</i> »	235
1.2.	- <i>LEMBI AUSTRALPINI INFERIORI ECLOGITICI:</i>			<i>Rodingiti (fr)</i> »	236
	<i>Etirol-Levaz e scaglia di Crebuchette</i> »	197	3.	- <i>SISTEMA MEDIO-PENNIDICO DEL</i>	
	<i>Micascisti di Etirol-Levaz (ETL)</i> »	198		<i>GRAN SAN BERNARDO</i> »	239
	<i>Scisti leucocratici ad inclusi (ETL_a)</i> »	199	3.1.	- <i>FALDA DEL MONT FORT</i> »	240
	<i>Metabasiti di Etirol-Levaz (ETL_b)</i> »	199		<i>Unità del Métailler (MTL)</i> »	241
	<i>Metagabbri eclogitici con relitti granulitici prealpini (ETL_c)</i> »	200		<i>Metabasiti del Métailler (MTL_a)</i> »	243
2.	- <i>ZONA PIEMONTESE DEI CALCESCISTI</i>			<i>Unità del Mont Fallère (FLR)</i> »	243
	<i>CON PIETRE VERDI</i> »	201	5.	- <i>ROCCE DI ORIGINE TETTONICA E IDROTERMALE</i> »	244
2.1.	- <i>UNITÀ SUPERIORI - ZONA DEL COMBIN AUCT.</i> »	203		<i>Cataclastiti, brecce di faglia e pseudotachiliti (ca)</i> »	244
2.1.1.	- <i>Unità ofiolitiche</i> »	203		<i>Carniole (cc)</i> »	245
	<i>Calcescisti s.l. (ZCO)</i> »	204	5.	- <i>DEPOSITI CONTINENTALI NEOGENICO-QUATERNARI</i> »	245
	<i>Calcescisti con intercalazioni di prasiniti (ZCO_a)</i> »	205		<i>UNITÀ DEI BACINI DELLA DORA BALTEA E DEL RODANO</i> »	247
	<i>Scisti quarzoso-micacei, quarziti e</i>		5.1.	- <i>Sistema di Ivrea (IVR) (Pleistocene sup. - Olocene inf.)</i> »	247
	<i>quarziti mineralizzate (ZCO_b)</i> »	205	5.1.1.	<i>Subsistema di Nissod (IVR₁)</i> »	248
	<i>Prasiniti (ZCP)</i> »	208		<i>Subsistema di Colle San Carlo (IVR₂)</i> »	251
	<i>Prasiniti con intercalazioni di calcescisti (ZCP_b)</i> »	209		<i>Subsistema di Excenex (IVR₃)</i> »	251
	<i>Metagabbri (ZCG)</i> »	209		<i>Subsistema di Pileo (IVR₄)</i> »	252

5.1.2.	- Sintema del Miage (MGE) (Unità Postglaciale, Olocene)	»	255	2.2.5.	- Altre faglie.....	»	320
	Subsintema del Château Blanc (MGE ₁) (parte completamente formata dell'Unità Postglaciale)	»	256	3.	- SISMICITÀ E TETTONICA ATTIVA.....	»	321
	Subsintema di Les Iles (MGE ₂) (parte in formazione dell'Unità postglaciale)	»	258	4.	- LA GENESI DELLE ALPI.....	»	324
5.2.	- UNITÀ UBIQUITARIE	»	259	4.1.	- EVOLUZIONE PREVARISICA E VARISICA	»	327
	Depositi detritici di falda e di conoide (UID _a).....	»	259	4.2.	- EVOLUZIONE PERMO-MESOZOICA.....	»	329
	Depositi detritici a grandi massi (UID _a).....	»	259	4.3.	- CONFIGURAZIONE DELLA TETIDE ALPINA-OCCIDENTALE	»	331
	Depositi detritici di falda e di conoide di genesi mista (UID _i).....	»	260	4.4.	- OROGENESI ALPINA.....	»	334
	Depositi di debris flow (UID _{b4}).....	»	261				
	Accumuli di frana (UID _{a1}).....	»	261	VII	- AMBIENTE E GEORISORSE	»	339
	Prodotti detritico-colluviali indifferenziati (coltre detritico-colluviale) (UID _{b2}).....	»	265	1.	- DISSESTI	»	340
	Depositi palustri (UID _{e3}).....	»	266	1.1.	- IL CATASTO DEI DISSESTI	»	340
	Depositi antropici (h)	»	266	1.2.	- EVENTI ALLUVIONALI.....	»	341
V	- METAMORFISMO	»	267	1.3.	- FRANE.....	»	347
1.	- METAMORFISMO PREALPINO	»	267	1.4.	- ALCUNE FRANE STORICHE.....	»	347
2.	- EVENTI PERMO-MESOZOICI	»	273		<i>La frana della Becca de Luseny</i>	»	348
3.	- METAMORFISMO ALPINO.....	»	275		<i>La frana alla cheminée del Cervino nell'estate 2003</i>	»	349
3.1.	- METAMORFISMO DI SUBDUZIONE	»	275	2.	- DEFORMAZIONI GRAVITATIVE E GRANDI FRANE	»	351
3.1.1.	- Upper Austroalpine outliers.....	»	275	3.	- RISORSE MINERARIE E ATTIVITÀ ESTRATTIVA	»	362
3.1.2.	- Lower Austroalpine outliers.....	»	277	3.1.	- MINERALIZZAZIONI DI CALCOPIRITE E PIRROTINA NELLA SERIE DI VALPELLINE.....	»	362
3.1.3.	- Zona Piemontese.....	»	278		<i>La miniera di la Servaz presso Bionaz</i>	»	362
3.1.4.	- Monte Rosa e Gran San Bernardo.....	»	283		<i>Filoni idrotermali di quarzo a pirrotina</i>	»	363
3.1.5.	- Pennidico esterno.....	»	284	3.2.	- MINIERE E MINERALIZZAZIONI DI PIRITE CUPRIFERA NELLA ZONA PIEMONTESE	»	363
3.2.	- METAMORFISMO BARROVIANO	»	285		<i>Petit Monde</i>	»	363
3.3.	- ATTIVITÀ IDROTERMALE OLIGOCENICA.....	»	286		<i>Vorpilles</i>	»	365
VI	- TETTONICA E GEODINAMICA	»	287		<i>Conca di By</i>	»	366
1.	- STRUTTURA DELLA REGIONE.....	»	287	3.3.	- CAVE	»	366
1.1.	- SCHEMI TETTONICI.....	»	287	4.	- SORGENTI.....	»	367
1.2.	- SEZIONI GEOLOGICHE	»	291	5.	- IMPIANTI IDROELETTRICI	»	368
2.	- EVOLUZIONE STRUTTURALE.....	»	303	5.1.	- PLACE MOULIN.....	»	368
2.1.	- DEFORMAZIONI DUTTILI	»	303	5.2.	- LAGO GOILLET	»	370
2.1.1.	- Deformazioni prealpine	»	304	5.3.	- LAGO DI CIGNANA	»	370
2.1.2.	- Deformazioni permo-mesozoiche.....	»	308	5.4.	- MAUVOISIN.....	»	372
2.1.3.	- Deformazioni alpine.....	»	308	VIII - BANCA DATI GEOLOGICA	»	373	
2.2.	- DEFORMAZIONI FRAGILI	»	314	ABSTRACT	»	375	
2.2.1.	- Fasi deformative e linee tettoniche	»	315	LEGEND OF GEOLOGICAL MAP	»	383	
2.2.2.	- Il sistema Aosta-Ranzola.....	»	317	BIBLIOGRAFIA	»	395	
2.2.3.	- Il Sistema di Trois-Villes	»	318				
2.2.4.	- Faglie del Buthier e di Praz de Dieu-Vofrede.....	»	319				

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

(Quintino Sella, 1864)

I - INTRODUZIONE

Il Foglio Monte Cervino (n. 070) della Carta Geologica d'Italia alla scala 1:50.000 copre un'area di alta montagna di circa 572 km², al confine tra l'Italia e la Svizzera. In particolare, 423 km² sono situati nella Regione Autonoma Valle d'Aosta ed i restanti 149 km² nel Cantone del Vallese. Il foglio è ubicato, per il tratto italiano, nel versante sinistro della media Valle d'Aosta, a nord del Foglio Chatillon (091), a est del Foglio Gran San Bernardo (069) e ad ovest del Foglio Monte Rosa (071), mentre per il tratto vallesano è situato alla testata delle alte valli glaciali tra la Mattertal (Zermatt) e la Val de Bagnes.

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

Siamo nel cuore delle Alpi Pennine, una delle zone più classiche dell'orogene collisionale delle Alpi occidentali, rese famose dalle note di viaggio di DE SAUSSURE (1779-96) e dalla “corsa” alpinistica per la conquista del Cervino, vinta da WHYMPER nel 1865 lungo la cresta svizzera dell'Hörnli, seguito tre giorni dopo da CARREL e compagni lungo la più difficile via italiana del Leone (WHYMPER, 1900; REY, 1904). In campo scientifico le Alpi Pennine sono celebri per gli studi, le monografie e le carte geologiche di SISMONDA (1840, 1848, 1862-66), STUDER (1851-53), BARETTI *et alii* (1860-79), GASTALDI *et alii* (1864), FAVRE (1867), GERLACH (1869, 1871, 1883), GIORDANO (1869 a-b), GASTALDI (1871, 1874), DIENER (1889) e, nella prima metà del Novecento, per le innovative ricostruzioni tettoniche e cinematiche di ARGAND (1908-1924), a definitiva conferma della teoria delle falde (MASSON, 1976, 1983; DAL PIAZ & DAL PIAZ, 1984; DAL PIAZ, 2001; APAT, 2004). Si tratta

di un settore chiave della catena per analizzare l'assetto geologico-strutturale, il metamorfismo e l'evoluzione geodinamica dei lembi di ricoprimento settentrionali del Sistema austroalpino (Falda Dent Blanche *l.s.*), i loro rapporti con le unità oceaniche della Zona piemontese e le sottostanti unità continentali del Sistema medio-pennidico del Gran San Bernardo (Brianzonese). Lo spaccato naturale offerto dalle grandi pareti delle Alpi Pennine e le ondulazioni longitudinali, a scala regionale, della pila delle falde tra la culminazione tettonica antiformale (duomo) dell'Ossola-Ticino e la depressione sinformale (insellamento) della Valle d'Aosta consentono una visione tridimensionale della catena per uno spessore di 25-30 km, mentre le sue parti nascoste possono essere ricostruite, sino alla loro base (50-55 km), interpretando le immagini prodotte dai grandi esperimenti di sismica crostale CROP-ECORS (ROURE *et alii*, 1990, 1996) e NFP20 (PIFFNER *et alii*, 1997).

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

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

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

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

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

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

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

Una "bozza preliminare" del foglio Monte Cervino è stata stampata e distribuita ai partecipanti della "Giornata dedicata a J.R. Kienast e G.V. Dal Piaz in Val d'Aosta", organizzata in Valtournanche il 6-7 luglio 2013. L'estensione al settore svizzero, l'utilizzo delle nuove immagini LIDAR, i problemi della base topografica e la comparsa di varie pubblicazioni possono essere invocati come parziale giustificazione del ritardo con cui il foglio è stato portato a termine, senza dimenticare il sovrapporsi dei rilievi per il tratto valdostano dei Fogli Monte Rosa, Verres e Gran San Bernardo, ritardo di cui il coordinatore scientifico si assume comunque piena responsabilità.

Il Foglio Monte Cervino è particolarmente complesso poiché, se si escludono i depositi quaternari, tutte le successioni litologiche presenti, di origine sedimentaria ed eruttiva, sono costituite da rocce metamorfiche ed appartengono ad

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

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

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

austroliche, dinariche), con la topografia, ove esse scompaiono irrimediabilmente al nostro esame, presente e futuro, sia il luogo delle radici di queste masse. Nulla ci prova che esse (masse di ricoprimento) ne abbiano mai avute”.

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

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

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

Nel foglio Monte Cervino sono presenti unità metamorfiche esclusivamente alpine, riferibili quindi al solo ciclo orogenico meso-cenozoico (monocicliche), ed altre più antiche e complesse, sottoposte a più eventi orogenici (policicliche):

i) le prime corrispondono a frammenti della crosta oceanica mesozoica e a successioni di copertura della crosta continentale, solidali e discordanti con il loro basamento, o ancora aderenti ma scollate, oppure largamente traslate (falde di scollamento), derivate da protoliti sedimentari ed eruttivi postvarisici, di età permo-mesozoica nel settore italiano del foglio, o estesi dal Carbonifero superiore all'Eocene (Gran San Bernardo-Brianzone) in altri settori della catena (BIGI *et alii*, 1990): sono unità monometamorfiche, seppure di norma polifasiche, e ad esse si associano gli ortoderivati dei grandi corpi plutonici di granitoidi e gabbri permiani intrusi nella crosta continentale (ensialici); ii) le seconde sono espressione del basamento (zoccolo) cristallino antico, derivano da protoliti antecedenti ai depositi e ai plutoni di età carbonifera superiore e/o permiana, documentano l'esistenza di eventi varisici, eovarisici e più antichi e sono tipiche unità polimetamorfiche, anche se in certi casi la sovrainpronta alpina è assente o molto debole all'esame macroscopico (*e.g.*, complesso kinzigitico) o, in casi opposti, è il metamorfismo varisico di medio-alto grado che sembra essere evanescente (*e.g.*, falda del Mont Fort ed equivalenti meridionali nel Sistema del Gran San Bernardo; GOUFFON, 1993; MALUSÀ *et alii*, 2005a; SARTORI *et alii*, 2006).

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

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

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

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

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

Informatizzazione e banca dati - Le carte originali di campagna alla scala 1:10.000, digitalizzate dagli autori su base CTR, sono state aggiornate, rese omogenee e inserite nella Banca Dati geologica alla scala 1:25.000. La carta digitale alla scala 1:25.000 del settore italiano è stata integrata con la carta, in pari scala, del settore svizzero, tratta dai Fogli *Chanrion-Mont Vêlan* e *Matterhorn* forniti da swisstopo. Il prodotto così ottenuto è stato generalizzato, reso omogeneo con op-

portuni accorpamenti di litotipi affini e conseguente semplificazione della legenda ed infine ridotto alla scala 1:50.000 ad opera di B. MONOPOLI e A. SCHIAVO (con l'assistenza del coordinatore scientifico) che hanno curato anche l'allestimento finale per la stampa in collaborazione con La Nuova Lito di Firenze.

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

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

Ringraziamenti - Ringraziamo Yves GOUFFON e il Servizio geologico nazionale della Svizzera per averci concesso di utilizzare i rilievi oltre confine, la commissione del SGN-ISPRA per l'accurata revisione della carta, dell'impianto colori e delle note, la Compagnia Valdostana delle Acque, il Comune di Valtournenche, il Corpo Forestale Regionale, la Protezione Civile e la Società delle Guide del Cervino per le informazioni, gli aiuti e le facilitazioni logistiche di vario tipo cortesemente fornite durante i rilievi sul campo. Un particolare ringraziamento alla Guida alpina Luciano TRUCCO per le immagini digitali della frana avvenuta al Cervino nell'agosto 2003. Ringraziamo infine i colleghi M. BALLÈVRE, M. BELTRANDO, P. CASTELLO, Y. GOUFFON, V. GARDIEN, A. GUERMANI, S. MARTIN, P. MANZOTTI, M. MASSIRONI, G. MORTARA, G. PENNACCHIONI e M. SARTORI per le proficue discussioni sulla geologia della regione e I. VIGNI per l'apprezzata assistenza tecnica.

Le note sono dedicate alla cara memoria di Alessio Schiavo, scomparso improvvisamente l'11 ottobre 2012, a 45 anni, nella sua casa di Selvazzano, appena rientrato da una lunga campagna di rilevamento per il Foglio Gran San Bernardo.

II - CARATTERI GEOGRAFICI E GEOMORFOLOGICI

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

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

La Valtournenche (T. Marmore) è una delle principali tributarie di sinistra della Dora Baltea. Inizia a Chatillon (foglio omonimo n. 91, DAL PIAZ *et alii*, 2010) e taglia l'intero settore italiano del Foglio Monte Cervino, con andamento sud-nord, da Antey-St-André (1014 m) al comune di Valtournenche (1578 m) e alla conca del Breuil (Fig. 1A-B), la moderna Cervinia (2006-2095 m). Sul lato sinistro del T. Marmore si notano, procedendo verso monte, gli alti circhi sospesi di La Magde-



Fig. 1 - Il Cervino e la conca del Breuil dal M. Rouge (A) e dalla Motte du Pleté (B).

leine (1642 m), Chamois (1896), Cheneil (Cheney, 2105 m) e Illiaz-Madonna della Saletta (2205 m). Sullo stesso lato, la cresta spartiacque con la Val d'Ayas è compresa in prevalenza nel Foglio Monte Rosa (071), tranne il tratto tra il Col Portola (2414 m) e il Col Pillonet (2698 m), da cui prende nome un classico lembo di ricoprimento del Sistema austroalpino (DAL PIAZ, 1976). Sul versante destro della Valtournenche si aprono i valloni del T. Torgnon e del T. Cignana (Tsignanaz), separati dalla dorsale Punta Cian (Tsan, 3322 m)-Becca de Salé (3107 m)-M. d'Ersaz (2789 m) e assai più estesi dei precedenti. Il vallone di Torgnon risale verso nord sino agli

alpeggi Crotte de Loup (2060 m) e Grand Raye (2352 m), ai piedi del massiccio di Cian, delimitato sulla destra dalla dorsale Becca d'Aver (2469 m)-M. Meabè (2615 m)-Cima Bianca (Cime Blanche, 3009 m)-M. Redessau (3253 m), che lo separa dalla contigua Valle di St Barthélemy. Il vallone di Cignana, caratterizzato dalla presenza dell'omonimo lago artificiale (2157 m), sostenuto da due dighe, si estende verso NO sino alla cresta spartiacque con l'alta Valpelline, costituita in questo tratto dalla dorsale Pointe de Balanselmo (3318 m)-Punta Fontanella (Fontanelles, 3384 m)-Château des Dames (3489 m). Più a nord, la grandiosa bastionata delle Petites e Grandes Murailles, estesa per 6 km dalla Tour du Creton (3579) sino alla Dent d'Hérens (4171 m), separa la conca del Breuil dalla testata della Valpelline.

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

La Valpelline, incisa dal T. Buthier, attraversa diagonalmente l'intero foglio, con andamento SO-NE, dal comune omonimo (960 m) ai comuni di Oyace (1390 m) e Bionaz (1606 m), alla grande diga ad arco-gravità di Place Moulin (Places des Moulins, 1987 m, invaso di 105 milioni di m³, v. Capitolo VII), ove termina la strada carrozzabile, e al fondo del lago (Prarayer o Praz Raye, 2010 m), per poi piegare verso nord sino a raggiungere i ghiacciai delle Grandes Murailles e di Tsa de Tsan e la Dent d'Hérens (Fig. 2A-B). In sinistra idrografica la Valpelline confina con la Val d'Aosta lungo la dorsale Mont Mary-M. Faroma e, come ricordato, con la Valle di St Barthélemy e l'alta Valtournenche. Sul lato sinistro del T. Buthier si succedono le vallate laterali sospese (combe) di Arpisson, Verzignola (Verdignolaz), Verdon (Verdonaz), Vessona (Vessonaz), Montagnaya (Montagnayes), Arbières e Valcournera (Valcournière), separate da impervie dorsali, e quelle glaciali di Bella Tsa e des Dames, tutte con andamento trasversale rispetto alla valle principale, ed infine il ghiacciaio delle Grandes Murailles (Fig. 2B), il più grande nel settore italiano del foglio, tra la Punta Budden (3630 m), la Dent d'Hérens (4171) e la Tête de Valpelline (3799 m), e quello di Tsa de Tsan alla testata della valle, tra la Tête de Valpelline e i Bouquetins (3838 m). Sul fianco destro la Valpelline confina dapprima con la Valle d'Ollomont, lungo la cresta M. Berrio (3075 m)-M. Morion (M. Rion, 3487 m)-M. Gelé (3518) e quindi con la Valle di Otemma (Vallese), lungo la grande cresta di confine che, a partire dal M. Gelé (Fig. 3A), comprende il Bec d'Epicoone (Becca Rayette, 3529 m), l'Aouille Tseucca (Tseuque, 3554 m), la Grand Blachen (3679 m), il M. Brulé (Braoulè, 3578 m), les Bouquetins e molte altre alte vette intermedie. Tra le varie valli sospese che modellano il fianco destro della Valpelline ricordiamo quelle di Faudery, Crête Sèche, Vertosan (Vertsan), Chamen-Sassa e Oren, ricche di depositi detritici, glaciali e alluvionali.



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

I collegamenti stradali tra le tre valli principali del foglio (Valtournenche, St Barthélemy e Valpelline) avvengono con lunghi giri attraverso il fondo della Valle d'Aosta. Collegamenti diretti sono forniti solo da valichi di alta montagna, percorribili a piedi nella buona stagione, o con gli sci e le pelli di foca: Col Fenêtre (2182 m) e Fenêtre du Tsan (2736 m) tra Valtournenche e Valle di St Barthélemy; Col de St Barthélemy (2645 m) e Col de Vessonaz (2783 m) tra Val d'Aosta-Valle di St Barthélemy e Valpelline; Col de Valcornière (3072 m) tra Valtournenche

(Cignana) e Valpelline (Prarayer); Colle di Breuson (Brison, 2480 m) tra la bassa Valpelline (Oyace) e Ollomont. La Fenêtre Durand (2797 m, Fig. 3A-4A) è l'unico valico non alpinistico verso la Svizzera, tra la Conca di By (Fig. 3B), alla testata della Valle d'Ollomont, e la Val de Bagnes (Foglio Chanrion); al colle una targa in bronzo (Fig. 4B) ricorda l'espatrio di Luigi EINAUDI e famiglia nel tardo autunno del 1943, assistiti da Ettore CASTIGLIONI (FERRARI, 1999). La Fenêtre Durand segna il limite tra il margine continentale africano (M. Gelé, falda Dent Blanche) e l'oceano mesozoico (Conca di By).



Fig. 3 - (A) La Fenêtre Durand e il M. Gelé (3518 m) alla testata della conca di By e, in secondo piano, il Bec d'Epicoune (3529 m), versante vallesano. (B) La conca di By con il massiccio del Gran Combin (4314 m), in secondo piano, la Fenêtre Durand e il M. Gelé, sulla destra.



Fig. 4 - (A) La Fenêtre Durand (2797 m), versante valdostano) e la targa che ricorda il passaggio di Luigi EINAUDI il 23 settembre 1943 (B).

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

La Valtournenche è sede di una attività turistica particolarmente fiorente, iniziata nell'Ottocento con l'epica *course* al Cervino (REY, 1904), ripresa negli anni '30 e soprattutto nel dopoguerra con lo sviluppo dello sci, invernale ed estivo, favorito da moltissimi impianti di risalita. Più recentemente il turismo si è sviluppato anche nel comune di Torgnon e negli alti circhi sul versante sinistro della Valtournenche, soleggiati e con estese praterie, da La Magdeleine a Chamois,

il più alto comune valdostano, vietato alle automobili e accessibile con funivia di servizio in funzione tutto l'anno e ardito eliporto per aerei leggeri in località Suisse (1745 m). Seguono, a nord, l'amenissimo circo di Cheneil, ai piedi del Gran Tournalin (3379 m), e quelli di Tsa d'Illiaz-Cleva Grossa, con telecabina da Valtournenche a Salette e collegamento invernale con gli impianti di Cervinia attraverso il Colle inferiore delle Cime Bianche (2896 m).

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

La parte più estesa del settore svizzero (angolo NO del foglio) corrisponde all'alta Val de Bagnes, una riserva naturalistica di particolare bellezza, drenata dalla Drance de Bagnes e caratterizzata dalla presenza del grande lago artificiale di Mauvoisin (1976 m), creato da una delle più alte dighe ad arco del mondo (v. Capitolo VII). La valle è percorsa da una strada bianca con senso unico alternato nel tratto delle strette gallerie a fianco del lago, strada che arriva nei pressi della Cabane Chanrion (2462 m).

Il quadro morfologico della regione è molto vario, diretta conseguenza dei litotipi che formano il substrato roccioso e dei processi tettonici, erosivi e deposizionali (glaciali, fluviali, gravitativi) che hanno agito ripetutamente e in varia misura durante l'evoluzione recente della catena. Le prime notizie di carattere morfologico e glaciologico sulla Valle d'Aosta e sul Vallese risalgono alle note di viaggio di DE SAUSSURE (1779, 1796), alle carte geologiche di SISMONDA (1839, 1840, 1862, 1866), GASTALDI *et alii* (1864), BARETTI *et alii* (1860-79; ristampa in CAMPANINO & POLINO, 2002) e agli articoli di SISMONDA (1848), GASTALDI & MARTINS (1850), GERLACH (1869), GASTALDI (1873), BARETTI (1877, 1893) e BRUNO (1897). In particolare, la *Carta geologica di Savoia, Piemonte e Liguria* (SISMONDA, 1866) distingue nella pianura piemontese un "terreno diluviale" e un "terreno alluviale", rispettivamente post-pliocenico e post-pleistocenico nel senso di LYELL, quella di BARETTI *et alii* (1860-79) distingue, tra i terreni quaternari, alluvioni recenti, alluvioni degli anfiteatri morenici, frane e coni di deiezione alpini, depositi morenici, coni di deiezione antichi nella valle del Po e, tra i segni convenzionali, "rocce lasciate per opera di ghiacciai". GASTALDI (1873) aveva enfatizzato l'azione erosiva dei ghiacciai e BARETTI (1877), in accordo con GASTALDI, suo maestro, aveva attribuito lo sbocco in pianura del ghiacciaio della Dora Baltea e la costruzione dell'Anfiteatro Morenico d'Ivrea ad un'unica grande glaciazione, successiva al "Diluvium alpino", responsabile della genesi dei coni di deiezione dell'alta pianura piemontese. BARETTI elencò le principali testimonianze ("rocce arrotondate e morene") che "confermano lungo tutta la valle il passaggio della colossale corrente di ghiaccio di circa 100 km di lunghezza, 2 a 3 e più di larghezza, di 600 fino ad 800 m di spessore" e fornì una sintetica descrizione del glacialismo dei bacini tributari. In seguito, BARETTI (1893) descrisse anche le *formazioni postglaciali* della Valle d'Aosta (conoidi alluvionali, morene recenti e frane). Alcune delle maggiori frane delle Alpi nord-occidentali tra il Monte Bianco e il bacino della

Toce erano già state correttamente indicate nella *Karte der Penninischen Alpen* di GERLACH (1869), tra cui quelle di Antrona, Ayas e Valtournenche.

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

In epoca preglaciale si erano verificati in tutte le Alpi importanti processi di incisione fluviale e alluvionamento (BINI *et alii*, 1978; RIZZINI & DONDI, 1978; FANTONI *et alii*, 2001), legati al rapido sollevamento finale della catena, iniziato nell'Oligocene, e al ringiovanimento del reticolato idrografico dovuto anche all'effimero abbassamento del livello marino nel Messiniano (HSU *et alii*, 1973). Il risultato fu la profonda incisione di molte vallate alpine, documentata da depositi pliocenici marini e da indagini geofisiche nel substrato dei grandi laghi sul versante italiano delle Alpi, al di sotto delle forme e dei depositi di natura glaciale (BINI *et alii*, 1978; CITA & FORCELLA, 1991, Fig. 5). Il progressivo ritiro dei ghiacciai (periodo Postglaciale, Olocene) dopo l'ultima fase di massima espansione (LGM: *Last Glacial Maximum*) ha consentito la vigorosa ripresa dell'erosione e della sedimentazione nelle vallate alpine, l'incisione fluviale dei gradini di valle, il collasso gravitativo dei versanti e talora delle creste, lo sviluppo di coltri detritiche sempre più ampie alla base delle pareti, lo stacco di frane di crollo e la formazione di laghi di sbarramento. In tempi recenti, dopo il Periodo Caldo Medioevale (IX-XIII secolo), la nuova avanzata verificatasi tra il 1300 ed il 1860, definita Piccola Età Glaciale (PEG; *Little Glacial Age*: LGA), ha prodotto gli apparati morenici e fluvio-glaciali, spesso perfettamente preservati, che si ammirano alla testata delle valli principali e di

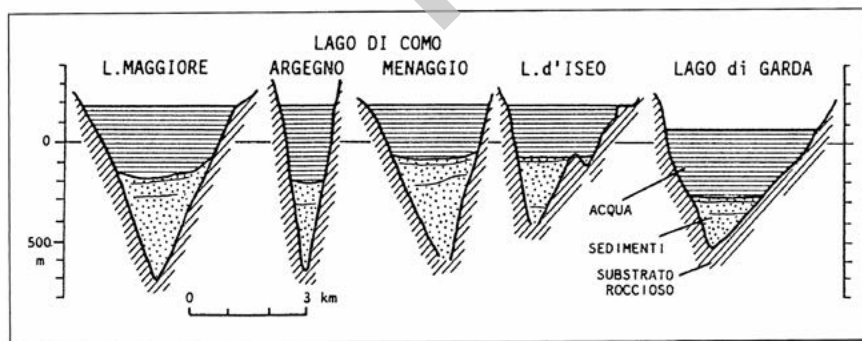


Fig. 5 - Sezione del sottosuolo dei grandi laghi sul versante meridionale delle Alpi (da CITA & FORCELLA, 1991, Fig. 21).

alcune delle loro tributarie, assieme ai ghiacciai, purtroppo in forte ritiro, che ne sono il residuo. Durante la Piccola Età Glaciale il ghiacciaio di Giétro (Vallese) era avanzato sino a sbarrare il corso della Drance de Bagnes, formando a Mouvoisin un lago di notevoli dimensioni, ma nell'estate 1818 la diga di ghiaccio cedette, provocando una disastrosa inondazione della Val de Bagnes, sino a Martigny. Una simile catastrofe era già avvenuta nel 1595 ed eventi simili a Macugnaga, ai piedi della parete orientale del Monte Rosa (MORTARA & TAMBURINI, 2009).

Allo stesso periodo si riferiscono i numerosi ghiacciai di roccia (*rock glacier*) che caratterizzano l'ambiente di alta montagna del foglio; essi sono costituiti da colate detritiche, talora spettacolari, con *permafrost* o residui di ghiacciaio. Il degrado del *permafrost* alle alte quote è un fenomeno recente diffuso nelle Alpi (e.g., GRUBER & HAEBERLI, 2007; FISCHER *et alii*, 2006; HASLER *et alii*, 2011). Particolarmente marcato nella caldissima estate 2003, esso ha contribuito al distacco improvviso e imprevisto di alcune frane di crollo, tra cui quella avvenuta in agosto lungo la via italiana al Cervino e che ha coinvolto l'intero sperone di gneiss granitici a fianco del diedro detto *la cheminée* (DAL PIAZ, 1996b), lasciando a lungo esposta al sole una lastra lucente di ghiaccio massiccio (Fig. 6).

L'evoluzione morfologica pleistocenico-olocenica è chiaramente influenzata dall'assetto tettonico regionale, dalle deformazioni fragili e dalla natura delle rocce in cui sono modellate le valli e i loro versanti, con particolare riguardo alla giacitura della scistosità principale, ai sistemi di frattura, alla resistenza ad ogni



Fig. 6 - (A) La grande lastra di ghiaccio fossile a sinistra della catena, residuo del crollo della frana alla "cheminée" del Cervino, cresta del Leone, 18-19 Agosto 2003 (per cortesia della guida alpina Lucio Trucco). (B) Dettaglio.

tipo di erosione e, in definitiva, alla qualità primaria o secondaria dell'ammasso roccioso. L'esistenza di stretti legami genetici tra forme del terreno e fenomeni tettonici era stata colta ed enfatizzata già da BARETTI (1877), convinto che la depressione della Valle d'Aosta costituisse una sinclinale tra i "centres de soulèvement" dei massicci del Gran Paradiso e del Monte Rosa, formati dalle rocce più antiche della regione. Questa ricostruzione fu ripresa da ARGAND (1909a-b) che attribuiva alla "vallée tectonique" della Dora Baltea, a oriente del capoluogo, la natura di "ensellement subtransversal" tra i massicci del Mont Mary e del M. Emilius, legati da presunti rapporti di continuità strutturale, di fatto inesistenti (ELTER, 1960; BALLÈVRE *et alii*, 1986). L'ipotesi di ARGAND non teneva comunque conto della presenza della grande faglia Aosta-Col di Joux-Ranzola (in seguito Aosta-Ranzola), scoperta da NOVARESE (1904) e STELLA (1905), rappresentata nel Foglio 29 Monte Rosa della Carta Geologica d'Italia alla scala 1:100.000 (MATTIROLO *et alii*, 1912) e poi confermata da BALLÈVRE *et alii* (1986) e da successive ricerche di dettaglio che ne hanno precisato età, geometria e cinematica (RATTO, 1998; DAL PIAZ, 1999; BISTACCHI *et alii*, 2001; DAL PIAZ *et alii*, 2010, con rif. bibl.).

Nel territorio del Foglio Monte Cervino alcune valli sono allungate parallelamente ai trend strutturali, diretti circa NE-SO in questo settore della catena. La Valpelline ne è l'esempio migliore: essa corre lungo il nucleo kinzigitico della grande struttura sinformale che, dapprima diritta (piano assiale subverticale) e poi rovesciata (procedendo verso monte), piega e deprime le due unità litotettoniche (Arolla e Valpelline) in cui è suddiviso il lembo della Dent Blanche, descritto in seguito. Analoghe situazioni di parallelismo tra struttura e forme si osservano a tratti in alcune valli laterali che, in prevalenza, hanno andamento trasversale (NO-SE, NNO-SSE) rispetto alla valle principale in cui confluiscono. Ricordiamo la Comba Grand Chamin, tributaria di destra della Valpelline, e la sua estensione verso monte, con gomito di circa 90°, nella Comba de la Sassa: la prima è trasversale alle strutture, la seconda segue lo spettacolare contatto tettonico esterno (miloniti, cataclasiti) tra l'unità di Valpelline (complesso kinzigitico) e quella di Arolla (gneiss granitici e metagabbri), esposto nel gradino roccioso ai piedi del piccolo ghiacciaio sommitale e messo in evidenza da un marcato contrasto cromatico (DAL PIAZ, 1992, 2010; Fig. 7A). Esempi analoghi sono forniti dalla vicina Comba d'Oren e, nel settore svizzero, dalle valli dei grandi ghiacciai di Otemma e Brenay, subparallele ai trend strutturali della Serie (unità) di Arolla, in cui sono incise, e circa ortogonali rispetto alla valle trasversale in cui confluiscono (Val de Bagnes).

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

Analogo contrasto, anche se meno marcato, caratterizza la morfologia dei



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

fianchi vallivi tra i litotipi della Zona del Combin e quelli della sottostante Zona di Zermatt-Saas, formata quest'ultima da dominanti ofioliti metamorfiche, decisamente più resistenti dei calcescisti carbonatici e terrigeni diffusi nella prima. Lo si nota chiaramente risalendo la media e alta Valtournenche le cui sezioni trasversali presentano una tipica forma glaciale nella parte inferiore, modellata nelle pietre verdi della Zona di Zermatt-Saas, mentre verso l'alto, raggiunti i calcescisti della Zona del Combin, si passa a forme più svasate ed articolate in vari

circhi laterali. Le successioni della Zona del Combin appaiono talora coinvolte in profonde deformazioni gravitative e in grandi frane postglaciali, particolarmente vistose tra la Motte de Pletè e Cielo Alto (Cervinia) e, nel contiguo Foglio Monte Rosa, alla cresta del Furggen e alle Cime Bianche (MORTARA & SORZANA, 1987; BERTOLO, 1990; DAL PIAZ, 1992) (Fig. 8).

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

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

Le Alpi Pennine offrono paesaggi grandiosi e articolati, con vette, pareti e



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

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

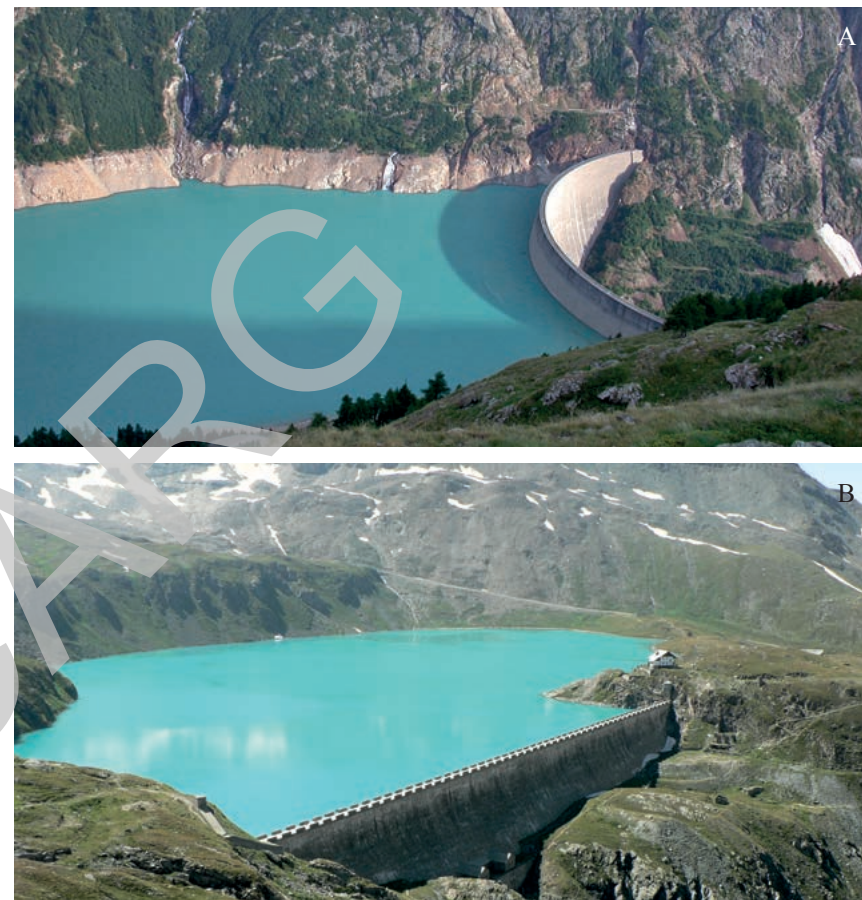


Fig. 9 - I laghi artificiali di Place Moulin in Valpelline (A) e del Goillet nella conca del Breuil (B).

renici laterali o frontali (Loz, Valtournenche; Lou, sopra Chamois; Lod, La Magdeleine; Chavacour ed Oren, Valpelline; la Clusa, conca di By (DAL PIAZ, 1992).

Le faglie oligocenico-neogeniche diffuse in Valle d'Aosta (BISTACCHI *et alii*, 2001; SUE & TRICART, 2003; CHAMPAGNAC *et alii*, 2004; DE GIUSTI *et alii*, 2004; SUE *et alii*, 2007) sono presenti anche nel Foglio Monte Cervino. Quella con riscontro morfologico più spiccato, probabile espressione di riattivazioni molto recenti, è la faglia che qui chiamiamo di Pra de Dieu, marcata da una depressione rettilinea sul versante sinistro dell'alta Valpelline, tra Bionaz e Place Moulin, ed estesa verso oriente, sino al Col de Valcornière e al vallone di Vofrede, tra Mont Blanc du Creton e M. Rous. La grande faglia di Trois Villes, diretta NE-SO, mascherata a tratti dai depositi quaternari, è invece meno appariscente dal punto di vista morfologico.

La sismicità della Valle d'Aosta e del Vallese, attualmente moderata, segnala che l'orogenesi alpina, il collasso della catena, il *rebound* postglaciale e l'evoluzione delle forme superficiali non sono ancora terminati anche in questa regione (DELACOU *et alii*, 2004; SUE *et alii*, 2007, 2010). Terremoti molto più intensi verificati milioni di anni fa, sono documentati da paleofaglie sismogenetiche (pseudotachiliti) di origine profonda (10 ~ 15 km), esumate dal sollevamento alpino e dall'erosione in conca di By, in bassa Valpelline, nel massiccio di Tzan e in altre località della regione (MENEGON *et alii*, 2007; DAL PIAZ, 2010).

III - INQUADRAMENTO GEOLOGICO E STUDI PRECEDENTI

1. - QUADRO GENERALE

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

Per inquadrare il Foglio Monte Cervino nella geologia delle Alpi nord-occidentali e facilitarne la lettura è opportuno esaminare la struttura e la composizione del "tratto austroalpino-pennidico" del prisma collisionale a vergenza europea, reso famoso dalle ricerche di Emile ARGAND. Si tratta di una pila di sottili, estese e coerenti falde di ricoprimento, in genere senza radice, formate da crosta

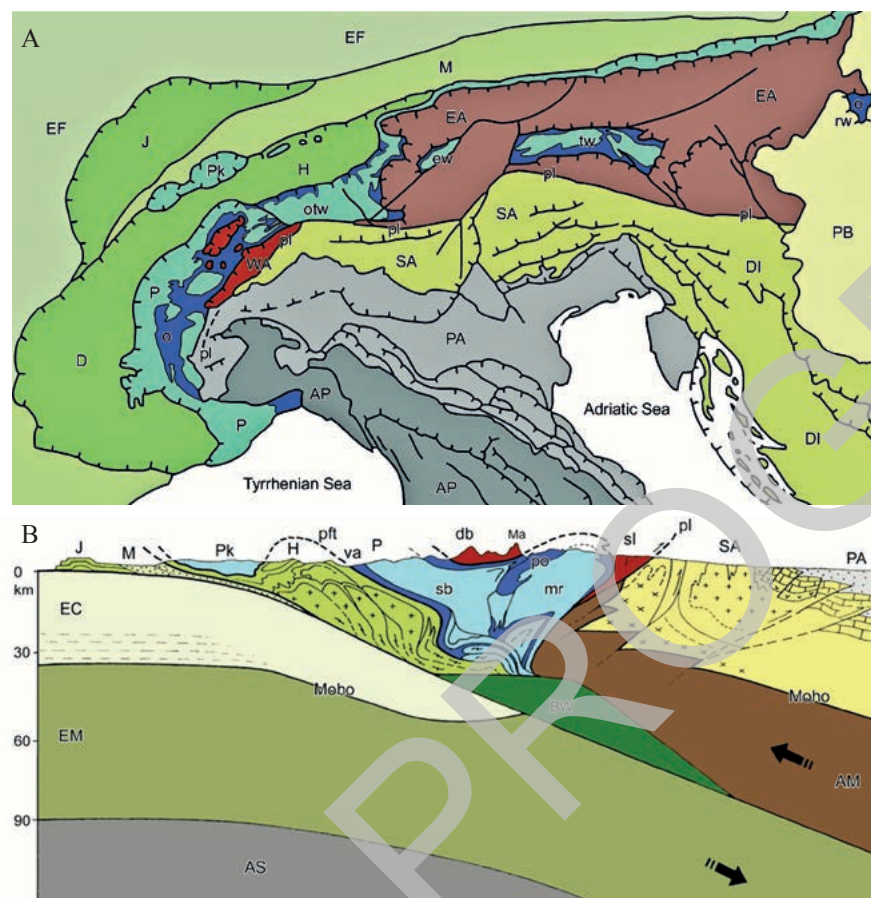


Fig. 10 - (A) Carta strutturale delle Alpi. Unità di origine adriatica-africana: Austroalpino occidentale (WA) e orientale (EA), Alpi Meridionali (SA); Unità oceaniche ed europee: Zona Pennidica (P) e ofioliti (blu), con i Klippe delle Prealpi Romande e del Chiabrese (Pk) e le finestre tettoniche dell'Ossola-Ticino (otw), Engadina (ew), Tauri (tw) e Rechnitz (rw); Elvetico (H)-Delfinese (D). Lineamento Periadriatico (pl), Avanfossa della Molassa (M), Avampaese europeo (EF), Avampaese padano-adriatico (PA), Bacino Pannonico (PB), Dinaridi (DI), Appennini (AP).

(B) Sezione litosferica attraverso le Alpi nord-occidentali, dall'alta pianura piemontese (PA) al Giura franco-svizzero (J), attraverso il Cervino-Matterhorn (Ma). Austroalpino: Falda Dent Blanche (db), Zona Sesia-Lanzo (sl). Alpi Meridionali: crosta continentale (SA) e mantello litosferico (AM). Lineamento periadriatico (pl). Pennidico (P): Monte Rosa (mr), Gran San Bernardo (sb), ofioliti piemontesi (po) e vallesane (va), Klippe pennidiche delle Prealpi Romande e del Chiabrese (Pk), Fronte pennidico (pft). Elvetico (H), Bacino della Molassa (M), prisma sepolto (BW), definito a tetto da un marcato riflettore. Crosta (EC) e mantello litosferico (EM) europei. (DAL PIAZ, BISTACCHI & MASSIRONI, Episodes 2003).

continentale e da frammenti di litosfera oceanica, fortemente rielaborate da eventi termo-meccanici permiani, dal rifting mesozoico e soprattutto dai processi tettono-metamorfici alpini. Esse affiorano nella parte centrale ed interna della catena, tra il *thrust* frontale della Zona pennidica (fronte pennidico *Auct.*) sulle unità della Zona elvetica-ultraelvetica e la Linea del Canavese, segmento occidentale del Lineamento Periadriatico, al limite tra Austroalpino e Alpi Meridionali. Il prisma austroalpino-pennidico si distingue per la presenza di due elementi peculiari: i) i resti dell'oceano mesozoico ligure-piemontese, segnalato da due principali unità di pietre verdi (ofioliti metamorfiche); ii) un'impronta metamorfica in facies scisti blu ed eclogitica, con locale coesite (lago di Cignana, REINECKE, 1991), a dimostrazione che le unità continentali ed oceaniche del prisma austroalpino-pennidico formano un "complesso di subduzione fossile", un sistema multifalda esumato da profondità sottocrosta, totalmente svincolato sia dalla sottostante litosfera continentale dell'avampaese europeo sia, a tergo, da quella adriatica (DAL PIAZ *et alii*, 1972, 2003; BIGI *et alii*, 1990; POLINO *et alii*, 1990; ROURE *et alii*, 1996; ESCHER *et alii*, 1997; DAL PIAZ, 1999, 2010; DE GIUSTI *et alii*, 2004; SCHMID *et alii*, 2004; BELTRANDO *et alii*, 2007a, 2010a). Da tetto a letto e dall'interno verso l'esterno della catena, il prisma austroalpino-pennidico è costituito dai seguenti sistemi tettonici di primo rango, riferiti nei modelli classici ad altrettanti domini paleostrutturali, ma con possibili eccezioni: i) Austroalpino: Zona Sesia-Lanzo, in posizione interna, e falda della Dent Blanche *s.l.* in posizione esterna, costituita da numerosi lembi di ricoprimento; ii) Zona piemontese dei calcescisti con pietre verdi, detta anche Zona piemontese, Zona ofiolitica piemontese o Zona delle pietre verdi, comprendente le unità ofiolitiche (Zone) del Combin (superiore) e di Zermatt-Saas (inferiore); iii) Pennidico superiore/interno: Monte Rosa, Arcesabrunson, Gran Paradiso (dominio prepiemontese *Auct.* o Brianzonese interno); iv) Pennidico medio: sistema multifalda del Gran San Bernardo (dominio Brianzonese); v) Pennidico inferiore/esterno: Zona Sion-Courmayeur, Zona vallesana e ricoprimenti pennidici inferiori (Monte Leone, Lebendun, Antigorio, Verampio) affioranti nell'Ossola-Ticino (duomo lepontino). Per ragioni paleostrutturali discusse in seguito, la Zona piemontese è trattata in modo indipendente rispetto alla Zona pennidica in cui è comunemente inserita nella letteratura classica, ma che in queste note si preferisce limitare alle unità del margine continentale europeo o presunte tali (DAL PIAZ, 1999). L'origine (pertinenza paleostrutturale) della falda Dent Blanche e della Zona Sesia-Lanzo è un problema complesso e tuttora discusso: come vedremo in seguito, nel modello di ARGAND (1909a, 1911a-b, 1916) le due unità costituiscono il ricoprimento pennidico VI e la sua radice, interpretazione ripresa da ELTER (1960), mentre secondo STAUB (1917, 1937, 1957) esse sarebbero correlabili all'Austroalpino inferiore dei Grigioni (Alpi centrali). In seguito, l'appartenenza all'Austroalpino è stata confermata dalla loro attribuzione al margine continentale passivo adriatico (apulo, insubrico, africano) del bacino ligure-piemontese (CARRARO *et alii*, 1970; DAL PIAZ *et alii*, 1972; COMPAGNONI *et alii*, 1977a) o, se interpretate come alloctoni estensionali infraoceanici (FROITZHEIM & MANATSCHAL, 1996; FROITZHEIM *et alii*, 1996; DAL PIAZ, 1999,

2010; STAMPFLI, 1999; FERRANDO *et alii*, 2004; MANATSCHAL, 2004; BELTRANDO *et alii*, 2010b), in base alla loro stretta analogia litologica, metamorfica e temporale con la crosta continentale delle Alpi Meridionali. L'esistenza di un vero canale oceanico in corrispondenza della Zona del Canavese, priva di una tipica suite ofiolitica, è una ipotesi possibile ma non documentata.

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

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

Per osservare la posizione geometrica attuale e il ruolo delle unità del Foglio Monte Cervino nell'ambito delle Alpi Pennine italo-svizzere si possono consultare: i) *la Feuille Sion de la Carte géologique générale de la Suisse à l'échelle 1:200.000* (CHRIST, 1942), con note illustrative di BEARTH & LOMBARD (1964), ii) *la Carte géologique de la Vallée d'Aosta a l'échelle 1:100.000* di ELTER (1987, allegata in DAL PIAZ, 2001b), basata sui fogli Monte Bianco (27), Aosta (28), Monte Rosa (29), Gran Paradiso (41) e Ivrea (42) della Carta Geologica d'Italia alla scala 1:100.000, rilevati da FRANCHI, MATTIROLLO, NOVARESE, STELLA e stampati nel 1912 (II edizione anastatica visibile nel sito ISPRA e in APAT, 2004), iii) *la Carte tectonique des Alpes de Suisse occidentale et des régions avoisinantes* alla scala 1:100.000 di STECK *et alii* (1999, 2001), comprendente l'intero fianco

sinistro della Valle d'Aosta, iv) *la Carta Geotettonica della Valle d'Aosta* alla scala 1:150.000 di DE GIUSTI *et alii* (2004), ristampata al 1:100.000 in BONETTO *et alii* (2010), v) i Fogli 089 (Courmayeur; PERELLO *et alii*, 2011), 090 (Aosta, in stampa) e 091 (Chatillon; DAL PIAZ *et alii*, 2010) della Carta Geologica d'Italia alla scala 1:50.000 e gli schemi strutturali a margine, visibili online nel sito <http://geologiavda.partout.it> della Regione.

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

Le unità austroalpine hanno una estensione relativamente limitata nell'arco delle Alpi occidentali, circoscritte al settore italo-svizzero della catena. I vari lembi della Falda Dent Blanche *s.l.* affiorano nella depressione assiale (insellamento) della Valle d'Aosta e del Vallese meridionale, mentre la Zona Sesia-Lanzo si estende lungo la Linea del Canavese per circa 130 km, dalla Val Vigezzo allo sbocco delle Valli di Lanzo, attraverso la bassa Valle d'Aosta. Di contro, le unità ofiolitiche piemontesi (oceaniche) e quelle pennidiche medio-superiori (continentali) sono esposte lungo l'intero arco delle Alpi occidentali, sino al Golfo di Genova (unità cristalline del Savonese, Gruppo di Voltri), mentre quelle pennidiche inferiori-esterne (vallesane) si chiudono presso Moutiers, poco a sud del confine tra Valle d'Aosta e Savoia (BIGI *et alii*, 1990; FÜGENSCHUH *et alii*, 1999).

2. - STUDI PRECEDENTI

Le Alpi sono la catena più studiata del mondo. Due secoli di ricerche hanno prodotto una letteratura già imponente alla metà del secolo scorso e poi cresciuta in modo gigantesco con lavori di dettaglio e di sintesi dedicati ai temi classici della geologia alpina e ai suoi sviluppi specialistici più moderni e innovativi. Inizieremo ricordando le fasi più importanti del progresso delle conoscenze geologiche nelle Alpi occidentali, con particolare riguardo al suo settore interno, per poi passare ai contributi, antichi e recenti, sulle unità austroalpine, piemontesi e pennidiche rappresentate nel Foglio Monte Cervino e nelle zone circostanti, tra la Dora Baltea e il Rodano. La recensione è aggiornata ai lavori comparsi nel

2012 e in parte del 2013. Particolare attenzione è dedicata alla geologia della fine dell'Ottocento e della prima metà del Novecento, ritenendo questo foglio la sede giusta per enfatizzare l'importanza che le ricerche sulle Alpi Pennine italo-svizzere hanno avuto per l'affermazione della teoria delle falde e per definire la struttura e l'evoluzione cinematica di una catena che è considerata l'orogene collisionale per eccellenza. E' l'omaggio al genio degli studiosi che posero le basi della tettonica moderna, elaborata senza i contributi della geofisica litosferica, le stime petrologiche, le datazioni isotopiche, i dati sulla formazione degli oceani, le immagini satellitari e altro ancora. E' anche l'apprezzamento del lavoro sul campo dei numerosi ricercatori che, con bravura pari all'umiltà, produssero la copertura cartografica e i dati litostratigrafici fondamentali per lo sviluppo dei modelli interpretativi della catena, attività in cui si distinsero gli Ingegneri-geologi rilevatori del R. Ufficio Geologico d'Italia, veri "Maestri" del rilevamento geologico (DAL PIAZ & DAL PIAZ, 1984), purtroppo dimenticati nella letteratura corrente.

2.1. - ESPLORAZIONE E CARTOGRAFIA GEOLOGICA DELLE ALPI PIEMONTESE

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

Nello stesso periodo vede la luce la *Carta geologica delle Alpi Piemontesi* (1860-79), rilevata da Martino BARETTI, Bartolomeo GASTALDI, Heinrich GERLACH, con la collaborazione di Carlo BRUNO, Luigi BRUNO e Giovanni MICHELOTTI (Fig. 11B), una impresa grandiosa, costituita da 29 fogli dipinti a mano con vivaci colori sulla base topografica della *Gran Carta degli Stati Sardi in Terraferma* alla scala 1:50.000. E' questo il primo progetto organico di cartografia geologica di dettaglio nelle Alpi Piemontesi, noto anche come "Carta GASTALDI", il personaggio più autorevole e *leader* del gruppo, allievo di Quintino SELLA e suo successore alla cattedra di mineralogia presso la Scuola di applicazione per gli ingegneri di Torino (il futuro Politecnico), in competizione con Angelo SISMONDA per l'interpretazione stratigrafica delle unità metamorfiche alpine. La *Carta geologica delle Alpi Piemontesi*, mai stampata, fu illustrata al Parlamento italiano dallo stesso GASTALDI il 2 giugno 1878 e presentata alla comunità scientifica nelle Esposizioni internazionali di Vienna (1873), Parigi (1879) e Torino (1884) e in numerose altre occasioni. Presso il Museo di Scienze Naturali della Regione Piemonte è disponibile un fotomosaico dei 29 fogli, ridotti alla scala 1:380.000, eseguito a cura di CAMPANINO & POLINO (2002). Il rilievo alla scala 1:50.000 di quattro fogli

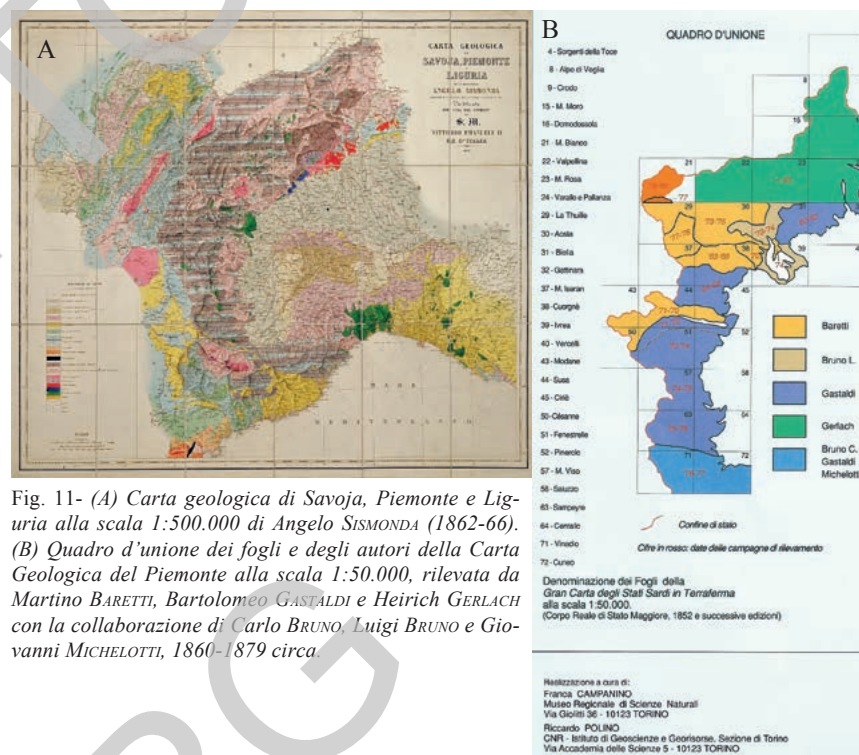


Fig. 11- (A) Carta geologica di Savoia, Piemonte e Liguria alla scala 1:500.000 di Angelo SISMONDA (1862-66). (B) Quadro d'unione dei fogli e degli autori della Carta Geologica del Piemonte alla scala 1:50.000, rilevata da Martino BARETTI, Bartolomeo GASTALDI e Heinrich GERLACH con la collaborazione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

del circondario di Biella era già stato eseguito da GASTALDI, SELLA & BERRUTI (1864). I fogli del versante sinistro della Valle d'Aosta (Valpellina, Monte Rosa) e quelli dalla bassa Valsesia al Lago Maggiore (Varallo-Pallanza) e dell'intera Val d'Ossola (Monte Moro, Domodossola, Alpe di Veglia, Crodo, Sorgenti della Toce) furono rilevati da GERLACH in modo molto accurato; gli stessi rilievi furono poi utilizzati dall'autore per la splendida *Karte der Penninischen Alpen* alla scala 1:200.000 (GERLACH, 1869) che copre un'area di quasi 8.000 km² (Fig. 12A). Nato in Germania, residente in Svizzera, amico di GIORDANO e di altri geologi italiani, GERLACH (1822-1871) morì tragicamente durante un'escursione in Vallese, dopo aver dedicato vent'anni della sua vita allo studio delle Alpi Pennine. Gli altri 17 fogli della *Carta geologica delle Alpi Piemontesi* furono rilevati da BARETTI (Alpi Graie dal M. Bianco alla Valle dell'Orco e Valle di Susa), L. BRUNO (bassa Valle d'Aosta e anfiteatro morenico d'Ivrea) e GASTALDI (Alpi Graie a sud della Valle dell'Orco, Alpi Cozie e Marittime), con la collaborazione di C. BRUNO e MICHELETTI per i fogli Cuneo e Vinadio. E' interessante notare che, a quel tempo, le notizie geologiche erano ritenute giustamente importanti anche per attrarre i turisti in Valle d'Aosta, soprattutto quelli stranieri: lo si desume da alcune guide dell'epoca (CARREL, 1868; GORRET & BICH, 1877).

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

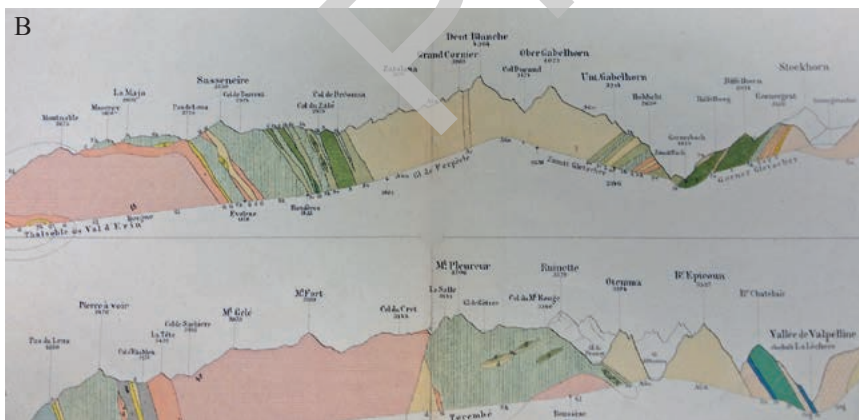
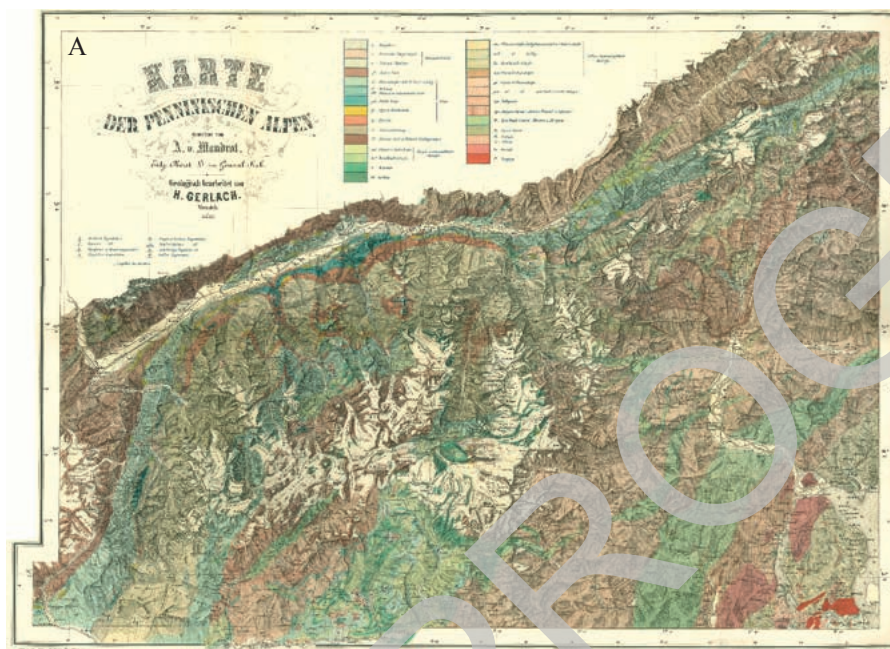
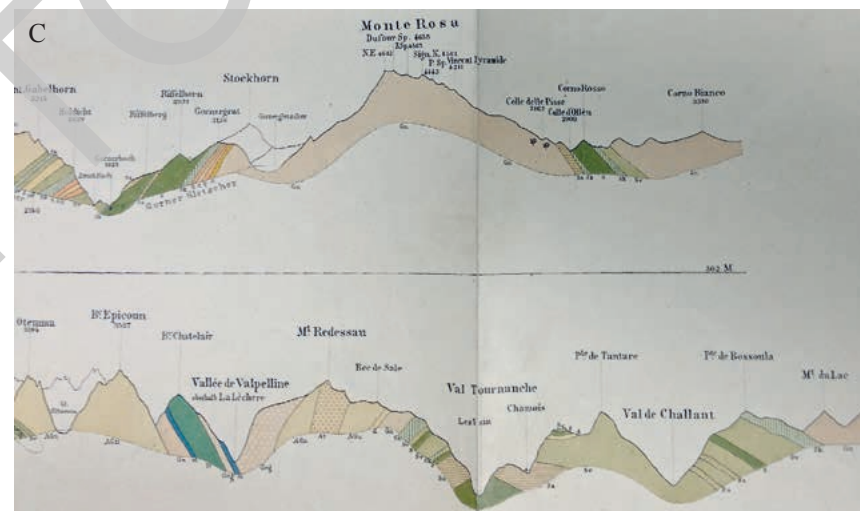


Fig. 12 - (A) *Karte der Penninischen Alpen*, 1:200.000 di H. GERLACH (1869), sintesi per la parte piemontese dei fogli indicati nel quadro 11B. (B) “Profile durch die Penninischen Alpen” GERLACH (1869), tratto nord-occidentale dei profili II-III. (C, pagina a fianco) *idem*, tratto sud-orientale.



Con l'unità d'Italia, la necessità di disporre di una carta moderna per conoscere la natura geologica e le risorse del territorio nazionale portò all'istituzione del Regio Ufficio (Servizio) Geologico (1862) e al laborioso avvio del progetto della nuova Carta Geologica d'Italia, promosso e configurato in modo magistrale da Quintino SELLA (1862) e gestito da Felice GIORDANO a partire dal 1876 (BALDACCI, 1911; CARUSONE *et alii*, 1996; CORSI, 2003, 2007). Il rilievo *ex novo* alla scala 1:25.000 delle Alpi occidentali italiane (28 fogli alla scala 1:100.000) fu realizzato tra il 1888 ed il 1906 da FRANCHI, MATTIROLO, NOVARESE, STELLA e ZACCAGNA, ingegneri del R. Corpo delle Miniere e poi del SGN, tutti specializzati all'estero, come imposto dal progetto di Quintino SELLA. Una sintesi di questo immenso e rigoroso lavoro fu anticipato nella *Carta geologica delle Alpi Occidentali alla scala 1:400.000*, pubblicata dall'Ufficio Geologico nel 1908, quattro anni prima della stampa dei fogli al 1:100.000 della Valle d'Aosta (Monte Bianco, Aosta, Monte Rosa, Gran Paradiso, Ivrea), avvenuta nel 1912. Come si legge a margine della carta, essa è una “riduzione al 1:400.000 dei fogli alla scala 1:100.000 colorati a mano (dagli autori), dedotti interamente dai loro rilievi di campagna alla scala 1:25.000”. Le zone oltre il confine di stato furono tratte dalle carte francesi e svizzere esistenti. A margine della carta si legge anche la seguente avvertenza: “Secondo gli ingegneri Zaccagna e Mattiolo la maggior parte delle rocce indicate in questa carta come calcescisti e precisamente quelle con pietre verdi, concomitanti a micascisti e gneiss, apparterebbero al Precarbonifero invece che al Giura e Trias a facies cristallina”. La frase ricorda l'esistenza di un'accanita diatriba tra i rilevatori, probabile causa principale del ritardo con cui furono stampati i fogli alla scala 1:100.000, da tempo pronti. Ne parleremo tra breve.

Angelo SISMONDA (1807-1878), allievo a Parigi di ELIE DE BEAUMONT, professore di mineralogia alla R. Università di Torino e senatore del regno, aveva realiz-

zato la grande *Carta geologica di Savoia, Piemonte e Liguria* alla scala 1:500.000 (1862-66). Con il nome comprensivo di “*Giurassico metamorfico*” SISMONDA aveva intuito l’età mesozoica dell’intero complesso di rocce appartenenti alla zona in seguito definita “*dei calcescisti o delle pietre verdi*”, a cui tuttavia aveva attribuito un’estensione assai maggiore di quella reale. Nelle Alpi Pennine SISMONDA aveva distinto l’ellissoide di rocce antiche (“*primitive*”) del massiccio della Dent Blanche, circondato da terreni del “*Giurassico metamorfico*” ed esteso verso nord-est sino a St Niklaus (Mattertal), ad inglobare anche parte del basamento cristallino del Siviez-Mischabel (Gran San Bernardo), peraltro non riconosciuto. Noto anche come “*Zentralmasse des Wallis*” (DESOR, 1865, in DIENER, 1889), l’ellissoide riprenderà con GERLACH (1871) il nome di “*Zentralmasse der Dent Blanche*”.

Le concezioni cronostatigrafiche di SISMONDA, accolte in parte da STUDER (1851), furono contrastate in blocco da GASTALDI che, negli *Studi geologici sulle Alpi occidentali* (1871, 1974), sostenne l’età arcaica (primitiva, precambriana) di tutti gli scisti cristallini delle Alpi occidentali - comprese le successioni silico-clastiche e carbonatiche permo-mesozoiche - sulla base di un confronto con lo zoccolo metamorfico canadese, idee condivise da BARETTI (1877, 1893). Cronologia a parte, GASTALDI ha avuto il merito di individuare e delimitare in carta una zona inferiore (laurenziana) o dello “*gneiss centrale*”, esposta negli “*ellissoidi di sollevamento*”, corrispondenti grosso modo ai moderni massici cristallini esterni (elvetici) e interni (pennidici superiori), e una zona superiore (huroniana), chiamata appropriatamente “*dei calcescisti o delle pietre verdi*” per l’abbondanza di “*diabasi, anfiboliti, gabbri eufotidi e serpentiniti*”, attribuiti in seguito alle ofioliti piemontesi (BERNOULLI & C. JENKYN, 2009a-b, con rif. bibl.). La *Carta geologica delle Alpi Piemontesi* alla scala 1:50.000 (BARETTI *et alii*, 1860-79), realizzata col dettaglio ritenuto indispensabile da Quintino SELLA (1862), raffigura con buona precisione gli ellissoidi e “*centri di sollevamento*” della Dent Blanche, Gran Paradiso e Dora-Maira, circondati e coperti dalla “*Zona delle pietre verdi*”, ritenuta di età precambriana.

Tra i numerosi contributi innovativi di GERLACH (1869, 1871) nel settore settentrionale, da lui rilevato, della carta di BARETTI *et alii*, ricordiamo il riconoscimento della piega coricata di Antigorio (disegnata perfettamente nel primo dei suoi tre profili) e, usando nomi moderni, le pietre verdi della Zona di Antrona, piegate nell’antiforme di Vanzone (LADURON, 1976; KLEIN, 1978), quelle della Malfatta (Alagna), incuneate nel basamento cristallino del Monte Rosa (GOSSE *et alii*, 1979), la serie carbonatica del Barrhorn, distinta come “*Dolomit und dolomitischer Kalk*”, il contatto tra gli scisti cristallini del Gran San Bernardo e i calcescisti mesozoici della Zona del Combin, tra la Val de Bagnes e la Dora Baltea, e la ricomparsa dei primi nella cupola di Boussine (Mauvoisin; BURRI *et alii*, 1998), compresa nel Foglio Monte Cervino. I profili II e III di GERLACH (1869), meno noti ma non meno interessanti, attraversano il nostro foglio: il *Profil II* si estende dal Corno Bianco (Gressoney) al Monte Rosa, al massiccio della Dent Blanche e al versante sinistro della Valle del Rodano; il *Profil III* dalla Valle d’Ayas a quella del Rodano, attraverso la Valpelline, le valli glaciali di Otemma e Breney, il Mont

Fort e la Pierre à Voir (Fig. 12B-C). GERLACH distingue con precisione i calcescisti (“*Glanzschiefer-Scistes lustrés*”, riferiti in parte al Triassico) e le pietre verdi del Col d’Olen e del Gornergrat-Zmutt Bach e quelli affioranti tra Val d’Hérens e Val de Bagnes. Rimarchevole, in particolare, è l’esatta rappresentazione della banda di “*Dolomit u. dolomitischer Kalk*” di età triassica entro la “*Zentralmasse*” (ellissoide) della Dent Blanche (futura Zona di Roisan; ELTER, 1960) e di quella che si estende dalla Valle d’Ayas alla Valtournenche, entro la Zona delle pietre verdi (Fig. 13A-B; Unità Pancherot-Cime Bianche; DAL PIAZ, 1976, 1999, con rif. bibl.).

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

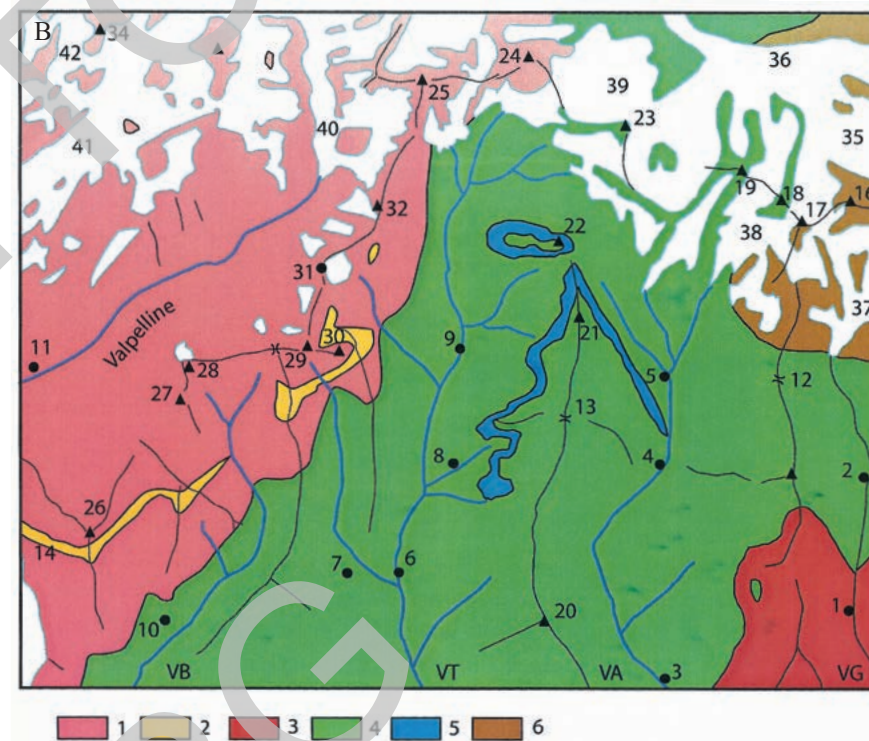
L’età mesozoica fu ripresa da FRANCHI (1898) ed estesa all’intera Zona piemontese dei calcescisti con pietre verdi, con il supporto di nuovi fossili triassici, retici e liassici rinvenuti nelle zone interne (prepiemontesi) delle Alpi Cozie. Le idee di FRANCHI furono condivise da HAUG, KILIAN, REVIL, LORY e dai colleghi NOVARESE e STELLA e rapidamente accettate dalla pluralità dei geologi stranieri dell’epoca, ma furono combattute dal collega ZACCAGNA (1902-04, riferimenti in FRANCHI, 1904), irriducibile sostenitore, con MATTIROLO, dell’età paleozoica di questa formazione nelle Alpi Cozie e Graie. Le insanabili divergenze, già palesate nel 1902 in seno al Comitato geologico (v. Rendiconti Comitato Geol., parte ufficiale), ebbero come effetti la ricordata “*avvertenza*” a margine della *Carta geologica delle Alpi Occidentali* e soprattutto quello di ritardare la stampa dei fogli alla scala 1:100.000, da tempo terminati, in attesa di stabilire la legenda definitiva. La penosa diatriba in seno al SGN fu formalmente risolta solo nel 1911 da una commissione del Comitato geologico, presieduta da Torquato TARAMELLI. Dopo discussioni in contraddittorio e verifiche sul campo la commissione diede piena ragione a FRANCHI: “*Non si può escludere che esistano calcescisti e calcari saccaroidi arcaici e paleozoici, ma la zona di massimo sviluppo di queste rocce nelle Alpi Occidentali, dove anche affiorano più potenti e più frequenti le masse di pietre verdi, nello stato presente delle nostre cognizioni si deve ritenere mesozoica e più recente del Trias [...] intendiamo soltanto di esprimere un nostro convincimento, che serve di norma al Comitato, ritenendo che la interpretazione di Franchi, Novarese e Stella sia la più accettabile, e come tale debba essere espressa nella serie della nuova Carta geologica delle Alpi Occidentali, in armonia anche al riferimento dato ai terreni corrispondenti nelle Carte geologiche delle regioni confinanti, francesi e svizzere*” (TARAMELLI & PARONA, 1911).

Al di là dei conflitti interni, l’interpretazione stratigrafica di FRANCHI della Zona piemontese aveva già avuto implicita e definitiva convalida da parte di ARGAND (1906, 1909a-b, 1911a-b), costituendo di fatto il fondamento stratigrafico per concepire e giustificare la teoria delle falde ed estenderla all’intera Zona penninica. Va inoltre sottolineato che la *Carta geologica delle Alpi occidentali* alla



Fig. 13 - Dettaglio della Karte der Penninischen Alpen alla scala 1:200.000 di GERLACH (1869) (A, sopra) con disegno esplicativo (B, pagina a fianco). Perfetta rappresentazione dell'orizzonte di "Dolomit u. dolomitischer Kalk" (dolomie e calcari dolomitici) delle Cime Bianche, tra Valtournanche e Val d'Ayas (blu nel disegno, ora noto col nome di unità Pancherot-Cime Bianche), e quelli della Zona di Roisan nella falda austroalpina della Dent Blanche s.l. (gialli nel disegno). Località: 1) Gressoney St Jean, 2) Gressoney la Trinité, 3) Brusson, 4) Champoluc, 5) St Jacques, 6) Antey-St-André, 7) Torgnon, 8) Chamois, 9) Valtournanche, 10) St Barthélemy, 11) Oyace, 12) Passo Bettaforca, 13) Col di Nana, 14) Col di St Barthélemy, 15) Testa Grigia, 16) Lyskamm, 17) Castore, 18) Polluce, 19) Breithorn, 20) Zerbion, 21) Roisetta, 22) Sometta, 23) Colle del Teodulo, 24) Cervino, 25) Dent d'Hérens, 26) Faroma, 27) B. d'Arbière, 28) B. de Luseney, 29) Redessau, 30) B. Salè, 31) Fontanella, 32) B. Creton, 33) M. Collon, 34) Pigne d'Arolla. VG: Valle di Gressoney (Lys), VA: Val d'Ayas (Evançon), VT: Valtournanche (Marmore), VB: Valle di St Barthélemy (T. omonimo). Ghiacciai: Grenz (35), Gorner (36), Lys (37), Verra (38), Theodulo (39), Valpelline (40), Otemma (41), Bréney (42). Legenda: 1) Massa centrale della Dent Blanche: Fm metamorfica antica, Gneiss di Arolla, graniti, gabbri; 2) Calcari e dolomie triassiche; 3) Scisti antichi della Valle di Gressoney; 4) Fm metamorfica recente, schistes lustrés, scisti verdi, 5) Calcari e dolomie triassiche; 6) Gneiss antichi del Monte Rosa.

scala 1:400.000 (FRANCHI *et alii*, 1908) offrì ad ARGAND, con la perfetta rappresentazione dei limiti tra le varie unità litologiche, la base geologica ottimale per realizzare la sua "Carte structurale" delle Alpi occidentali alla scala 1:500.000 (1911b) e le tre grandi tavole di sezioni al 1:400.000. Il prezioso contributo dei rilevatori piemontesi fu lealmente riconosciuto da ARGAND che, nonostante le severe critiche ricevute da alcuni di loro, convinti autoctonisti, affermò "d'avoir connu, dès sa publication en 1908, l'inestimable document moderne qu'est la carte géologique des Alpes occidentales, au quatre-cent millièmè, oeuvre distingué des maîtres du R. Ufficio Geologico".



2.2. - DALLE CONCEZIONI FISSISTE ALLA TEORIA DELLE FALDE

Le nuove ricerche sulle Alpi Occidentali avevano sollevato, accanto ai notevoli progressi, molti dubbi sull'assetto stratigrafico e strutturale della catena e sulla natura delle sue evidenti complicazioni. In particolare, erano sempre più numerose le situazioni anomale dal punto di vista stratigrafico, documentate dalla presenza di formazioni più antiche sopra formazioni giustamente ritenute più recenti. Tali anomalie erano spiegate ricorrendo a soluzioni geometriche complesse - rovesciamenti, pizzicature, pieghe a fungo, doppie pieghe - generate da sforzi tettonici essenzialmente verticali, in linea con le concezioni fissiste dell'epoca (plutonismo, contrazionismo, nuclei di sollevamento) che escludevano l'esistenza di significative traslazioni orizzontali, essenza delle teorie mobiliste.

Nella seconda metà dell'Ottocento i canoni del plutonismo e delle concezioni fissiste furono contrastati e superati dai due più autorevoli geologi dell'epoca, il viennese Eduard SUESS (1831-1914) e lo zurighese Albert HEIM (1849-1937), sostenitori del ruolo passivo dei magmi durante i processi deformativi. Nel 1875 comparve "Die Entstehung der Alpen", la famosa monografia in cui SUESS stabiliva

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

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

Le prime osservazioni sulla costituzione geologica del Cervino risalgono a DE SAUSSURE che, nel 1792, era salito al Colle del Teodulo (3316 m), tra Zermatt e Valtournenche (Fig. 14), e vi era rimasto tre giorni per effettuare la prima misurazione trigonometrica del Cervino (4522 m, in realtà 4477 m). Lo sguardo si era a lungo soffermato sulla “*piramide inaccessibile*”, descritta nel modo seguente (traduzione dall’originale): “*L’obelisco triangolare è formato da tre strati paralleli. Lo strato sommitale è di colore giallo sporco e, a mio avviso, è prevalentemente costituito da serpentiniti in intima associazione con calcari e micascisti quarzosi. Questa opinione è fondata su mie dirette osservazioni in montagne vicine che mostrano la stessa tinta. Il secondo strato, di colore grigio, è una mistura di gneiss e rocce quarzoso-micacee osservate nel detrito morenico durante una precedente escursione, materiale che è caduto indiscutibilmente dallo strato in questione. Lo strato inferiore mostra lo stesso colore di quello sommitale ed è formato da serpentiniti in probabile alternanza con micascisti calcarei*”. La descrizione a distanza di DE SAUSSURE fu confermata da STUDER (1851) che aveva riconosciuto la natura prevalentemente gneissica delle grandi montagne del Vallese (pp. 204-226) e disegnato la grande piega retroflessa presso Zermatt, poi definita da ARGAND “*pli en retour des Mischabel*”.

Nel 1866 GIORDANO aveva trascorso sei giorni sulla Gran Becca (Cervino), bivaccando più notti alla *cravate* (4122 m), una larga cengia poco sotto il Pyc

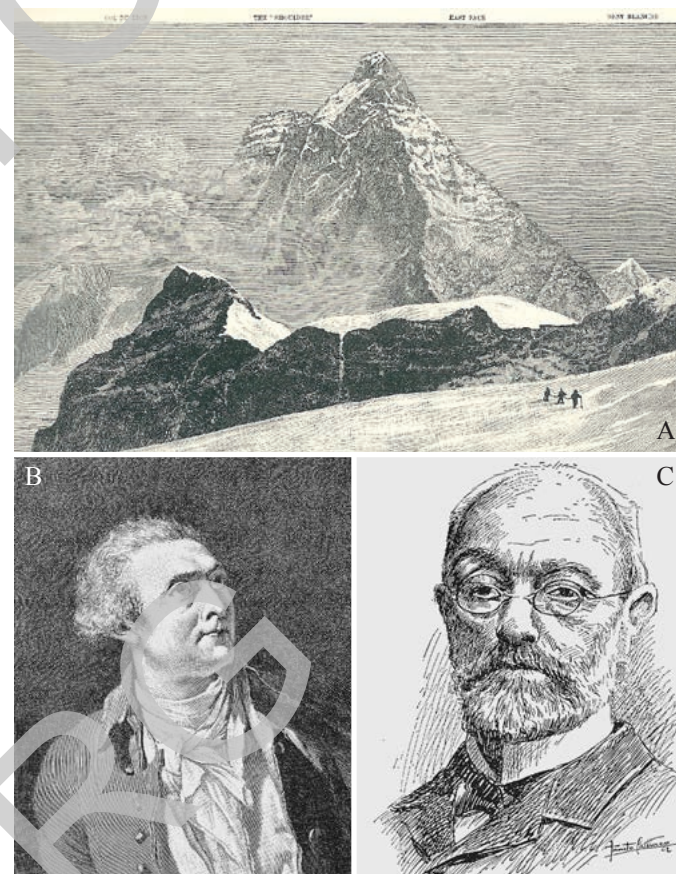


Fig. 14 - (A) Il Colle del Teodulo nell’Ottocento, disegno di E. WHYMPER (1900), (B) H.B. DE SAUSSURE, (C) Felice GIORDANO.

Tyndall, ma senza raggiungere la vetta a causa del cattivo tempo. L’impresa gli riesce nel 1868, salendo per la via italiana del Leone e scendendo lungo la cresta svizzera dell’Hörnli (GIORDANO, 1868; DAL PIAZ, 1996a). Le difficoltà alpinistiche non gli impediscono di studiare le rocce “*passo a passo*” - con l’accuratezza e il dettaglio voluti dall’amico Quintino - “*nella loro naturale successione su più di 2500 m d’altezza verticale*”. Dopo la vittoria di WHYMPER, il 14 luglio 1865, il Cervino era diventato il “*desiderio geologico*” di GIORDANO (Fig. 14C) poiché, con le sue esplorazioni in Vallese ed in Valle d’Aosta, gli era sorto l’interesse scientifico di fare “*l’analisi speciale di questo colosso*” e di misurarne le quote con un barometro a mercurio (riportate in seguito). Dal Breuil alla vetta GIORDANO (Fig. 15) descrive la seguente successione litologica, in dolce pendenza verso ONO (tra parentesi l’interpretazione moderna): i) alla base, la “*formazione*

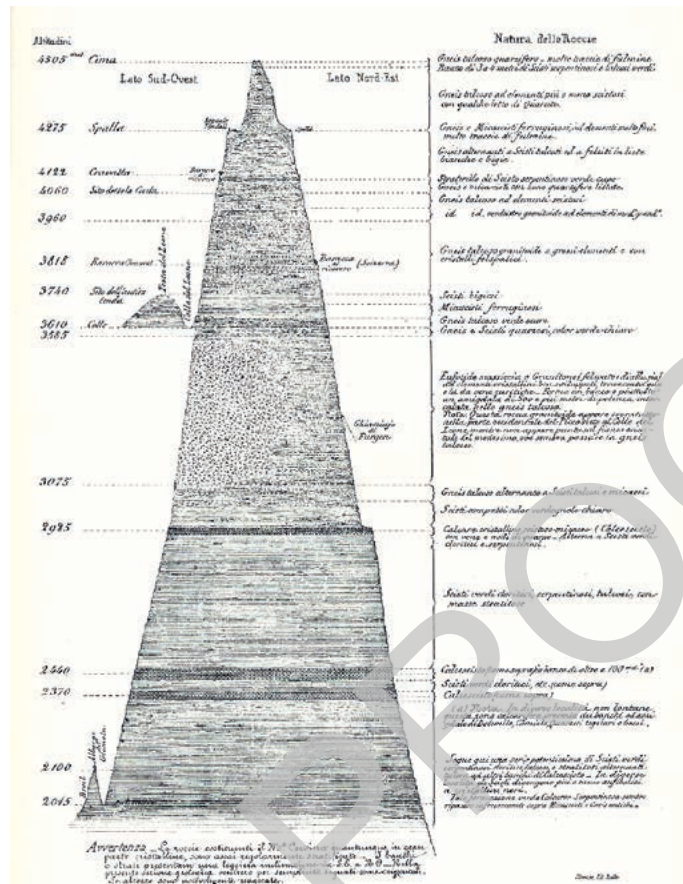


Fig. 15 - Sezione geologica e quote del Monte Cervino, GIORDANO (1869a), dettagli nel testo.

calcareo-serpentinosa", costituita da calcari micacei e calcescisti con ripetute intercalazioni di scisti anfibolico-cloritici, eufotidi e serpentiniti, estesa dalla conca del Breuil al Breithorn, a tetto del nucleo cristallino antico del Monte Rosa, e riferibile alla "zona delle rocce verdi" di SISMONDA e GASTALDI; mancano invece, tra il Breuil (2015 m) e la base del Cervino (2925 m), le intercalazioni di calcari cristallini, dolomie e carnirole osservate da GIORDANO (e cartografate con precisione da GERLACH) in Valtournenche e in altre località della regione (Zona del Combin, unità Pancherot-Cime Bianche); ii) tra 2925 e 3075 m un orizzonte di scisti finissimi, di colore verde chiaro, seguiti da alternanze di gneiss e scisti micacei (miloniti alla base della falda Dent Blanche); iii) un grande corpo lenticolare di "gabbro eufotide" a feldspato e diallagio, struttura massiccia e grana grossa, con base a 3075 m circa, spesso 500 m ed esteso sino al Colle del Leone

(3610 m); iii) al di sopra dell'amigdala di gabbro, dopo un orizzonte di gneiss e scisti chiari "macchiati di ferruginoso" (miloniti), segue la potente formazione sommitale dello "gneiss talcoso granitoide" (talco = mica sericitica, fengite) o "protogino scistoso", spesso caratterizzato sino a 3960 m da "noccioli di quarzo e feldspato con aspetto porfiroide" (gneiss occhiadini della Serie di Arolla, derivati da granitoidi permiani a struttura porfirica); seguono, sino alla spalla del Pic Tyndall (4275 m), alternanze di gneiss talcoso, micascisti e gneiss listati, con uno "straterello di scisto serpentinoso verde cupo" (miloniti cloritico-anfibolite) in cui è modellata la marcata cengia, detta "cravate", sede della baracca (4122 m) costruita nel 1867 su indicazioni di GIORDANO. La descrizione litologica è molto precisa, anche se gli gneiss granitici terminano al Pic Tyndal e sono seguiti, sino alla vetta, da paragneiss kinzigitici bruni della Serie di Valpelline (NOVARESE, 1903a; ARGAND, 1909a; DAL PIAZ, 1992), con molte pegmatiti, intercalazioni di marmi antichi, rocce basiche e diffusi prodotti di retrocessione alpina. Degna di nota la segnalazione di GIORDANO alla spalla del Pic Tyndall di "gneiss e micascisti ferruginosi a elementi molto fini": essi corrispondono all'orizzonte di scisti filladici-filloniti (ex kinzigiti) con intercalazioni lenticolari di marmi antichi milonitici a porfiroclasti ovalizzati di clinopirosseno prealpino che sottolineano la potente zona di taglio duttile tra la Serie di Valpelline e la sottostante Serie d'Arolla (DAL PIAZ, 1992, 1996b). La discesa lungo la cresta dell'Hörnli permise a GIORDANO di accertare la scomparsa del corpo gabbroico e la presenza della "formazione dello gneiss talcoso" sino al contatto con la sottostante "formazione calcareo-serpentinosa", affiorante alla base delle pareti svizzere della piramide. Per una moderna descrizione della geologia del Cervino, oltre alle Fig. 16 e 17 si vedano le note illustrative e le sezioni del Foglio Matterhorn (BUCHER et alii, 2004) e gli articoli di DAL PIAZ et alii (1977); ESCHER & MASSON (1988), DAL PIAZ (1992, 1996b) e MARTHALER (2002).

Secondo gli studi geologici di GERLACH (1869, 1971), integrati da descrizioni petrografiche e chimiche di VON RATH (1872 e in GERLACH, 1871, pp. 118-125), la "Zentralmasse" della Dent Blanche è costituita in prevalenza da uno gneiss talcoso-micaceo con quarzo, ortoclasio e oligoclasio, detto "Arolla Gneiss". Oltre alla regione di Arolla, da cui ha preso il nome, lo gneiss è diffuso in alta Val d'Hérens, dal ghiacciaio di Arolla all'Evêque, al ghiacciaio di Ferpecte e al Gran Cornier, e si osserva nei depositi morenici sotto le pareti est e nord del Cervino, con varietà spesso caratterizzate da mica verdolina (fengite). La roccia è comune anche nei settori nord-orientale e sud-occidentale dell'ellissoide della Dent Blanche, nei circhi glaciali di Breney e di Otemma, al Mt Blanc de Cheilon e al Col de Crête Sèche, a nord-ovest di Bionaz, a volte con struttura porfirica o granitica. Frequente la varietà con cristalli centimetrici di anfibolo (archesina *Auct.*), costituita da plagioclasio, quarzo, orneblenda e subordinata mica, confrontabile con la tonalite dell'Adamello: GERLACH la segnala tra la Dent Blanche e il Grand Cornier, sui due lati del ghiacciaio di Arolla e, in Italia, a nord di Oyace (si tratta del corpo di metagranito ad anfibolo del M. Morion, Foglio Chanrion-Mont Vélan) e al M. Redessau (Valtournenche), in facies porfirica.

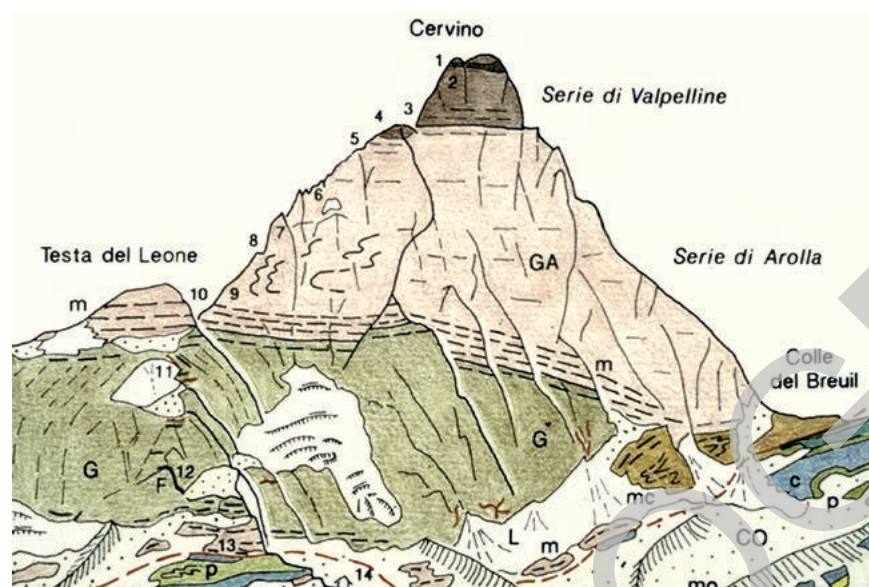


Fig. 16 - Geologia del Cervino, versante italiano (DAL PIAZ, 1992, 1996b). Falda della Dent Blanche s.l., lembo del Cervino: Serie di Valpelline: complesso kinzigitico; Serie di Arolla: gneiss granitoidi (GA); gabbro permiano (G) con filoni acidi e basici (F), miloniti (m), micaschisti del Colle del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

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

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

Al di sotto della “*formazione scistoso-metamorfica antica*” (basamento cristallino) della Dent Blanche GERLACH descrive una “*formazione scistoso-metamorfica*

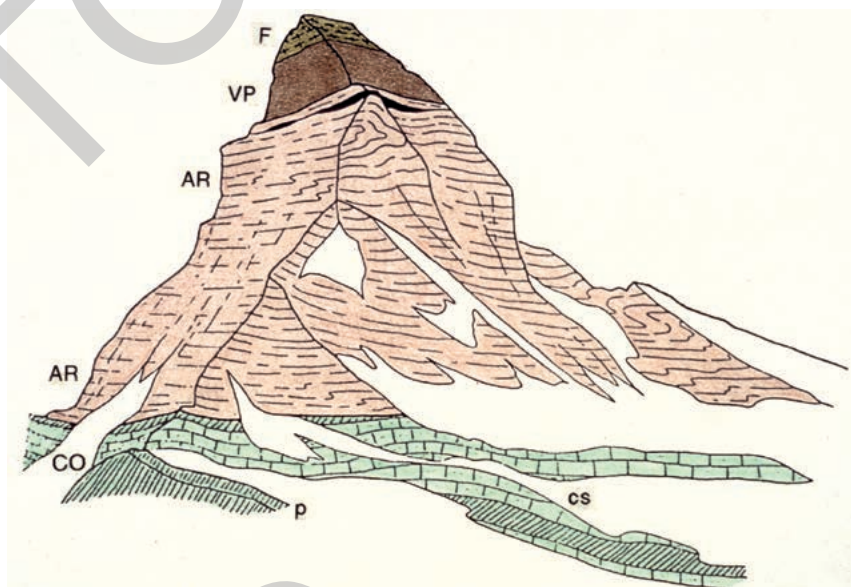


Fig. 17 - Geologia delle pareti orientale e settentrionale del Monte Cervino, delimitate dalla cresta dell'Hörnli, da uno schizzo inedito di Argand (ESCHER & MASSON, 1988), modificato (DAL PIAZ, 1996b). Da tetto a letto: 1) Falda della Dent Blanche s.l.: Complesso kinzigitico della Serie di Valpelline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

recente”, costituita da alternanze di “*scisti verdi*” (prasinitici), serpentiniti e “*scisti grigi argilloso calcarei*” (*grüne e graue Schiefer, Glanzshiefer, schistes lustrés*”), equivalente alla “*formazione calcareo-serpentinosa*” di GIORDANO. Al Triassico sono riferiti (per confronto) sia i calcescisti con calcari sericitici dell’alta Valle di Gressoney, Ayas, Valtournenche e St Barthélemy, sia l’orizzonte di dolomie, calcari, carnioli e quarziti delle Cime Bianche (Fig. 13), ricordato in precedenza, mentre sono ritenute più antiche le pietre verdi associate ai calcescisti.

Discutendo l’età, la posizione geometrica ed il significato di queste unità metamorfiche situate tra l’ellissoide della Dent Blanche ed il massiccio antico del Monte Rosa, GERLACH e GIORDANO si avvicinano all’ipotesi dell’esistenza di una grande falda di ricoprimento che configurano, valutano e poi rigettano, anche se per motivi opposti (DAL PIAZ, 1996a-b; ESCHER & MASSON, 1988). Entrambi avevano visto la formazione dei calcescisti immergersi sotto la “*Zentralmasse*” della Dent Blanche. GERLACH, giustamente convinto dell’età antica delle rocce granitiche della Dent Blanche, risolveva l’anomalia stratigrafica ricorrendo (erroneamente) alla classica struttura a ventaglio, radicata al centro del massiccio al di sotto dei calcescisti, in linea con le concezioni autoctoniste dell’epoca (Fig. 12B-C, profili di GERLACH). E’ interessante notare che GERLACH attribuiva il doppio

rovesciamento dell'ellissoide a due fasi deformative distinte, con spinte rivolte prima a nord e poi a sud, precorrendo in un certo senso i concetti di tettonica tangenziale e di deformazione retrovergente.

GIORDANO era invece certo che il ventaglio si chiudesse alla sua base, cioè che le rocce cristalline della Dent Blanche e del Cervino stessero effettivamente sempre al di sopra della "formazione calcareo-serpentinosa" che, a sua volta, poggia senza dubbio sopra l'antico basamento cristallino del Monte Rosa (Fig. 18A). Partendo da questa corretta ricostruzione geometrica e tenuto conto dell'età antica assegnata all'epoca alle rocce granitiche presenti anche nella Dent Blanche si sarebbe logicamente dovuto concludere ammettendo l'esistenza e il riversamento di "falde enormi" ("nappe" nell'articolo in francese): GIORDANO configurò chiaramente questa soluzione strutturale in alternativa ai modelli fissisti, ma alla fine la scartò perché "rischiatissima e inutile", apparendogli più semplice una successione stratigrafica normale, dal Monte Rosa al Cervino, attraverso l'interposta

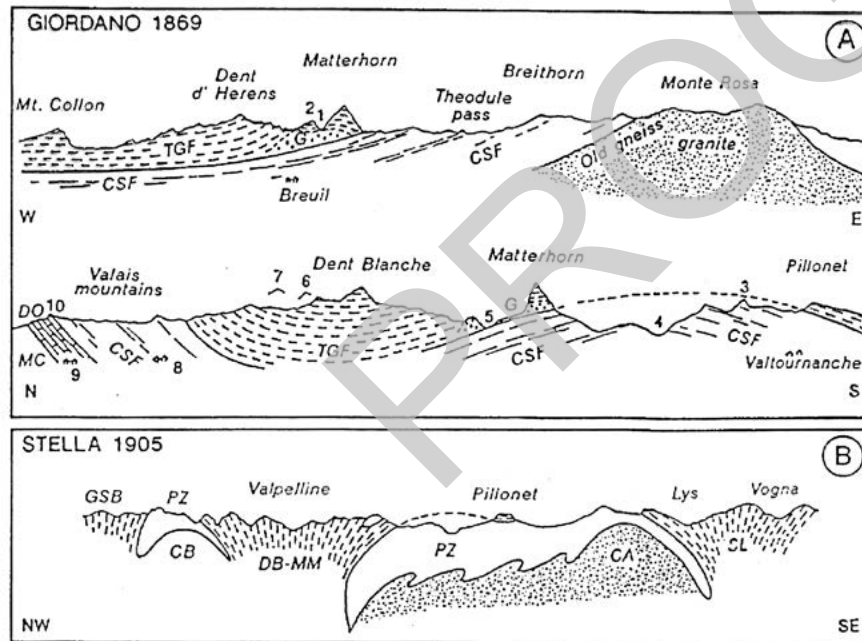


Fig. 18 - (A) Sezioni dal Cervino al Monte Rosa (est-ovest) e dal Vallese al Cervino e alla Val d'Ayas (nord-sud) attraverso l'ellissoide della Dent Blanche (GIORDANO, 1869a): Fm sommitale dello "gneiss talcoso" (TGF), con la lente gabbriica del Cervino (G), sottostante "Fm calcareo-serpentinosa" (CSF),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

"formazione calcareo-serpentinosa", in accordo con la ricostruzione proposta da GASTALDI per le Alpi Graie. In questo modo GIORDANO era costretto ad attribuire (erroneamente) alle rocce cristalline del Cervino un'età più recente di quella dei calcescisti sottostanti. La prudenza e la mentalità razionale del matematico-ingegnere prevalsero sulla creatività del geologo: la rivoluzione mobilista avrebbe potuto iniziare quindici anni prima se i profili di GIORDANO fossero stati interpretati in base alla stratigrafia di GERLACH (DAL PIAZ, 1996a-b).

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

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

Attribuita agli sforzi tangenziali la causa prima di ogni orogenesi (SUESS, 1875), la teoria delle falde prese l'avvio alla fine dell'Ottocento per spiegare la posizione anomala di unità sedimentarie affioranti nel settore esterno della catena (Alpi di Glarona, Prealpi Romande e del Chiabiese): la tettonica di sollevamento e le varie strutture autoctoniste (ventaglio, doppia piega, piega a fungo, doppio rovesciamento) furono sostituite da sovrascorrimenti (*charriages*), falde di ricoprimento (*nappes*) ed estese traslazioni suborizzontali (BERTRAND, 1884; SCHARDT, 1893, 1898; LUGEON, 1902a-b). Il 1903 fu l'anno decisivo per il trionfo della teoria delle falde, estesa dalle Alpi occidentali alle Alpi orientali e ai Carpazi: nell'estate 1903 si tenne a Vienna il IX Congresso Geologico Internazionale e, in tale sede, si svolse una memorabile battaglia - non solo verbale - tra i geologi austro-ungarici, rigidi custodi dell'ortodossia fissista, e i giovani colleghi francesi e svizzeri, sostenitori dell'eresia faldistica. Tutte le Alpi orientali a nord del dominio sudalpino divennero una grandiosa catena a falde (TERMIER, 1903, 1904).

Subito dopo la teoria delle falde fu applicata al basamento cristallino e alle coperture metamorfiche del Sempione (SCHARDT, 1904) e della zona del Piemonte tra il Ticino e la Valle dell'Arc (LUGEON & ARGAND, 1905) e poi perfezionata ed estesa da ARGAND (1906, 1909a-b, 1911a-b, 1916) a tutte le Alpi occidentali. Presupposto implicito - non è male ricordarlo ancora - fu l'età mesozoica (FRANCHI, 1898) di tutte le successioni in facies piemontese dei calcescisti con pietre verdi

che, nel modello di ARGAND, costituivano le strette sinclinali alternate alle anticlinali-ultrapieghe coricate, con nucleo paleozoico. Rassegne storiche in MASSON (1976, 1983), DAL PIAZ & DAL PIAZ (1984), TRÜMPY & LEMOINE (1988), TRÜMPY (1991), DAL PIAZ (1996b, 1997, 2001a), TRÜMPY & OBERHAUSER (1999).

2.3. - ARGAND E LE FALDE DELLA ZONA PENNIDICA

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

Dopo tre anni di ricognizioni nelle Alpi Pennine, indirizzato dal suo maestro Maurice LUGEON e “*sur la base solide fournie par les travaux de H. GERLACH*”, ARGAND esegue il rilevamento geologico alla scala 1:50.000 del massiccio della Dent Blanche, dedicandovi 305 giorni di lavoro effettivo, dal 1905 al 1907 (ARGAND, 1908, 1909a). La zona del rilievo, irta di vette oltre i 4.000 m e con grandi ghiacciai, si estende dalla Valle di Zermatt (Mattertal) all’alta Valle di Arolla e, nel settore italiano, dalla conca del Breuil alla testata della Valpelline, attraverso la parete sud del Cervino e la bastionata delle Grandes Murailles (Fig. 19). A lavori appena iniziati, ARGAND (1906) presenta all’Accademia delle Scienze di Parigi la nota “*Sur la tectonique du massif de la Dent-Blanche*” in cui riduce a sei i sette ricoprimenti per ultrapiegia della Zona pennidica proposti l’anno precedente (LUGEON & ARGAND, 1905). L’aggiornamento consiste nell’attribuire alla falda VI della Dent Blanche s.l., o “*nappe piémontaise supérieure*” (termine poi abbandonato), anche la massa Mary-Emilius e i lembi minori del Rafray e del Pillonet; l’intera falda VI è radicata nella parte esterna dello gneiss Sesia. Le altre cinque falde pennidiche rimangono immutate.

La carta, stampata nel 1908, è illustrata nella monografia “*L’exploration géologique des Alpes pennines centrales*” e nella nota “*La Doire Baltée en aval d’Aoste*” (ARGAND, 1909a-b). La ricerca è completata con l’illustrazione dettagliata delle Alpi Pennine e con l’estensione della struttura a falde di ricoprimento all’intero arco alpino occidentale (ARGAND, 1911a-b). La monografia di ARGAND (1911a) è accompagnata dalla “*Carte tectonique des Alpes Pennines*” alla scala 1:500.000 (Fig. 20), estesa dal Rodano e dai “*massicci ostacolo*” elvetici (Aar e Monte Bianco-Aiguilles Rouges) al versante destro della Valle d’Aosta, alla Valsesia e alla regione Ossola-Sempione, da uno stereogramma schematico (Fig. 21A) e da uno stereogramma tettonico (Fig 21B,) della stessa regione. La Zona pennidica è una successione di sei grandi pieghe coricate (ultrapieghe, pieghe-falde), fisicamente continue secondo la direzione degli assi tettonici regionali (cilindrismo). Le pieghe sono costituite da nuclei antiformali di rocce cristalline e da un mantello di sedimenti mesozoici di copertura rigenerati dal metamorfismo alpino (ARGAND, 1911a-b-c, 1912a-b, 1916). Il nucleo delle ultrapieghe è formato dalla “*série pennique inférieure*” in cui ARGAND riunisce tutti i litotipi antecedenti

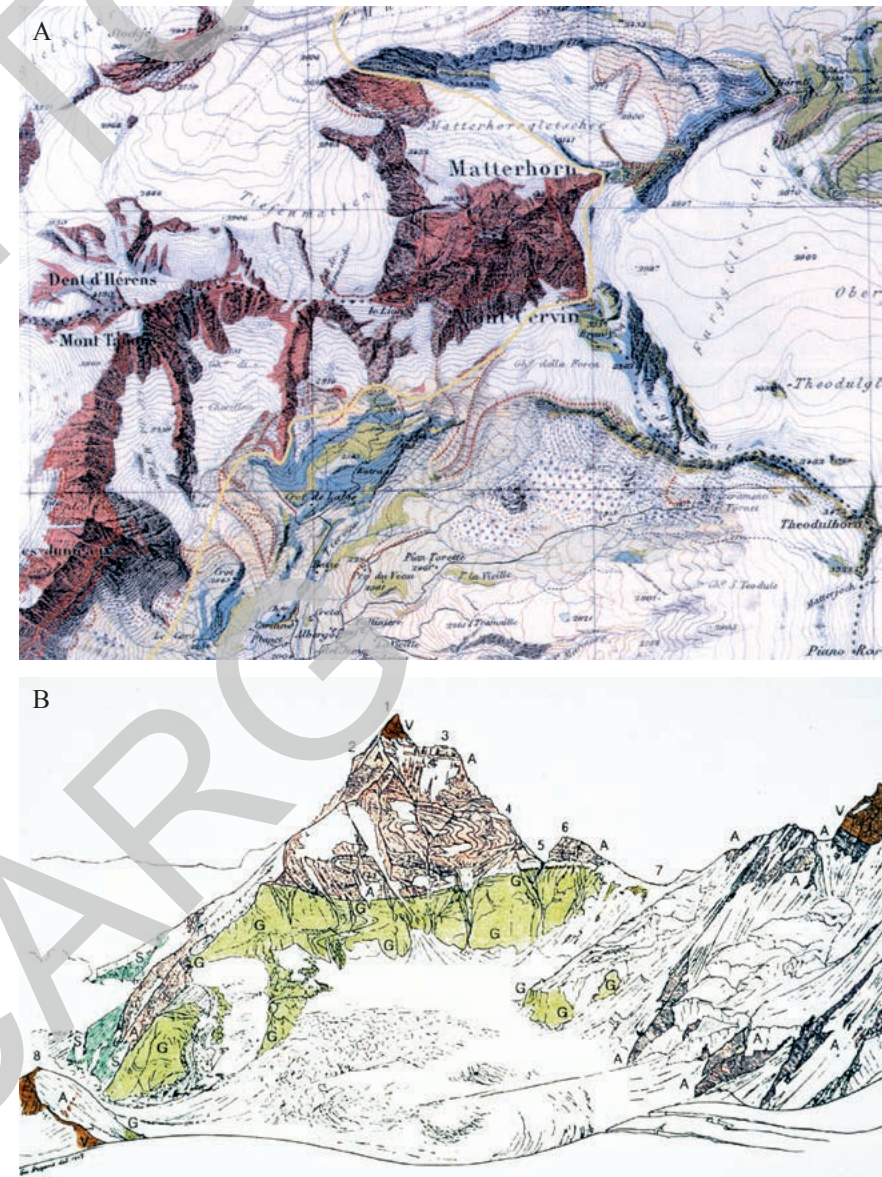


Fig. 19 - (A) Dettaglio della Carte géologique du massif de la Dent Blanche alla scala 1:50.000 di ARGAND (1908), comprendente il Mont Cervin (Matterhorn), la Dent d’Hérens (Tabor) e la parte settentrionale della conca del Breuil. Notare l’estensione dei ghiacciai. (B) Geologia della parete ovest, disegno di Argand (originale in bianco e nero).

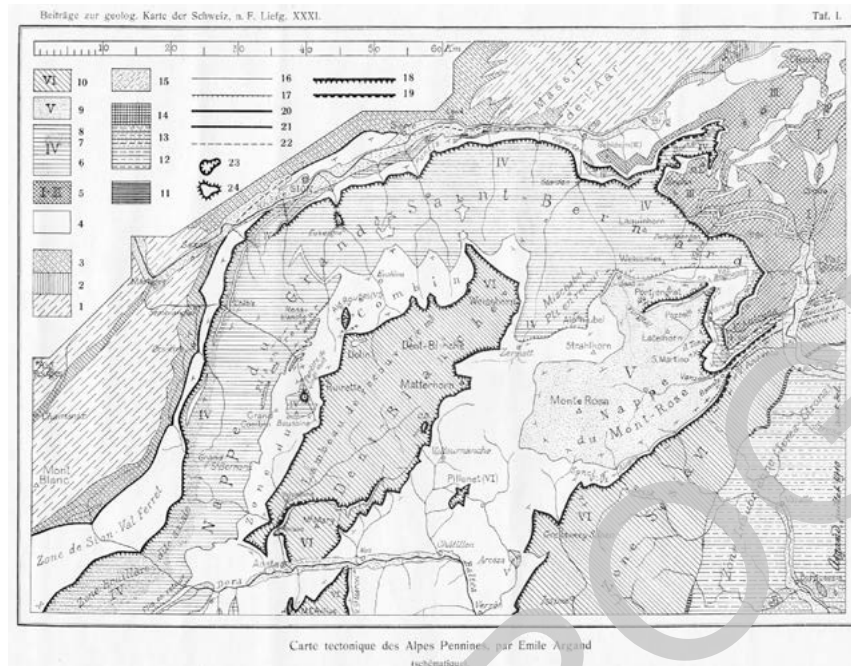


Fig. 20 - Carte tectonique des Alpes Pennines alla scala 1:500.000 (schématique), disegnata nel 1910 (ARGAND (1911a, Planche I).

alla base del “Trias calcaire” e, in sua assenza, ai calcescisti mesozoici. Si tratta di scisti cristallini precarboniferi, di scisti eteropici con il Carbonifero produttivo (antracite) della *Zone houillère*, riferita da ARGAND (1906, 1912a) al settore esterno del ricoprimento del Gran San Bernardo (IV); seguono successioni silicoclastiche permiane, probabilmente presenti, ma non distinguibili, e infine quarziti riferite al Triassico inferiore. L’involucro esterno delle ultrapieghie antiformali e il nucleo delle strette sinformi sono costituiti dalla “*série pennique supérieure*”, rappresentata da tutte le successioni mesozoiche posteriori alle quarziti eotriassiche, cioè dal “Trias calcaire”, poi indicato “Trias moyen calcaireo-dolomitique”, e/o dai calcescisti con pietre verdi. In definitiva, ARGAND (1934) individuava nelle “*serie pennidiche*” due *end-members* e tutte le possibili tipologie intermedie: i) il “*tipo comprensivo*”, privo delle successioni calcaireo-dolomitiche, è costituito dalla diretta sovrapposizione della “*formation des Schistes lustrés*”, di supposta età triassica medio-superiore e giurassica, alla “*formation des paragneiss, micaschists etc.*”, di età eotriassica e paleozoica; ii) il “*tipo differenziato*”, in cui sono presenti e distinguibili anche le formazioni carbonifere, permiane, eotriassiche, triassiche medie e superiori. Si noti che nella serie inferiore ARGAND raggruppa sia il basamento polimetamorfico, coinvolto nell’orogenesi ercinica (metamorfismo regionale o di contatto, indotto dalle intrusioni del ciclo ercinico), sia le formazioni silicoclasti-

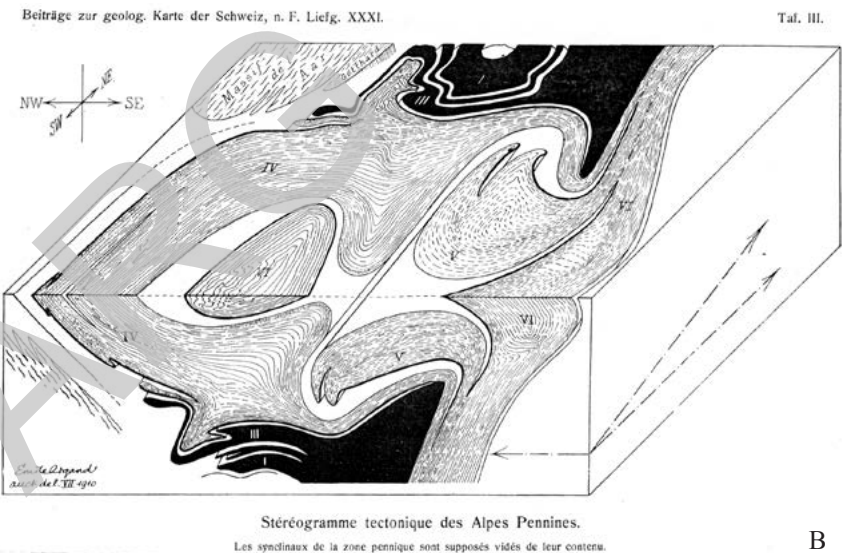
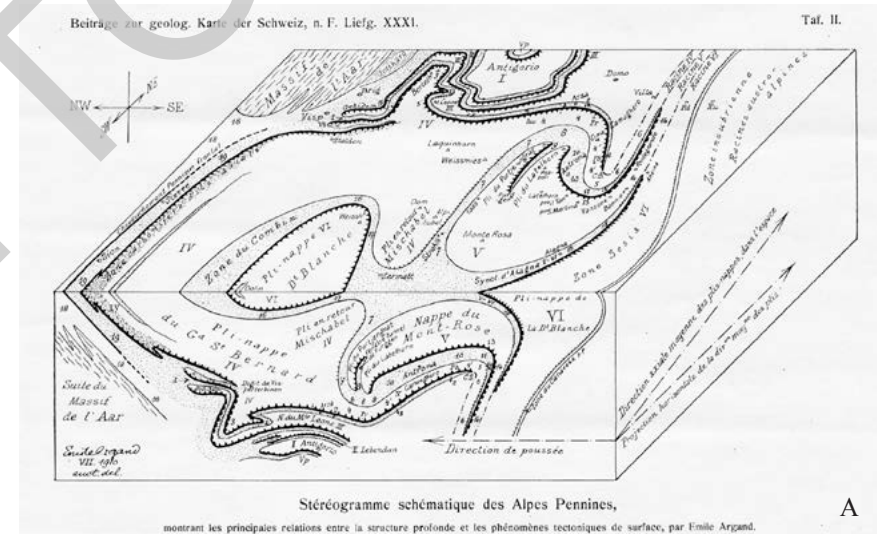


Fig. 21 - Stereogramma schematico (A) e tettonico (B) delle Alpi Pennine, disegnati nel 1910 da ARGAND (1911a, Planches II-III).

che posterciniche, senza conferire adeguata importanza alla discordanza che di fatto le separa (DAL PIAZ, 1939). ARGAND aveva a lungo sottovalutato gli effetti delle trasposizioni alpine, di cui solo alla fine si sarebbe reso perfettamente conto: “il n’*es pas inconcevable que certaines des concordances à contact net ne soient*

qu'apparentes, la discordance ayant été effacée par des déformations du cycle alpin" (ARGAND, 1934), senza tuttavia modificare la sua sintesi generale.

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

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

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

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

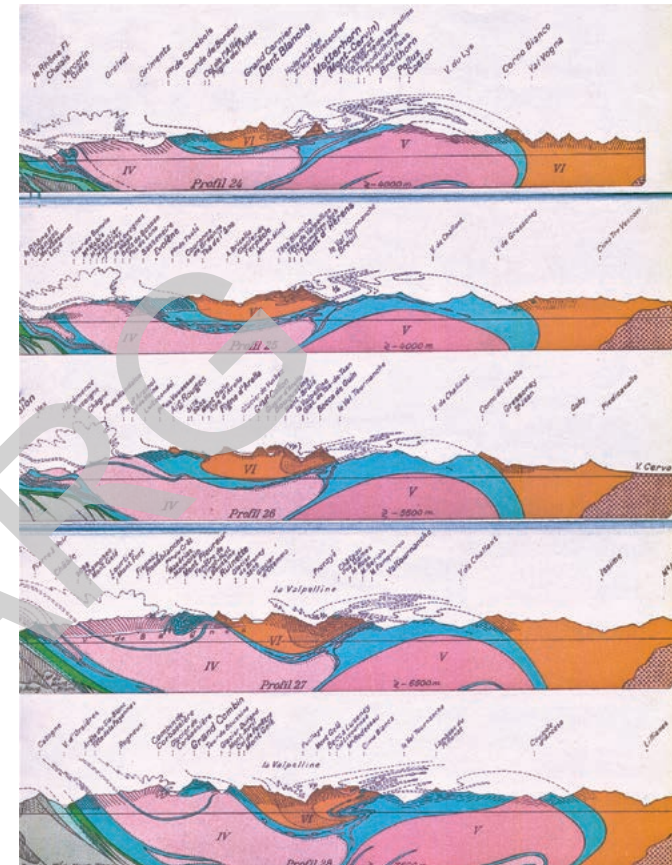


Fig. 22 - Profili 24-28 nel versante settentrionale della Valle d'Aosta e nel Vallese sud-occidentale, dalla Zona Sesia-Lanzo (VI) alle unità pennidiche inferiori ed elvetiche in valle del Rodano, attraverso le ultrapieghe del Gran San Bernardo (IV), del Monte Rosa (V) e della Dent Blanche (VI): estratto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

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

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

Nella *Carte géologique du massif de la Dent Blanche*, 1:50.000 e nei profili seriatî ARGAND (1908, 1909a, 1911) distingue il basamento pretriassico e le coperture mesozoiche. Il Pretriassico della falda Dent Blanche (VI) è suddiviso in due parti: la "Division inférieure, o Série de Valpelline", e la "Division supérieure, o Série d'Arolla", (Fig. 23a) termini divenuti classici nella letteratura alpina e qui mantenuti (anche col significato di unità tettoniche): 1) Serie di Valpelline, costituita da: i) gneiss e scisti kinzigitici, con graniti, apliti e loro derivati; ii) gabbri eufotidi con masse minori di melagabbri e peridotiti, filoni aplitici e loro derivati (Cervino, Collon, Petit Collon); iii) dioriti e gabbri melanocratici, filoni aplitici e loro derivati (intercalazioni ripetute nelle kinzigiti); iv) marmi con minerali attribuiti al metamorfismo di contatto. 2) Serie di Arolla, costituita da: i) gneiss cloritici a grana fine, gneiss albitici, ecc.; ii) gneiss ad anfibolo con filoni aplitici e segregazioni basiche, gneiss a clorite e sericite (Gneiss di Arolla), in prevalenza ortogneiss derivati da graniti ad anfibolo a cui passano gradualmente; iii) Gruppo di Bertol (Dents de Bertol e Cervino-Grandes Murailles): costituisce la zona di transizione (in realtà una grande zona di taglio duttile) tra la Serie di Arolla e la Serie di Valpelline, formata da graniti bluastri e bianchi ad anfibolo e biotite, passanti a quarzodioriti, con filoni aplitici e segregazioni basiche, gneiss zonati cloritico-epidotici a bande blu, bianche e verdi, gabbri e scisti saussuriticci.

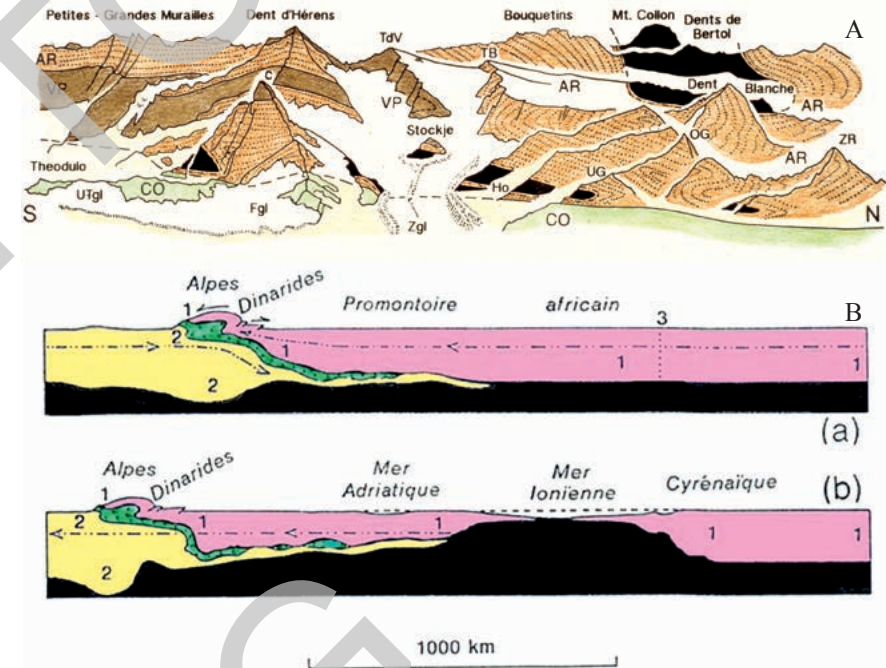


Fig. 23 - (A) Profili seriatî semi-schematici del settore nord-orientale della Falda Dent Blanche compreso nel Foglio Monte Cervino (ARGAND, 1909a), con modifiche (DAL PIAZ et al., 1977). 1) Serie di Valpelline, complesso kinzigitico; 2) Marmi della Serie di Valpelline con metamorfismo di contatto della P. Cors, in realtà intercalazione sinformale di Gneiss di Arolla e marmi mesozoici dell'unità Pancherot-Cime Bianche (DAL PIAZ, 1976); 3) Serie di Arolla, metagranitoidi da massicci a milonitici; 4) Corpi di metagabbri (nero) che risulteranno in seguito di età permiana, in contatto milonitico (m) con la Serie di Arolla; 5) Sottostante Zona ofiolitica piemontese, "sinclinale del Combin". TdV: Tête de Valpelline, TB: Tête Blanche, M: Matterhorn-Cervin, OG: Obergabelhorn, UG: Untergabelhorn, ZR: Zinalrothorn, Ho: Holenbielen, Fegl: ghiacciaio di Ferpècle, Zgl: gh. Di Zmutt, Fgl: gh. Di Furgg, Ugl: gh. Unter Theodul, Tgl: gh. Tiefenmatten.

(B) Evoluzione a due stadi della geotraversa Europa centrale-Cirenaica, attraverso le Alpi e il Mar Ionio (ARGAND, 1924a-b): a) Ricostruzione sintetica della catena alpino-dinarica, generata dalla collisione (fase parossistica di età oligocenica) tra Africa (1) ed Europa (2), separate dalla sutura dell'originaria Tetide pennidica (verde); b) Fase tardo-orogonica, Neogene: apertura in estensione del Mar Ionio, con assottigliamento e lacerazione della crosta continentale, sino all'esposizione del substrato simatico (nero) al fondo del bacino.

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

Passando alla falda del Gran San Bernardo (IV), il Pretriassico (“*Casanna-schiefer*” *Auct.*) è costituito da quarziti, micascisti e scisti anfibolici, con limitate iniezioni granitiche, da scisti neri grafitici con rocce verdi d’aspetto prasinitico (Carbonifero *p.p.*) e da quarziti sericitiche fogliettate (Permiano *p.p.*). La stratigrafia delle successioni mesozoiche sinformali comprese tra il fianco rovesciato della piega-falda Dent Blanche e quello normale della piega-falda del Gran San Bernardo (sinclinale VI-IV, Zona del Combin) è ricostruita da ARGAND (1908, 1909a) nel modo seguente: i) “*Jura*”: calcescisti (“*schistes lustrés*”) e calcari cristallini, con intercalazioni di micascisti e quarziti; ii) “*Trias, division supérieure*”: carnioli, marmi del Barrhorn, “*Trias calcaire*” in generale, con intercalazioni di prasiniti; “*Groupe du Brunnegghorn*”: calcari tabulari scuri, calcari silicei, breccie, scisti carboniosi, calcari dolomitici e carnioli inferiori; iii) “*Trias, division inférieure*”: quarziti con qualche letto di calcari dolomitici e prasiniti, quarziti compatte o tabulari. Le ofioliti sono rappresentate da prasiniti cloritiche (“*Groupe de Bies*”, termine poi abbandonato) e/o da filoni strato di gabbri eufotidi trasformati in prasiniti a zoisite e mica cromifera (“*Groupe de Tracuit*”, *Trias p.p.*), con lenti di serpentiniti scistose e di marmi. Dal punto di vista strutturale, ARGAND distingue (rassegna in SARTORI, 1987): i) un “*gruppo superiore*”, con le pietre verdi di Bies e Tracuit e i calcescisti associati, riferito al fianco rovesciato della Dent Blanche; ii) un “*gruppo medio*” formato da marmi, dolomie e quarziti triassiche, ripiegate in sottilissime anticlinali coricate (Fig. 22), indicate con il felice nome di “*faisceau vermiculaire - Wurmlizug*” (fascio vermicolare), suddiviso in un ramo superiore e in uno inferiore (riferibili attualmente alle unità del Frilihorn e del Pancherot-Cime Bianche; DAL PIAZ, 1999); iii) un “*gruppo inferiore*”, costituito dalle sequenze carbonatiche triassiche del Barrhorn e Brunnegghorn, già distinte da GERLACH (1869, “*Dolomit und dolomitischer Kalk*”), copertura stratigrafica normale del Gran San Bernardo (sequenze in facies brianzonese, estese in realtà sino al Cretacico sup. e forse all’Eocene; ELLENBERGER, 1953a-b; BEARTH, 1953, 1964, 1978-80; SARTORI, 1990; STECK *et alii*, 1997). Secondo ARGAND (1911b, 1916), il fascio vermicolare è una digitazione della serie superiore del Gran San Bernardo, laminata dal sovrascorrimento della Dent Blanche e poi ulteriormente deformata durante la fase tettonica Monte Rosa (v. dopo), attribuzione condivisa da SARTORI *et alii* (2006). La carta strutturale delle Alpi occidentali (ARGAND, 1911b) indica con un tratteggio il probabile raccordo tra il fascio vermicolare a nord-ovest di Zermatt e la digitazione superiore del Gran San Bernardo nella zona di Evolene.

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

Passando alla Zona piemontese, le successioni di calcescisti con pietre verdi rappresentate con grande precisione nei fogli della Carta Geologica d’Italia alla scala 1:100.000 sono state oggetto di poche pubblicazioni da parte dei rilevatori. Oltre alla monografia giustamente famosa sull’età mesozoica della Zona piemon-

tese (FRANCHI, 1898) e le succinte note di rilevamento nelle relazioni annuali del Direttore del SGN, vanno ricordati la classificazione delle rocce verdi proposta da NOVARESE (1895) e i fondamentali articoli di FRANCHI (1895, 1897, 1902) sul metamorfismo eclogitico e sull’origine gabbrica delle rodingiti, ignorati clamorosamente dalla letteratura degli ultimi decenni.

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

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

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

gabbrico del “*Groupe de Tracuit*”. L’iniezione in regime compressivo dei magmi basici sarebbe di età mesozoica e forse terziaria.

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

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

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

Tettonica embrionale - Si sviluppa dal Triassico all’Oligocene inferiore. Nelle fasi compressive iniziali si formano la geoanticlinale brianzonese e quella del M. Dolin, embrioni delle falde del Gran San Bernardo (IV) e della Dent Blanche (VI). Sotto l’azione continua degli sforzi tangenziali, gli embrioni delle anticlinali sono traslati in avanti e i loro depositi neritici formano la fronte delle grandi pieghe coricate; nello stesso tempo, la geosinclinale piemontese diventa la sinclinale coricata che separa le falde IV e VI. Gli embrioni delle pieghe coricate si

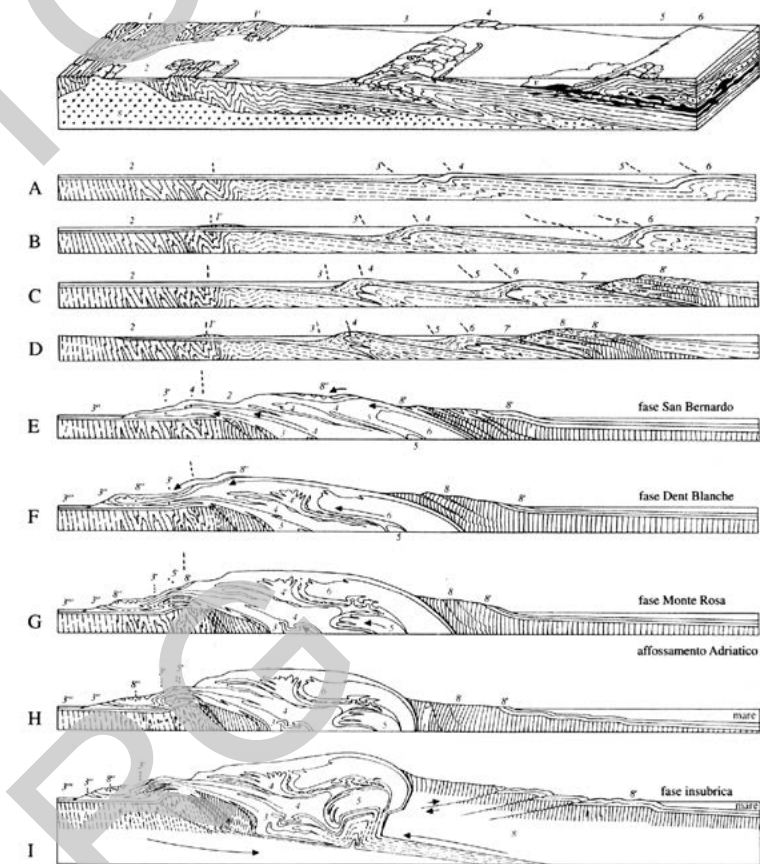


Fig. 24 - Evoluzione “embrietettonica” (cinematica) della catena alpina (Argand, 1916). In alto: modello tridimensionale della catena allo stato embrionale e suoi elementi costitutivi: 1) avampaese rigido con basamento ercinico ripiegato e intruso da graniti prealpini (g), 1': rigonfiamento esterno;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

manifestano in superficie come “*train d’ondes géoanticlinales et géosynclinales en marche vers le butoir externe*”. Sui fianchi della geoanticlinale Brianzonese si formano le brecce liassiche, più abbondanti sul lato vallesano (le moderne Brecce di Tarantasia; ELTER & ELTER, 1965; ANTOINE, 1971) che in quello piemontese. L’embrione della falda Monte Rosa (V) non è ancora comparso in superficie; in altre parole, la falda è in ritardo rispetto alle due consorelle e tale sfasamento permane sino al parossismo orogenico, quando la falda Monte Rosa punzona a tergo la falda del Gran San Bernardo e ne provoca la retroflessione, generando il “*capuchon*” Mischabel-Valsavaranche.

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

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

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

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

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

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

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

Non mancarono le critiche dei sostenitori della tradizione fissista, a cui ARGAND (1911a, 1934) rispose puntualmente: i) quelle di FRANCHI (1906), scettico sull’esistenza stessa delle falde del Monte Rosa e del Gran San Bernardo; ii) quelle di STELLA (1906, 1927), convinto che gli gneiss del M. Rafray non fossero un lembo di basamento (LUGEON & ARGAND, 1905), ma una varietà di calcescisti mesozoici; iii) quelle di SCHMIDT (1907) che aveva designato un lembo di calcescisti mesozoici e serpentiniti in vetta al Cervino e interpretato i massicci del Monte Rosa e del Gran Paradiso come pilastri autoctoni, divenuti prominenti in seguito all’affossamento delle zone vicine, ipotesi criticate duramente da ARGAND (1909a). Nell’occasione ARGAND riconosceva gli errori della sua prima nota (1906) in cui aveva attribuito alla Serie di Valpelline il ruolo di copertura della Serie di Arolla e alla Zona di Ivrea quello di “*sinclinale mesozoica*”. Sulla base di una effettiva analogia litologica, SCHMIDT (1907) aveva sostenuto l’origine della Serie di Valpelline dalla Zona Ivrea-Verbanò, entrambe di tipo kinzigitico, e quindi la natura austroalpina della Falda Dent Blanche, idee poi riprese da STAUB. Nell’articolo scritto per il cinquantenario della Società Geologica Svizzera, ARGAND (1934) conferma la pertinenza pennidica della Dent Blanche per lo stile deformativo duttile, tipicamente pennidico, diverso da quello “*cassante*” (fragile) dell’Austroalpino orientale, per la copertura normale del M. Dolin, a suo dire di tipo pennidico, per l’assenza di gneiss granitici tipo Arolla nella Zona Ivrea-Verbanò, presenti invece nella Zona Sesia, vera radice della falda Dent Blanche s.l., ipotesi quest’ultima confermata da vari autori (ELTER, 1960; DAL PIAZ *et alii*, 1972; COMPAGNONI *et alii*, 1977a; CABY *et alii*, 1978; BALLÈVRE *et alii*, 1986; BIGI *et alii*, 1990).

In Fig. 25 ARGAND (1924a-b) mostra una ricostruzione globale ideale della catena alpina, in cui appaiono natura e posizione del dominio pennidico e di quello austroalpino, circoscritto quest'ultimo alle Alpi orientali. La figura è ottenuta trasladando sulle sei falde pennidiche delle Alpi occidentali le grandi unità austroalpine delle Alpi orientali, derivate dalla parte frontale del promontorio africano, colliso con l'Europa. Nel settore esterno del transetto, le unità pennidiche sono accavallate sulla Zona elvetica che, nel suo complesso, ha la funzione di "massa ostacolo" (nel senso di SUESS), frenando la migrazione dell'onda orogenica verso l'avampaese europeo. Il contatto tettonico tra i due domini avviene lungo il "chevauchement pennique frontal" (fronte pennidico Auct.). La Zona elvetica è costituita da grandi falde di scollamento, da unità sedimentarie ancora aderenti al loro substrato e da scaglie di basamento cristallino affioranti nei "massicci esterni" (TRÜMPY *et alii*, 1980; BIGI *et alii*, 1990). Nel settore interno del transetto, la Zona pennidica è compressa alla base e retroflessa per la spinta prodotta dal blocco crostale insubrico (Alpi Meridionali, Dinaridi) che, a sua volta, è deformato da strutture fragili con geometrie antitetliche, vergenti verso la pianura padana.

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

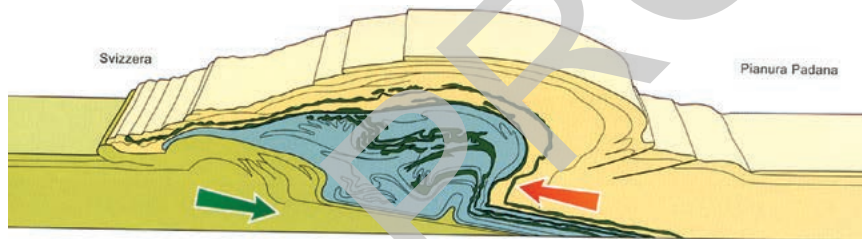


Fig. 25 - Ricostruzione globale della catena alpina (ARGAND, 1924a-b), ottenuta trasladando le grandi unità austroalpine delle Alpi orientali (beige), derivate dalla parte frontale del promontorio africano, sulle sei falde pennidiche delle Alpi occidentali (celeste) e sul dominio elvetico (seppia); le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

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

La sintesi di ARGAND (1924a) sul sistema Alpino-Himalaiano (*La Tectonique de l'Asie*) fu presentata come conferenza inaugurale al XIII Congresso Geologico Internazionale del 1922. Nello stesso periodo videro la luce le monografie di KOBER (1923), JENNY (1924) e STAUB (1924) sulla struttura dell'intera catena alpina. La concezione architettonica di ARGAND si basava sulla continuità longitudinale delle ultrapieghe (cilindrismo), tale da consentire correlazioni tra falde alla scala della catena in base alle facies delle coperture sedimentarie e alla loro posizio-

ne geometrica. Queste idee furono sviluppate da KOBER (1923) e soprattutto da STAUB (1924) che enfatizzarono il legame genetico tra zone paleogeografiche (facies sedimentarie) e unità tettoniche (TRÜMPY, 1996).

Concentrandoci sulle Alpi Pennine, STAUB (op. cit dal 1917 al 1958) propose varie soluzioni per la correlazione delle unità tettoniche della Valle d'Aosta e del Vallese con quelle delle Alpi centrali (Grigioni) ed orientali (Alti Tauri), ricostruendone la possibile connessione, attualmente erosa, sopra il duomo lepontino in Ossola-Ticino. La sua monografia del 1924 è illustrata da una carta tettonica delle Alpi alla scala 1:1.000.000 e da tre tavole a colori di profili trasversali e longitudinali alla scala 1:500.000, pubblicati nel 1923-26. Partendo dai Grigioni, dove aveva svolto le principali indagini personali, STAUB (1917) correla la coppia Tambo-Suretta alla falda Monte Rosa e la falda della Margna, con associati i flysch di Schams e Prättigau, alla falda Dent Blanche s.l., riferita non più alla Zona pennidica, ma al Sistema austroalpino. In particolare, riconosciuti nella Margna un complesso cristallino inferiore ("Fedozserie"), contenente kinzigiti, marmi a silicati, anfiboliti e gabbri, ed uno superiore ("Malojaserie"), formato da parascisti epizonali, li equipara rispettivamente alla Serie di Valpelline e alla Serie di Arolla della Dent Blanche. In seguito STAUB cambia idea, correlando l'unità Margna-Schams al lembo del Mont Mary, ricoperti entrambi dalla "Dent Blanche-Sella-Platta Decke", per riferire infine la Dent Blanche al ricoprimento austroalpino inferiore dell'Err-Bernina (1937, 1938). L'origine austroalpina della falda Dent Blanche è ripresa e confermata da STAUB (1957) soprattutto in base alla facies più austroalpina che pennidica delle successioni metasedimentarie del Mt Dolin (v. HAGEN, 1948), simili a quelle dei Grigioni e riferite al Mesozoico (per confronto), affinità confermata da WEIDMANN & ZANINETTI (1974). Il limite tra Austroalpino e Pennidico è posto tra il lembo Dent Blanche s.s. e quello del Mont Mary, inteso come elemento tettonico sommitale della Zona pennidica.

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

ticlinale dell'Adula, la geosinclinale medio-pennidica e la geoanticlinale della Margna, equivalenti rispettivamente al bacino vallesano, al dominio Brianzese, al bacino piemontese e alla geoanticlinale del Mt Dolin.

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

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

La Zona di Roisan - detta anche "*tratto*" o "*sinclinale di Roisan*" - era riferita da ARGAND (1909a, 1911a-b, 1934) alla Zona del Combin e, in particolare, alle successioni mesozoiche del Gran San Bernardo. Sulla base dei nuovi rilievi, DIEHL (1938), STUTZ & MASSON (1938) e DIEHL *et alii* (1952) la interpretano come copertura sedimentaria del lembo del Mont Mary, ipotesi condivisa e perfezionata da ELTER (1960) e da CANEPA *et alii* (1990). La Zona di Roisan descritta da DIEHL *et alii* (1952) è una successione di marmi dolomitici triassici, breccie sedimentarie ad elementi dolomitici, di presunta età liassica, calcescisti e minori ofioliti

di tipo prasinitico, di fatto corrispondenti a miloniti verdastre di protoliti eruttivi basici o intermedi del basamento cristallino. Parte delle coperture mesozoiche sarebbero state strappate dal loro substrato (Mont Mary) e trascinate, in modo discontinuo, lungo il contatto tettonico tra la fronte del lembo Dent Blanche s.s. e i sottostanti calcescisti piemontesi nella bassa valle del T. Artanavaz, a NNO di Gignod, e sul fianco sinistro della Valle di Ollomont (DIEHL, 1938; ELTER, 1960), ipotesi priva di conferme e in seguito abbandonata.

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

HAGEN (1948), allievo di STAUB, portò all'estremo la frammentazione tettonica della falda Dent Blanche s.s., suddivisa in molteplici zolle e scaglie minori, separate da contatti tettonici, in parte solo presunti o male ubicati. ARGAND (1909a, 1911b-b) aveva collegato la Serie di Arolla affiorante all'interno (sud-est) e all'esterno (nord-ovest) della Serie di Valpelline, riunendole in una singola unità lito-stratigrafica che avvolgeva le kinzigiti situate al nucleo dell'ultrapiegia coricata e sinformale della Valpelline. La sua chiusura sarebbe visibile nell'impervia parete nord della dorsale Dent d'Hérens-Tête de Valpelline (Fig. 23A). La ricostruzione di ARGAND non è accettata da HAGEN (1948) e STAUB (1957) che attribuivano ai due tratti in discussione della Serie di Arolla il ruolo di distinte unità tettoniche. In particolare, essi postulano l'esistenza in alta Valtournenche di tre elementi tettonici indipendenti, in successione da letto a tetto: i) zolla del Cervino, ii) zolla della Dent d'Hérens, iii) zolla della Valpelline. Il discusso collegamento della Serie di Arolla attorno alla Serie di Valpelline è comunque visibile nella sinforme esposta all'estremità sud-occidentale del lembo Dent Blanche s.s., come indicato nelle carte e nei profili seriatati di ELTER (1960) e di CANEPA *et alii* (1990) e, su questa base, riteniamo preferibile seguire la ricostruzione di ARGAND sulla presenza di una chiusura sinformale anche all'estremità nord-orientale dell'unità. Anticipando la nostra interpretazione, la zolla del Cervino corrisponde *grosso modo* al lembo Mont Mary-Cervino, mentre le altre due zolle di HAGEN costituiscono le due unità tettoniche del lembo della Dent Blanche s.s.

Nel frattempo compariva la monumentale monografia di ELLENBERGER (1958) sulla geologia della Vanoise, ricca di osservazioni stratigrafiche e paleo-strutturali innovative sul dominio Brianzese e sui suoi rapporti con quello piemontese. Essa è preceduta da due note fondamentali per la geologia del Vallese (ELLENBER-

GER, 1953a-b) in cui l'autore documenta, nell'ambito della Zona del Combin di ARGAND - cioè la "sinclinale" compresa tra i nuclei antiformali del Gran San Bernardo e della Dent Blanche - l'affinità brianzonese della Serie del Barrhorn, copertura sedimentaria della falda del Gran San Bernardo, poi scollata, metamorfosata e in parte inserita come unità vermicolari retroscorse nei calcescisti in facies piemontese della regione (dettagli in MARTHALER, 1984 e SARTORI, 1987, 1990).

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

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

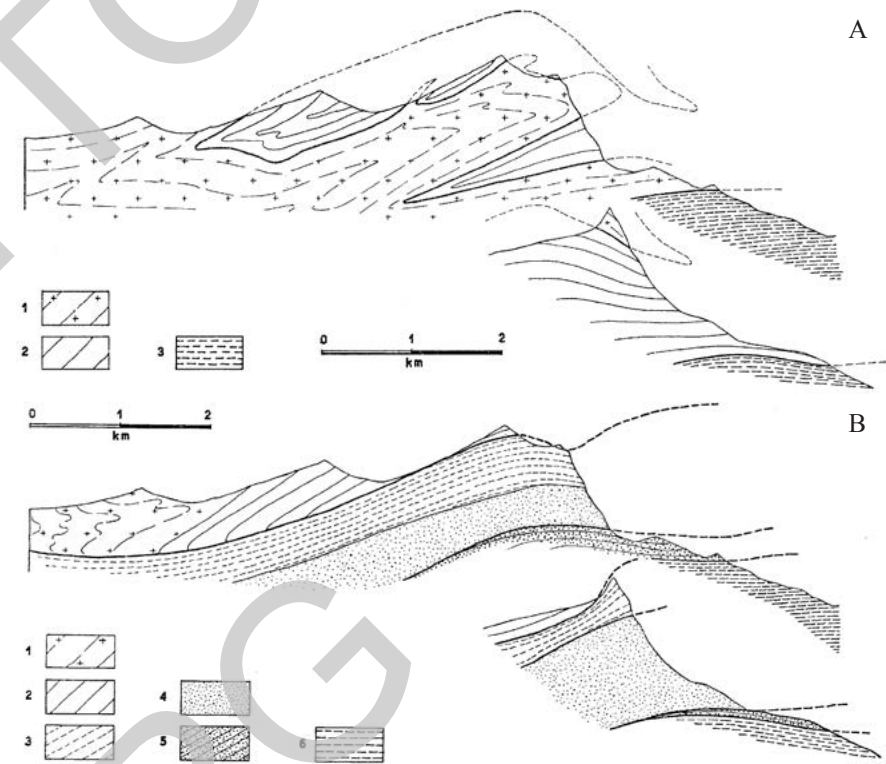
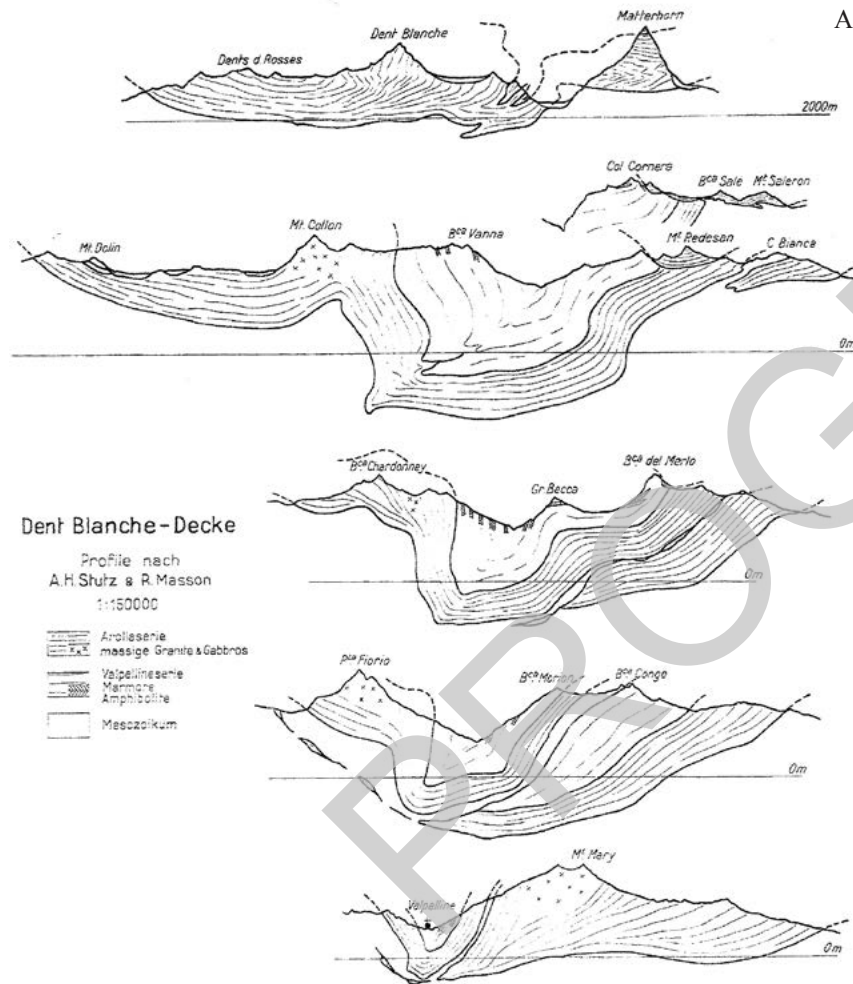


Fig. 26 - Profili di ARGAND (A) e di HAGEN (B) della catena Dent d'Hérens-Jumeaux, riprodotti in ELTER (1960).

s.s., mentre per ELTER è sostanzialmente concordante. In Fig. 29A-B è riprodotta una parte della tavola di profili e della carta tettonica con cui ELTER (1960) illustra i rapporti tra le varie unità pennidiche nella media Valle d'Aosta. L'evoluzione cinematica del Sistema Dent Blanche s.l. proposta da ELTER (1960), con piccole variazioni rispetto al modello di STUTZ & MASSON (1938) e DIEHL *et alii* (1952), si sarebbe svolta nel modo seguente: i) sovrascorrimento, in età alpina precoce o probabilmente più antica, dell'unità kinzigitica (Valpelline) sull'unità gneissica (Arolla), sulle loro coperture mesozoiche e sugli scisti del M. Emilius, formando una grande coltre di ricoprimento unitaria, costituita dai due complessi litologici sovrapposti; ii) scorrimento di tale coltre sopra i calcescisti piemontesi, sino all'arresto della sua parte frontale (Mont Mary e M. Emilius) che, a sua volta, è sovrascorsa da porzioni più interne che formano il lembo della Dent Blanche s.s., il piccolo lembo Jumeaux-Punta Cian e la Zona di Roisan; iv) deformazioni duttili e fragili tardive. La falda Dent Blanche s.s., strutturalmente composita, è deformata lungo la Valpelline da una profonda sinforme con piano assiale che, da subverticale nel settore sud-occidentale, si corica progressivamente nel settore



nord-orientale, con pendenza a nord-ovest (STUTZ & MASSON, 1938; ELTER, 1960; CANEPA *et alii*, 1990; BURRI *et alii*, 1998; BUCHER *et alii*, 2003, 2004).

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

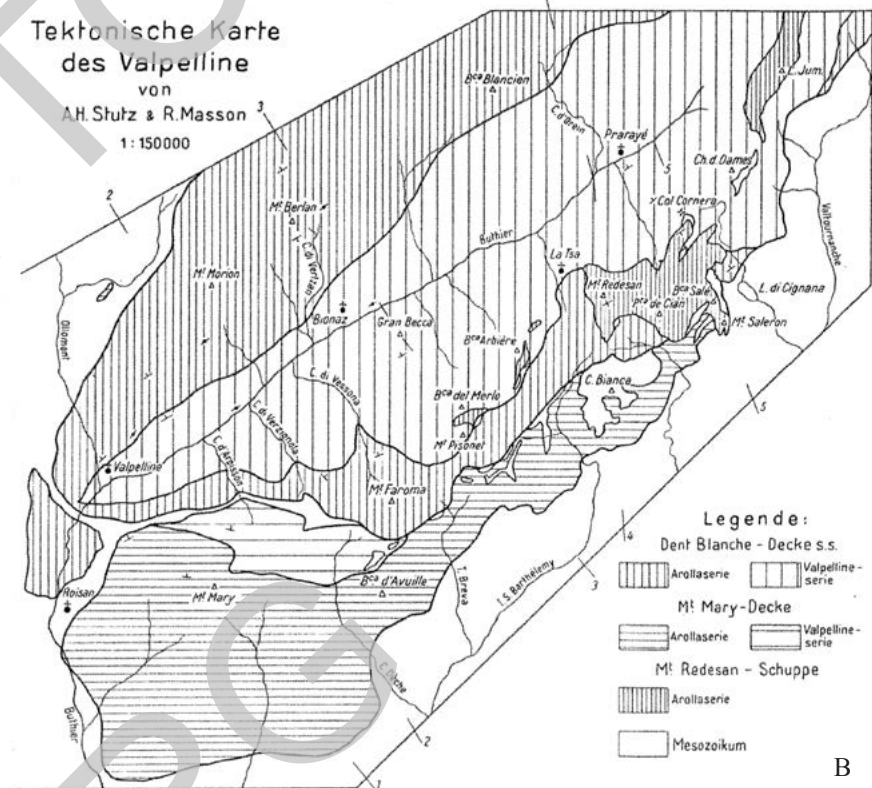


Fig. 27 - Profili seriatî della Falda Dent Blanche (A) (pagina a fianco) e Carta tettonica (B) della Valpelline (Stutz & Masson, 1938) (sopra).

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

Terminato lo studio del Monte Rosa, gli interessi scientifici di BEARTH si concentrano sulle ofioliti piemontesi della regione di Zermatt e, più in generale, delle Alpi occidentali, dalla Valtouranche (Cignana) al Monviso. Come indicato in Fig. 30A-B (BEARTH, 1953, 1967), le successioni ofiolitiche piemontesi che separano il

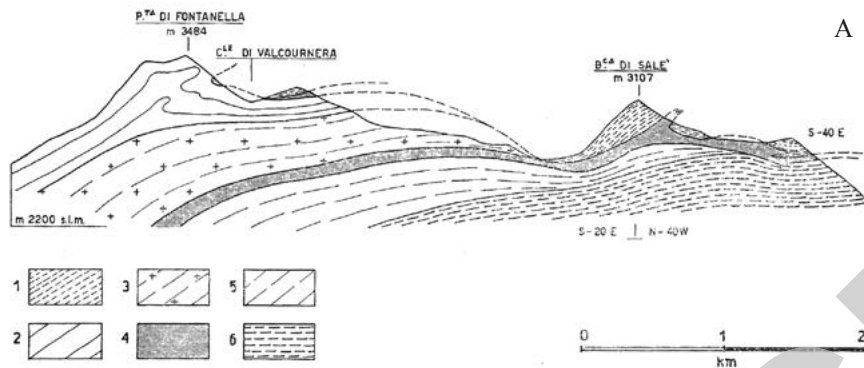
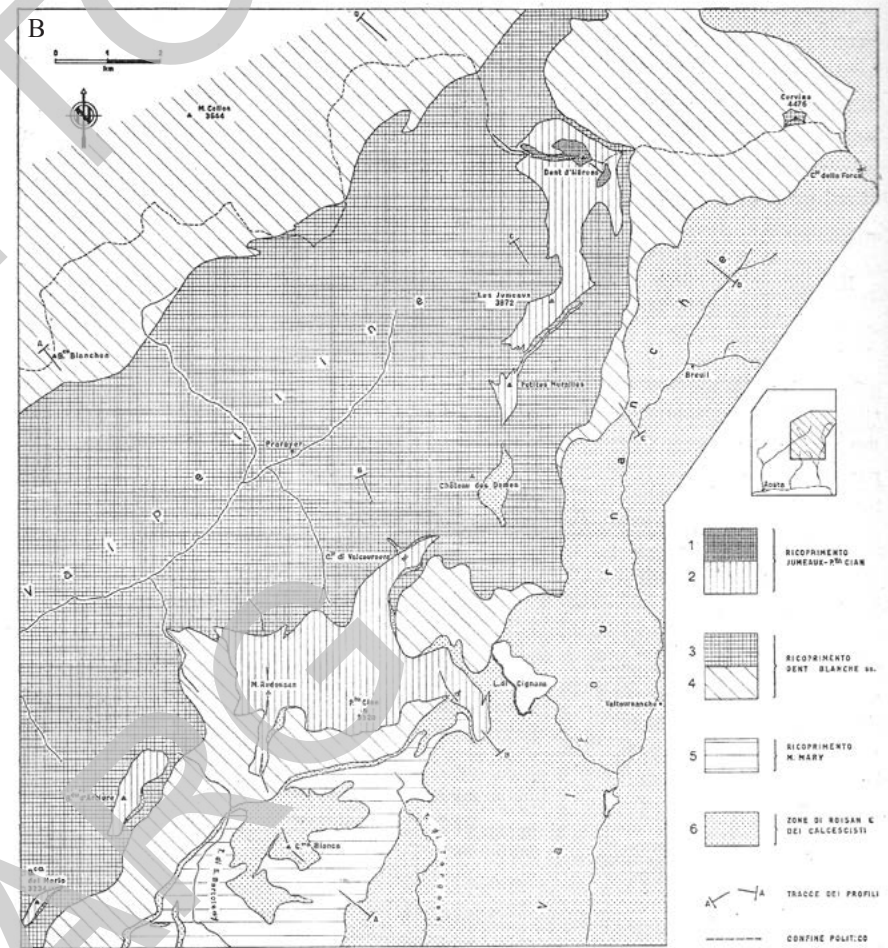


Fig. 28 - ELTER (1960): profilo Becca di Salè-Colle di Valcournera (A) (sopra) e schizzo tettonico del Sistema Dent Blanche in alta Valpelline (B) (pagina a fianco), con traccia del profilo (B-B), Legenda: 1) Lembo della P. Cian (1); 2) Serie di Valpelline (2) e Serie di Arolla (3) del ricoprimento Dent Blanche s.s.; Zona di Roisan e scaglie mesozoiche (4); Lembo del M. Mary (5); Zona dei calcescisti (6).

lembi Dent Blanche s.s. dalle sottostanti falde Monte Rosa e Gran San Bernardo sono suddivise in tre unità tettoniche, le prime due individuate grazie alla presenza di orizzonti basali di rocce triassiche: i) "Obere Zermatter Schuppenzone" (Zona a scaglie superiore di Zermatt), a tetto, ii) "Theodul-Rothorn-Zone", in mezzo, iii) "Ophiolith Zone von Zermatt-Saas Fee", l'unità inferiore, ricca di ofioliti a marcata affinità oceanica e caratterizzata dalla presenza di lave a cuscinetti e di gabbridi con metamorfismo eclogitico (BEARTH, 1953, 1959, 1967, 1973; OBERHÄNSLI, 1982; BARNICOAT & FRY, 1986). Le prime due unità rientrano nella Zona del Combin di ARGAND, corrispondono rispettivamente alla "Hühnerknubel-Decke" ed alla "Hörnli-Zone" di STAUB (1942a) e dei suoi allievi e comprendono la Zona di Zinal, nella valle omonima (Zimmermann, 1955). Nel loro complesso, esse costituiscono il substrato tettonico della falda Dent Blanche s.s. e a nord-ovest di Zermatt poggiano sulla "Barrhornserie", copertura mesozoica in facies brianzonese del Gran San Bernardo (ELLENBERGER, 1953); verso sud sono sovrascorse sulla falda ofiolitica inferiore (Zermatt-Saas) che termina sotto la grande piega retroflessa della Bernhard-Decke (Fig. 30B). In Italia, tra Valsesia e Valtourmenche, la "Theodul-Rothorn-Zone" e la "Ophiolith Zone von Zermatt-Saas Fee" (in seguito Zermatt-Saas, termine sintetico suggerito da DAL PIAZ a BEARTH e a lui gradito, com. pers.) trovano perfetta continuità nella "Zona Gressoney-Gran Tournalin" e nella "Zona Corno Camoscio-Breithorn" (DAL PIAZ, 1965), termini poi abbandonati e sostituiti da quelli più generali ed affermati di Zona del Combin (strutturalmente composita) e da Zona (unità, falda) di Zermatt-Saas (DAL PIAZ *et alii*, 1972; KIENAST, 1973; DAL PIAZ, 1974, 1976, 1999; BALLÈVRE *et alii*, 1986; BALLÈVRE & MERLE, 1993). La "Obere Zermatter Schuppenzone" (unità superiore della Zona del Combin nel Foglio Zermatt; BEARTH, 1953) non è più distinguibile a sud del confine italo-svizzero perchè scompare l'orizzonte triassico che ne consente l'individuazione, salvo piccoli duplex tra il vallone di Vofrede e la Finestra di Cignana (Tsignanaz).



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

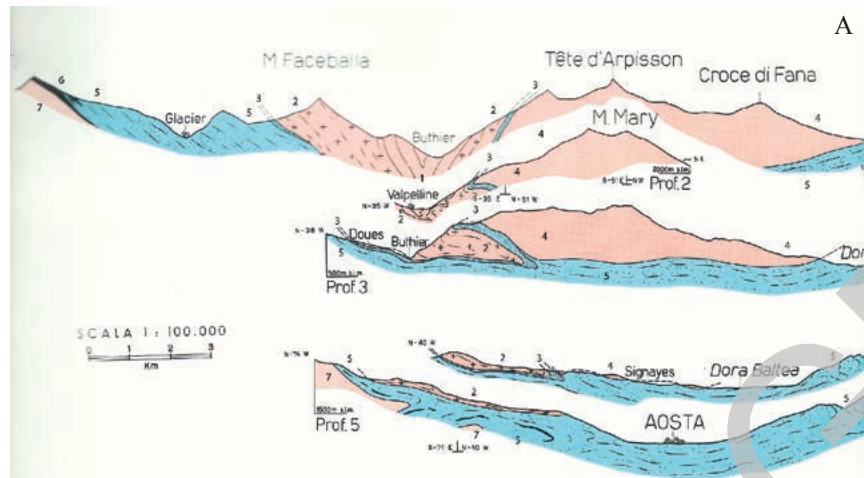
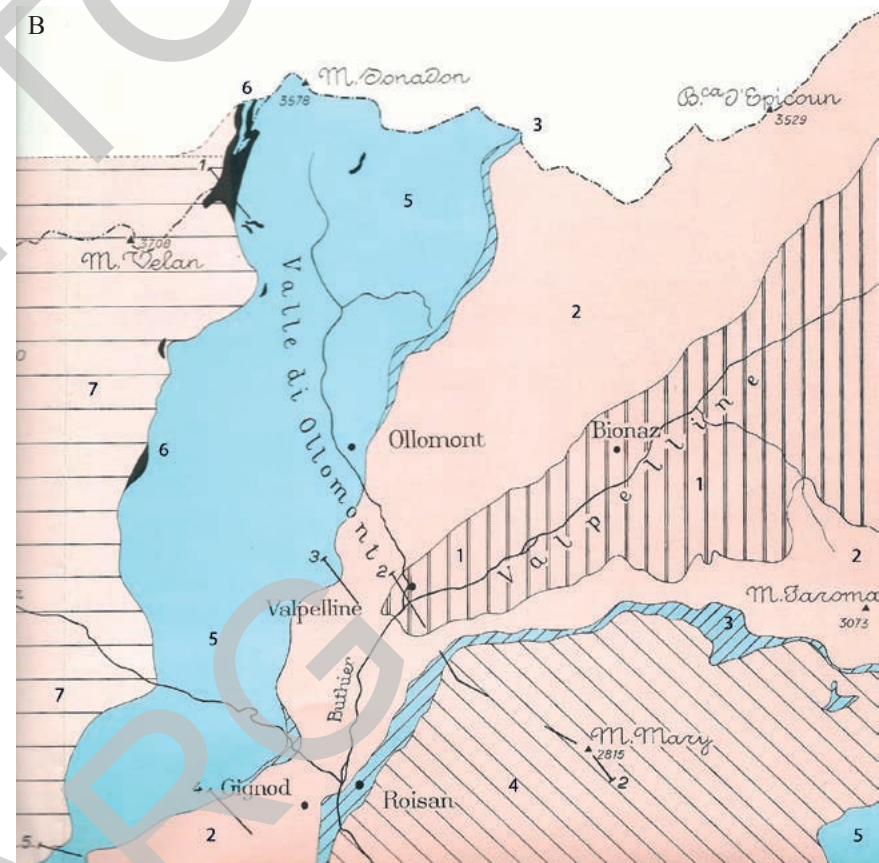


Fig. 29 - ELTER (1960): Profili geologici schematici (A) (sopra) e Carta tettonica (B) (pagina a fianco) della media Valle d'Aosta alla scala 1:100.000, estratto parziale. Ricoprimento Dent Blanche s.s.: Serie di Valpelline (1), Serie di Arolla (2); Zona di Roisan (3); Lembo del M. Mary (4); Zona dei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

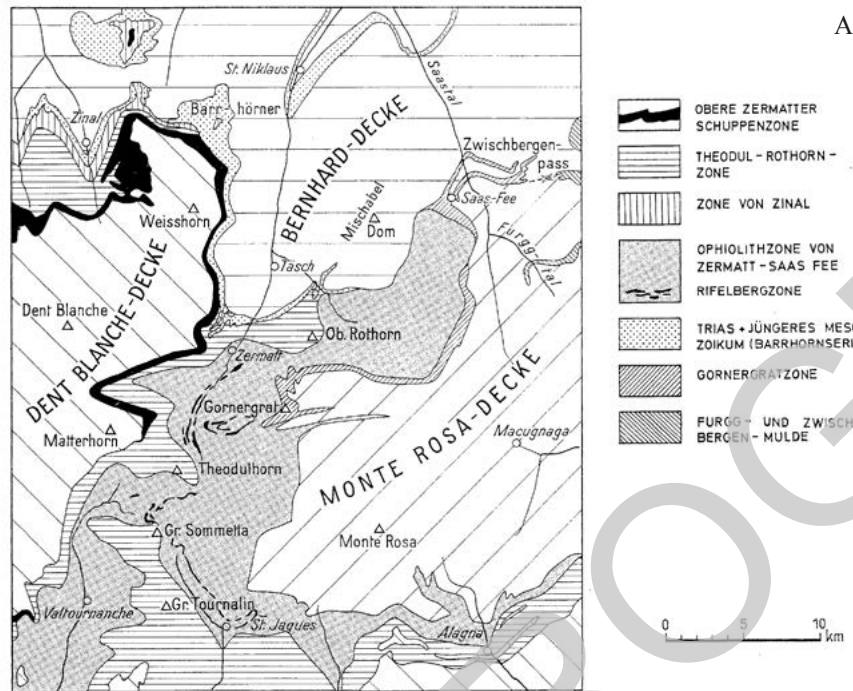
2.5. - TETTONICA DELLE PLACCHE NELLE ALPI OCCIDENTALI

Alla fine degli anni '60 la geologia alpina subisce l'improvviso impatto della tettonica delle placche, sorta dall'esplorazione geologica e geofisica degli oceani, lontano dalle Alpi (TRÜMPY, 2001). I primi tentativi di applicare alle Alpi occidentali i concetti della nuova tettonica globale furono fatti da un numero ristretto di autori (LAUBSCHER, 1970, 1971; DEWEY & BIRD, 1970; ERNST, 1971; DAL PIAZ, 1971b; SMITH, 1971; DAL PIAZ *et alii*, 1972; DEWEY *et alii*, 1973; DEBELMAS, 1976) e le resistenze non mancarono (DAL PIAZ, 1995). Con la sua indiscussa autorità, ancora nel 1971 TRÜMPY affermava: *"In the Alps, the stratigraphical sequence is better compatible with the hypothesis of oceanization (replacement of the lower part of the crust by denser matter) than with the mechanism of ocean-floor spreading according to the Atlantic model"*. In un modello a grande scala di sviluppo di un orogene di tipo alpino LAUBSCHER (1969, 1970; Fig. 31A) aveva proposto la contemporanea subduzione di entrambe le placche verso una comune zona di convergenza verticale, con geometria ispirata al *"tectogene"* di HESS (1939). Ricostruzioni più ortodosse della Tetide occidentale e della sua contrazione furono elaborate da DEWEY & BIRD (1970), SMITH (1971), DEWEY *et alii* (1973). I primi autori descrivono le catene del sistema collisionale alpino-himalayano (Fig. 31B) come pila di unità continentali alternate ad unità oceaniche (ofioliti), confermano l'identità dei margini continentali superiore e inferiore, già individuati da ARGAND



(1924a) e STAUB (1924), e propongono un modello cinematico con la subduzione sudvergente della placca inferiore (Europa + oceano) al di sotto di quella adriatica (nel caso delle Alpi). La classica eugeosinclinale ensialica di AUBOUIN (1965), a cui si faceva riferimento per riportare all'origine le unità ofiolitiche delle Alpi e degli Appennini, è sostituita dal bacino oceanico ligure-piemontese, aperto nel Giurassico medio-superiore assieme all'Atlantico centrale e consumato in subduzione tra il Cretaceo superiore e l'Eocene, quando avvenne la sua definitiva sutura (BEZZI & PICCARDO, 1971; DAL PIAZ, 1971b, 1974; DAL PIAZ *et alii*, 1972; ELTER, 1971, 1972; KIENAST, 1973; STURANI, 1975; COMPAGNONI *et alii*, 1977a-b; CABY *et alii*, 1978; DAL PIAZ & ERNST, 1978; LOMBARDO *et alii*, 1978; MEVEL *et alii*, 1978; ROEDER & BÖGEL, 1978; BERNOULLI & LEMOINE, 1980; LAUBSCHER & BERNOULLI, 1982).

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



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

Il metamorfismo in facies eclogitica, diffuso e da tempo ben noto nelle unità continentali e ofiolitiche delle Alpi occidentali (COSSA, 1880; ERNST, 1973; BOCQUET, 1974; DAL PIAZ, 1974a-b; FREY *et alii*, 1974; COMPAGNONI *et alii*, 1977a; SPALLA *et alii*, 1996; GODARD, 2001, con rif. bibl.), diventa l’evidenza di una zona di subduzione fossile, generata ed esumata durante l’orogenesi alpina (ERNST, 1971; DAL PIAZ, 1971b, 1974; DAL PIAZ *et alii*, 1972) (Fig. 32). Le unità del basamento cristallino con metamorfismo eclogitico (Zona Sesia-Lanzo, M. Emilius, Monte Rosa, Gran Paradiso, ecc.) dimostrano che anche frammenti di crosta continentale leggera, coerenti e di grandi dimensioni, potevano essere inseriti nella zona di subduzione sino a livelli sottocrosta (DAL PIAZ *et alii*, 1972; COMPAGNONI

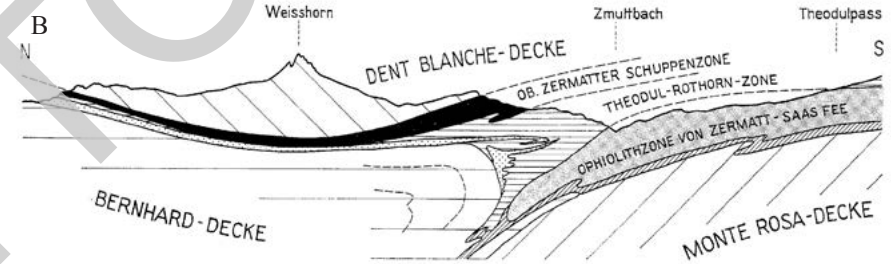


Fig. 30 - (A) (pagina a fianco) Schema delle unità tettoniche comprese tra la falda del Monte Rosa, la piega retroflessa del Mischabel e la falda della Dent Blanche (BEARTH, 1967, Fig. 1): 1) Zona a scaglie superiore di Zermatt, 2) Zona Theodul-Rothorn, 3) Zona di Zinal, 4) Zona ofiolitica di Zermatt-Saas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

et alii, 1977a; CABY *et alii*, 1978). Sempre negli anni ‘70, la genesi del metamorfismo eclogitico della Zona Sesia-Lanzo, precedentemente ritenuta di età prepermiiana (BIANCHI & DAL PIAZ, 1963) o caledoniana (MOTTANA, 1972), è attribuita al Cretacico superiore (evento eoalpino: 90-65 Ma) sulla base di nuove datazioni radiometriche K-Ar e Rb-Sr (HUNZIKER, 1974), analoghe a quelle rinvenute in unità oceaniche della Zona piemontese (BOCQUET *et alii*, 1974). Vedi HUNZIKER *et alii* (1992) per una rassegna delle datazioni isotopiche sulle unità metamorfiche delle Alpi occidentali disponibili a quel tempo. Il magmatismo postcollisionale di età oligocenica (DAL PIAZ *et alii*, 1973; HUNZIKER, 1974), diffuso dalla bassa Valle d’Aosta alle Karawanken (BIGI *et alii*, 1990), era riferito alla fusione parziale del mantello litosferico, anomalizzato in precedenza dai fluidi rilasciati dalla crosta continentale subdotta (DAL PIAZ *et alii*, 1979d; VENTURELLI *et alii*, 1984).

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

2.6. - MODERNE RICERCHE NELLE ALPI PENNINE

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

Il metamorfismo di subduzione è stato oggetto di ricerche di dettaglio, con raffinamento delle stime petrologiche sul regime di alta pressione e bassa temperatura (in seguito HP), sulle condizioni di picco e sulle traiettorie P-T pro-

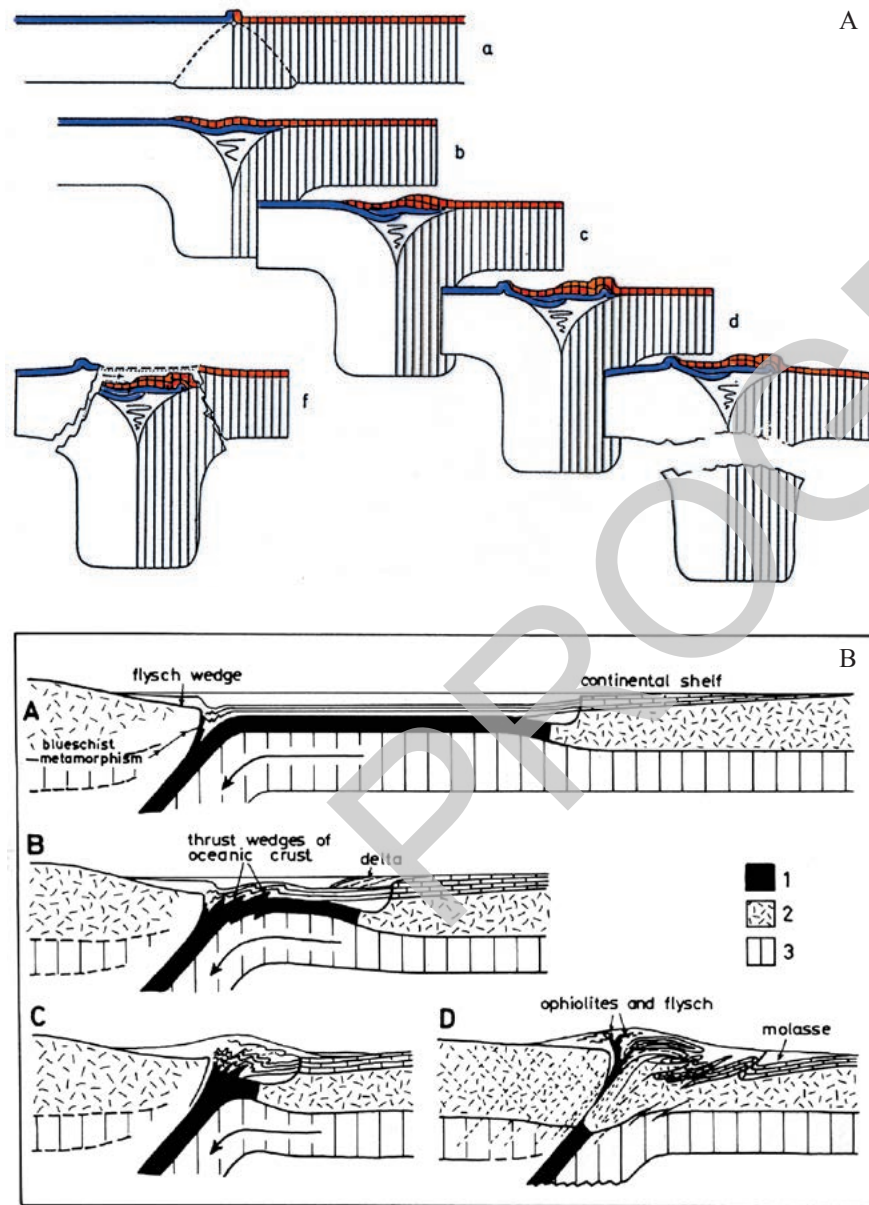


Fig. 31 - (A) Il modello di doppia subduzione litosferica concepito da Laubscher (1970). (B) Evoluzione cinematica di un margine convergente e formazione di una catena di collisione continentale (DEWEY & BIRD (1970): 1) crosta oceanica e ophioliti; 2) crosta continentale; 3) mantello litosferico.

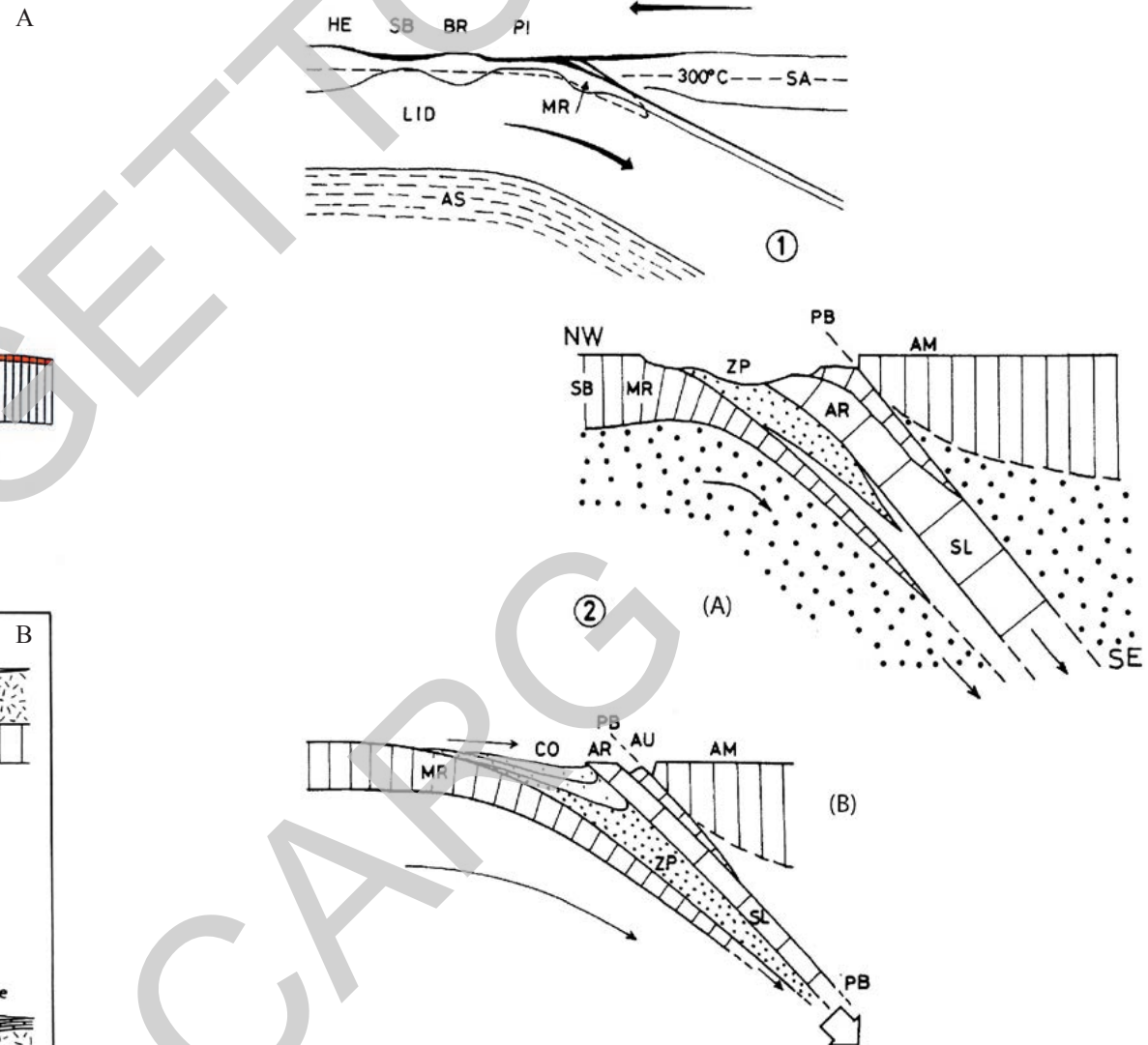


Fig. 32 - Primi modelli di subduzione concepiti per le unità con metamorfismo di HP delle Alpi occidentali. (1) ERNST (1971): HE: Elvetico; SB: Subbrianzone; BR: Brianzone; PI: Piemontese; MR: Monte Rosa; SA: Austroalpino e Alpi Meridionali. (2) A: DAL PIAZ (1971), B: DAL PIAZ et alii (1972): ZP: unità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

grade e decompressionali (e.g., LARDEAUX & SPALLA, 1990; SPALLA *et alii*, 1996; FREY *et alii*, 1999; GODARD, 2001; BOUSQUET *et alii*, 2004; GOFFÉ *et alii*, 2004; BUCHER *et alii*, 2005; LE BAYON *et alii*, 2006; LI *et alii*, 2008; BELTRANDO *et alii*, 2010a; MANZOTTI *et alii*, 2012). Particolarmente innovativo è il ritrovamento di coesite nel basamento cristallino nella falda pennidica Dora-Maira (CHOPIN, 1984) e nei calcescisti piemontesi del Lago di Cignana in Valtournenche (REINECKE, 1991; FORSTER *et alii*, 2004), e quello di microdiamanti (FREZZOTTI *et alii*, 2011), espressione di un metamorfismo di “*ultra alta pressione*” (in seguito UHP) che richiede profondità litosferiche in un regime di bassa temperatura (COMPAGNONI, 2003; COMPAGNONI & ROLFO, 2003; GROppo *et alii*, 2009; MÜLLER & COMPAGNONI, 2009; BELTRANDO *et alii*, 2010a) e complica ulteriormente l'analisi del processo di esumazione.

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

57-52 Ma), probabili età miste che suggeriscono l'esistenza di una fase eoalpina o tardo-eoalpina anche nel complesso degli gneiss minuti (CORTIANA *et alii*, 1998). REDDY *et alii* (2003) hanno fornito sistematiche datazioni di miche bianche con i metodi Rb-Sr e $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ *in situ* lungo il transetto che si estende dalla fronte della Zona Sesia-Lanzo al Pillonet e al margine interno della Dent Blanche, sopra Cervinia, integrate da analisi cinematiche di dettaglio sulla zona di taglio polifasica Austroalpino/Combin tra la Valle di Gressoney e la Valtournenche: le numerose età eoceniche ottenute (45-36 Ma) sono riferibili a *resetting* delle miche bianche durante la deformazione polifasica. In definitiva, si ritiene probabile che i rari relitti di relativa alta pressione segnalati nei lembi Dent Blanche e Mont Mary risalgano al Cretacico superiore, come quelli datati nel lembo del Pillonet, e che i relitti nella Zona del Combin abbiano età analoga o di poco inferiore, comunque maggiore di quella del picco eclogitico nella sottostante Zona di Zermatt-Saas: lo suggeriscono la ricostruzione paleostrutturale, l'analogia della storia metamorfica e soprattutto il fatto che la Zona del Combin costituisce il substrato tettonico dei lembi austroalpini superiori, verosimilmente già accoppiati durante la crescita del prisma precollisionale (DAL PIAZ, 1999).

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

La ricostruzione dell'assetto strutturale del prisma orogenico austroalpino-pennidico nella depressione assiale della Valle d'Aosta è stata perfezionata in base alla correlazione dei lembi austroalpini meridionali, esposti nel Foglio Châtillon (DAL PIAZ *et alii*, 2001, 2010; ROLFO *et alii*, 2004), con i lembi eclogitici di Etröl-Levaz (HERMANN, 1938; KIENAST, 1983), Grun (BIINO & COMPAGNONI, 1988) e Vollon (queste note) affioranti tra la media Valtournenche, St Vincent e Brusson, a nord e a tetto della faglia normale Aosta-Ranzola, ipotesi intuita da CABY *et alii* (1978) e sviluppata brillantemente da BALLEVRE *et alii* (1986), di cui riportiamo due sezioni interpretative attraverso la Valle d'Aosta (Fig. 34), divenute un classico della geologia alpina. La ricostruzione è stata confermata da nuovi dati radiometrici (DAL PIAZ *et alii*, 2001; BELTRANDO *et alii*, 2009a, 2010b) che documentano l'età eocenica medio-inferiore (49-44 Ma) del metamorfismo eclogitico nei lembi austroalpini inferiori e nelle ofioliti sottostanti (unità di Zermatt-Saas), con un *gap* di circa 25-30 Ma rispetto all'età cretacea superiore del metamorfi-

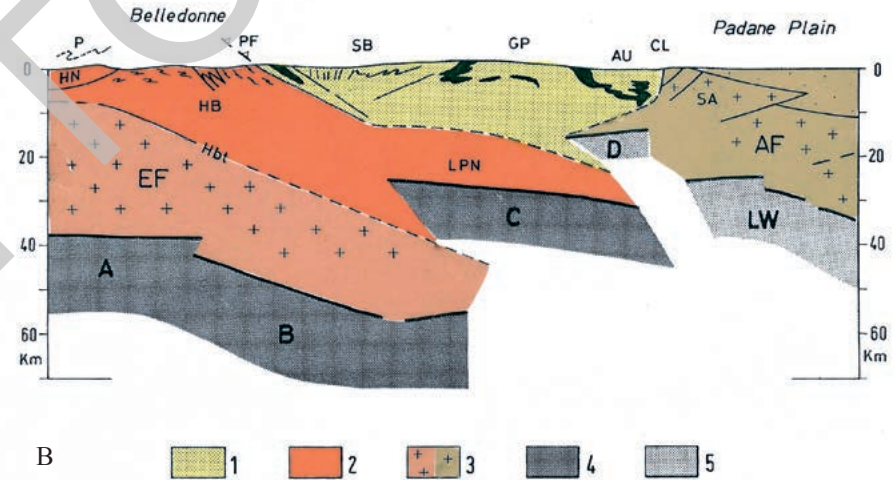
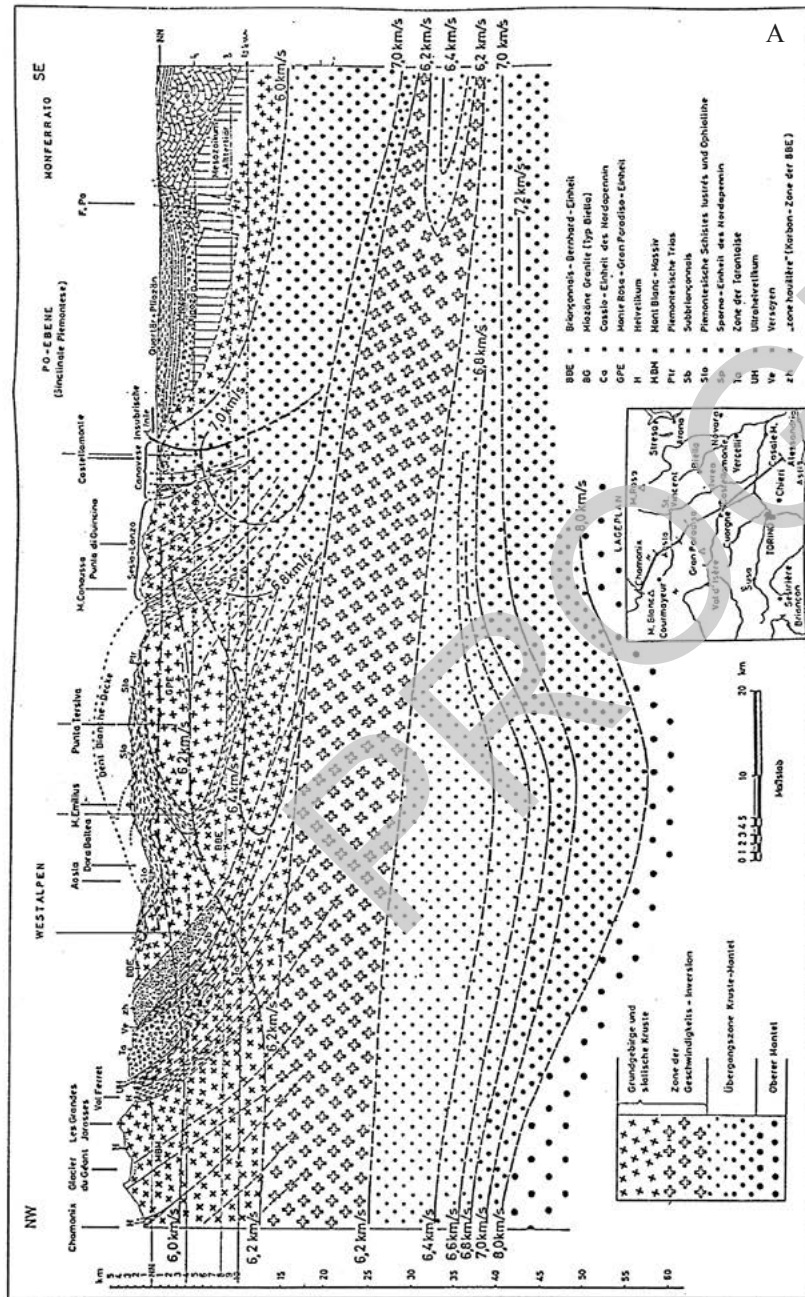


Fig. 33 - (A) (pagina a fianco) Sezione geofisica crostale delle Alpi occidentali dal Monferrato a Chamonix (GIESE et alii, 1970). (B) (sopra) Interpretazione dell'immagine sismica crostale CROP-ECORS (POLINO et alii, 1990). Moho definita con sismica wide angle reflection. 1) Prisma collisionale austroalpino-pennidico,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

smo di subduzione al Pillonet (CORTIANA et alii, 1998) e nella Zona Sesia-Lanzo (GEBAUER, 1999; BELTRANDO et alii, 2010a, con rif. bibl.).

La presenza di oficalci e di breccie serpentinitiche nel massiccio del M. Avic (TARTAROTTI et alii, 1998) e sul lato sinistro della Dora, nelle cave tra St Denis e Chatillon (DRIESNER, 1993; DAL PIAZ, 1999), è stata interpretata come possibile evidenza di una denudazione sottomarina del mantello alla fine del rifting continentale, ipotesi già avanzata da ELTER (1971) per la regione tra le valli della Dora e dell'Orco (Fig. 35) e, a scala più generale, da LEMOINE et alii (1987). Il mantello litosferico delle Alpi Occidentali poteva quindi contenere corpi di gabbri pre-oceanici, poi trasferiti nella Zona piemontese (LOMBARDO & POGNANTE, 1982; DAL PIAZ & LOMBARDO, 1985; LARDEAUX & SPALLA, 1991) ed essere direttamente associati, prima dell'orogenesi, a sottili scaglie di crosta continentale, i già citati alloctoni estensionali, residuo di un margine continentale passivo molto assottigliato e smembrato in estensione. L'ipotesi è confermata dall'età liassica inferiore (Sm-Nd: 198 ± 22 Ma) ottenuta da COSTA & CABY (2001) per i metagabbri del Monginevro, solcati da vene di leucodioriti di età calloviana-oxfordiana (156 ± 3 Ma) durante la fase di espansione oceanica. Impregnazioni di gabbri con età giurassiche medio-superiori (166-150 Ma) sono descritte da BELTRANDO et alii

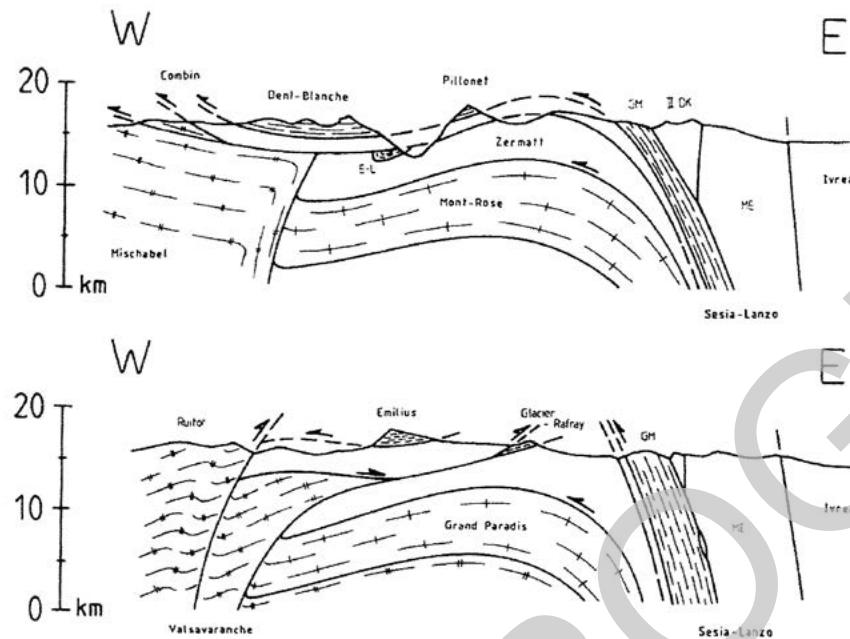


Fig. 34 - Sezioni interpretative delle zone interne delle Alpi nord-occidentali a nord (a) e a sud (b) della Valle d'Aosta, con la falda Dent Blanche s.l. suddivisa in due unità indipendenti (BALLÈVRE *et alii*, 1986): 1) unità superiori: Dent-Blanche, Pilonet; 2) unità inferiori, eclogitiche: Etirol-Levaz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

(2010b) nella crosta continentale del lembo di Etirol-Levaz. Breccie serpentinitiche di probabile origine oceanica (inedite) sono diffuse nella Conca di By (Zona del Combien) e tra il lago Miserin e la Finestra di Champorcher.

Concentrandoci nell'area del Foglio Monte Cervino e nei suoi immediati dintorni, i principali contributi prima degli inizi dei lavori per il Progetto CARG, nel corso del rilievo e durante l'allestimento della carta e delle note sono dedicati ai caratteri strutturali, litostratigrafici e metamorfici delle due unità ofiolitiche piemontesi in Val d'Ayas, Valtournenche e Valle di St Barthélemy, descritti da DAL PIAZ (1965, 1971b, 1976, 1988, 2004), KIENAST (1973, 1983), DAL PIAZ & ERNST (1978), ERNST & DAL PIAZ (1978), BALDELLI *et alii* (1983, 1985), BALLÈVRE *et alii* (1986), VANNAY & ALLEMANN (1990), RUBATTO *et alii* (1998) e, recentemente, da REDDY *et alii* (2003), FORSTER *et alii* (2004), BUCHER *et alii* (2004, 2005), MÜLLER & COMPAGNONI (2009), ANGIBOUST *et alii*, 2009, ANGIBOUST & AGARD (2010). In particolare sono stati descritti: i) il carattere tholeiitico (normal-MORB e transizionale) delle metabasiti di entrambe le unità (DAL PIAZ *et alii*, 1981; BECCALUVA *et alii*, 1984); ii) i giacimenti idrotermali a Cu-Fe e Mn di ambiente oceanico presenti nelle unità ofiolitiche del Combien e di Zermatt-Saas (DAL PIAZ, 1969a;

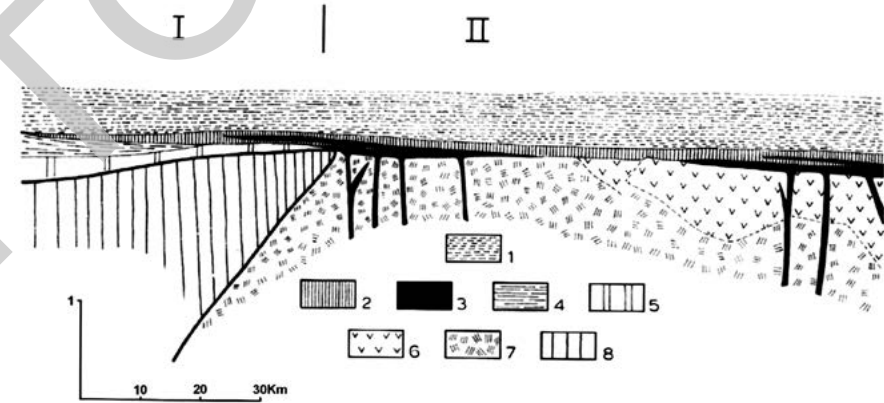


Fig. 35 - Schema dei rapporti tra i differenti elementi costitutivi della Zona piemontese (ELTER, 1971): I) Insieme A, II) Insieme B (hiatus simico); 1) calcescisti ofiolitiferi, 2) livello basale dei calcescisti, 3) diabasi (prasiniti), 4) calcescisti liassici, 5) Trias, 6) gabbri, 7) ultramafiti, 8) basamento del Gran Paradiso.

BURTET-FABRIS *et alii*, 1971; DAL PIAZ & OMENETTO, 1978; DAL PIAZ *et alii*, 1979a; CASTELLO *et alii*, 1980; CASTELLO, 1981, 1990; BALDELLI *et alii*, 1983; SPERLICH, 1988); iii) i filoni di gabbri e basalti rodingitici e le zone di reazione metasomatica con impronta metamorfica alpina nelle unità di Zermatt-Saas e del Combien (DAL PIAZ, 1969b, 2004; LI, 2002; LI *et alii*, 2004; 1980; FERRANDO *et alii*, 2010; ZANONI *et alii*, 2011, 2012); iv) l'evoluzione cinematica polifasica, convergente e distensiva, del prisma collisionale lungo le zone di taglio situate al limite tra le unità di Zermatt-Saas e del Combien (BALLÈVRE & MERLE, 1993) e tra quest'ultima ed il sovrastante sistema austroalpino, dal margine esterno della Zona Sesia-Lanzo al lembo del Pilonet e alla base del Cervino (REDDY *et alii*, 2003).

Nell'ambito delle unità austroalpine comprese nel foglio, ricordiamo le ricerche, in parte già citate, sui lembi del Pilonet (DAL PIAZ & SACCHI, 1969; DAL PIAZ, 1976; VOGLER, 1984; CORTIANA *et alii*, 1998; REDDY *et alii*, 2003), Etirol-Levaz (KIENAST, 1983; BALLÈVRE *et alii*, 1986; DAL PIAZ *et alii*, 2001; BELTRANDO *et alii*, 2010b), Grun (BIINO & COMPAGNONI, 1988), Dent Blanche (KIENAST & NICOT, 1971; DAL PIAZ *et alii*, 1972, 1977; DE LEO *et alii*, 1987; PENNACCHIONI & GUERMANI, 1993; GARDIEN, 1994; GARDIEN *et alii*, 1994; DAL PIAZ, 1996b, 2010; BUSSY *et alii*, 1998; BURRI *et alii*, 1998; BUCHER *et alii*, 2004; MONJOIE *et alii*, 2005, 2007; MENEGON *et alii*, 2006, 2008; RODA & ZUCALI, 2008, 2011; MALASPINA *et alii*, 2011; MANZOTTI, 2011; MANZOTTI & ZUCALI, 2012; MANZOTTI *et alii*, 2012; BALETTI *et alii*, 2012) e del Mont Mary (CESARE *et alii*, 1989; CANEPA *et alii*, 1990; PENNACCHIONI & CESARE, 1997; PENNACCHIONI *et alii*, 2001; BUCHER *et alii*, 2010) e infine le tesi edite (HÖPFER, 1997) e inedite (CESARE, 1987; ZAGGIA, 1987; SCHIAVO, 1992; ZANELLA, 1992; MONOPOLI, 1993; BALETTI, 2003) sulla Zona di Roisan e le unità di basamento circostanti, contributi su cui torneremo nei prossimi capitoli. Dal punto di vista strutturale, è stato definito il lembo di ricoprimento Mont

Mary-Cervino (DAL PIAZ in BUCHER et alii, 2003, 2004), formato dal lembo del Mont Mary *Auct.* e dalla coppia inferiore di unità Arolla-Valpelline affioranti in alta Valtournenche e appartenenti alla falda Dent Blanche; è stata inoltre ricostruita l'evoluzione cinematica della faglia Aosta-Ranzola e di altre linee tettoniche della regione (BISTACCHI & MASSIRONI, 2000; BISTACCHI *et alii*, 2000, 2001; RATTO, 1998; VICIDOMINI, 2008; DAL PIAZ *et alii*, 2010), caratterizzate dalla presenza di mineralizzazioni aurifere (DIAMOND, 1986, 1990) e di brecce di faglia metasomatiche, dette listveniti, termine in uso in Unione Sovietica (*e.g.*, KASHKAI, 1964; HALLS & ZAHO, 1995), introdotto in Val d'Ayas e nelle Alpi occidentali da DAL PIAZ & OMENETTO (1978).

3. - LA CATENA ALPINA A VERGENZA EUROPEA

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

La catena a vergenza europea è formata dai seguenti domini strutturali, elencati in successione da tetto a letto e dall'interno all'esterno dell'arco delle Alpi Occidentali (BIGI *et alii*, 1990; DAL PIAZ *et alii*, 2003; DE GIUSTI *et alii*, 2004, per la Val d'Aosta): i) Austroalpino: sistema multifalda pre-collisionale, derivato dal margine continentale passivo adriatico e da alloctoni estensionali ad esso correlabili per stretta affinità litologica e metamorfica; ii) Zona pennidica *Auct.*: potente pila di falde coerenti, estratte dalla litosfera oceanica e dalla crosta continentale del margine passivo europeo, subdotte, metamorfosate, appilate in profondità, accrete alla fronte del margine attivo adriatico ed esumate durante il Paleogene, quando la Zona elvetica faceva ancora parte della placca inferiore e dell'avampaese della catena; iii) Zona elvetica o elvetico-delfinese: catena relativamente superficiale con scaglie di basamento, coperture aderenti ed estese falde di scollamento, prive di metamorfismo di subduzione, derivate dal settore del margine continentale europeo all'esterno della Zona pennidica e accrete alla fronte del prisma austroalpino-pennidico nel tardo Oligocene e soprattutto nel Neogene; iv) avanfossa della Molassa, prisma sedimentario oligocenico-miocenico, costituito

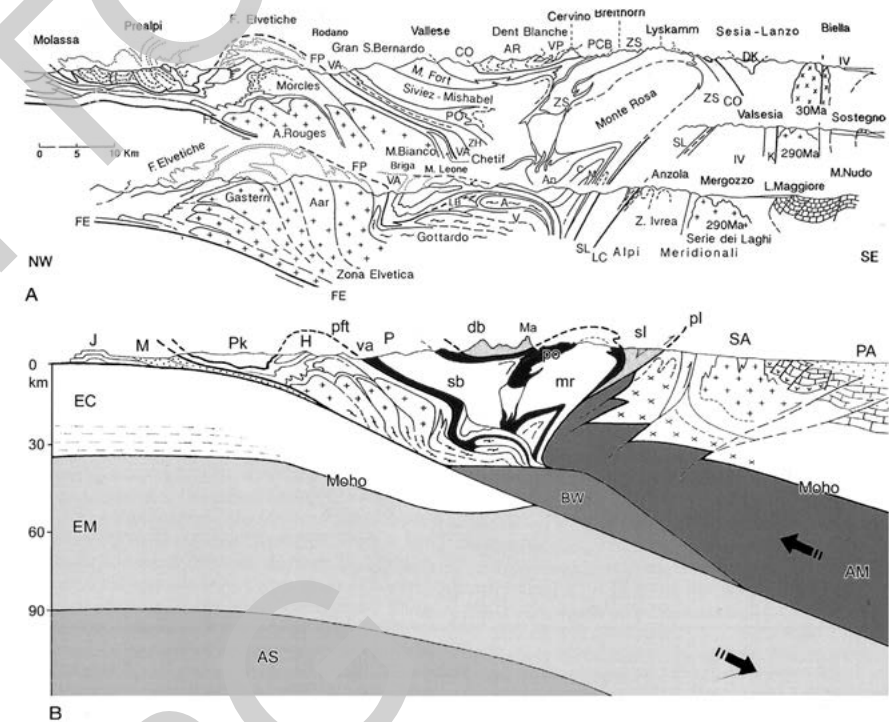


Fig. 36 - (A) Struttura crostale delle Alpi nord-occidentali ottenuta sovrapponendo la sezione della Valle d'Aosta sulla sezione dell'Ossola-Ticino. Austroalpino: Serie di Valpelline (VP), Serie di Arolla (AR), Sesia-Lanzo (SL), 2a Zona diorito-kinzigitica (DK); Zona Piemontese: Zona del Combin (CO),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

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

In letteratura, la Zona pennidica è in genere estesa anche a comprendere tutte le unità ofiolitiche situate a vari livelli strutturali nel prisma collisionale austroalpino-pennidico: i) Zona piemontese, sistema tettonico multifalda derivato dalla chiusura dell'omonimo bacino, esposta lungo l'intero arco delle Alpi Occidentali a tetto del ricoprimento pennidico V di ARGAND (Monte Rosa, Arcesa-Brusson, Gran Paradiso, Dora-Maira, Valosio), a letto del settore frontale della Zona Sesia-Lanzo e di tutti i lembi superiori, non eclogitici, della falda Dent Blanche *s.l.*, in parte alternata con i lembi austroalpini inferiori, eclogitici (Etirol-Levaz, Grun-Vollon, Chatillon, M. Emilius, Glacier-Rafray, Tour Ponton, Santanel, Verres); ii) Zona di Antrona, unità ofiolitica circoscritta alla "zona radicale" o "steep belt" della Val d'Ossola, tra la falda Monte Rosa, di cui costituisce il substrato tettonico, e il Sistema del Gran San Bernardo; iii) Zona vallesana (pennidica esterna), con limitate unità ofiolitiche, di età recentemente discussa, situate tra la fronte del Sistema del Gran San Bernardo e i flysch cretacei nord-pennidici. Dal punto di vista metamorfico e strutturale, la Zona piemontese comprende unità superiori, non eclogitiche, con rari relitti in facies sciti blu ad epidoto (Combin), e unità eclogitiche (Zermatt-Saas); la Zona di Antrona è eclogitica e la Zona Vallesana è essenzialmente in facies scisti verdi, con relitti di HP. La Zona di Antrona è molto simile alla Zona di Zermatt-Saas anche dal punto di vista litologico e le due unità possono essere correlate nell'ipotesi che la falda del Monte Rosa costituisca una ultrapiiega coricata vergente a nord-ovest. La tradizionale estensione della Zona pennidica a tutte le unità ofiolitiche è certamente corretta se riferita all'assetto strutturale attuale e alla loro stretta associazione con le unità continentali pennidiche e austroalpine inferiori. In chiave paleostrutturale vi sono tuttavia incertezze che inducono a considerare le unità ofiolitiche in modo indipendente e a restringere il termine "pennidico" alle sole unità continentali provenienti verosimilmente dal margine passivo europeo (DAL PIAZ, 1999). L'ipotesi che preferiamo è che tutte le unità ofiolitiche derivino dallo stesso oceano mesozoico, anche se, come abbiamo visto, non mancano modelli alternativi, a partire da quello classico con due oceani (nord- e sud-pennidico, vallesano e piemontese). L'assenza di un tipico "sheeted dyke complex" (complesso filoniano) non consente di ricostruire la posizione della dorsale medio-oceanica e quindi di stabilire se, alla fine della fase di *spreading*, le unità ofiolitiche in discussione siano riferibili al settore oceanico della placca europea o a quello adriatico, quindi al Pennidico o all'Austroalpino. Una possibile traccia del complesso filoniano a livello di mantello litosferico è rappresentato dal grande corpo di peridotiti serpentizzate del Breithorn-Rocca di Verra, straordinariamente ricco di filoni e boudins di gabbri rodingitici con sovraimpronta eclogitica (DAL PIAZ, 2004): in tale prospettiva, l'intera Zona del Combin potrebbe essere di pertinenza della placca adriatica durante la fase di espansione.

3.1. - AUSTROALPINO

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

Nella Falda Dent Blanche *s.l.* si distinguono due gruppi di lembi di ricoprimento (Figg. 34 e 38), caratterizzati da posizione strutturale, metamorfismo alpino ed età contrastanti, descritti nel modello innovativo di BALLÈVRE *et alii* (1986), seguito e perfezionato da vari autori (DAL PIAZ, 1999, 2010; DAL PIAZ *et alii*, 2001; DE GIUSTI *et alii*, 2004; BELTRANDO *et alii*, 2010a): i) Lembi superiori, non eclogitici, ubicati a tetto della Zona del Combin e quindi dell'intera Zona piemontese ("upper Austroalpine outliers": Dent Blanche, Mont Mary-Cervino, Pillonet), in posizione geometrica analoga a quella degli gneiss minuti alla fronte della Zona Sesia-Lanzo e della 2a Zona diorito-kinzigitica (DIEHL *et alii*, 1952; DAL PIAZ & SACCHI, 1969; DAL PIAZ, 1976, 1993, 1999; DAL PIAZ *et alii*, 1977; AYRTON *et alii*, 1982; PENNACCHIONI & GUERMANI, 1993; BURRI *et alii*, 1998; BUSSY *et alii*, 1998; CORTIANA *et alii*, 1998; REDDY *et alii*, 2003; BUCHER *et alii*, 2004; MONJOIE *et alii*, 2005; MALASPINA *et alii*, 2011; ZUCALI *et alii*, 2011); ii) Lembi inferiori, tutti eclogitici ("lower Austroalpine outliers"), intercalati lungo il limite tettonico (con *gap* metamorfico) tra la Zona del Combin e la Zona Zermatta-Saas, o entro quest'ultima, sia a nord (tetto ribassato) della faglia oligocenica Aosta-Ranzola (Chatillon, Etirol-Levaz, Grun, Vollon; HERMANN, 1938; KIENAST, 1983; BALLÈVRE *et alii*, 1986; BIINO & COMPAGNONI, 1988; DAL PIAZ & MARTIN, 1988a; DAL PIAZ *et alii*, 2001; ROLFO *et alii*, 2004; BELTRANDO *et alii*, 2009b), sia a sud (letto sollevato) di essa (M. Emilius, Glacier-Rafray, Tour Ponton, Acque Rosse, Santanel, Verres, Tilly; DAL PIAZ & NERVO, 1971; NERVO & POLINO, 1976; DAL PIAZ *et alii*, 1979c, 1983, 2001, 2011; BEARTH *et alii*, 1980; BALLÈVRE *et alii*, 1986; BATTISTON *et alii*, 1987; PAGANELLI *et alii*, 1995; BENCIOLINI, 1996; PENNACCHIONI, 1996; SCAMBELLURI *et alii*, 1998; BELTRANDO *et alii*, 2009a).

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

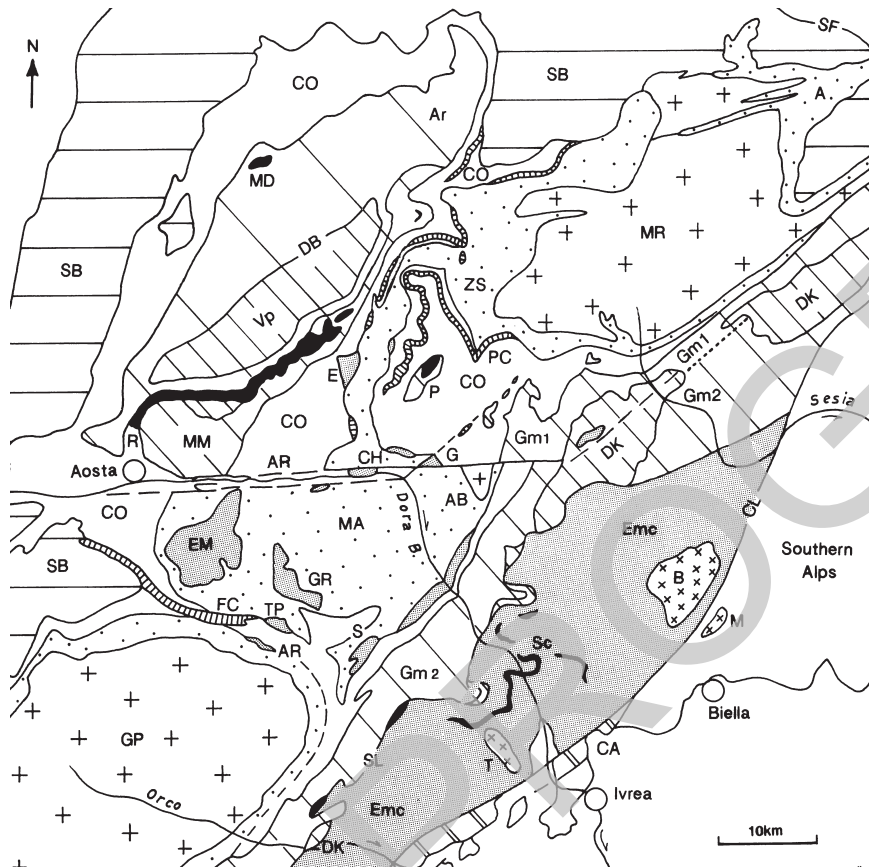


Fig. 37 - Mappa del prisma austroalpino-pennidico tra Valle d'Aosta e Vallese. (1) Austroalpino: 1.1. lembi superiori, non eclogitici: Dent Blanche (DB)-Mont Mary (MM)-Pillonet (P); Serie di Valpelline (Vp), Zona di Roisan (R), Serie di Arolla (Ar) 1.2. lembi inferiori, eclogitici: Acque Rosse (AR), Chatillon-St Vincent (CH), Etirol-Levaz (E), Grun-Vollon (G), M. Emilius (ME), Glacier-Rafay (GR), Tour Ponton (TP), Verres-Santanel (S); 1.3. Zona Sesia-Lanzo (SL): 2a Zona diorito-kinzigitica (DK), marmi e dolomie di possibile età mesozoica (Sc), unità degli Gneiss minuti a nord (Gm1) e a sud (Gm2) della linea Aosta-Ranzola, unità dei Micascisti eclogitici (Emc). (2) Zona ofiolitica piemontese: 2.1. Zona del Combin (CO), unità ofiolitiche; unità permo-mesozoiche ad affinità continentale: Pancherot-Cime Bianche (PC), Fascio di Cogne (FC); 2.2. Zona di Zermatt-Saas (ZS): unità ofiolitiche con metamorfismo eclogitico e di UHP. (3) Unità pennidiche di origine europea: 3.1. Monte Rosa (MR), Arcesa-Brusson (AB), Gran Paradiso (GP), 3.2. Gran San Bernardo (SB). Linea del Canavese (CL) e Zona del Canavese (CA). Plutoni oligocenici: Biella-Valle del Cervo (B), Traversella (T), Miagliano (M).

1999; DAL PIAZ *et alii*, 2001; BELTRANDO *et alii*, 2010a), ma è assai più giovane (di 25-30 Ma) della associazione relitta a fengite, anfiboli sodici e pirosseno egirino (DAL PIAZ, 1976; DAL PIAZ & MARTIN, 1988a; PENNACCHIONI & GUERMANI, 1993; HOPPER, 1997) dei lembi superiori, datata al Pillonet (75-74 Ma; CORTIANA *et alii*, 1998), e dell'analogo metamorfismo eclogitico nei parascisti e nei granitoidi della Zona Sesia-Lanzo (85-69 Ma; VENTURINI, 1995; CORTIANA *et alii*, 1998; DUCHÈNE *et alii*, 1997; RUBATTO *et alii*, 1999; GEBAUER, 1999; BELTRANDO *et alii*, 2010a).

Passando alla ricostruzione della Zona Sesia-Lanzo, il problema principale riguarda il significato della 2a Zona diorito-kinzigitica: lembo esotico, proveniente da regioni lontane (CARRARO *et alii*, 1970) o parascisti incassanti dei granitoidi presenti nei complessi degli Gneiss minuti e dei Micascisti eclogitici (STÜNITZ, 1989). I micascisti eclogitici sono costituiti da un complesso monometamorfico di granitoidi e da un complesso polimetamorfico di parascisti con protoliti analoghi e forse identici a quelli della *suite* kinzigitica (COMPAGNONI *et alii*, 1977a-b), intrusi dai granitoidi che tagliano la foliazione di alto grado varisica (DAL PIAZ *et alii*, 1972; COMPAGNONI & MAFFEO, 1973; ZUCALI, 2002): sembrerebbe quindi preferibile attribuire alla 2a Zona diorito-kinzigitica un carattere parauctocono rispetto ai sottostanti complessi degli gneiss minuti e dei micascisti eclogitici, i cui contatti tettonici sarebbero imputabili a contrasti di competenza durante la deformazione alpina. L'esistenza di traiettorie P-T indipendenti è documentata da un *gap* metamorfico riconoscibile al microscopio nel settore interno della 2a Zona

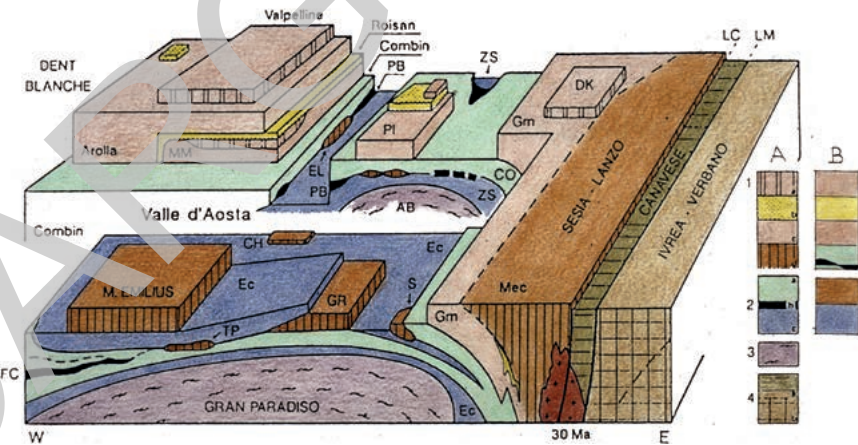


Fig. 38 - Blocco schematico del Sistema austroalpino e dei suoi rapporti con le unità piemontesi. Upper Austroalpine outliers Dent Blanche-Mont Mary (MM)-Pillonet (PI), lower Austroalpine outliers Etirol-Levaz (EL), Chatillon (CH), M. Emilius, Glacier-Rafay (GR), Tour Ponton (TP), Santanel (S) e Zona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

diorito-kinzigitica che, tra la Valsesia e la Valle di Gressoney, poggia in contatto milonitico su metagranitoidi e su paragneiss kinzigitici del complesso dei mica-scisti eclogitici: i paragneiss della 2a Zona sono in facies scisti blu (DAL PIAZ *et alii*, 1971, 1972; BECCALUVA *et alii*, 1979; RIDLEY, 1989; STÜNITZ, 1989), i secondi e le miloniti al contatto sono in facies eclogitica (LARDEAUX *et alii*, 1982).

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

3.1.1. - Lembi superiori (non eclogitici)

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

Dent Blanche s.s. - Il lembo della Dent Blanche s.s. riunisce due principali e classiche unità tettono-metamorfiche: i) l'unità superiore (Serie di Valpelline *Auct.*), costituita da crosta profonda in facies granulitica e anfibolitica prealpina (complesso kinzigitico *Auct.*) con limitata e discontinua retrocessione in facies scisti verdi analoga a quella riscontrata nella 2a Zona Diorito-kinzigitica della Zona Sesia-Lanzo; ii) l'unità inferiore, costituita da prevalenti gneiss granitoidi (Serie di Arolla *Auct.*), da grandi corpi di metagabbri (Mt Collon-Dents de Bertol, la Sassa) in contatto tettonico duttile con gli ortogneiss incassanti, da scarsi paragneiss massivi (M. Morion) e dal piccolo lembo carbonatico del Mt Dolin, di età mesozoica, affiorante a nord del foglio, presso il paese di Arolla. La coppia di unità cristalline è duplicata nel settore interno del lembo, tra la Valtournenche ed il vallone di Zmutt, a formare il lembo del Cervino che abbiamo associato a

quello del Mont Mary (BUCHER *et alii*, 2003): Mont Mary e Cervino sono situati allo stesso livello strutturale, ma di fatto sono indipendenti, separati dalle faglie del sistema di Trois Villes.

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

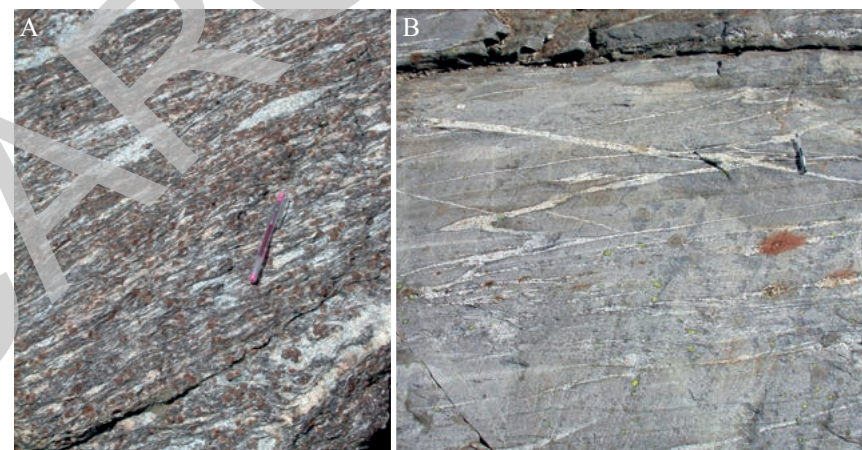
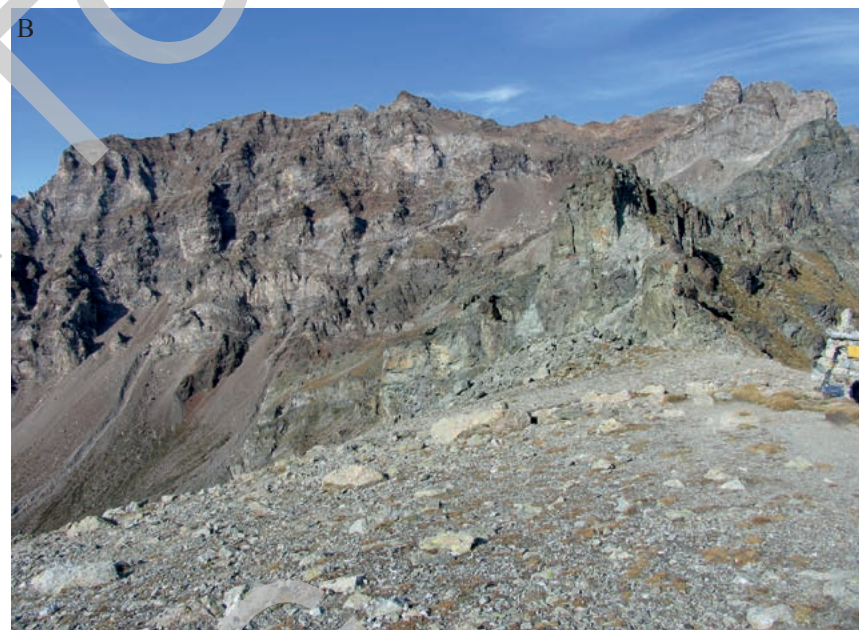


Fig. 39 - Litotipi del complesso kinzigitico del lembo Dent Blanche nella comba dei Tre Laghi, sopra il lago di Place Moulin. (A) Paragneiss a biotite, granato e sillimanite con bande e lenti di pegmatiti anatettiche. (B) Granulite felsica a grana minuta, con venette pegmatitiche, sponda meridionale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



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

forsterite, plagioclasio anortitico, scapolite, epidoto, anfiboli, granato), generalmente in rilievo. Il metamorfismo di alto grado della Serie di Valpelline era stato riferito da ARGAND all'intrusione dei graniti di Arolla, ma si tratta di un evento di carattere regionale. Le associazioni metamorfiche di alto grado sono prealpine e si riferiscono alla genesi e al collasso della catena collisionale varisca, in evoluzione dalle condizioni granulitiche iniziali a quelle anfibolitiche, con fusi anattettici finali. La perturbazione termica finale potrebbe essere riferita all'*igneous underplating* dei batoliti gabbrici permiani in condizioni di estensione litosferica (DAL PIAZ & MARTIN, 1998; REBAY & SPALLA, 2001; MONJOIE, 2004; MONJOIE *et alii*, 2005, 2007; ZUCALI *et alii*, 2011; BALLETTI *et alii*, 2012; MANZOTTI *et alii*, 2012), come accertato nella Zona Ivrea-Verbanò, ma si tratta di una ipotesi, tenuto conto della assenza di rapporti di contiguità primaria tra i litotipi in questione a causa del vistoso contatto tettonico che separa la Serie di Valpelline da quella di Arolla. Anche una parte della retrocessione in facies scisti verdi sembrerebbe prealpina, riferibile all'esumazione permo-triassica della crosta profonda adriatica. Età isotopiche permiane (294-263 Ma, con *cluster* a 276 Ma) e giurassiche (190-160) sono state ottenute recentemente da MANZOTTI *et alii* (2012) in alcune



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

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

GUERMANI, 1993). Nelle rocce basiche retrocesse il plagioclasio calcico è sostituito da aggregati di albite-epidoto e i minerali femici da orneblenda verde, actinolite e clorite, mentre la roccia perde l'originario colore nerastro (minerali femici) punteggiato o listato di bianco (plagioclasio), per assumere una caratteristica tinta verde scura o grigio-verdognola, legata agli anfiboli calcici alpini.

Unità inferiore - Dal punto di vista litologico corrisponde alla Serie di Arolla di ARGAND: è costituita dai derivati polifasici alpini di corpi granitico-quarzodioritici e gabbri ad affinità calcalcalina, espressione del magmatismo post-collisionale di età permiana inferiore (STUTZ, 1940; HAGEN, 1948; DIEHL *et alii*, 1952; DAL PIAZ *et alii*, 1977; AYRTON *et alii*, 1982; CANEPA *et alii*, 1990; DAL PIAZ, 1992, 1993; PENNACCHIONI & GUERMANI, 1993; BURRI *et alii*, 1998; BUSSY *et alii*, 1998; REDDY *et alii*, 2003; BUCHER *et alii*, 2004; MONJOIE, 2004; MOJOIE *et alii*, 2005, 2007; RODA & ZUCALI, 2008; MALASPINA *et alii*, 2011; MANZOTTI, 2011; BALETTI *et alii*, 2012). I corpi maggiori di gabbri permiani (Collon-Dents du Bertol e la Sassa nel lembo Dent Blanche, Fig. 41; Cervino, nel lembo omonimo, Fig. 17) sono costituiti in prevalenza da prodotti cumulitici, con peridotiti wherlitiche, melagabbri e gabbri a olivina e due pirosseni, eufotidi, leucogabbri e anortositi, a grana in genere medio-grossa, talora pegmatoide, con *layering* magmatico talora ben definito (Fig. 42). I minerali di cumulo (olivina, ortopirosseno, plagioclasio) sono cementati da cristalli peccilittici di clinopirosseno, orneblenda rosso-bruna e scarsa biotite, talora centimetrici. I corpi basico-ultrabasici contengono filoni leucocratici (trondhjemitici, pegmatitici, aplitici) e melanocratici (microgabbri granulari, tipi ofitici, lamprofirici), in genere di piccole dimensioni. Le associazioni primarie sono conservate perfettamente solo in domini discreti, mostrando in genere trasformazioni interne di carattere prevalentemente statico (alterazione di plagioclasio, olivina e pirosseni), diffuse in genere lungo pervasivi sistemi di frattura e riferibili al rifting continentale e/o all'orogenesi alpina (scisti verdi, zeoliti). Non mancano cataclasiti e pseudotachiliti su piani di faglia. I corpi gabbri maggiori sono avvolti da una fascia milonitica chiara, in genere molto tenace, la cui origine è documentata all'esame macroscopico da frammenti di minerali femici nerastrati e/o mica smeraldina cromifera (MATTIROLO, 1903; DAL PIAZ, 1974; DAL PIAZ *et alii*, 1977; BUCHER *et alii*, 2004; MONJOIE, 2004). Metagabbri da scistoso-laminati a milonitici sono diffusi nella parte frontale del lembo Dent Blanche, a contatto con la Zona del Combin.

Le prime datazioni con i metodi Rb-Sr e K-Ar hanno fornito età permo-triassiche sulla biotite di intercumulo del Cervino, comprese tra 257 ± 6 e 246 ± 8 , interpretate come età di raffreddamento del corpo intrusivo (DAL PIAZ *et alii*, 1977). L'evento magmatico è documentato da datazioni U-Pb su zirconi di un ortogneiss a relitti di orneblenda della Serie di Arolla, proveniente dal versante italiano del Cervino (BUSSY *et alii*, 1998: 289 ± 2 Ma). Recenti datazioni U-Pb su zirconi del complesso mafico del Mt Collon (MONJOIE, 2004; MONJOIE *et alii*, 2005, 2007) hanno prodotto una concordia di 284.2 ± 0.60 Ma in un gabbro pegmatitico, associato al *layering* magmatico, e di 282.9 ± 0.59 Ma in un filone pegmatitico che lo taglia, mentre il metodo $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ ha fornito un *plateau* di 260.2 ± 0.7 Ma per l'anfibolo kaersutitico estratto da un filone lamprofirico tardivo.



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



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

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

Le deformazioni e le trasformazioni metamorfiche alpine hanno intensità e distribuzione molto eterogenee, caratterizzate in genere da alti gradienti: nei domini di *low-strain*, talora chilometrici (M. Morion: Figg. 7A e 43A-B; M. Faroma), si osservano metagranitoidi (graniti-quarzodioriti) massicci o debolmente foliati, talora porfirici (feldspato potassico euedrale), a volte apparentemente indenni all'esame macroscopico e con l'associazione mineralogica primaria (quarzo, feldspato potassico, biotite \pm orneblenda) preservata quasi perfettamente, ad eccezione del plagioclasio, il minerale più sensibile, in cui compaiono feltri saussuritici e loro trasformazioni in albite ed epidoto. I corpi di metagranitoidi hanno forma lenticolare appiattita e sono avvolti da ortoderivati con pervasiva deformazione duttile, rappresentati da gneiss occhiadini e microocchiadini, con porfiroclasti ovalizzati di feldspato potassico, spesso sostituiti in parte o completamente da albite a scacchiera, e da varietà milonitiche in facies scisti verdi (Gneiss minuti *Auct.*) ad albite, fengite, epidoto, minuta biotite verde oliva, clorite \pm actinolite, stilpnomelano, allanite e rari relitti di anfiboli sodici, fengite, egrina-augite, granato (DIEHL *et alii*, 1952; AYRTON *et alii*, 1982; CANEPA *et alii*, 1990; DAL PIAZ, 1992, 1993; SCHIAVO, 1992; GUERMANI, 1992; PENNACCHIONI & GUERMANI, 1993; BURRI *et alii*, 1998; CORTIANA *et alii*, 1998; BUCHER *et alii*, 2004).

I litotipi più diffusi sono gli gneiss granitici a grana media o fine, talora microocchiadini, di colore verdognolo chiaro (Gneiss di Arolla), analoghi agli Gneiss minuti del settore esterno della Zona Sesia-Lanzo (COMPAGNONI *et alii*, 1977a-b; SPALLA *et alii*, 1991; CORTIANA *et alii*, 1998). Vi si associano, con passaggi graduali, varietà meno deformate contenenti cristalli tabulari nerastri di orneblenda (meta-

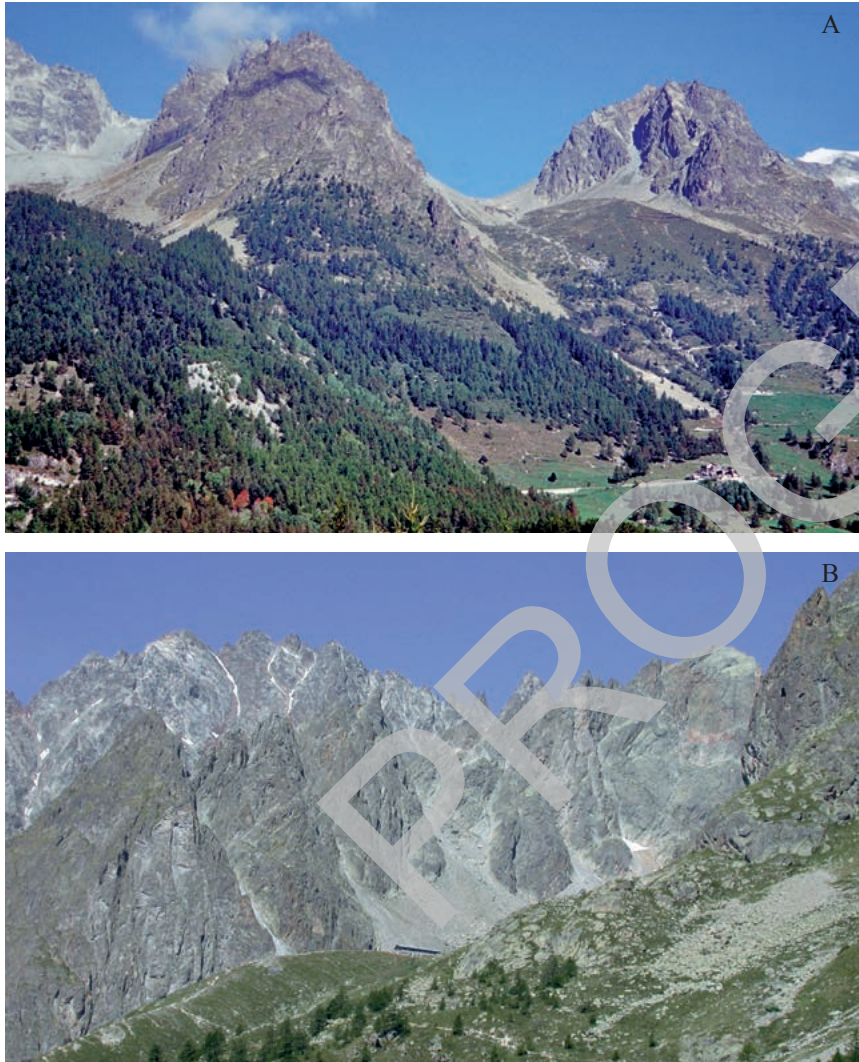


Fig. 43 - Panorami del corpo di metagraniti a bassa deformazione alpina del M. Morion, versante di Valpelline. (A) Da destra (nord-est) a sinistra (sud-ovest): i) comba di Vertsan, in parte nascosta; ii) M. de Crête Sèche (2941 m); iii) comba de Crête Sèche, sede del rifugio omonimo e del bivacco Spataro;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

graniti ad anfibolo, archesine *Auct.*). Gli anfiboli magmatici del corpo intrusivo del M. Morion e i prodotti della loro trasformazione alpina in facies scisti blu (winchite, magnesioriebeckite) e scisti verdi (actinolite) sono descritti e analizzati in microsonda da RODA & ZUCALI (2008). La scistosità regionale alpina è una S_2 definita da associazioni mineralogiche in facies scisti verdi. La scistosità S_1 , localmente ben preservata ed evidente in alcune varietà crenulate, è definita da fengiti con elevato contenuto in Si (3.6-3.5 atomi p.f.u.; SCHIAVO, 1992), indicative di condizioni metamorfiche di relativa alta pressione (MASSONNE & SCHREYER, 1987). Gli ortogneiss milonitici hanno tessitura omogenea o a bande, con fitte alternanze di letti leucocratici e di letti grigio verdognoli, talora con liste e noduli di epidoto giallastro.

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

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

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

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

Gli affioramenti tra il Lago Tsan e la Cima Bianca sono i più estesi, ma le successioni stratigrafiche meglio conservate sono quelle esposte presso Tsa de

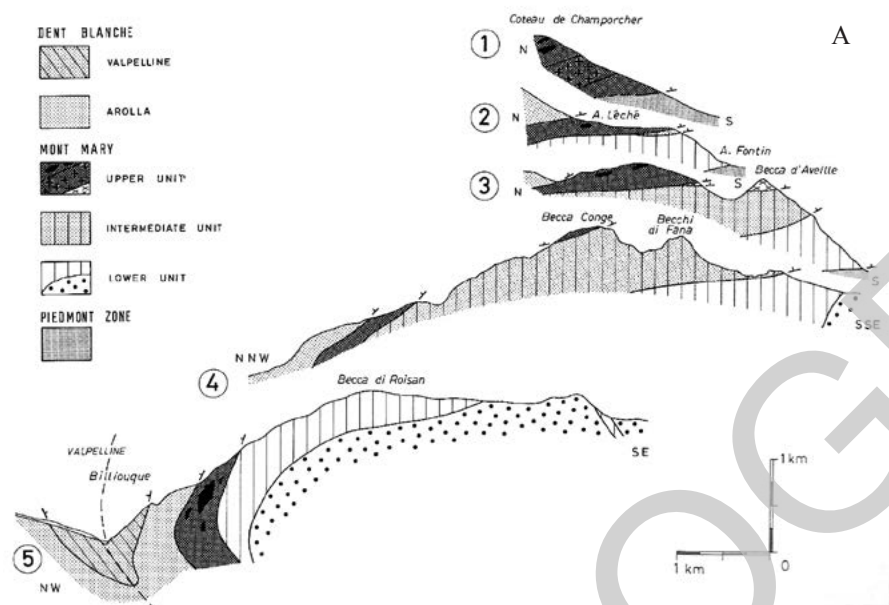
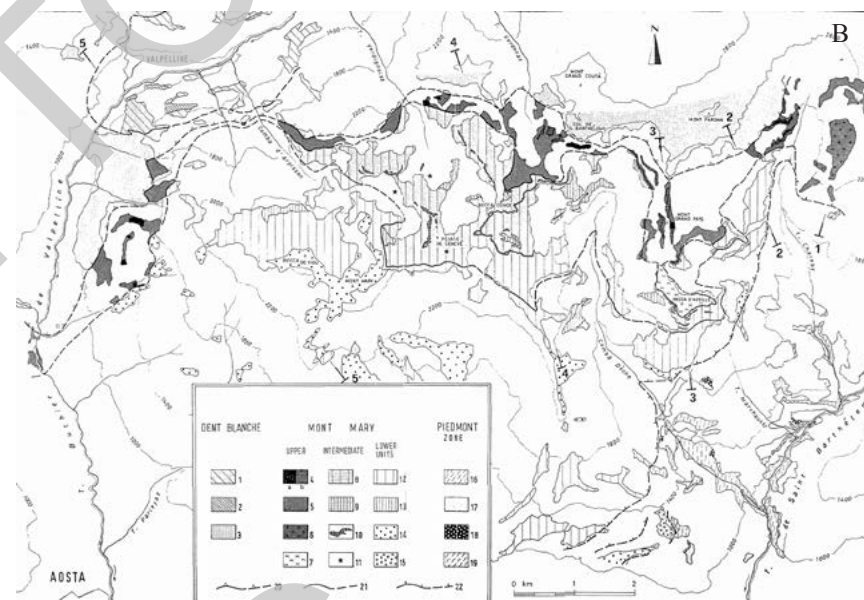


Fig. 44 - Il lembo del Mont Mary a ovest della Valle di St Barthélemy e il T. Buthier, suddiviso in tre unità (CANEPA *et alii*, 1990, Fig. 2 e Plate 1). (A) (sopra) Sezioni geologiche 1-5. (B) (pagina a fianco) Carta geologica: A) Dent Blanche: 1) Serie di Valpelline: paragneiss e anfiboliti, 2) marmi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

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

Vi sono infine le quarziti mineralizzate (Fe-Mn) a granato e anfiboli sodici rinvenute da BALLÈVRE & KIENAST (1987) nella parete a nord-ovest del Lago di Cignana: si tratta di rocce di attribuzione cronologica discussa (Giurassico medio-



sup., BALLÈVRE & KIENAST, 1987, vs Paleozoico, MANZOTTI, 2011; MANZOTTI *et alii*, 2012), riferire prima alla Zona di Roisan, poi al basamento ad essa associato.

Unità di basamento superiore - L'unità superiore è un frammento di crosta continentale profonda, a tratti ben preservata dalla rielaborazione metamorfica alpina, del tutto analoga alla Serie di Valpelline del lembo Dent Blanche *s.s.* Affiora nel lembo del Mont Mary, tra la Becca de Navailloz e il vallone di Chaleby (Fig. 44), e nel lembo del Cervino, al M. Rouge-alti laghi della comba di Cignana, nel tratto inferiore delle Piccole e Grandi Muraglie e alla testa del Cervino (Figg. 16, 47 e 48). E' costituita da paragneiss kinzigitici, anfiboliti a orneblenda-plagioclasio con locali relitti granulitici, marmi a silicati (diopside-granato) e, nel Mont Mary, anche da qualche scaglia di ultramafiti di mantello (harzburgiti a spinello e orneblenda) più o meno serpentinate (CANEPA *et alii*, 1990; CESARE *et al.*, 1989). La scistosità prealpina principale, in facies anfibolitica di alto grado, è deformata lungo orizzonti milonitici sviluppati in condizioni di relativa bassa pressione (T: 510-580°, P: 0.25-0.45 GPa; PENNACCHIONI & CESARE, 1998; PENNACCHIONI *et al.*, 2001), attribuibili a una fase prealpina di estensione crostale, di probabile età permiana e/o triassica. La retrocessione alpina in facies scisti verdi, spesso molto pervasiva, ha caratteri identici a quelli descritti nella Serie di Valpelline del lembo Dent Blanche.

Unità di basamento inferiori - L'unità inferiore del lembo Mont Mary *s.s.*, di gran lunga la più estesa, affiora quasi completamente nel Foglio Chatillon (DAL PIAZ *et alii*, 2010) ove mostra caratteri litologici completamente diversi da quelli dell'unità inferiore (Serie di Arolla, metagabbri compresi) dei lembi del Cervino

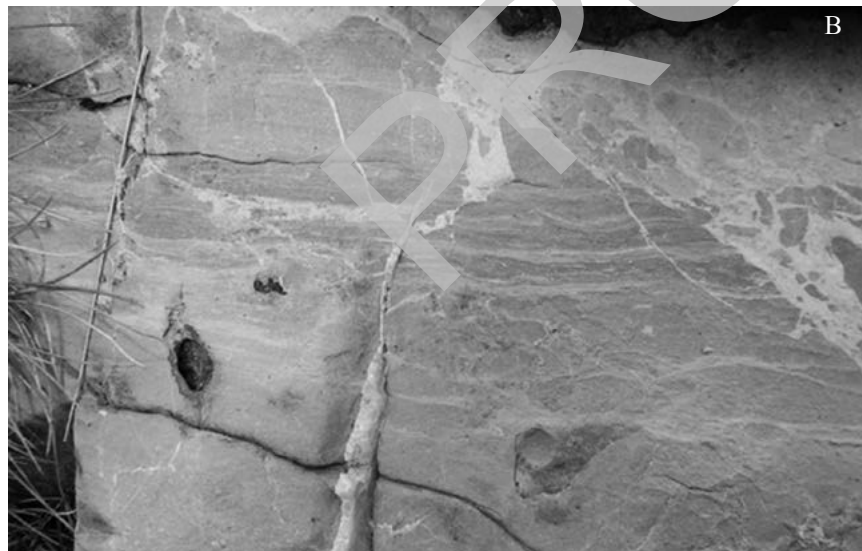
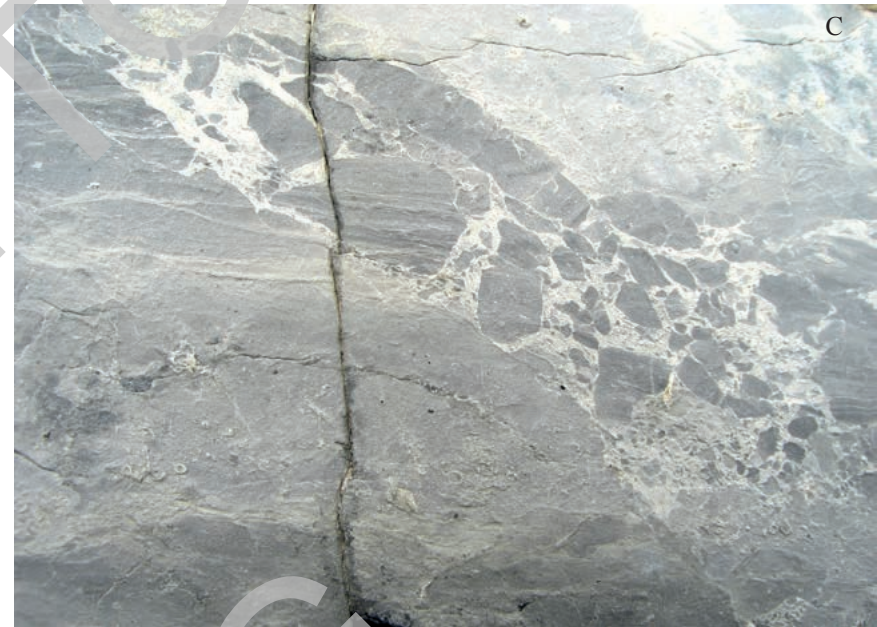


Fig. 45 - (A) (sopra) Dolomie della Zona di Roisan in vetta al M. Grand Pays con profonda deformazione gravitativa. (B) (sotto) (C) (pagina a fianco) Stromatoliti, breccie sedimentarie e alghe dasicladacee visibili sul lato destro (occidentale) della trincea della figura precedente (CIARAPICA et alii,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



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

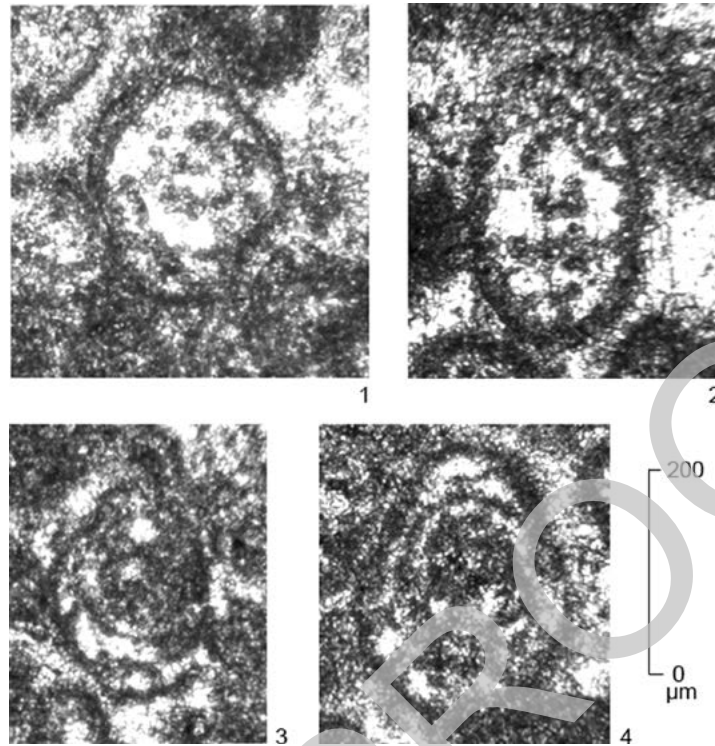


Fig. 46 - Dolomie del Grand Pays: associazione di foraminiferi riferibili al Triassico sup. (CIARAPICA et alii, 2010): 1) *Aulotortus friedli*, 2) *A. ex gr. sinuosus*, 3-4) *Gandinella falsofriedli*.

ten. Al di sotto, gli gneiss di Arolla del Mont Mary-Cervino, in facies milonitica, si assottigliano a becco di flauto alla base e al nucleo delle megapieghe (F₂-F₃) del Mt Blanc du Creton e del Château des Dames, vergenti a NNW (Figg. 48 e 49); nell'alta comba di Cignana essi sono giustapposti lateralmente, con contatto duttile poliripiegato, ad un complesso di paragneiss e micascisti a due miche che, nella dorsale M. Seriola-Vofrede, fanno passaggio ad un tipico complesso kinzigitico con lenti di granuliti basiche-anfiboliti e letti di marmi a silicati, a luoghi ben preservati. Come accennato in precedenza, l'unità prosegue verso nord-est a costituire la parte inferiore della grande bastionata orientale delle Piccole e Grandi Muraglie, sino alla cresta est della Dent d'Hérens (P. Carrel). Questa unità, costituita da litotipi della Serie di Valpelline, è situata a letto della sovrastante unità di Arolla, elemento inferiore del lembo Dent Blanche s.s., con cui è in marcato contatto tettonico. L'unità kinzigitica prosegue "in aria" e ricompare alla Testa del Cervino, con paragneiss, migmatiti, marmi, rocce basiche e con i loro prodotti di retrocessione alpina. A sua volta essa è sovrascorsa, con evidente contatto milonitico, sopra l'unità basale formata da vari litotipi della Serie di

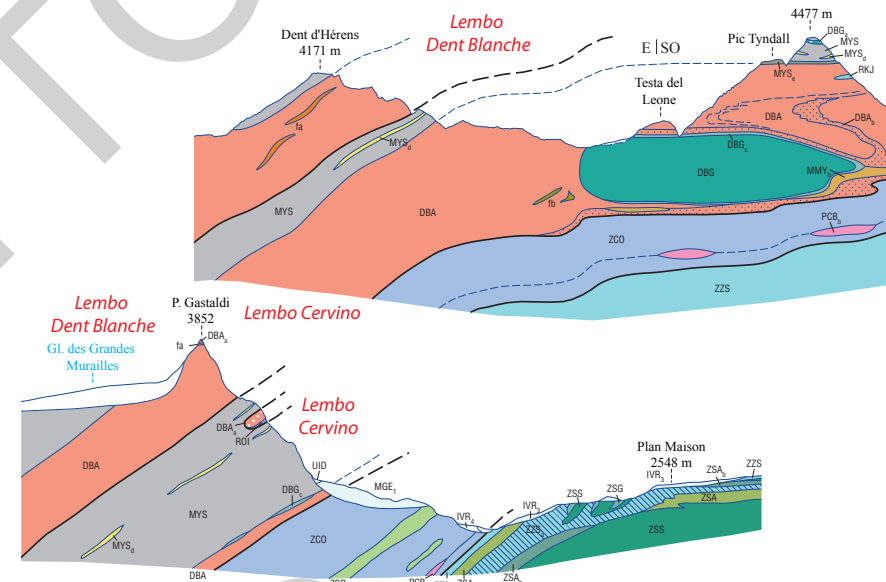


Fig. 47 - Lembo della Dent Blanche e lembo del Cervino: unità di basamento superiori, complesso kinzigitico (MYS); unità di basamento inferiori, Serie di Arolla (DBA) e megabbro del Cervino (DBG). Zona Piemontese: Zona del Combin (ZCO), comprendente l'unità Pancherot-Cime Bianche (PCB), Zona di Zermatt-Saas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

Arolla, dalla grande lente gabbrica del Cervino e dai parascisti milonitici basali, a patina rosso-bruna, descritti in precedenza, con spessore complessivo di oltre 1 km. Siamo di fronte, come già osservato da ARGAND, ad un raddoppio della coppia Valpelline/Arolla. Nelle interpretazioni classiche (STUTZ & MASSON, 1938; ELTER, 1960; SPICHER, 1980; BIGI et alii, 1990), il lembo del Mont Mary è fatto terminare, con chiusura a becco di flauto, lungo la dorsale Col Saleron-M. Ersaz e, procedendo verso nord-est, è sostituito lateralmente dal sovrastante lembo Dent Blanche s.s., comprendente il Cervino e ricoperto a sua volta dai *Klippen* Jumeaux-Punta Cian (ELTER, 1960) (Fig. 27A-B, 28B). La nostra interpretazione, basata sui nuovi rilievi e anticipata nella Carta geotettonica della Valle d'Aosta (DE GIUSTI et alii, 2004) e nel *Tektonische Übersicht del Blatt Matterhorn* (DAL PIAZ in BUCHER et alii, 2003), prevede l'estensione del lembo del Mont Mary dalla comba di Cignana al Cervino e sino al versante sinistro del basso vallone di Zmutt. Parleremo quindi di un lembo del Cervino s.s. e di un lembo Mont Mary s.s. (*Auct.*), distinti dal punto di vista litologico e in origine probabilmente indipendenti, anche se ora appaiono interconnessi da mutue implicazioni per pieghe isoclinali, riuniti nel già citato lembo M. Mary-Cervino, a cui può essere riferita anche la Zona di Roisan.



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

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

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

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

3.1.2. - Lembi inferiori (eclogitici)

Come già ricordato, a nord e a tetto della faglia Aosta-Ranzola i "lower Austroalpine outliers" sono rappresentati dai lembi eclogitici di Etirol-Levaz (SALIOT *et alii*, 1980; KIENAST, 1983; BALLÈVRE *et alii*, 1986; DAL PIAZ *et alii*, 2001; BELTRANDO *et alii*, 2010b), Chatillon e St Vincent (DAL PIAZ & MARTIN, 1988a; DAL PIAZ, 1999; ROLFO *et alii*, 2004; DAL PIAZ *et alii*, 2010), Grun (BIINO & COMPAGNONI, 1988) e Vollon (DAL PIAZ *et alii*, 2011a). Solo il primo lembo è compreso nel Foglio Monte Cervino, assieme alla piccola scaglia di Crebuchette esposta

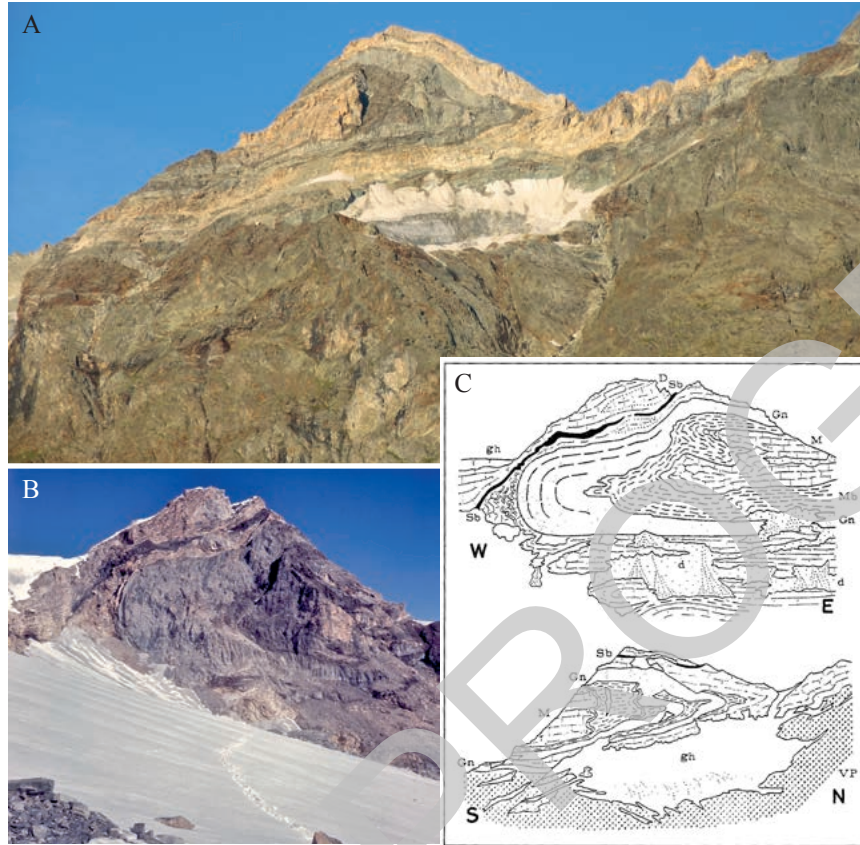


Fig. 49 - La piega coricata vergente a NNW del Mont Blanc de Creton (3409), parete orientale (A) e meridionale (B); immagini rispettivamente del 2008 e del 1967. Legenda (C): gli gneiss granitici minuti e microocchidini della Serie di Arolla (Gn), di colore grigio chiaro, avvolti da sequenze mesozoiche, tipo Roisan, con marmi a patina giallastra e breccie sedimentarie (M), lenti dolomitiche (D), scisti carbonatici neri (Sb) e calcescisti bruni (Mb); a letto, visibili in (A), ulteriori gneiss di Arolla milonitici e sottostante complesso kinzigitico del lembo del Cervino con micascisti polimetamorfici a patina bruna e ruggine ad impronta alpina e miloniti. Detrito di falda (d), piccolo ghiacciaio (gh). (Dal Piaz, 1976, 1992).

sul versante occidentale della Becca d'Aran, in Valtournenche (DE GIUSTI *et alii*, 2004), mentre gli altri lembi sono situati nei Fogli Chatillon e Verres (inedito).

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

Etinol-Levaz - Rappresentato in parte nel Foglio Monte Rosa alla scala 1:100.000 (1912, rilievo di MATTIROLO), nella carta di HERMANN (1938) delle Alpi Occidentali alla scala 1:200.000 e nei profili di SALIOT *et alii* (1980; Fig. 50), il lembo è stato rilevato *ex novo* e descritto in dettaglio da KIENAST (1983 e in BALLEVRE *et alii*, 1986; Fig. 51). Affiora lungo il ripido versante destro della media Valtournenche, a tetto di metabasalti, metagabbri e serpentiniti della Zona di Zermatt-Saas, e nell'alto vallone del T. Torgnon, dove sparisce sotto le prasinita con minori calcescisti della Zona del Combin. E' costituito da micascisti granatiferi, gneiss "pipernoidi" analoghi a quelli del M. Emilius, metagabbri, eclogiti e anfiboliti granatiferi. I micascisti granatiferi contengono relitti prealpini di granato e biotite, sostituita quest'ultima da clorite e rutilo sagenitico: la sovrainpronta alpina produce paragenesi eclogitiche a granato-omfacite-quarzo-fengite e granato-quarzo-fengite-paragonite-cloritoide a seconda della composizione chimica del protolite, con retrocessione in facies scisti verdi da debole a pervasiva. Gli "gneiss pipernoidi", termine coniato da AMSTUTZ (1954, 1962) nel M. Emilius per una presunta derivazione da depositi piroclastici, sono scisti chiari con abbondanti lenticelle e noduli di eclogiti massicce e scistose a glaucofane e mica bianca, probabilmente derivati, come quelli dell'Emilius (DAL PIAZ & NERVO, 1971; DAL

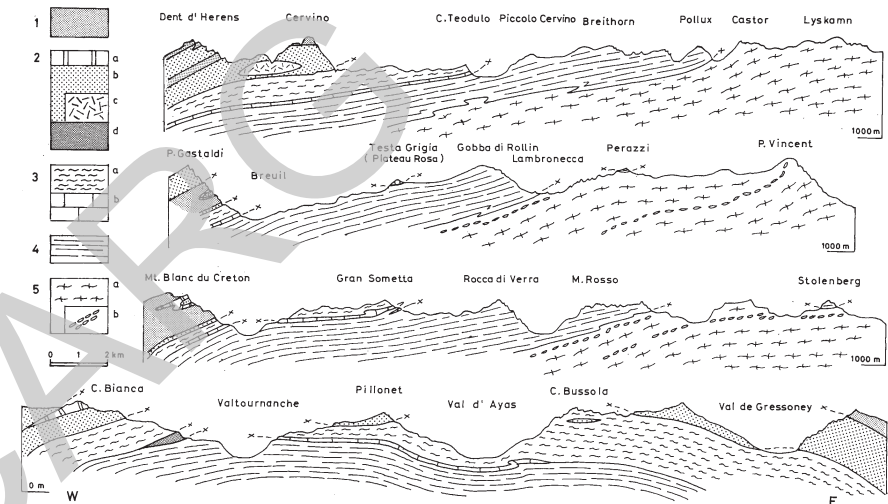


Fig. 50 - Profili seriati del prisma austroalpino-pennidico tra la Valtournenche e la Valle di Gressoney (SALIOT *et alii*, 1980). Sistema austroalpino: 1) Unità tettonica superiore, Serie di Valpelline e 2a Zona diorito-kinzigitica; 2) Unità tettonica inferiore: Zona di Roisan, triassico-liassica (a),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

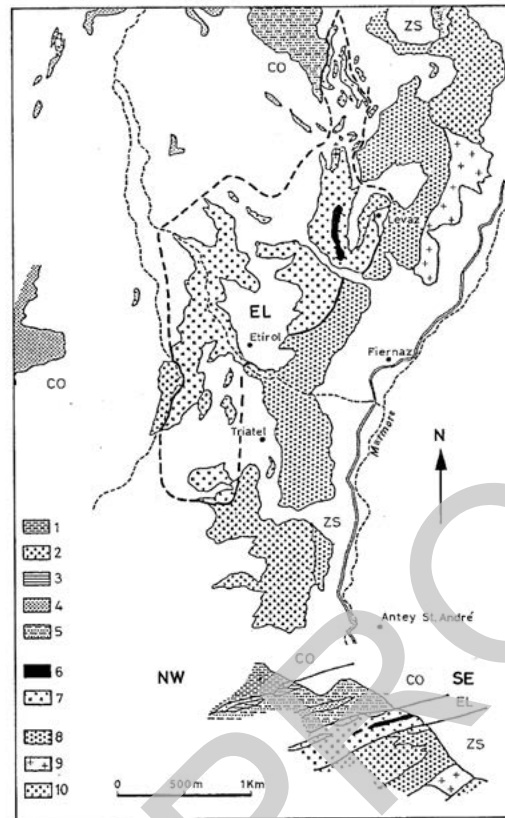


Fig. 51 - Carta geologica e sezione del lembo austroalpino di Etsch-Levaz (KIENAST, 1983). Dall'alto al basso: i) Zona del Combin (CO): calcescisti con alternanze di prasinititi, corpi prasinitici maggiori e serpentiniti (1-5); ii) Lembo di Etsch-Levaz: metagabbro granulitico ad impronta eclogitica ealpina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

PIAZ *et alii*, 2010), da graniti ricchi di nuclei di rocce femiche e scistose, talora con aspetto di metaconglomerati: i principali affioramenti si osservano nel circo sopra Etsch (Tirolo), nel dosso di q. 1845 sopra Châtelard e presso Crêt. Tra le intercalazioni di metabasiti sono stati distinti alcuni corpi maggiori di eclogiti, metagabbri eclogitici e anfiboliti ad albite-epidoto e i metagabbri a relitti di granuliti prealpine (granato, plagioclasio, orto e clinopirosseno, spinello) scoperti e descritti da KIENAST (1983) nelle pareti impervie e franose sopra Fiernaz e Buisson. Il metamorfismo eclogitico ha prodotto classiche associazioni a omfacite-granato-talco \pm cianite, cloritoide, clorite, corindone.

L'età eocenica del metamorfismo eclogitico, analoga a quella dei principali lembi meridionali, è documentata dalla datazione Rb-Sr della fengite di due cam-

pioni di gneiss leucocratici con lenticelle eclogitiche raccolti nel circo di Etsch (47 \pm 0.9; 45 \pm 0.7: DAL PIAZ *et alii*, 2001). L'età terziaria è confermata da BELTRANDO *et alii* (2010b) che hanno datato gli zirconi (U-Pb *in situ*) di due campioni del lembo cristallino: i) un ortogneiss milonitico raccolto a meno di un metro dal contatto basale con serpentiniti e metagabbri ofiolitici, caratterizzato da fabric milonitico in facies scisti verdi, definito da mica bianca, albite, quarzo, epidoto, biotite, anfibolo, clorite e titanite; ii) una lente di eclogite entro i parascisti nella parte mediana del lembo cristallino, con paragenesi a granato, omfacite (Jd₄₀₋₅₀), fengite (3.45-3.50 atomi p.f.u.), rutile e parziale retrocessione dell'omfacite in simplectiti di pirosseno II (Jd₁₀) e albite.

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

Gli zirconi della lente eclogitica hanno nuclei con caratteristiche magmatiche (zonatura oscillatoria, Terre Rare) che hanno dato una coppia di età permiane (263-253 Ma), mentre i bordi non zonati hanno fornito una età eocenica (47.5 \pm 1.0 Ma), riferibile al metamorfismo di subduzione.

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

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

3.2. - ZONA PIEMONTESE

La Zona piemontese comprende due principali gruppi di unità ofiolitiche definite nel Vallese (BEARTH, 1953, 1967) e in Valle d'Aosta (DAL PIAZ, 1965, 1974, 1988, 1999, 2004; ELTER, 1971, 1972; KIENAST, 1973; DAL PIAZ & ERNST, 1978; BALLÈVRE *et alii.*, 1986; TARTAROTTI, 1988; STECK *et alii.*, 1997, 2001; BUCHER *et alii.*, 2004; DE GIUSTI *et alii.*, 2004; FORSTER *et alii.*, 2004; MARTIN *et alii.*, 2004) in base alla loro posizione strutturale all'interno del prisma collisionale, per sostanziali differenze nell'assetto litostratigrafico e soprattutto per contrastanti caratteri del metamorfismo di subduzione (Figg. 37-38 e 52): i) unità superiori, non eclogitiche (Zona del Combin *Auct.*); ii) falde inferiori, eclogitiche (Zona di Zermatt-Saas *Auct.*). Questa suddivisione è estrapolabile, a grandi linee, sino alle Alpi Cozie e al Gruppo di Voltri (BEARTH, 1967; DAL PIAZ, 1974, BIGI *et alii.*, 1990; FREY *et alii.*, 1999; GOFFÈ *et alii.*, 2004). L'insieme di unità non eclogitiche (Zona del Combin, Tsaté in Vallese) costituisce il substrato tettonico dei lembi austroalpini superiori (Dent Blanche, Mont Mary-Cervino, Pillonet) e del settore frontale della Zona Sesia-Lanzo (Foglio Chatillon, Monte Cervino, Verres); verso ovest ricopre la falda del Mont Fort (ESCHER *et alii.*, 1987, 1997; GOUFFON, 1991, 1993) e, in Valle d'Aosta, le unità interne (orientali) del sistema del Gran San Bernardo (Zona di Avise: GOVI, 1966, 1967; CABY, 1981; MALUSÀ, 2004; MALUSÀ *et alii.*, 2005a; Foglio Aosta, in stampa: unità dell'Ouilletta). Le unità eclogitiche sottostanti affiorano a tetto delle falde pennidiche superiori-interne (Monte Rosa, Arcesca-Brusson, Gran Paradiso) e spariscono al di sotto delle strutture retroflesse dei Mischabel e del Gran Nomenon (Figg. 34, 36) (HERMANN, 1925b; DAL PIAZ, 1928; ELTER, 1971, 1972, 1987; CABY *et alii.*, 1978, BALLÈVRE *et alii.*, 1986; ESCHER *et alii.*, 1997; POLINO *et alii.*, 1990; FREEMAN *et alii.*, 1997; MARKLEY *et alii.*, 1999). La composizione litologica e la storia metamorfica contrastante di queste unità ofiolitiche dimostra che esse derivano da settori diversi del bacino piemontese e hanno seguito traiettorie cinematiche indipendenti prima del loro accoppiamento finale, avvenuto durante la fase collisionale, come attestato dalla comune sovraimpronta tettono-metamorfica in facies scisti verdi (FREY *et alii.*, 1974, 1999; NIGGLI *et alii.*, 1978; BALLÈVRE *et alii.*, 1986; BALLÈVRE & MERLE, 1993; DAL PIAZ, 1999; OBERHÄNSLI *et alii.*, 2004) di età Eocene superiore-Oligocene medio (HUNZIKER *et alii.*, 1992; FREEMAN *et alii.*, 1997; MARKLEY *et alii.*, 1998; REDDY *et alii.*, 2003; BELTRANDO *et alii.*, 2010a).

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

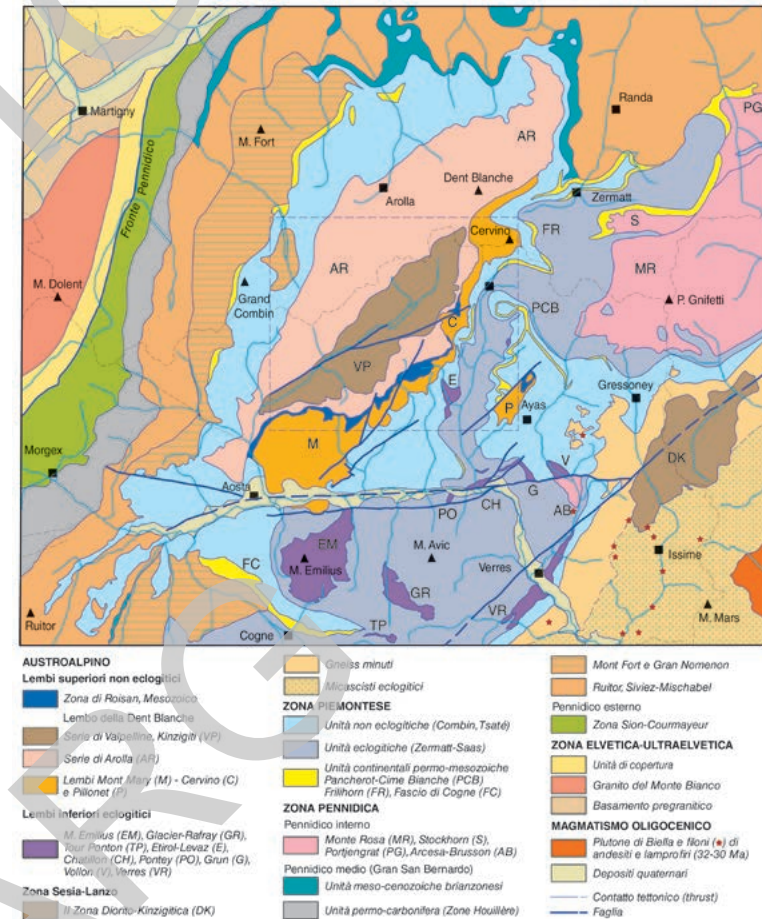


Fig. 52 - Inquadramento tettonico regionale.

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

Nella ricostruzione di ARGAND (1909a), la Zona del Combin era concepita come sinclinale contenente tutte le successioni mesozoiche situate tra le ultrapiaghe del Gran San Bernardo e della Dent Blanche, escluse le quarziti di presunta età eotriassica riferite ai nuclei cristallini. Documentata la sua indipendenza strutturale (STUTZ & MASSON, 1938), la Zona del Combin (DAL PIAZ, 1974, 1988, 1999; SARTORI, 1987) o “nappe du Tsaté” in Vallese (SARTORI & MARTHALER, 1994) è divenuta un sistema multifalda costituito da dominanti unità di calcescisti con ofioliti metamorfiche (pietre verdi), designate con vari nomi locali (e.g., “Obere e Untere Zermatter-Schuppenzone”: STAUB, 1942a, BEARTH, 1953; “Gressoney-Gran

Tournalin”: DAL PIAZ, 1965; “Lurette, Pleureur”: BURRI et alii, 1998), e da alcune sottili unità di copertura, non oceaniche, scollate da un fantomatico basamento continentale di natura discussa: si tratta delle unità “Pancherot-Cime Bianche” (DAL PIAZ, 1988, 1999) e “Frilihorn” (MARTHALER, 1984; ESCHER et alii, 1987), sostanzialmente identiche. Nello stesso gruppo possono essere inserite anche le scaglie di quarziti e rocce carbonatiche (“unità di Madzeria”: BURRI et alii, 1998) affioranti alla base della “nappe du Tsaté” nel settore nord-occidentale del foglio. Rispetto alla ricostruzione di ARGAND (1909a), non fanno più parte della Zona del Combin le unità sedimentarie del Barrhorn e di Tôûno, riferite alle coperture in facies Brianzonese del Gran San Bernardo (ELLENBERGER, 1953a-b; SARTORI, 1990).

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

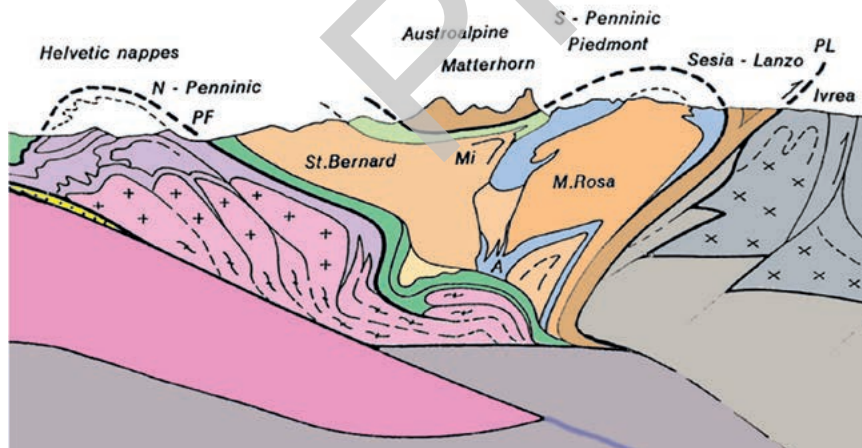


Fig. 53 - Sezione crostale del prisma austroalpino-pennidico nelle Alpi nord-occidentali, con indicazione delle tre principali unità ofiolitiche: Combin (verde chiaro), Zermatt-Saas (celeste), Vallesano-Versoyen (verde scuro). Dettagli sulle altre unità in Fig. 36A.

(Lignan: BALDELLI et alii, 1983; q. 2934 a NNO della Testa Grigia, Foglio Monte Rosa: DAL PIAZ, 1969a), indicando che il mantello litosferico poteva essere esposto al fondo dell'oceano mesozoico anche nel caso della Zona del Combin. L'impronta metamorfica è in facies scisti verdi, con rari relitti (anfibioli sodici, fengite) di associazioni in facies scisti blu a epidoto (EVANS, 1990) o scisti verdi a glaucofane (BALLÈVRE et alii, 1986), non ancora datati in modo risolutivo: rassegna e discussione in BALLÈVRE & MERLE (1993), DAL PIAZ (1999), BELTRANDO et alii (2010a).

L'unità tettonica Pancherot-Cime Bianche si estende con continuità dalla media e alta Valtournenche (Foglio Monte Cervino) alla testata della Val d'Ayas (Foglio Monte Rosa) e al Vallese (GERLACH, 1869; BEARTH, 1953; DAL PIAZ, 1974, 1976; 1988, 1992, 1999, 2010; DAL PIAZ & ERNST, 1978; MARTHALER, 1984; ESCHER et alii, 1987, 1997; SARTORI, 1987; VANNAY & ALLEMAN, 1990; BURRI et alii, 1998; BUCHER et al., 2003, 2004). Nel settore valdostano l'unità è ubicata all'interno della Zona del Combin e consente di individuare una o più unità ofiolitiche superiori e, a tratti, una inferiore (schema tettonico in BUCHER et alii, 2003), caratterizzata quest'ultima dalla presenza di granato e di un *pattern* strutturale indipendente (DAL PIAZ & ERNST, 1978; BALLÈVRE et alii, 1986). L'unità Pancherot-Cime Bianche (Fig. 54) è una successione di metasedimenti ritenuti di età permomesozoica, scollati da un basamento continentale agli inizi della subduzione e poi inseriti nelle sequenze ofiolitiche durante la crescita pre-collisionale del prisma orogenico. L'unità è priva di fossili e caratterizzata da sistematiche trasposizioni interne per piegamento isoclinali e taglio duttile che rendono la ricostruzione stratigrafica molto aleatoria e poco verosimile l'esistenza di rapporti stratigrafici con i calcescisti ofiolitiferi (DAL PIAZ, 1965, ipotesi ripresa da GASCO & GATTIGLIO, 2011). Sulla base di confronti alla scala della catena (ELTER, 1971, 1972; STURANI, 1975) e dei modelli proposti per il settore italiano (DAL PIAZ & ERNST, 1978; DAL PIAZ, 1988, 1992; VANNAY & ALLEMAN, 1990) e quello svizzero (ARGAND, 1934; MARTHALER, 1984; SARTORI, 1987; ESCHER et alii, 1993, 1997; SARTORI & MARTHALER, 1994), l'unità Pancherot-Cime Bianche può essere ricostruita nel modo seguente, dal basso all'alto: i) scisti quarzoso-albitici grigio-argentei e metaconglomerati con ciottoli di quarzo (Permiano); ii) quarziti bianche finemente stratificate, talora con clasti di feldspato potassico e limitati livelli di metaconglomerati (Triassico inferiore); iii) dolomie massicce e cicliche, marmi di vario tipo e microbreccie (Triassico medio-superiore); iv) breccie metasedimentarie sin-rift ad elementi cm-dm appiattiti di dolomie scure (Giurassico ?); calcescisti carbonatici, spesso a patina bruna, non ofiolitiferi (Giurassico medio-superiore-Cretacico ?); la presenza di calcescisti derivati da successioni sin-rift depositate durante la formazione del margine continentale passivo è molto probabile, ma non documentata. In ogni caso, si tenga presente che si tratta di una ricostruzione ipotetica, priva di documentazione paleontologica o geometrica. L'unità mostra una certa affinità di facies con le coperture Brianzonesi: in particolare, nell'ambito dei depositi silicoclastici le quarziti tabulari sono riferite al Triassico inferiore (di età carnica nel Sudalpino) e gli scisti quarzoso-albitici grigio-argentei alle successioni permotriassiche Brianzonesi (ELLENBERGER, 1966; MICHARD & VIALON, 1966).



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

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

Nonostante non manchino opinioni diverse, il termine classico di Zona del Combin appare ancora la migliore soluzione per definire un sistema multifalda che, seppure di composizione ed origine eterogenee, mostra una genesi (accrezione) ed una evoluzione tettono-metamorfica unitaria, costituendo in genere la parte superiore e probabilmente più antica del prisma ofiolitico e, in ogni caso, il substrato tettonico dei lembi austroalpini superiori, parimenti non eclogitici.

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

Il tratto inferiore della Zona piemontese (Zona di Zermatt-Saas Auct.) è dominato da unità ofiolitiche ad affinità oceanica, impronta eclogitica e retrocessione in facies scisti verdi da tenue a pervasiva. La Zona (falda) di Zermatt-Saas affiora con continuità dal Vallese (Fig. 30), ove è stata definita (BEARTH, 1953, 1967, con rif. bibl.), alla conca del Breuil (Figg. 55 e 1A-B) e al versante settentrionale della media Valle d'Aosta (DAL PIAZ & ERNST, 1978; DAL PIAZ, 1999), rappresentata nel Foglio Matterhorn (BUCHER *et alii*, 2003, 2004) dell'Atlante Geologico della Svizzera alla scala 1:25.000 e nei Fogli Monte Cervino, Monte Rosa e Verres del progetto CARG. A sud della Dora Baltea e del Graben asimmetrico associato alla linea tettonica Aosta-Ranzola (Figg. 37, 38 e 52), successioni identiche a quelle della Zona di Zermatt-Saas s.s. formano il Massiccio ultrabásico del M. Avic (BATTISTON *et alii*, 1987; TARTAROTTI *et alii*, 1998; FONTANA *et alii*, 2008) e le unità ofiolitiche circostanti, a letto del M. Emilius e in alternanza tettonica con gli altri lembi austroalpini eclogitici del Foglio Chatillon, più volte ricordati (DAL PIAZ & NERVO, 1971; DAL PIAZ *et alii*, 1979c, 2001; CASTELLI, 1985; DE GIUSTI *et alii*, 2004; BELTRANDO *et alii*, 2007; ANGIBOUST & AGARD, 2010).

Nel settore valdostano a nord della Dora l'unità di Zermatt-Saas mostra in prevalenza e con piccole variazioni locali la seguente successione litologica e strutturale, da letto a tetto (DAL PIAZ, 1965, 1988; 1992, 1999, 2004; DAL PIAZ & ERNST, 1978; SALIOT *et alii*, 1980; BUCHER *et alii*, 2004): i) unità di Verra: sottili scaglie basali di metabasalti e metagabbri (circo di Verra, Val d'Ayas), in contatto milonitico con il basamento cristallino del Monte Rosa (DAL PIAZ, 2004); ii) unità del Breithorn-Gobba di Rollin-Monte Rosso di Verra, gigantesco corpo di serpentiniti derivato da peridotiti di mantello, ricco in magnetite e in aggregati di

Ti-clinohumite, olivina e diopside (associazione eclogitica), farcito da centinaia di filoni e *boudins* di metagabbri rodingitici e minori rodingiti a grana fine (DAL PIAZ, 1967, 1969b, 2004; DAL PIAZ *et alii*, 1980; LI *et alii*, 2002, 2004, 2008; ZANNONI *et alii*, 2011), con splendidi minerali di litoclase (CARPANESE, 1932, 1933a-b) di cui purtroppo è stato fatto scempio; le serpentinitì si assottigliano rapidamente verso est, sino a ridursi a discontinue scaglie milonitiche (Valle del Lys), rimpiazzate lateralmente da metabasiti; iii) successioni di crosta oceanica, costituite da metagabbri e/o metavulcaniti basaltico-spilitiche (eclogiti, glaucofaniti granatifere, anfiboliti albitico-epidotiche), seguite da discontinui e sottili affioramenti di quarziti impure, talora ricche in silicati e ossidi di manganese (DAL PIAZ *et alii*, 1979a; BEARTH & SCHWANDER, 1981), di accertata età giurassica (Lago di Cignana, RUBATTO *et alii*, 1998), marmi arenacei e metasedimenti orogenici (micascisti granatiferi ad ankerite ± cloritoide, glaucofane, giadeite; DAL PIAZ & ERNST, 1978; DAL PIAZ *et alii*, 1979b). Alcuni di questi litotipi sono indicati in Fig. 55. La potente successione di metabasalti oceanici a tetto delle serpentinitì del Breithorn-Rocca di Verra contiene, poco sopra il contatto tettonico basale, una caratteristica unità di metasedimenti ricca di frammenti cm-dm di eclogiti ed anfiboliti-albitiche, di origine basaltica, in genere ben arrotondati, e qualche *boudins* maggiore. I ciottoli, generalmente in rilievo, sono sparsi (in media 10-30 individui per m²) in una matrice formata da micascisti fengitico-carbonatici di colore grigio chiaro, spesso con *pois* di ankerite ocracea, ricchi in granato rossastro ± zoisite, epidoto e cloritoide magnesiacio in caratteristici cristalli neri di dimensioni anche centimetriche. La formazione contiene subordinati livelli di quarziti micacee, calcescisti e marmi impuri. Cartografata (Foglio Zermatt) e descritta nelle zone del Rifelberg e del Garten (BEARTH, 1953, 1963, 1967), da cui ha tratto il nome, l'unità litostratigrafica mostra i migliori affioramenti e notevole continuità longitudinale in alta Valle d' Ayas, ove si estende per circa 7 km dal Colle superiore delle Cime Bianche al Palon di Resy (Fig. 57, Foglio Monte Rosa), poco sopra il contatto tettonico tra i metabasalti e le sottostanti serpentinitì della Gobba di Rollin-Monte Rosso di Verra-Bettolina (DAL PIAZ, 1965, 2004). Altri affioramenti si osservano nell'alta conca del Breuil, in vari dossi montonati tra Plan Maison, il Colle del Teodulo e il lago delle Cime Bianche, sia in facies a piccoli inclusi arrotondati, sia nella varietà con lenti e *boudins* maggiori di eclogiti glaucofaniche integre o retrocesse. Questa successione di metasedimenti con ciottoli di metabasalti di probabile ambiente oceanico è interpretata non come prodotto di attività piroclastica, ma come effetto di "submarine Vermischung" (BEARTH, 1963), frane sottomarine e *melange* sedimentario rielaborati dall'orogenesi alpina (DAL PIAZ, 1965, 2004; DAL PIAZ *et alii*, 1979b). Litotipi analoghi ricompaiono nella zona di Challant e sul versante destro della Dora, a sud di Verres.

L'unità di Zermatt-Saas affiora nel settore orientale del Foglio Monte Cervino, dalla conca del Breuil al limite con il Foglio Monte Rosa, ove costituisce una semifinestra tettonica al di sotto della Zona del Combin esposta nel versante destro del circo, ai piedi del Cervino e delle Grandes Murailles, e sul lato opposto, lungo la cresta Gran Sometta-Motta di Pletè (CORNELIUS, 1935; DAL PIAZ & ERNST, 1978;

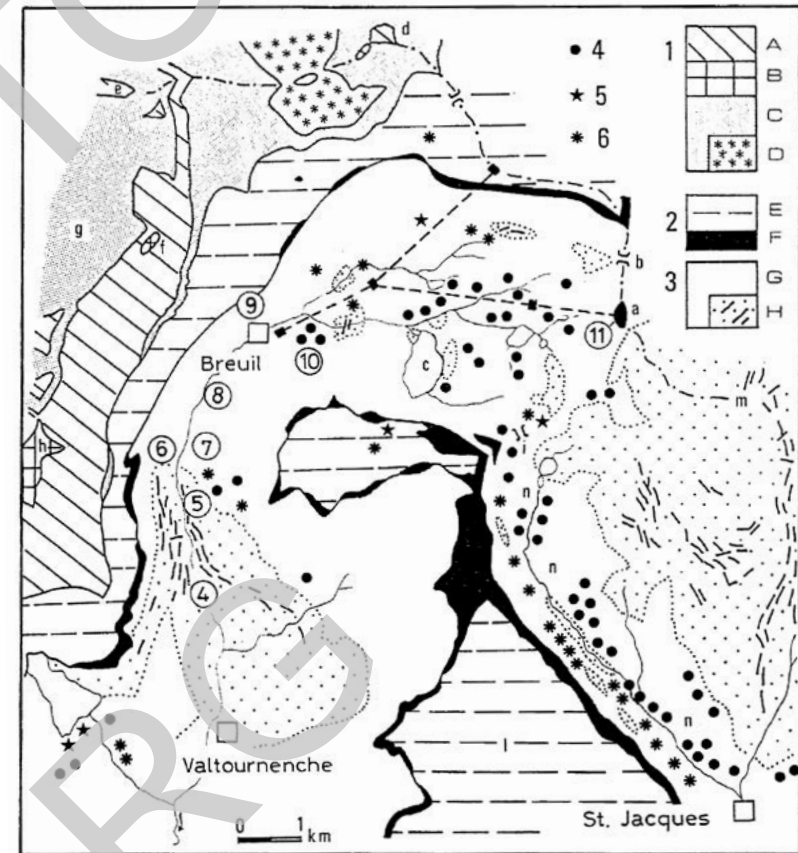


Fig. 55 - Schema tettonico e litologico della regione Breuil-St Jacques (DAL PIAZ & ERNST, 1978, modificato). 1) Falda della Dent Blanche: Serie di Valpelline (A), Zona di Roisan (B), Serie d'Arolla (C), metagabbro del Cervino (D). 2) Zona del Combin: calcescisti con pietre verdi (E), complesso di base pre-osiolitico, poi unità Pancherot-Cime Bianche. 3) Zona di Zermatt-Saas: metasedimenti e metabasiti (G), serpentinitì e filoni rodingitici (H). 4) Eclogiti, 5) quarziti a Mn, 6) metagabbri. Località: Plateau Rosà (a), Colle del Teodulo (b), Lago Goillet (c), Cervino (d), Dent d'Hérens (e), Bivacco Balestrieri (f), Grandes Murailles (g), Mt Blanc du Creton (h), Colle delle Cime Bianche (i), Roisetta (l), Gobba di Rollin (m), Vallone di Courtod (n). 4→11: stop dell'itinerario n. 7 "La Valtournenche" in DAL PIAZ (1992).

DAL PIAZ, 1988; VANNAY & ALLEMANN, 1990; BUCHER *et alii*, 2003; ANGIOUST & AGARD, 2010.). Verso valle, l'unità continua lungo l'asse della Valtournenche, di cui forma la parte più profonda e ripida, modellata dall'azione glaciale, sino ai circhi laterali sospesi, impostati nelle successioni più "dolci" della Zona del Combin (KIENAST, 1973; DAL PIAZ 1976, 1992; DAL PIAZ *et alii*, 1980). Scendendo verso Antey-St-André, al margine meridionale del foglio, superata la grande frana

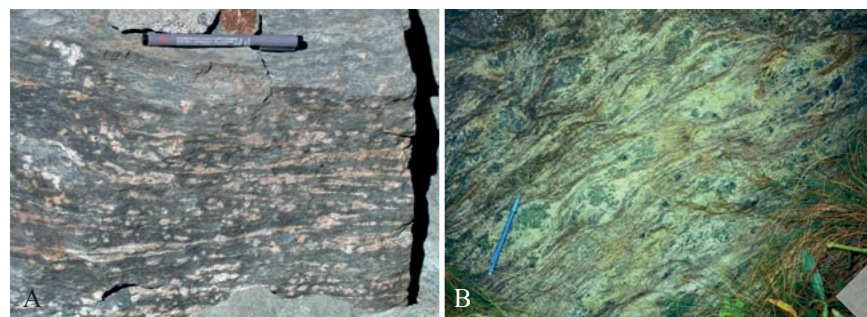


Fig. 56 - Metabasiti della Zona di Zermatt-Saas, crosta oceanica piemontese. (A) Glaucofanite granatiferi con aggregati a losanga di mica bianca-epidoto pseudomorfi su originaria lawsonite, dosso di q. 2713 a NNE di Plan Maison; la roccia deriva da un basalto tholeiitico con alterazione idrotermale di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

alla base della parete delle Murailles e la deformazione gravitativa della Motta di Pletè, a partire dalla centrale idroelettrica di Perrière la Zona piemontese si riduce di spessore alla base dell'Austroalpino. In particolare, l'unità di Zermatt-Saas è costituita in prevalenza da un grande corpo di serpentiniti, probabilmente connesse in profondità con quelle del Lago Goillet e del Breithorn; le ultramafiti sono zeppe di gabbri rodingitici in bella esposizione lungo i tornanti della strada regionale e sul versante opposto (DAL PIAZ, 1967, 1992; DAL PIAZ *et alii*, 1980), riportati in carta solo in piccola parte e in modo schematico. A tetto delle serpentiniti si osservano, sopra l'alpeggio di Promindo (IGM), alternanze di metabasalti (eclogiti e glaucofaniti retrocesse) e calcescisti (GLOM, 1977; DAL PIAZ *et alii*, 1980), mentre sul versante destro della valle affiorano le successioni di prasinita, calcescisti e quarziti mineralizzate di Vorpilles-Creton (Figg. 54A), attribuite dubitativamente alla Zona del Combin inferiore. Il corpo di serpentiniti prosegue da Valtourmenche a Perteille e Chesau. Seguono anfiboliti albitico-epidotiche a relitti eclogitici, derivate da protoliti tholeiitici e, oltre Fiernaz, estesi affioramenti di Mg-gabbri e Fe-gabbri eclogitici, contenenti boudins di glaucofaniti granatifere e con associazioni mineralogiche di HP a luoghi perfettamente preservate.

3.2.3. - Geochimica, attività idrotermale e mineralizzazioni

Le pietre verdi della Zona piemontese in Valle d'Aosta e in Vallese sono state oggetto di dettagliate indagini geochimiche, con particolare riguardo alle metabasiti in facies eclogitica e scisti verdi. Nell'ambito del Foglio Monte Cervino e delle zone circostanti, sono disponibili in letteratura analisi roccia totale (elementi maggiori, minori, tracce) di 47 campioni rappresentativi della Zona di Zermatt-Saas (23) e di quella del Combin (24), raccolti nella conca di Cervinia, in Val d'Ayas e in Valle di Gressoney (DAL PIAZ & ERNST, 1978; DAL PIAZ *et alii*, 1981;

BECCALUVA *et alii*, 1984), in particolare: i) Zermatt-Saas: 13 metabasalti (eclogiti, eclogiti glaucofaniche, anfiboliti albitico-epidotiche a relitti eclogitici), 7 Mg-metagabbri e 3 Fe-Ti-metagabbri in facies eclogitica; ii) Combin: 21 metabasalti in facies scisti verdi (prasinita) e 3 metagabbri. Verso nord, litotipi analoghi sono stati analizzati nella regione di Zermatt e nell'unità di Antrona (BEARTH & STERN, 1971, 1979; PFEIFER *et alii*, 1989; BARNICOAT & BOWTELL, 1995). In Valle d'Aosta, nel prolungamento della Zona di Zermatt-Saas a sud della faglia Aosta-Ranzola (Foglio Chatillon), sono stati analizzati 2 metagabbri eclogitici, 1 eclogite glaucofanica e 1 glaucofanite del vallone di Savoney, a letto del lembo del Glacier-Rafray (DAL PIAZ & NERVO, 1971), analisi ignorate nel lavoro di ANGIPOUST & AGARD (2010) dedicato agli stessi litotipi. Altre analisi riguardano i metagabbri eclogitici della Val Soana (BOCCHIO *et alii*, 2000) e alcune metavulcaniti (glaucofaniti granatifere e cloritocisti granatiferi a glaucofane e cloritoide) della miniera di Servette, situate in Valle di St Marcel a tetto delle serpentiniti del M. Avic, a letto delle quarziti a Mn di Praborna e alla base del lembo del M. Emilius (DAL PIAZ *et alii*, 1981). Le analisi documentano la natura oceanica delle metabasiti, derivate da tholeiiti normal-MORB e transizionali di *low spreading* (DAL PIAZ *et alii*, 1981; BECCALUVA *et alii*, 1984; PFEIFER *et alii*, 1989; BOCCHIO *et alii*, 2000; GROppo *et alii*, 2009). Il contenuto in H₂O, talora molto elevato, conferma l'esistenza, accanto a tipi normali, di protoliti spilitici e con pervasiva alterazione idrotermale (BARNICOAT & BOWTELL, 1995; TARTAROTTI, 1988; ANGIPOUST & AGARD, 2010), confermata dalla presenza non solo di eclogiti classiche (granato-omfacite-rutilo), ma anche di prevalenti varietà con percentuali variabili, talora molto elevate, di fasi idrate (glaucofane, mica bianca, talco, clorite, ex lawsonite; Fig. 56A).

L'attività idrotermale di fondo oceanico è documentata anche dalle note mineralizzazioni a Cu-Fe e a Mn presenti in entrambe le unità ofiolitiche piemontesi, in facies eclogitica e scisti blu: i) le prime entro le metavulcaniti, al limite con i metasedimenti soprastanti, in genere ricchi in quarzo, e talora in questi ultimi (PIEPOLI, 1933, 1934; HUTTENLOCHER, 1934; DEBENEDETTI, 1965; GAMALERO, 1969; BURTET-FABRIS *et alii*, 1971; DAL PIAZ & OMENETTO, 1978; CASTELLO, 1980; CASTELLO *et alii*, 1980; CASTELLO, 1981; TUMIATI *et alii*, 2005), ii) le seconde in quarziti e scisti quarzosi situati alla base delle coperture sedimentarie (DAL PIAZ, 1969a; DAL PIAZ *et alii*, 1979a; MARTIN-VERNIZZI, 1982; BALDELLI *et alii*, 1983; MOTTANA, 1986; MARTIN & KIENAST, 1987; TARTAROTTI, 1988; TARTAROTTI & CAUCIA, 1993; BURRI *et alii*, 1998; TUMIATI, 2005; MARTIN *et alii*, 2008; TUMIATI *et alii*, 2010). L'attività idrotermale in ambiente oceanico è testimoniata infine dalla costante presenza di serpentiniti al posto dei loro protoliti peridotitici di mantello, dalle migliaia di filoni di gabbri rodingitici (Fig. 55) e dalle zone di reazione tra peridotiti serpentinite e rocce incassanti presenti in entrambe le unità piemontesi in discussione (v. rif. precedenti). Date le dimensioni dei corpi serpentinitici e la stabilità dell'antigorite sino a notevole profondità (ULMER & TROMMSDORFF, 1995) sono questi i veicoli principali per l'introduzione di fluidi nella zona di subduzione e nel mantello (POLI & SCHMIDT, 1995; SCHMIDT & POLI, 1998; SCAMBELLURI *et alii*, 1995; LIU *et alii*, 2000; LI *et alii*, 2004b; REBAY *et alii*, 2012),



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

a cui si aggiunge il contributo di glaucofaniti a lawsonite (ANGIBOUST & AGARD, 2010). Il processo rodingitico è legato a fenomeni di alterazione idrotermale e di scambio metasomatico tra le peridotiti in fase di serpentinizzazione e i filoni di gabbro e subordinato basalto: inizia certamente in ambiente oceanico (e.g., HONNOREZ & KIRST, 1975), ma può svilupparsi ulteriormente e completarsi in ambiente orogenico ad elevata attività dei fluidi (e.g., SCAMBELLURI *et alii*, 1998,

2004; SCAMBELLURI & PHILLIPOT, 2001), con la ripresa del processo di serpentinizzazione e con la ricristallizzazione polifasica delle associazioni mineralogiche (DAL PIAZ, 1969b; LI *et alii*, 2004b; FERRANDO *et alii*, 2010; ZANONI *et alii*, 2011, 2012). Analoghe trasformazioni metasomatiche e analoghe associazioni mineralogiche (idrogranato, diopside, vesuviana, epidoto, clorite) si rinvergono anche nelle rocce incassanti dei corpi ultramafici nei rari casi in cui la zona di contatto non sia stata modificata in modo sensibile da eventi tettonici: si osservano in calcescisti *s.l.*, metabasiti e, nel caso del massiccio di Lanzo, anche a spese dei micascisti eclogitici della Zona Sesia-Lanzo (DAL PIAZ, 1969b; CASTELLI *et alii*, 1995; BUCHER *et alii*, 2004; DAL PIAZ *et alii*, 2010).

3.2.4. - Metamorfismo

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

3.3. - RICOPRIMENTO DEL GRAN SAN BERNARDO

La configurazione del Sistema medio-pennidico del Gran San Bernardo ha subito una radicale revisione a partire dal dopoguerra, passando dall'ultrapiega coricata di ARGAND (ricoprimento IV, Fig. 21-22) a una pila di unità tettoniche di basamento policiclico, tegumento silicoclastico monociclico e copertura carbonatica (ELTER, 1960; BEARTH, 1963; CABY *et alii*, 1978; ESCHER, 1988; GOUFFON, 1993; STECK *et alii*, 1999, 2001; BERTRAND *et alii*, 2000a-b; MALUSÀ *et alii*, 2005a; SARTORI *et alii*, 2006) (Fig. 36A e 52). Affiora lungo l'intero arco delle Alpi Occidentali, dal Sempione al Golfo di Genova, attraverso le Alpi Pennine, Graie, Cozie e Marittime (FRANCHI *et alii*, 1908; ARGAND, 1911a-b, 1916; HERMANN, 1938; STURANI, 1975; BIGI *et alii*, 1990; VANOSSI, 1991).

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

In ogni caso, durante la convergenza alpina la litosfera continentale brianzonese fa parte della placca inferiore, è subdotta assieme alla litosfera oceanica piemontese sotto il margine attivo adriatico (austro-sudalpino) ed è privata di una parte delle successioni di copertura, scollate e trasferite nelle falde superficiali delle Prealpi Romande e del Chiabrese (TRÜMPY *et alii*, 1980; BIGI *et alii*, 1990; BILL *et alii*, 1997; STECK *et alii*, 2001; SARTORI *et alii*, 2006). Il ricoprimento del Gran San Bernardo è un sistema multifalda esumato e accreto alla fronte del prisma collisionale, forma il substrato tettonico delle unità ofiolitiche superiori della Zona del Combin, non eclogitiche, e a sua volta ricopre le unità pennidiche inferiori-esterne della Zona vallesana e Sion-Courmayeur (CITA, 1953; ELTER, 1960; ELTER & ELTER, 1965; ANTOINE, 1971; TRÜMPY *et alii*, 1980; BURRI, 1983a-b; BIGI *et alii*, 1990; STECK *et alii*, 1999, 2001). L'evoluzione alpina è attestata da deformazioni polifasiche e da una impronta metamorfica in facies scisti blu e/o scisti verdi, in genere molto pervasiva (BOCQUET, 1974; BOCQUET *et alii*, 1974; FREY *et alii*, 1974; NIGGLI *et alii*, 1978; MESSIGA *et alii*, 1981; DESMONS *et alii*, 1999a-b; OBERHÄNSLI *et alii*, 2004).

In Vallese e in Valle d'Aosta il Sistema del Gran San Bernardo è formato da un basamento cristallino policiclico, costituito da paragneiss e micascisti a biotite-granato-stauroлите ± cianite, con intercalazioni di rocce basiche (anfipoliti ed eclogiti antiche) e gneiss granitoidi, preservati localmente (Siviez-Mischabel

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

Da tetto a letto e dall'interno all'esterno il sistema del Gran San Bernardo comprende le unità tettonometamorfiche (falde) seguenti, definite in Vallese e nel versante sinistro della Valle d'Aosta (GOUFFON, 1993; BUSSY *et alii*, 1996a, ESCHER *et alii*, 1997; STECK *et alii*, 2001; SARTORI *et alii*, 2006): i) falda del Mont Fort, con le unità Mont Fallère e Métailler, permo-carbonifere o più antiche, descritte in seguito; ii) falda Siviez-Mischabel, grande piega coricata vergente a nord-ovest (ESCHER, 1988), con nucleo di basamento polimetamorfico in facies anfibolitica (parascisti, metagabbri, anfipoliti), gneiss granitici e successioni monometamorfiche permo-carbonifere (arcose e grovacche), a loro volta intruse dal granito permiano di Randa (269 ± 2 Ma, BUSSY *et alii*, 1996b); la successione stratigrafica è completata da scisti quarzosi, conglomerati e quarziti di presunta età permo-eotriassica e dalla classica serie brianzonese del Barrhorn, a nord-ovest di Zermatt (ELLENBERGER, 1953b; BEARTH, 1978-80; SARTORI, 1987). Questa serie è costituita da dolomie, marmi, breccie intraformazionali triassiche, marmi scuri e scisti grafitici del Giurassico inf.-medio, marmi zonati chiari (Malm?), marmi fillitici giallastri e flysch nero (Cretacico-Eocene medio?); solo al Barrhorn la serie è completa, altrove è molto ridotta o assente; iii) falda di Pontis (Vallese): paragneiss e micascisti polimetamorfici analoghi ai precedenti, con corpi di gneiss granitici e rocce basiche, estesi alla Valle d'Aosta (zona del Ruitor), con discontinue coperture silicoclastiche e metaconglomerati permo-carboniferi, quarziti, gessi, carnirole, marmi e dolomie triassiche; iv) Zona carbonifera (*Zone houillère*), elemento esterno del Gran San Bernardo, esteso con continuità dalla Svizzera alle Alpi Marittime (FRANCHI *et alii*, 1908; BIGI *et alii*, 1990), costituito da scisti con livelli di carbone, arenarie e conglomerati, suddiviso in due unità maggiori separate da discontinui terreni mesozoici (FABRE, 1961; CABY, 1974; BURRI, 1983a-b; STECK *et alii*, 1999, 2001).

Il quadro tettonostratigrafico descritto nel versante destro della Valle d'Aosta e in Vanoise (ELLENBERGER, 1958; AMSTUTZ, 1962; CABY, 1968; GOVI, 1975; CABY *et alii*, 1978; DESMONS, 1992; SCHIAVO, 1997; DESMONS *et alii*, 1999a-b; BOUSQUET

in facies scisti blu (anfibioli sodici, Fe-cloritoide) di età eocenica, posteriore al “flysch nero” sommitale della Vanoise (ELLENBERGER, 1958) e del Barrhorn (SARTORI, 1990) (Fig. 59). Molto simili dal punto di vista litostratigrafico, le due unità sono distinte sul terreno soprattutto per il colore dominante, grigio verdastro l’unità del Métailler, bruno ruggine quella del Mont Fallère.

La recente revisione della successione stratigrafica dello zoccolo pretriassico nel Sistema del Gran San Bernardo effettuata da SARTORI *et alii* (2006) alla luce delle nuove datazioni radiometriche citate in precedenza attribuisce alle unità del Métailler e del Mont Fallère di GOUFFON (1991) la dignità di formazioni con protoliti di età prevarisica nonostante l’apparente assenza di relitti metamorfici in facies anfibolitica: la prima (Fm del Métailler) è ritenuta di probabile età cambro-ordoviciana, la seconda (Mont Fallère, corrispondente alla Fm di Distulberg; SARTORI, 1990), di età cambriana. Le età dei protoliti sono proposte sulla base del confronto con unità simili provviste di datazioni isotopiche: complesso d’Ambin (BERTRAND *et alii*, 2000b) per la Fm del Métailler e l’unità di Leverogne in Val di Rhêmes (BERTRAND *et alii*, 2000a; MALUSÀ *et alii*, 2005a) per la Fm di Distulberg.

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

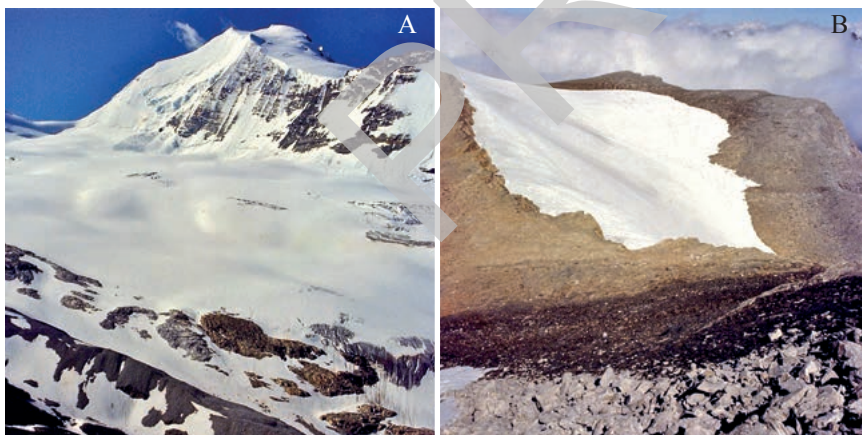


Fig. 59 - Panorama della serie brianzonese del Barrhorn, tratto superiore. (A) Dal basso all’alto: marmi bianchi (Malm), marmi cloritico-sericitici lastroidi a patina giallastra (Cretacico), ghiacciaio di Turtmann, parete nord del Bishorn (4134 m), Serie di Arolla, falda della Dent Blanche. (B) Marmi impuri cretacei e filliti nere (flysch eocenico ?), q. 3057, cresta ovest del Barrhorn.

IV - STRATIGRAFIA

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

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

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

I protoliti delle unità ofiolitiche piemontesi sono costituiti da peridotiti-serpentinite di mantello, gabbri di vario tipo, basalti tholeiitici e da sedimenti silicei, silicoclastici, carbonatici e terrigeni di età che si estende dal Giurassico medio-

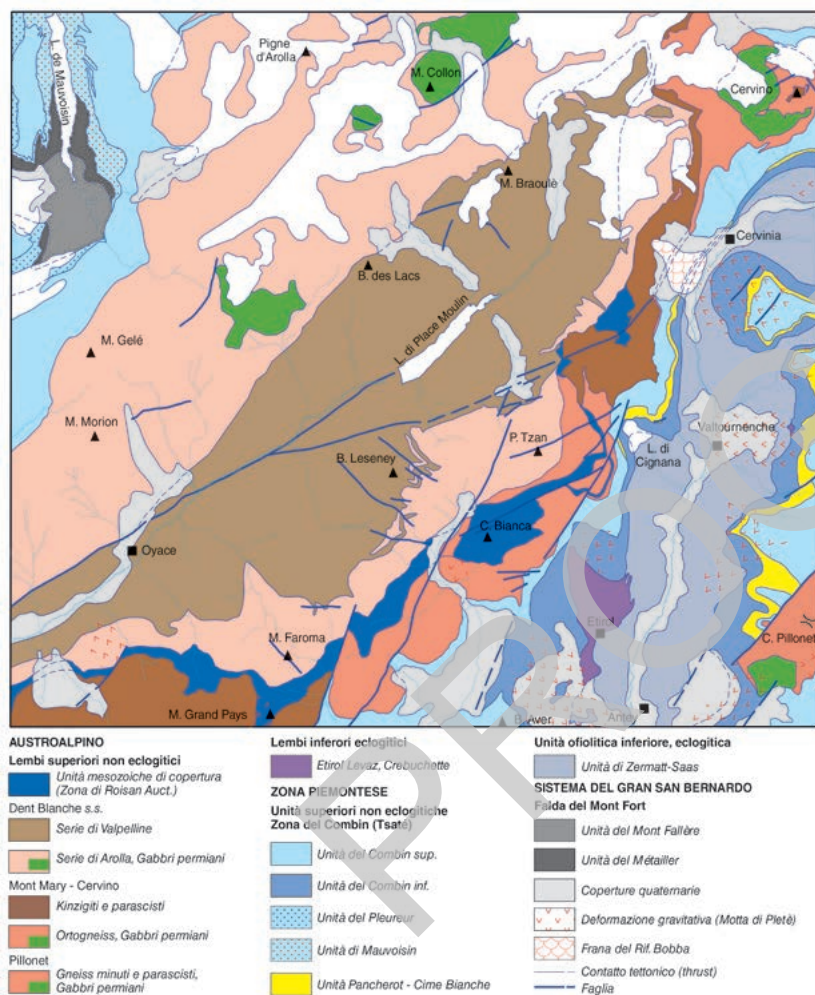


Fig. 60 - Schema tettonico alla scala 1:200.000 riprodotto a margine del foglio.

superiore, localmente ben datati (Lago di Cignana, Valtournenche: RUBATTO *et alii*, 1998), al Cretacico superiore (Vallese: MARTHALER, 1981, 1984, sulla base di microfossili oggetto di qualche critica, RAOULT, 1986). Si tenga presente che le quarziti e le successioni carbonatiche permo-mesozoiche inserite nella Zona del Combin costituiscono l'unità tettonica Pancherot-Cime Bianche, indipendenti dalle unità ofiolitiche della Zona piemontese a cui sino agli inizi degli anni 70' erano state associate come complesso preofiolitico di base, pre-rift e sin-rift.

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

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

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

1. - AUSTROALPINO

E' un sistema tettonico multifalda, rappresentato da vari lembi esterni (occidentali), superiori ed inferiori ("upper and lower Austroalpine outliers", DAL PIAZ, 1999), raggruppati nella falda Dent Blanche l.s., e dalla Zona Sesia-Lanzo in posizione interna (orientale), non compresa nel foglio (Figg. 36 e 37). La falda

Dent Blanche *l.s.* non è la grandiosa ultrapiegia coricata concepita e disegnata con grande eleganza da ARGAND: pur essendo frequenti le pieghe isoclinali sinscistose, a piccola e media scala, si tratta di un un *thrust-and-fold belt* metamorfico, formato da un insieme di scaglie coerenti di crosta continentale appilate con meccanismi di taglio duttile e di accrezione, situate a tetto (lambi superiori non eclogitici) della Zona piemontese e al suo interno (lambi inferiori eclogitici).

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

I caratteri e l'età del metamorfismo alpino (Fig. 61) nei lembi esterni e nelle unità ofiolitiche associate consentono di individuare due principali coppie di falde continentali ed oceaniche, caratterizzate da un'impronta metamorfica contrastante e diacrona, indicativa di traiettorie cinematiche indipendenti sino al loro accoppiamento finale, avvenuto a livelli crostali relativamente superficiali, in ambiente metamorfico della facies scisti verdi (SALIOT *et alii*, 1980; BALLÈVRE *et alii*, 1986; BALLÈVRE & MERLE, 1993; DAL PIAZ, 1999; DAL PIAZ *et alii*, 2001, 2003, 2010; BELTRANDO *et alii*, 2010b). La coppia superiore, formata dai lembi austroalpini Dent Blanche *s.s.*, Mont Mary-Cervino, Pillonet e dalla Zona del Combin, non ha subito il metamorfismo in facies eclogitica e di UHP che contraddistingue la coppia sottostante, rappresentata dai lembi austroalpini inferiori e dalla Zona Zermatt-Saas. La prima coppia, non eclogitica, è caratterizzata da una discontinua impronta tettono-metamorfica in facies scisti verdi e da limitati relitti di anfibioli sodici coesistenti con miche chiare che, nel lembo del Pillonet, hanno fornito età isotopiche del Cretacico superiore (CORTIANA *et alii*, 1998), simili a quelle del classico complesso dei micascisti eclogitici nella Zona Sesia-Lanzo (VENTURINI, 1985; GEBAUER, 1999; BELTRANDO *et alii*, 2010a-b). L'impronta eclogitica che distingue le unità continentali ed oceaniche della seconda coppia è invece molto più giovane, riferibile all'Eocene inferiore-medio (DAL PIAZ, 1999; DAL PIAZ *et alii*,

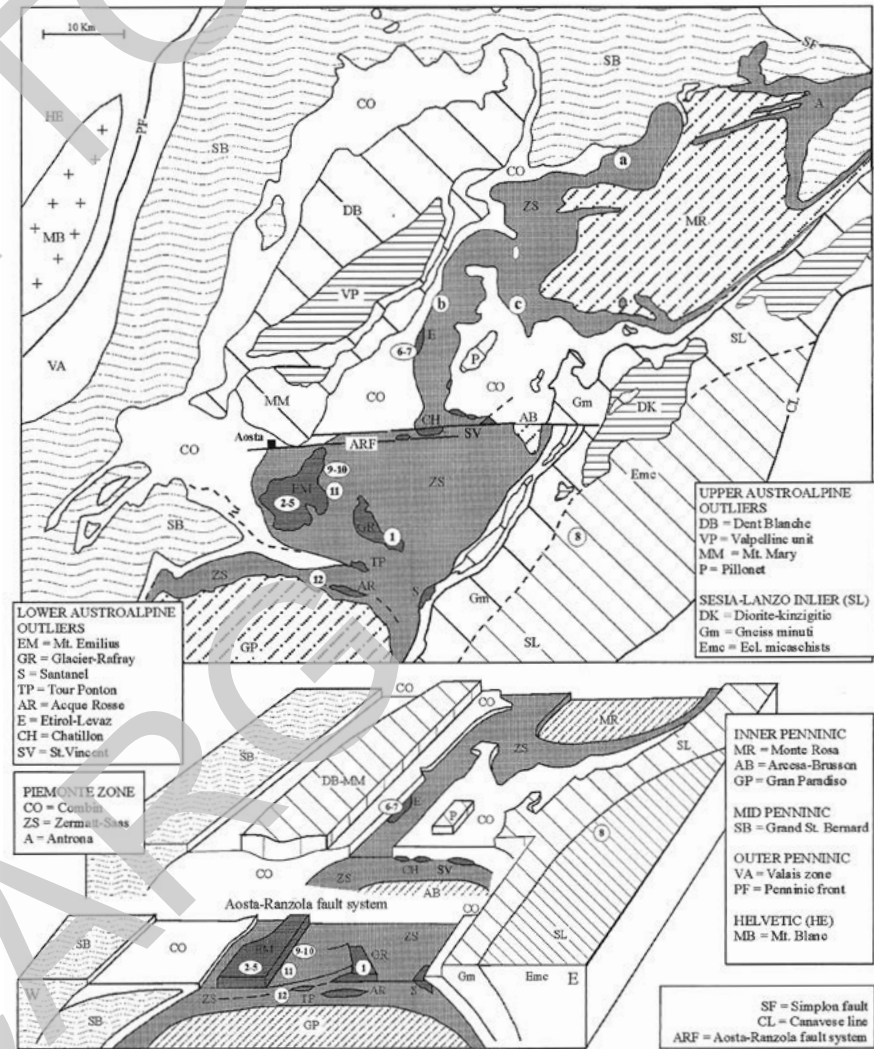


Fig. 61 - Carta tettonica e stereogramma del prisma austroalpino-penninico con età del metamorfismo alpino di HP. Datazioni Rb-Sr della mica bianca (Dal Piaz *et alii*, 2001): Glacier-Rafra: 1) 45 ± 0.4 Ma, Mt Emilius, Lussert: 2) 40 ± 0.5 Ma, 3) 49 ± 0.5 Ma, 4) 48 ± 0.5 Ma, 5) 42 ± 0.4 Ma; Etirol-Levaz: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

2001; BELTRANDO *et alii*, 2009b, 2010b). Vi è quindi un divario di almeno 25 Ma tra l'inizio dei due eventi metamorfici.

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

1.1. - LEMBI AUSTRALPINI SUPERIORI - NON ECLOGITICI: DENT BLANCHE *s.s.*, MONT MARY-CERVINO, PILLONET

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

L'unità di basamento superiore (Valpelline) è un complesso di paragneiss a biotite-granato-sillimanite (kinzigiti *Auct.*) e migmatiti, con intercalazioni di marmi e rocce basiche, caratterizzato da impronta metamorfica prealpina di alto grado perfettamente preservata o con retrocessione alpina da incipiente a pervasiva, non in grado tuttavia di obliterare il *fabric* prealpino se non in alcuni canali milonitici. L'unità kinzigitica è presente nel lembo Dent Blanche *s.s.* e nel sottostante lembo Mont Mary-Cervino (Figg. 16, 17, 47, 60), non nel lembo del Pilonnet, privo dell'unità superiore (DAL PIAZ, 1976).

La perfetta corrispondenza litologica e metamorfica tra la Serie di Valpelline e la 2^a Zona diorito-kinzigitica, unità sommitale della Zona Sesia-Lanzo, è stata documentata da NOVARESE (1929, 1931) e confermata da vari autori (DAL PIAZ *et alii*, 1971, 1972; BORIANI *et alii*, 1976; COMPAGNONI *et alii*, 1977a). I loro protoliti sono analoghi al complesso kinzigitico della Zona Ivrea-Verbano che costituisce l'originaria crosta continentale inferiore delle Alpi Meridionali (NOVARESE, 1929,

1931; CARRARO *et alii*, 1970). Ricordiamo infine che litotipi analoghi a quelli del complesso kinzigitico sono possibili candidati anche per i protoliti dei parascisti eclogici nella Zona Sesia-Lanzo e nei lembi Austroalpini inferiori (BORIANI *et alii*, 1976; COMPAGNONI *et alii*, 1977a-b; LARDEAUX & SPALLA, 1991; DAL PIAZ, 1993; BELTRANDO *et alii*, 2010a).

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

Le due unità tettono-metamorfiche del lembo Dent Blanche *s.s.* si ripetono, nello stesso ordine, al di sotto del suo margine interno (sud-orientale): esse costituiscono il lembo del Cervino, prosecuzione laterale verso nord-est del lembo del Mont Mary ed esteso dall'alta comba di Cignana all'intera piramide del Cervino (Fig. 60). ARGAND aveva attribuito tale raddoppio ad una piega megascopica con geometria a Z (guardando verso NE) e cerniera nell'impervia parete nord della Dent d'Hérens (Fig. 23A), riferendolo quindi alla falda Dent Blanche *s.s.* (discussione in ELTER, 1960), mentre i nostri rilievi portano a preferire la presenza di un grande *duplex* per taglio duttile, già indicato nello schema tettonico a margine del Foglio Matterhorn dell'Atlante Geologico Svizzero alla scala 1:25.000 (BUCHER *et alii*, 2003, 2004). In questo modo si sostiene l'esistenza, nell'ambito dei lembi non eclogitici superiori, di un elemento tettonico basale (Mont Mary-Cervino), di grandi dimensioni, eterogeneo dal punto di vista litologico e strutturalmente composito, esteso lungo tutto il margine interno del lembo Dent Blanche *s.s.*, mentre perde la sua importanza il lembo sommitale Jumeax-Punta Cian (ELTER, 1960), ricordato nell'inquadramento geologico.

L'unità kinzigitica ricompare, con tipologie identiche a quelle della Serie di Valpelline, nel lembo del Mont Mary (Fig. 44), di cui costituisce l'elemento tettonico superiore (DIEHL *et alii*, 1952; ELTER, 1960) o intermedio (nel caso si consideri la Zona di Roisan come sua unità superiore, CANEPA *et alii*, 1990); ad oriente esso è delimitato dalle faglie transtensive sinistre del sistema di Trois Villes, dirette tra NE e NNE (BISTACCHI *et alii*, 2001; DAL PIAZ *et alii*, 2010). L'unità kinzigitica riaffiora una quindicina di km a nord-est, nell'alta comba di Cignana (M. Rouge, Fig. 48), e di qui si estende con continuità lungo la parte inferiore della grande

bastionata delle Petites e Grandes Murailles, sino alla cresta orientale della Dent d'Hérens, dove finisce "in aria" per riapparire alla Testa del Cervino (Figg. 47, 63; DAL PIAZ, 1992, 1996b; BUCHER *et alii*, 2003, 2004). L'unità è sovrascorsa, con contatto milonitico, su un elemento inferiore costituito, come nella Dent Blanche s.s., da prevalenti gneiss della Serie di Arolla, dalla gigantesca lente di metagabbri del Cervino, da scarsi parascisti ad impronta alpina e dalle loro abbondanti miloniti (Fig. 16). L'elemento inferiore è potente circa 1300 m nella piramide del Cervino, ma verso sud-ovest si riduce rapidamente di spessore sino a formare, oltre il ghiacciaio di M. Tabel, una lunga e sottile coda, già perfettamente indicata nella carta di ARGAND (1908): in parte coperta dal grande "Sackung" delle Petites Murailles, essa si estende sino alla base della parete est del M. Rouge, ove si chiude definitivamente (Figg. 54A, 60). Si noti che tra questo punto e la Finestra di Cignana l'unità kinzigitica diventa l'elemento tettonico basale del lembo, in diretto contatto con le sequenze di calcescisti e pietre verdi della Zona del Combin. Nella comba di Cignana essa è sostituita lateralmente e a tetto dagli ortotipi polideformati della Serie di Arolla, caratterizzati da ripetute ed estese intercalazioni di rocce mesozoiche della Zona di Roisan *Auct.* (Becca di Salè-Saleron, Cima Bianca, Col Salvè, Grand Pays; DAL PIAZ, 1992; SCHIAVO, 1992; MONOPOLI, 1993; CIARAPICA *et alii*, 2010; MANZOTTI, 2011; MANZOTTI *et alii*, 2012). In questa zona, i rapporti geometrici tra le due unità (parascisti e ortogneiss) del lembo del Cervino sono complicati da mutue alternanze per pieghe isoclinali, con e senza radice, e da taglio duttile.

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

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



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

Il lembo del Pillonet affiora lungo la cresta spartiacque tra Marmore ed Evançon (Fig. 62A), allo stesso livello strutturale del lembo Mont Mary-Cervino, ma in posizione più interna (Fig. 52). Dal punto di vista geometrico è correlabile con le scaglie di gneiss minuti presenti sotto la fronte della Zona Sesia-Lanzo, sul fianco sinistro della Valle d'Ayas, tra la Testa Grigia, la Valle di Mascognaz e la faglia Aosta-Ranzola nei Fogli Monte Rosa e Verres (CORTIANA *et alii*, 1998; DE GIUSTI *et alii*, 2004). Dal punto di vista litologico la corrispondenza è solo parziale poiché queste scaglie sono costituite da prevalenti gneiss granitoidi, occhiadini, minuti o milonitici, da locali parascisti ad impronta alpina (M. Pinter, Fig. 62B) e da metababbri anfibolici di probabile età permiana (per confronto) e relative miloniti (P. Straling, M. Pinter, Lago Litteran), mentre non sembra esservi traccia delle successioni mesozoiche diffuse nel tratto nord-orientale del lembo del Pillonet (Gosso *et alii*, 1979; DAL PIAZ, 1992; CORTIANA *et alii*, 1998; REDDY *et alii*, 1999, 2003).

I lembi austroalpini superiori della falda Dent Blanche *s.l.* hanno una impronta metamorfica alpina in facies scisti verdi di età eocenica, con scarsi relitti di anfiboli sodici, clinopiroseni della serie egirina-augite e miche bianche ad elevato contenuto in Si, segnalati nei lembi del Pillonet (DAL PIAZ & SACCHI, 1969; DAL PIAZ, 1976; DAL PIAZ & MARTIN, 1988a; CORTIANA *et alii*, 1998) e della Dent Blanche *s.s.* (AYRTON *et alii*, 1982; SCHIAVO, 1992; PENNACCHIONI & GUERMANI, 1993; HÖPFER, 1997; BALETTI, 2003; MALASPINA *et alii*, 2011; BALETTI *et alii*, 2012). La scistosità regionale alpina è una foliazione di seconda fase (S_2) in facies scisti verdi, ben documentabile negli affioramenti di ortogneiss minuti e microocchiadini derivati da protoliti permiani, ove talora è ben riconoscibile una S_1 con pervasiva crenulazione (e.g., PENNACCHIONI & GUERMANI, 1993; MENEGON *et alii*, 2008; RODA & ZUCALI, 2008).

1.1.1. - Unità mesozoiche di copertura e rocce associate

Successioni mesozoiche in prevalenza carbonatiche, attribuite da alcuni autori alla copertura mesozoica del lembo del Mont Mary (DIEHL *et alii*, 1938, 1952; STUTZ & MASSON, 1938; ELTER, 1960; CANEPA *et alii*, 1990), ma di fatto scollate, trasposte e variamente disperse nella zona di taglio duttile tra i lembi Dent Blanche *s.s.* e Mont Mary (Zona di Roisan *s.s. Auct.*), nella sua estensione nord-orientale (Cima Bianca, Mt Blanc du Creton, Cervino) e nel lembo del Pillonet (DAL PIAZ, 1976, 1992; SCHIAVO, 1992; MONOPOLI, 1993; BUCHER *et alii*, 2003, 2004; DE GIUSTI *et alii*, 2004; MANZOTTI, 2011; MANZOTTI *et alii*, 2012). Per indicarle nel loro insieme, riteniamo opportuno mantenere il termine Zona di Roisan, utile per sottolineare la loro indipendenza dalla Zona piemontese. L'unità è frazionata in un insieme di corpi, potenti ma discontinui, e di lenti minori che vanno da Roisan (paese a nord di Aosta) al Mt Blanc du Creton, passando per il Col de l'Arpeyssau, Col de St Barthélemy, Col Léché-Grand Pays, Col de Chaléby-Col Salvé, Cima Bianca-Lago Cian, Col de Saleron-Becca di Salè. Gli affioramenti più estesi sono quelli tra il Lago Cian e la Cima Bianca, ma le successioni stratigrafiche relativamente

meglio conservate sono quelle presso Tsa de Chavalary (Cuney) e della comba del Saleron. Gli unici fossili, rappresentati da foraminiferi e da alghe dasicladali, sono stati rinvenuti negli affioramenti collassati del M. Grand Pays (vetta e versante orientale; CIARAPICA *et alii*, 2010; Fig. 45, 46). A nord-est del Mt Blanc du Creton l'unità mesozoica è documentata da piccole e isolate scaglie di dolomie, marmi e/o calcescisti inserite nel basamento cristallino della P. Gastaldi (Cors), presso il Bivacco Balestrieri (Gosso e MARTINOTTI in DAL PIAZ, 1976), al Cervino (cresta dell'Hörnli) e nel fianco sinistro del Vallone di Zmutt (BUCHER *et alii*, 2003, 2004). Analoghe successioni mesozoiche ricompaiono infine, più estesamente, nel lembo interno del Pillonet, indicate col nome di complesso Grand Dent-Becca di Nana e riferite al sistema tettonico austroalpino (DAL PIAZ, 1976). Ricoprono, con contatti tettonici, sia gli gneiss minuti albitici alla base del Grand Dent, sia i parascisti poli-metamorfici della Becca di Nana e, a loro volta, sono ricoperti da un piccolo *duplex* di gneiss granitici occhiadini, minuti e milonitici che formano il *Klippe* sommitale della Becca di Nana (DAL PIAZ, 1976), ignorato da VOGLER (1984).

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

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

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

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



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

La Zona di Roisan e le miloniti associate sono caratterizzate da una impronta tettono-metamorfica alpina, in genere molto pervasiva, con associazioni mineralogiche in facies scisti verdi. Relitti di crossite, Mg-riebeckite e winchite sono presenti nelle quarziti mineralizzate a nord-ovest del Lago di Cignana (BALLÈVRE & KIENAST, 1987; MANZOTTI, 2011; MANZOTTI *et alii*, 2012) e nei litotipi della Serie di Arolla, assieme a pirosseni egrinici, in Valtournenche (DAL PIAZ, 1976; GUERMANI, 1992; HÖPFER, 1997; SCHIAVO, 1998) e in Vallese (Mont Dolin), nel contiguo Foglio svizzero Chanrion (AYRTON *et alii*, 1982; BURRI *et alii*, 1998). I rapporti tra i vari litotipi raggruppati nelle caselle della legenda con rango di formazione sono in genere di natura tettonica, spesso perfettamente risanati dal metamorfismo regionale: in questi casi il "bedding" litologico è concordante con la scistosità regionale S₂.

Calcescisti e marmi (RKJ)

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

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

Marmi con liste di quarzo - Sono costituiti da sottili e irregolari alternanze di marmi e quarziti e sono sovente associati ai marmi lastroidi con passaggi apparentemente stratigrafici (Fig. 65A). I livelli quarziticci hanno spessore in genere da qualche millimetro a un centimetro, sono in netto rilievo rispetto ai letti di marmo e mostrano una patina superficiale rugginosa (Fig. 65B-C). Sono costituiti da



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

granuli di quarzo, generalmente submillimetrici, flottanti in matrice carbonatica, o da vere quarziti prive di carbonato (Fig. 65D), del tutto diverse dai *chert* metamorfici a Fe-Mn descritti in seguito. I marmi con liste di quarzo sono potenti pochi metri e sono comunemente deformati da sistemi di pieghe mesoscopiche messe in evidenza dal “banding” litologico. Affiorano lungo la strada per Tsa de Chavalary, sulla vetta di Cima Bianca e nel tratto sommitale della successione carbonatica esposta nella comba del Saleron. La presenza di granuli di quarzo clastico richiede una alimentazione da una terra emersa soggetta a “weathering” maturo.

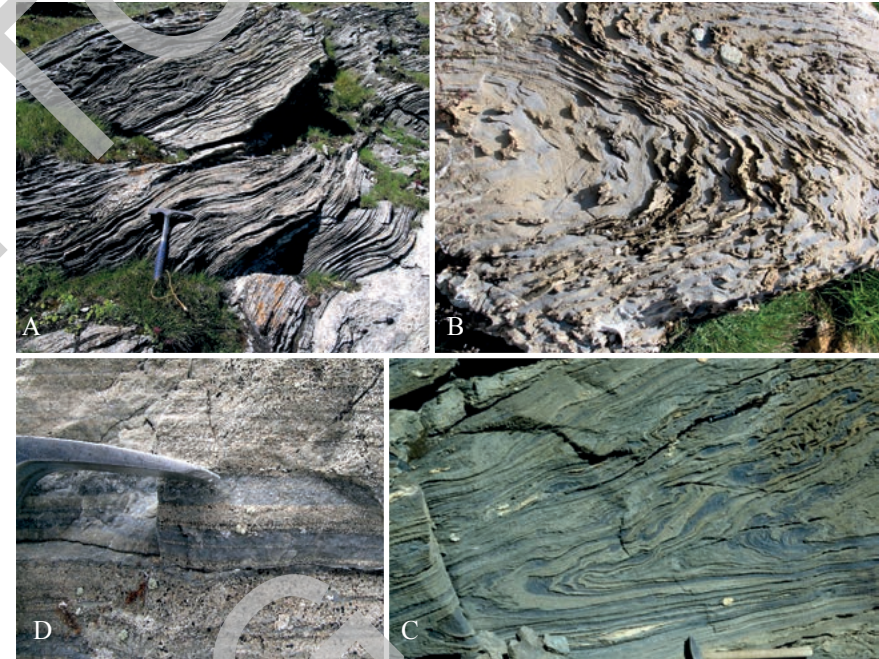


Fig. 65 - Marmi con liste di quarzo: (A) Comba del Saleron, (B) Tsa de Chavalary, (C) Château des Dames, parete sud. (D) Dettaglio dei sottili livelli quarziticci e carbonatici, Cima Bianca.

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

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

Marmi di Roisan (ROI)

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



Fig. 66 - Marmi lastroidi grigi: (A) a tetto delle dolomie massicce, Tsa de Chavalary, (B) in vetta della Cima Bianca.

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

A) *Dolomie del M. Grand Pays* - Tra tutti i carbonati di Roisan, l'affioramento sulla vetta del M. Grand Pays è quello che meglio conserva i caratteri sedimentari originari: lamine crenulate di tipo stromatolitico, livelli massicci con alghe dasicladali, superfici di erosione accompagnate da breccie dolomitiche (Figg. 45B-C). Queste ultime sono da angolose a subarrotondate, presentano "sorting" molto basso e sono immerse in matrice a grana fine. Questi elementi permettono di riferire le dolomie del Grand Pays ad un ambiente di piattaforma carbonatica soggetta a temporanee fasi di erosione in seguito a tempeste o a piccole oscillazioni del livello marino. Facies analoghe sono note nei Grezzoni del Nucleo Metamorfico Apuano e nella Dolomia Principale delle Alpi Meridionali. Negli affioramenti del M. Grand Pays (vetta e versante orientale) sono stati rinvenuti foraminiferi bentonici e alghe dasicladali in discreto stato di conservazione (CIARAPICA *et alii*, 2010): tra le alghe sono presenti numerosi esemplari di *Griphoporella curvata*, tra i foraminiferi numerosi esemplari di *Aulotortus spp.*, *Gandinella spp.*, *Glomospirella spp.*, associazione che consente un preciso riferimento al Triassico superiore (Fig. 46).

B) *Dolomie e marmi calcareo-dolomitici del Saleron e di Chavalary* - Gli affioramenti sulla destra idrografica della comba sotto il Col de Saleron (lato occidentale) e quelli presso l'alpeggio di Chavalary sono i più rappresentativi di questo tipo litologico che è diffuso in tutta la Zona di Roisan. Si tratta di dolomie con regolare stratificazione (Fig. 67A), caratterizzate da alternanze di strati massicci e di livelli laminati (Fig. 67B). Presso l'alpeggio di Chavalary, non lontano dall'Oratorio di Cuney, queste alternanze sono costituite da banconi di dolomie bianche a grana cristallina più grossolana e da dolomie grigio-scure, a grana fine e fissili. I rapporti tra dolomie bianche e dolomie scure o nere, con passaggi laterali e con vene delle prime entro le seconde, suggeriscono che le dolomie scure rappresenti-



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

no una prima generazione (dolomie singenetiche da dolomitizzazione precoce) e le dolomie bianche siano una seconda generazione da seppellimento più profondo. I tipi ritenuti “*primari*” non conservano alcun elemento che permetta di riferirle con sicurezza ad un ambiente di piattaforma carbonatica. Il fianco destro idrografico dell’alta comba ad ovest del Col Saleron mostra falesie di dolomie e calcari dolomitici, sia grigio-scuro che bianchi, ben stratificati. I livelli massicci sono separati da livelli con fantasmi di lamine o da sottili livelli micaceo-cloritici d’aspetto filladico. Anche in questo caso il riferimento ad un ambiente di piattaforma carbonatica potrebbe essere basato solo sull’aspetto massiccio dei banchi e sulla loro regolare successione che fa prevedere un processo sedimentario ritmicamente ripetuto, ma nessun elemento tessiturale o paleontologico è infatti conservato.

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

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

Età dei protoliti carbonatici: Triassico superiore.

Filloniti e miloniti alpine (DBK)

Filloniti grigio-plumbee e miloniti nerastre intimamente associate alle successioni mesozoiche del Gran Pays-Gran Verzignola, Cima Bianca, Château des Dames e Becca di Nana. Derivano da metasedimenti terrigeni mesozoici e da litotipi del basamento cristallino pretriassico. Le filloniti sono distinguibili per la presenza di una frazione carbonatica, o di liste, noduli e clasti di marmi impuri. Le miloniti di basamento hanno una composizione mineralogica analoga a quella degli Gneiss di Arolla in facies milonitica, con quarzo, albite, miche, clorite, epidoto, anfiboli e stipnomelano in proporzioni variabili, legate alla natura del protolite, origine confermata dalla presenza di microclasti di microclino-albite a scacchiera e/o di minerali radioattivi. Le varietà verdognole ricche in anfiboli calcici, epidoto e albite, talora simili a prasiniti, possono indicare protoliti di tipo dioritico o gabbriico. I carbonati, spesso presenti nell’associazione mineralogica, sono almeno in parte riferibili all’attività dei fluidi durante la deformazione milonitica. Le miloniti contengono varietà di aspetto quarziticco, bianche o verdognole, relativamente frequenti nella zona del M. Rion (Cuney). La loro origine è incerta:



Fig. 68 - Zona del lago Tzan (A): breccie stratificate con frammenti dolomitici tondeggianti in assetto granulo-sostenuto (B) e matrice-sostenuto (C).

possono derivare sia da rocce leucocratiche del basamento cristallino (prevalenti granitoidi) sia, specie se frammiste a filloniti, da originarie successioni di quarzoareniti e argilliti mesozoiche. Non hanno comunque alcuna analogia con le quarziti lastroidi dell’unità Pancherot-Cime Bianche.

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

Marmi e quarziti mineralizzate di Cignana (MQC)

Quarziti finemente zonate e mineralizzate a silicati e ossidi di Fe-Mn sono state scoperte da BALLÈVRE & KIENAST (1987) nel gradino roccioso tra il lago di Cignana (Tsignanaz) e il laghetto della Roisetta. Si tratta di piccoli affioramenti (unificati in carta) di quarziti varicolori associate a miloniti, marmi impuri e calcescisti non ofiolitici, esposti lungo il canalone situato al centro e alla sommità della potente bastionata di gneiss minuti e microocchidini della Serie di Arolla che si erge sulla destra idrografica del Lago di Cignana (estremità superiore) e culmina nella spalla glaciale alla base dello sperone settentrionale della Becca di Salè (DAL PIAZ, 1992). L'affioramento descritto in dettaglio da BALLÈVRE & KIENAST (1987) si trova nel tratto superiore del canalone, a 2590-2600 m di quota, ed è costituito da alcune sottili bancate di quarziti variegata a grana finissima, molto tenaci e in rilievo, alternate a scisti verdognoli quarzoso-albitico-cloritici a carbonato, con spessore complessivo di circa un metro. La successione è situata a letto di una banda di marmi verdognoli impuri, con livelli ricchi in quarzo, albite ed epidoto, e al tetto di ortogneiss in facies minuta o milonitica. Il *bedding* litologico, la scistosità regionale (S₂) e la foliazione milonitica marcano il piano assiale di pieghe isoclinali largamente trasposte e deformate da pieghe F₃. Le bancate quarzitiche sono costituite da alternanze millimetriche di livelli bianchi, rosa, rossastri, gialli, viola-blauastri o neri, alcuni di solo quarzo, altri di quarzo con abbondante granato, anfiboli blu, epidoto e/o ematite. Al microscopio si riconoscono livelli di pura quarzite alternati a livelli caratterizzati dalle associazioni di: i) quarzo-granato in cristalli euedrali submillimetrici, ii) quarzo-granato-anfibolo blu-ematite, iii) quarzo-granato-anfibolo blu-epidoto-ematite (BALLÈVRE & KIENAST, 1987). Il granato è una soluzione solida di almandino, spessartina (20-50%) e grossularia (sino al 23-26% nelle varietà ricche in epidoto), almandino, andradite (1.7-5.5% in presenza di ematite) e piropo (sino al 7-8% nelle quarziti prive di fasi magnesiache). Gli anfiboli hanno pleocroismo molto intenso, dal rossiccio chiaro al viola e all'azzurro: tutti gli anfiboli analizzati sono di tipo sodico e sono privi di zonatura. Il carattere ossidato delle associazioni a quarzo-ematite (con TiO₂ sino al 3%) suggerisce di utilizzare i valori massimi di Fe³⁺, ottenendo cristalli ad elevato tenore in Fe³⁺ o magnesioriebeckiti (BALLÈVRE & KIENAST, 1987). Minerali da subordinati ad accessori: carbonati, clorite, allanite, apatite, titanite e stilpnomelano. Prodotti d'alterazione, in genere scarsi: clorite e fini aggregati di clorite e biotite olivastra che sostituiscono granato e anfiboli sodici.

Le quarziti sono associate a marmi impuri e/o a filloniti e miloniti nero-verdastre contenute a loro volta nei consueti gneiss minuti della Serie di Arolla, deformati da due generazioni di pieghe isoclinali e da pieghe F₃. L'associazione mineralogica è sintomatica di un evento precoce di relativa alta pressione, in facies scisti verdi ad anfibolo sodico (BALLÈVRE *et alii*, 1986; BALLÈVRE & KIENAST, 1987), o scisti blu ad epidoto, analogo a quello diffuso nel basamento cristallino del Pillonet e datato al Cretacico superiore (CORTIANA *et alii*, 1998).

Le quarziti a Fe-Mn sono state riferite da BALLÈVRE & KIENAST (1987) a possibili radiolariti di età mesozoica della Zona di Roisan, copertura della Serie di Arolla.

In tale prospettiva si trattava di una presenza anomala nelle successioni carbonatiche mesozoiche della Zona di Roisan, con eventuali analogie (stato di ossidazione a parte) verso le mineralizzazioni idrotermali di fondo oceanico della Zona del Combin e le quarziti a pirite-calcopirite, anfiboli sodici e stilpnomelano della piccola miniera di pirite cuprifera di Les Vorpilles (DAL PIAZ & OMENETTO, 1978), ipotesi ventilata in una prima versione parziale delle note sottoposta al SGN.

La situazione è cambiata radicalmente con i nuovi rilievi (MANZOTTI, 2011) e le analisi microchimiche e isotopiche (MANZOTTI *et alii*, 2012) su questo tratto della Zona di Roisan, di cui riassumiamo i principali risultati innovativi. Nei sottili livelli di marmi associati alle quarziti (metachert) intercalate negli ortoderivati della Serie di Arolla sono conservati relitti prealpini di diopside e granato (Alm₄₅₋₃₆Sps₃₂₋₃₆), analoghi a quelli dei marmi antichi appartenenti al complesso dei parascisti pregranitici del Pillonet (DAL PIAZ, 1976). Le datazioni radiometriche di titanite (SHRIMP RG *ion microprobe*, Camberra), allanite e zirconio (*laser ablation*, Berna) tratti dalle quarziti e dai marmi in discussione hanno fornito età permiane (294-263 Ma, con *cluster* a 276 Ma) e giurassiche (190-160 Ma) (MANZOTTI *et alii*, 2012): le prime, interpretate come età di un evento metamorfico in regime distensivo (ZUCALI *et alii*, 2011), sono analoghe all'età di cristallizzazione dei gabbri e dei granitoidi della Serie di Arolla, le seconde a quelle dei protoliti delle quarziti a Mn dell'unità ofiolitica di Zermatt-Saas presso la diga di Cignana (RUBATTO *et alii*, 1998).

La presenza di relitti di un metamorfismo prealpino in facies anfibolitica e le età isotopiche documentano l'età prepermiana dei protoliti di questi litotipi intercalati nell'unità monociclica di Arolla. Nel foglio i loro limitati affioramenti sono stati fortemente ingranditi e distinti con la sigla MQC. Potevano essere inseriti nel "Complesso polimetamorfico indifferenziato" (MMY) dei lembi del Cervino e del Pillonet, ma abbiamo preferito tenerli separati per i motivi seguenti: i) il complesso polimetamorfico conserva, al di sotto della forte sovraimpronta alpina, relitti di un metamorfismo regionale in facies anfibolitica di probabile età varisica (mica bianca di 310 ± 4 Ma al Pillonet; CORTIANA *et alii*, 1998), comunque anteriore all'intrusione dei batoliti permiani di cui poteva eventualmente costituire parti del tetto: l'esistenza di un *fabric* pregranitico è documentato nei *roof pendants* del massiccio del M. Morion (DAL PIAZ, 1992; BUCHER *et alii*, 2003, 2004; RODA & ZUCALI, 2008), in analogia con i classici affioramenti del M. Mucrone (DAL PIAZ *et alii*, 1972; COMPAGNONI *et alii*, 1977); ii) nel complesso polimetamorfico del Pillonet non sono segnalate quarziti a Fe-Mn assieme ai marmi antichi a diopside ± granato. Con questa soluzione abbiamo anche evitato di modificare l'impianto del foglio, già allestito quando le quarziti mineralizzate e i marmi associati erano ancora ritenuti di età mesozoica.

Età dei protoliti: Prepermiano

1.1.2. - Unità di basamento superiori

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

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

Osservando la carta e le sezioni geologiche a margine, l'unità kinzigitica appartenente al lembo Dent Blanche *s.s.* affiora lungo l'intera Valpelline, da cui prende il nome, al nucleo della grande struttura sinformale più volte ricordata, che tende progressivamente a rovesciarsi procedendo verso la testata della valle, con vergenza antitetica rispetto a quella della falda (Figg. 44, 60). Il fianco sinistro della valle è formato in gran prevalenza dall'unità kinzigitica, tranne nel tratto iniziale, tra la Comba di Vessonaz e quella di Arpisson, a sud del paese di Valpelline

e nell'alta Comba di Livourneyaz-Massiccio di Tzan, dove affiorano gli Gneiss di Arolla delle unità sottostanti. La diga e il bacino d'invaso di Place Moulin, la Becca de Nona (2.898 m), il Mt Pisonet (3.208 m), la Becca de Leseney (3.504 m), la dorsale P. des Fontanelles (3.384 m) - Mt Dragon (3.353 m), la cima e il fianco occidentale del Château des Dames (3.488) e della P. Budden (3.630), la Tête de Valpelline (3.799) e numerose altre vette sopra i 3.000 m sono modellate nel complesso kinzigitico lungo il fianco sinistro della valle e alla sua testata: in questo settore l'unità pende a franappoggio verso il T. Buthier, più inclinata del versante, mentre il suo contatto basale ed interno con la sottostante unità di Arolla è situato in prevalenza lungo il versante di St Barthélemy della grande cresta spartiacque, con giaciture a reggipoggio a basso e medio angolo. Sul versante opposto (destro) della Valpelline, il contatto milonitico tra l'unità di Valpelline e quella di Arolla del lembo Dent Blanche *s.s.*, descritto in dettaglio da PENNACCHIONI & GUERMANI (1993), corre con andamento quasi rettilineo da Valpelline alla Comba della Sassa (Figg. 7A, 60), con giacitura da subverticale a molto inclinata verso valle, per poi assumere pendenze opposte e progressivamente più dolci tra il Mt Braoulè e la Tête de Valpelline, a causa del rovesciamento della struttura generale (Figg. 69A-B, profilo A-A'). L'intera cresta spartiacque tra Valpelline, Conca di By e Vallese è modellata nei metagranitoidi dell'unità di Arolla, con varietà da massicce a milonitiche, in chiara evidenza morfologica. Nel tratto tra Valpelline e Oyace, la zona di *thrust* milonitico-fillonitico tra le due subfalde (Valpelline e Arolla) del lembo Dent Blanche *s.s.* è intercettata e riattivata dalla faglia della Valpelline, estesa sul fondovalle sino a Place Moulin, con sviluppo di potenti cataclasi, per un tratto di circa 3,5 km (Fig. 60, dettagli nel capitolo VI).

Passando al sottostante lembo del Mont Mary *s.s.* (Figg. 44, 52, 60), la sua unità kinzigitica (superiore) affiora al limite con il Foglio Chatillon e si estende nell'alta Comba di Arpisson, interposta tra la potente ed eterogenea unità inferiore (a letto), in cui sono modellate la Becca di Vlou e il Mont Mary, e la Zona di Roisan (a tetto). L'unità kinzigitica ha uno spessore massimo di oltre 1 km (Comba Dèche), si assottiglia progressivamente verso la Comba Chaleby e, come ricordato, termina contro la Faglia di Trois Villes, per riapparire dalla comba di Cignana alle Murailles e nella Testa del Monte Cervino, dal caratteristico colore bruno (Fig. 63), formata da paragneiss, migmatiti, marmi e rocce basiche, in genere molto deformate e retrocesse. Lungo la spalla del Pic Tyndall, al contatto con i sottostanti metagranitoidi scistoso-milonitici di Arolla, le kinzigiti sono trasformate in filloniti con lenticelle di marmi antichi in facies milonitica, contenenti caratteristici cristalli di epidoto e clinopirosseno perfettamente ovalizzati (DAL PIAZ, 1996b).

Paragneiss di alto grado (MYS)

La casella rappresenta il complesso kinzigitico indifferenziato, costituito da paragneiss a biotite-granato-sillimanite (kinzigiti *Auct.*), con molteplici intercalazioni di marmi cristallini e rocce basiche, ben preservati in domini con limitata e discontinua sovrainpronta alpina (MYSh), ma in genere con alterazioni mine-



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

ralogiche di tipo statico (coronitico) più o meno sviluppate, o con rielaborazione tettono-metamorfica alpina in condizioni di relativa alta pressione e/o in facies scisti verdi, da tenue a pervasiva. Corrisponde alla Serie di Valpelline, segnalata da STUDER (1851-53), ripresa da ARGAND (1908, 1909a, 1911) come nucleo antico della piega-falda Dent Blanche ed infine trasformata da STUTZ & MASSON (1938) in zolla di scivolamento indipendente (*Gleitbrett*). I paragneiss a biotite-granato-

sillimanite sono il litotipo prevalente di un complesso con metamorfismo catazonale attribuito dapprima all'intrusione di corpi basici (MASSON, 1938; STUTZ & MASSON, 1938; DIEHL *et alii*, 1952), poi ad un metamorfismo orogenico prealpino, verosimilmente varisco e con perturbazione termica permiana. La storia prealpina è caratterizzata dallo sviluppo di granuliti felsiche e mafiche, da associazioni in facies anfibolitica di HT in evoluzione verso pressione decrescente a temperatura circa costante, con sviluppo di cordierite e di diffuse migmatiti di anatessi (DIEHL *et alii*, 1952; KIENAST & NICOT, 1971; BORIANI *et alii*, 1976; NICOT, 1977; CESARE *et alii*, 1989; DAL PIAZ, 1993; GARDIEN, 1994; GARDIEN *et alii*, 1994; BURRI *et alii*, 1998; BUCHER *et alii*, 2004; MALASPINA *et alii*, 2011; MANZOTTI & ZUCALI, 2012). Non sono segnalati corpi intrusivi indipendenti dal ciclo anatettico.

I protoliti del complesso kinzigitico sono una successione di sedimenti pelitico-arenacei di età paleozoica antica, o antecedente, e calcari dolomitici e corpi probabilmente concordanti (sill) di gabbri e dioriti. Del tutto analogo è il complesso kinzigitico con parziale sovrainpronta alpina della Zona Sesia-Lanzo (DAL PIAZ *et alii*, 1971; COMPAGNONI *et alii*, 1977a; BALLÈVRE *et alii*, 1986; STÜNTZ, 1989; BABIST *et alii*, 2006).

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

All'orogenesi alpina sono attribuiti prodotti metamorfici in facies di relativa alta pressione, indicati da fini aggregati di cianite e cloritoide, e in facies scisti verdi. I porfiroblasti di sillimanite sono sostituiti da minuti aggregati policristallini di cianite (PENNACCHIONI & GUERMANI, 1993) o da miche bianche accompagnate

da cianite e/o cloritoide (KIENAST & NICOT, 1971; SCHIAVO, 1992; BALETTI, 2003). Cloritoide è segnalato anche all'interno di plagioclasio calcico fortemente alterato nelle kinzigiti del Mont Mary (CANEPA *et alii*, 1990). Margarite con discreto contenuto in sodio, coesistente con fengite e cloritoide, è stata rinvenuta nelle microfratture alpine, generate per *microboudinage*, dei porfiroblasti di sillimanite nelle kinzigiti in parte retrocesse dell'unità di Valpelline affioranti nel versante sinistro della Combe du Grand Chamin (campioni di GUERMANI, 1990; analisi di SCHIAVO, 1992). Il cloritoide è un termine ricco in Fe, povero in Mn e privo di Mg, del tutto diverso quindi dalle varietà alte in Mg presenti nelle associazioni eclogitiche felsiche e mafiche della Zona di Zermatt-Saas e del Monte Rosa. La margarite ha un discreto contenuto in sodio (Na_2O : 2.55-3.06 % in peso) e basso contenuto in potassio (K_2O : 0.12-0.20) e le miche bianche associate sono muscoviti con basso tenore in sodio (Na_2O : 0.04-0.49). Più comuni le trasformazioni in facies scisti verdi del complesso kinzigitico, da tenui a penetrative, con sviluppo di albite, epidoto, mica bianca, clorite, actinolite (DIEHL *et alii*, 1952; DE LEO *et alii*, 1987). Questi litotipi, talora perfettamente preservati alla scala megascopica, sono l'espressione di una crosta continentale profonda, ad affinità sudalpina, assottigliata durante il Permiano a tetto dei plutoni gabbrici ed esumata progressivamente durante il *rifting* continentale (LARDEAUX & SPALLA, 1991; DAL PIAZ, 1993; GARDIEN *et alii*, 1994).

Anfiboliti e granuliti basiche (MYS_c)

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

Intercalazioni minori di anfiboliti-granuliti basiche, ben preservate o con parziale retrocessione alpina, si trovano lungo l'itinerario per il Bivacco Tête des Roèses, nella valletta di Deré la Vieille, nella gola torrentizia a monte di Praz Raye, al M. Charvin (Tsarvin) e al Col de Chaz Sèche, a nord della P. de Vamea.

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

Marmi antichi (MYS_d)

Il complesso kinzigitico (Serie di Valpelline) dei lembi Dent Blanche *s.s.* e Mont Mary-Cervino contiene numerose intercalazioni di calcari cristallini e marmi dolomitici a patina giallastra, puri e con silicati di Ca-Mg. In carta sono stati rappresentati i corpi maggiori, di spessore da metrico a pluridecametrico ed estensione longitudinale anche superiore al chilometro. La loro presenza segnala l'andamento del *bedding* regionale prealpino, ne facilita la ricostruzione e mette in evidenza le deformazioni duttili prealpine e alpine (Fig. 69B). Tra i principali affioramenti nel lembo Dent Blanche *s.s.* ricordiamo i due orizzonti esposti lungo il versante destro della Valpelline, il primo esteso da Chez les Chenaux (Bionaz) alla Becca de Chatelet e alla Becca de Lacs, il secondo dalla spalla destra della diga di Place Moulin a Plan Vaion, la Garda, Gran Vanna, per raggiungere il massiccio del Mont Brulè. In questa zona le intercalazioni di marmi diventano numerose e potenti, sia sul versante occidentale, sia lungo la parete orientale, caratterizzata da grandi pieghe a vergenza meridionale, sottolineate dai marmi e da un rosario di bande relativamente più sottili, situate alla base della parete, dall'Alpe le Braoulè all'Alpe Tsa de Tsan e, oltre il ghiacciaio, tra il Rif. Aosta, il Col de la Division e il versante meridionale della Tête de Valpelline (DIEHL *et alii*, 1938, 1952; MASSON, 1938; DAL PIAZ, 1992; BURRI *et alii*, 1998; BUCHER *et alii*, 2003, 2004). Altre intercalazioni di marmi si osservano sul fianco sinistro della valle e della sinforme dell'unità kinzigitica, dalla Becca Morion e la Becca de Nona alla Becca de Culoz e alla Becca de Leseney, con bande più discontinue

che sottolineano l'esistenza di un assetto strutturale complicato da pieghe meso-megascopiche prealpine. Degno di nota, infine, l'orizzonte con multiple e discontinue intercalazioni di marmi situato vicino al contatto tettonico interno tra l'unità di Valpelline e quella di Arolla, tra q. 3055 a nord del Colle di Vessonaz e il Colle des Montagnayes, e all'interno della sottile digitazione di kinzigiti retrocesse inserita entro gli ortoscisti della Serie di Arolla sulla parete sud-est della Becca des Arbières. Altri marmi in posizione strutturale analoga si osservano nella dorsale Pointes des Fontanelles-Dragon (I.G.M.: Fontanella-Dragone), caratterizzata da pieghe megascopiche con asimmetria a S guardando verso NE (fotografie in DAL PIAZ, 1992), e ancora più a nord, tra lo sperone occidentale della P. Budden e la zona del Bivacco della Tête des Roëses. I marmi puri sono di tipo saccaroide e si associano in genere a marmi a flogopite, con grana da vistosa a medio-fine e patina superficiale giallastra. Tra le varietà a silicati, sono frequenti i marmi a diopside e a diopside-plagioclasio calcico \pm mica bianca e scapolite. Vi si associano felsa a epidoto \pm anfiboli, clinopirosseno, granato in letti sottili, piccoli boudins e noduli che appaiono spesso in rilievo rispetto ai più erodibili marmi incassanti.

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

Gli gneiss di Arolla in facies minuta e milonitica appartenenti al lembo del Cervino e affioranti nei ripiani glaciali alla base dello sperone settentrionale della Becca di Salè contengono, oltre a numerose scaglie di rocce mesozoiche della Zona di Roisan, anche alcune lenticelle di marmi a diopside-granato e quarziti micacee riferite al basamento pretriassico (MANZOTTI, 2011; MANZOTTI *et alii*, 2012): questi marmi a silicati sono simili ai marmi antichi a epidoto e diopside \pm granato presenti nei micascisti polimetamorfici del lembo del Pillonet e al loro contatto con gli gneiss granitici occhadini, poco a nord del colle omonimo, sul versante di Ayas (DAL PIAZ, 1976). Marmi impuri di età incerta sono associati agli ortogneiss milonitici della Becca di Nana.

Miloniti prealpine del Mont Mary (MYS_e)

Scoperte da PENNACCHIONI & CESARE (1997) entro l'unità superiore (complesso kinzigitico) del lembo Mont Mary, affiorano al margine settentrionale del Foglio Chatillon e, nel Foglio Monte Cervino, alla Chateleysine (parete sud e cresta ovest) e alla Tête d'Arpisson. Hanno spessore massimo di un paio di metri, colore nero brillante, grana finissima e sono molto tenaci. La loro età prealpina è documentata da associazioni sincinematiche in facies anfibolitica: esse sono costituite da quarzo, biotite, muscovite, plagioclasio, granato, sillimanite, ilmenite

e grafite e la loro genesi è legata a reazioni di idratazione del tipo: $\text{Grt}_1 + \text{Kfs} + \text{H}_2\text{O} = \text{Bt}_2 + \text{Ilm}_2 + \text{Qtz} + \text{Ms} \pm \text{Sil}$ (PENNACCHIONI & CESARE, 1997). La diminuzione della grana (circa tre ordini di grandezza) è accompagnata dalla ricristallizzazione in facies anfibolitica di tutti i componenti mineralogici, ad eccezione della sillimanite, e da significative variazioni della composizione di granato e biotite. Al microscopio la roccia mostra spettacolari porfiroclasti di granato, plagioclasio e sillimanite, ovalizzati dalla deformazione ed annegati in una matrice ultramilonitica ricca di biotite (PENNACCHIONI *et alii*, 2001). Stime petrologiche indicano che la deformazione milonitica è avvenuta alla temperatura di 510-580°C e ad una pressione minima di 0.25-0.45 GPa, quindi in un ambiente crostale relativamente superficiale (8-14 km). Queste condizioni sono vicine a quelle della transizione duttile-fragile, indicate anche dalla genesi di pseudotachiliti e dall'elevato stress differenziale desunto dalla *grain-size piezometry* del quarzo (PENNACCHIONI & CESARE, 1997; MENEGON *et alii*, 2008). Il comportamento fragile-duttile dei paragneiss milonitici a temperature relativamente alte e l'assenza di tessiture di *annealing* negli aggregati di quarzo segnalano carenza di acqua durante il processo milonitico, consumata dalla idratazione sincinematica espressa dalla reazione sopra indicata (PENNACCHIONI & CESARE, 1997). Mancano dati isotopici per definire l'età delle miloniti, ma per gli elementi disponibili si ritiene che esse risalgano al collasso dell'orogenesi varisca o, più probabilmente, alla fase permo-mesozoica di assottigliamento crostale in ambiente termicamente perturbato. Analoghe miloniti prealpine sono presenti nel complesso kinzigitico del Foglio Monte Cervino, poco a nord del limite con il Foglio Chatillon, sia nell'alto circo tra la Tête d'Arpisson, sia nel massiccio della Tsat d'Etsena (Chateleysine). Altre bande milonitiche, non cartografate per limiti di scala, si possono osservare entro i paragneiss kinzigitici situati a letto dei gabbri milonitici della Becca d'Aveille, a sud-est del Grand Pays, sempre e solo nell'ambito dell'unità superiore del lembo Mont Mary.

Paragneiss a biotite-granato-sillimanite (MYS_h)

Con questo codice sono rappresentati i paragneiss del complesso kinzigitico con associazione mineralogica e fabric prealpini preservati in modo ottimale, talora integralmente alla mesoscala (Figg. 39 e 40). Si tratta di granuliti felsiche e di paragneiss a biotite-granato-sillimanite \pm cordierite, ricchi di migmatiti e pegmatiti (kinzigiti *Auct.*), con *fabric* prealpino ben preservato, spesso a grana molto vistosa. Possono contenere, non rappresentabili alla scala della carta, intercalazioni minori di marmi e rocce basiche e piccole zone di taglio interne, scistose e retrocesse. Dettagli sulla loro composizione mineralogica e sulle loro intercalazioni sono esposti nei paragrafi precedenti (MYS, MYS_c, MYS_d) e nel capitolo V. La differenza con le varietà più preservate inserite nel complesso kinzigitico indifferenziato dei paragneiss di alto grado metamorfico (MYS) è in certi casi molto sottile e poco oggettiva, legata alla sensibilità del rilevatore. I corpi di questo gruppo sono quasi esclusivi del lembo Dent Blanche s.s. ed affiorano sul fondo e su entrambi i versanti della Valpelline. Ricordando i maggiori, segnaliamo

mo il corpo Becca Vannetta - P. Gerlach, quello che dal Lago di Place Moulin si estende al versante sinistro della valle, nelle impervie dorsali della Becca d'Invergnau e di Nona, e sul versante opposto, nella zona di Bionaz, dove DIEHL *et alii* (1952) hanno stabilito la località tipo delle kinzigiti, e infine nella falesia sul fianco destro della bassa valle, tra Oyace e Semon, frazione di Valpelline, contenente intercalazioni di granuliti felsiche (KIENAST & NICOT, 1971; NICOT, 1977; MANZOTTI & ZUCALI, 2012). Nel lembo del Mont Mary-Cervino sono stati rappresentati solo nella dorsale del Mt Seriola, a nord della Fenêtre de Tzignanaz (Cignana), essendo altrove in corpi minori o con limiti mal definibili entro il complesso kinzigitico indifferenziato.

Granuliti felsiche (MYS₁)

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

Gneiss kinzigitici fortemente retrocessi (MYS₁)

Gneiss kinzigitici fortemente retrocessi, micascisti e filloniti di età alpina, in successioni anche di notevole spessore, sono diffusi lungo i contatti tettonici periferici delle unità kinzigitiche. I principali affioramenti distinti nel lembo Dent Blanche s.s. sono situati soprattutto lungo il contatto esterno con l'unità di Arolla, ove costituiscono una fascia spessa 50-100 m e quasi continua da Valpelline a Oyace e da Bionaz alla Comba d'Oren, nascosta a tratti sotto depositi di versante o fondovalle (DIEHL *et alii*, 1952; GUERMANI, 1992; PENNACCHIONI & GUERMANI, 1993; MALASPINA *et alii*, 2011). Lungo il contatto interno le fasce fillonitiche sono

più sottili e discontinue, cartografate in limitati settori tra la Becca Morion e la P. de Vamea, nella digitazione delle Pointes des Montagnayes e alla base dello sperone orientale della Becca de Leseney (Luseney). Va rilevato che vi sono altre fasce fillonitiche all'interno del complesso kinzigitico, discordanti rispetto alla foliazione prealpina, ma non rappresentate perché di dimensioni incompatibili con la scala del foglio. Le filloniti sono miloniti in facies scisti verdi di paragneiss kinzigitici, ricche in sericite, clorite, quarzo, albite ± epidoto e sostanze carboniose-grafitiche in proporzioni variabili, a grana molto fine e in genere prive di relitti varisici. Il passaggio tra le kinzigiti ben preservate e i loro derivati milonitici avviene in genere su breve distanza, tramite una fascia di transizione, potente da qualche metro a qualche decametro: essa è costituita da parascisti in cui sono ancora visibili i siti dei minerali prealpini di alta temperatura, sostituiti in parte o completamente da pseudomorfosi in facies scisti verdi, trasposti e lineati nella nuova foliazione alpina (GUERMANI, 1992; PENNACCHIONI & GUERMANI, 1993; MALASPINA *et alii*, 2011).

1.1.3. - *Unità di basamento inferiori*

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

Metagranitoidi (Serie di Arolla Auct.)

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

in territorio svizzero, ed è presente anche nel settore nord-orientale (Cervino *s.s.*) del sottostante lembo Mont Mary-Cervino ed in quello interno del Pillonet (DAL PIAZ, 1976, 1999; BUCHER *et alii*, 2003, 2004). Come accennato in precedenza, la serie trova successioni analoghe nella parte frontale della Zona Sesia-Lanzo (complesso degli Gneiss minuti *Auct.*; COMPAGNONI *et alii*, 1977a; CORTIANA *et alii*, 1998; DAL PIAZ, 1999).

Gneiss granitoidi indifferenziati (DBA)

La casella raggruppa i litotipi della Serie di Arolla di ARGAND presenti nei lembi Dent Blanche *s.s.*, Mont Mary-Cervino e Pillonet. E' costituita da molteplici varietà di ortoderivati monociclici ad impronta polifasica alpina (Fig. 70A-B-C): metagranitoidi massici o debilmente foliati, gneiss granitici a biotite e/o mica chiara, microocchiadini e/o occhiadini (Gneiss d'Arolla *Auct.*), gneiss granodioritici, gneiss quarzoso-albitici a mica bianca, biotite, anfibolo, epidoto \pm clorite a grana fine (Gneiss minuti *Auct.*), limitate intercalazioni di metadioriti e metagabbri anfibolici e diffuse fasce di miloniti omogenee o a bande, da protoliti calcocalcinici acidi, intermedi e localmente basici, con dominante scistosità regionale alpina S_2 , in facies scisti verdi e spesso crenulata. La Serie di Arolla comprende filoni leucocratici e subordinati filoni melanocratici con trasposizioni e trasformazioni metamorfiche di età alpina più o meno sviluppate. Tutti i protoliti sono anteriori alla fascia milonitica che separa gli gneiss di Arolla dai grandi corpi gabbri; datazioni radiometriche U-Pb dello zirconio indicano un'età permiana inferiore (289 ± 2 Ma; BUSSY *et alii*, 1998) dei granitoidi, compatibile con il carattere monociclico degli ortogneiss e con l'esistenza delle sequenze triassiche della Zona di Roisan.

I litotipi predominanti della Serie di Arolla derivano da graniti e graniti ad anfibolo, in genere porfirici (Fig. 70B), e da granodioriti. Sul terreno è riconoscibile una successione pressochè continua, ripetuta dalla scala centrimetrica a quella mesoscopica e megascopica, di litotipi rielaborati in varia misura dagli eventi tettono-metamorfici alpini, con passaggi transizionali regolati da gradienti di deformazione molto variabili (DAL PIAZ *et alii*, 1977; GUERMANI, 1992; PENNACCHIONI & GUERMANI, 1993; MONOPOLI, 2003; SCHIAVO, 2003; MENEGON *et alii*, 2006, 2008; RODA & ZUCALI, 2008, 2011; MANZOTTI, 2011). In una successione ideale, procedendo dai tipi meno deformati verso quelli molto rielaborati, si osservano: metagraniti massicci a biotite \pm orneblenda, gneiss granitici a biotite e/o mica chiara, microocchiadini e/o occhiadini (Gneiss d'Arolla *Auct.*), gneiss quarzoso-albitici a biotite-epidoto \pm clorite e anfibolo alpino, a grana fine (Gneiss minuti *Auct.*) e gneiss milonitici, omogenei o a bande. Il passaggio da metagranitoidi massicci a varietà foliate e sempre più deformate, sino a prodotti milonitici e ultramilonitici, è innescato dalla penetrazione di fluidi e guidato dall'alterazione del plagioclasio che si comporta come *strain-supporting matrix* durante le fasi deformative prealpine ed alpine (MENEGON *et alii*, 2008; MALASPINA *et alii*, 2011). I metagranitoidi e gli gneiss granitici formano volumi stratoidi o lenticolari, relativamente poco deformati e con abbondanti relitti magmatici e parziali trasfor-

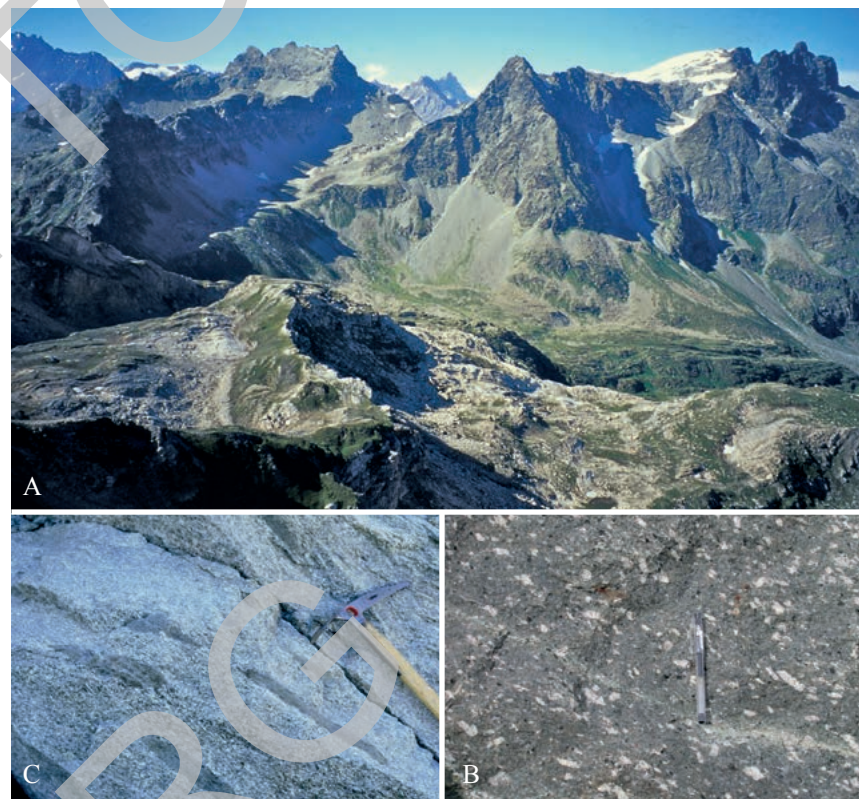


Fig. 70 - (A) Il massiccio di Cian ed il vallone di Chavacoeur modellati nei metagranitoidi della Serie di Arolla; in primo piano le successioni carbonatiche della Zona di Roisan lungo la dorsale nordorientale di C. Bianca. (B) Metagranito a fenocristalli di feldspato potassico e anfibolo della Serie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

mazioni microscopiche di tipo pseudomorfo e coronitico. Essi sono avvolti da fasce di gneiss microocchiadini, minuti o milonitici, con scistosità alpina penetrativa S_2 , diffusa a scala regionale, e locali relitti della S_1 alpina, in genere crenulata. In alcuni gneiss granitoidi della Serie di Arolla ad anfiboli blu-granato (Plan Marmottin, DBL1588) e clinopirosseno (basso vallone di Arpisson, DBL1600) è stato possibile separare le miche chiare che definiscono le due scistosità principali alpine (SCHIAVO, 1992): le fengiti disposte in S_1 sono caratterizzate da moderata sostituzione celadonitica e da un contenuto in Si di 3.5-3.6 atomi p.f.u., indicativo di condizioni metamorfiche di relativa alta pressione (MASSONNE & SCHREYER, 1987); quelle disposte in S_2 hanno valori di Si attorno a 3.3, consistenti con il metamorfismo in facies scisti verdi. I granati, sempre di piccole dimensioni, sono soluzioni solide di almandino-andradite-grossularia o di andradite-grossularia,

con scarso contenuto in molecola spessartina, abbondante nelle quarziti a Fe-Mn descritte da BALLÈVRE & KIENAST (1986) e MANZOTTI *et alii* (2012) nella Zona di Roisan. Alcuni ortogneiss dei lembi Dent Blanche s.s., Mont Mary-Cervino e Pillonet contengono anfiboli sodici di vario tipo (winchite-riebeckite, glaucofane) e pirosseni di tipo egirina-augite (DAL PIAZ & SACCHI, 1969; DAL PIAZ, 1976; AYRTON *et alii*, 1982; GUERMANI, 1992; PENNACCHIONI & GUERMANI, 1993; CORTIANA *et alii*, 1998; BALETTI, 2003; RODA & ZUCALI, 2008, 2011; BALETTI *et alii*, 2012). Il clinopirosseno nel campione DBL1600 (Arpisson), analogo a quelli del lembo del Pillonet, è una egirina-augite con contenuto in giadeite del 5-12%, associata in genere ad albite e clorite (SCHIAVO, 1992). Le miloniti al limite tra la Serie di Arolla e quella di Valpelline (Figg. 7A, 40A) hanno una associazione ad anfiboli sodici, fengite, egirina-augite (PENNACCHIONI & GUERMANI, 1993).

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

Età dei protoliti: Permiano inf.

Gneiss occhiadini (DBA_a)

Gli gneiss occhiadini e microocchiadini sono varietà scistose caratterizzate dalla presenza di porfiroclasti di microclino e/o di albite a scacchiera, derivati dai graniti porfirici a biotite ± orneblenda descritti in precedenza (Figg. 70B, 71C). I porfiroclasti di microclino hanno dimensioni in genere di 1-2 cm, ma possono raggiungere i 5-6 cm: nelle varietà massicce mantengono l'originario abito euedrale ma nei tipi scistoso-laminati e milonitici assumono forme lenticolari più o meno fratturate, ovalizzate o allungate nella direzione di *stretching*. Nel loro insieme, i metagranitoidi porfirici e gli gneiss occhiadini della Serie di Arolla sono assai meno vistosi ed estesi di quelli diffusi nelle sottostanti falde penniniche del Monte Rosa e del Gran Paradiso. I porfiroclasti di microclino sono in parte sostituiti da albite con caratteristica geminazione a scacchiera, talora segnalata all'esame macroscopico da una leggera tinta ocracea. Col procedere della deformazione, i porfiroclasti di microclino e/o di albite a scacchiera sono ridotti a dimensioni millimetriche, dando origine a varietà microocchiadine. Il plagioclasio è trasformato in aggregati policristallini di albite, epidoto e sericite che fluiscono nella matrice scistosa, assieme a lenti e sottili letti di quarzo con cristallizzazione dinamica e aggregati di mica bianca, clorite, clorobiotite, actinolite, epidoto, titanite e talora stilpnomelano, derivati dalla trasformazione di biotite e orneblenda magmatiche. I principali corpi di gneiss occhiadini e microocchiadini rappresentati nel foglio sono situati nel lembo Dent Blanche s.s., lungo la dorsale di confine tra la Valpelline e il Glacier d'Otemma. Corpi minori sono presenti in altre parti del settore svizzero e nei sottostanti lembi del Mont Mary-Cervino e del Pillonet.

Età dei protoliti: Permiano inf.

Gneiss milonitici in facies scisti verdi (DBA_b)

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

Le zone di taglio milonitico in facies scisti verdi riuniscono gneiss minuti di tipo omogeneo e gneiss a bande, con alternanza di letti leucocratici e di letti grigio-verdognoli albitico-micaceo-cloritico-epidotici ± biotite, anfibolo calcico e stilpnomelano, di spessore millimetrico-decimetrico, talora maggiore (Fig. 71A-B-C-D). Essi derivano dai vari protoliti della *suite* granitico-quarzodioritica, la cui natura può essere valutata in modo indiretto e qualitativo sulla base dei prodotti di trasformazione metamorfica in facies scisti verdi e dei loro rapporti quantitativi. Gli gneiss milonitici formano bande continue che avvolgono e separano, a tutte le scale, i corpi di metagranitoidi e di gneiss occhiadini poco defor-



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

mati, all'interno dell'unità di Arolla e al suo contatto con altre unità tettoniche (si veda la ricostruzione in Fig. 72 di PENNACCHIONI & GUERMANI, 1993): i limiti tra miloniti e metagranitoidi possono essere gradualii, segnati da mutue alternanze o relativamente netti in base alla ripartizione della deformazione, al suo gradiente o alla presenza di anisotropie primarie.

MENEGON *et alii* (2008) hanno descritto in dettaglio l'evoluzione microstrutturale e l'orientazione cristallografica preferenziale del quarzo in quattro campioni di metagranitoidi della Serie di Arolla rappresentativi della progressione della deformazione duttile in facies scisti verdi, da litotipi poco deformati a miloniti. Il minerale più instabile è il plagioclasio magmatico che costituisce oltre metà del volume

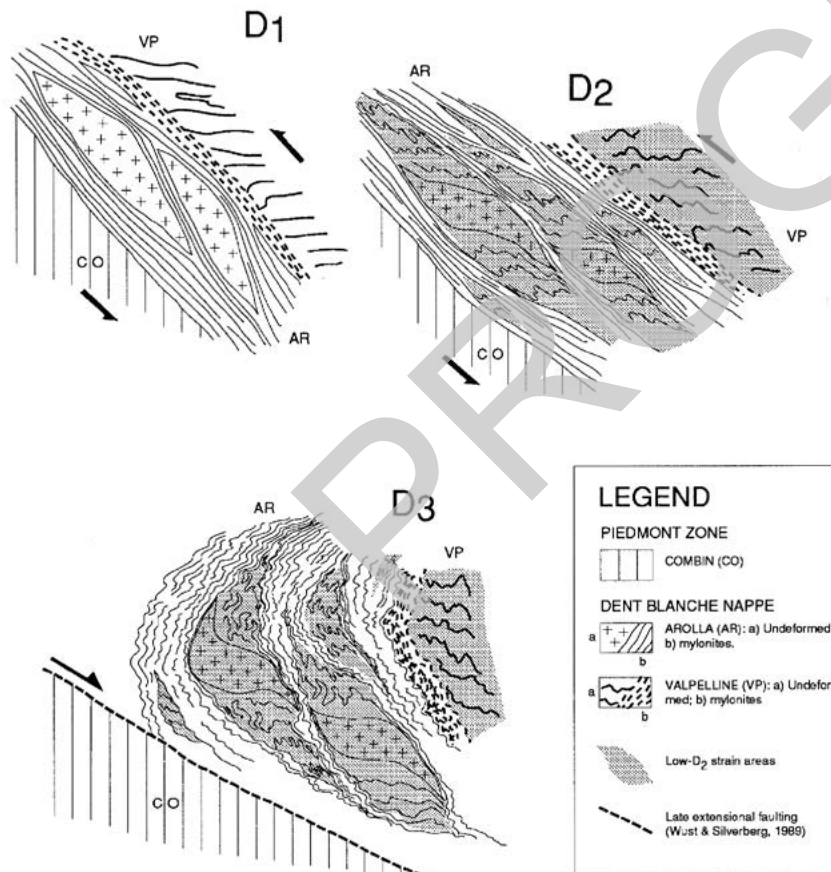


Fig. 72 - Evoluzione cinematica del lembo Dent Blanche durante le fasi duttili alpine D_1 - D_2 - D_3 , versante destro della media Valpelline, schema interpretativo (PENNACCHIONI & GUERMANI, 1993). La deformazione milonitica D_1 ha risparmiato e avvolto estesi corpi lenticolari di granitoidi della Serie di Arolla e di kinzigiti della Serie di Valpelline.

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

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

Gneiss minuti (DBA_c)

Con questo codice sono indicati alcuni significativi affioramenti di ortogneiss minuti e milonitici del lembo del Pillonet (Serie di Arolla *s.l.*) contenenti sottili e ripetute intercalazioni di marmi e/o di metabasiti, distinti nella carta al 1:12.500 di DAL PIAZ (1976), ma non rappresentabili alla scala del foglio. Affiorano al margine occidentale del lembo austroalpino, tra l'Alpe Champ Long e la bassa dorsale compresa tra q. 2454 e q. 2550 m, lungo il sentiero per il Colle del Pillonet. Le rocce cristalline sono costituite dai consueti gneiss minuti albitico-fengitico-quarzosi, di colore grigio chiaro o verdognolo, e da subordinati gneiss occhiadini e microocchiadini (microclino-albite a scacchiera) scistoso-laminati. Al microscopio si osservano Fe-epidoto, clorite, actinolite, biotite bruno-verde, stilpnomelano e occasionali blasti di egrina-augite, in parte uralitizzati, e di anfiboli sodici, in quantità e in rapporti molto variabili, da cui è possibile desumere l'esistenza di una *suite* granitico-quarzodioritica analoga a quella della falda Dent Blanche. Gli epidoti mostrano sovente un nucleo di allanite a conferma della natura eruttiva dei protoliti. Gli gneiss minuti contengono frequenti intercalazioni concordanti di gneiss aplitici (filoni trasposti), rocce basiche e marmi il cui spessore è in genere inferiore al metro. La successione è intensamente deformata da *shear* milonitico e da due principali fasi plicative (DAL PIAZ & SACCHI, 1969). Le intercalazioni di rocce verdastre sono rappresentate da gneiss albitico-epidotico-micacei a clorite \pm actinolite, con sviluppo porfiroblastico dell'albite, talora con liste e lenticelle gialle (pistacite), da anfiboliti albitiche e da interessanti varietà ricche in relitti di orneblenda bruna (probabili gabbri), in parte sostituiti da anfiboli sodici, in matrice di epidoto, albite, clorite, actinolite \pm mica bianca, titanite, minerali opachi e carbonato. Le ripetute intercalazioni di marmi mostrano caratteri macroscopici e microscopici del tutto simili. I marmi sono bianchi, rosati e grigi sulle superfici fresche, con patina superficiale giallastra: sono costituiti da prevalente carbonato, con subordinata mica bianca \pm quarzo, albite, epidoto e clorite, scarsi o accessori. L'associazione con ortogneiss derivati da protoliti di probabile età permiana e l'assenza di relitti prealpini di alto grado metamorfico presenti nei marmi antichi, suggeriscono di riferire questi marmi alle successioni mesozoiche austroalpine (RKJ).

Tettoniti alpine della Valle di St Barthélemy (DBA_d)

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

Metagranitoidi (DBB)

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

L'associazione magmatica, a volte preservata quasi integralmente, è rappresentata da feldspato potassico, quarzo, plagioclasio spesso saussuritizzato, biotite rosso-bruna ± orneblenda e, in quantità accessoria, da zircone, titanite, apatite e minerali radioattivi. La struttura è da olocristallina-granulare a porfirica (feldspato potassico), la matrice ha grana media o medio-grossa e la foliazione alpina, se presente, è tenue e spaziata. I graniti sono in prevalenza porfirici, con fenocristalli di microclino pertitico (1-5 cm) e matrice chiara con biotite e quarzo plurimillimetrici, ben visibili ad occhio nudo. Granodioriti e quarzodioriti hanno grana minore e struttura in genere granulare, con fenocristalli prismatici neri di orneblenda che possono raggiungere dimensioni centimetriche. Non sono stati osservati sul terreno i rapporti primari tra graniti e granodioriti, di verosimile natura transizionale piuttosto che intrusiva, come sembra desumersi dai loro derivati metamorfici. Tutti i litotipi esaminati al microscopio mostrano tracce più o meno diffuse della sovrainpronta alpina, con trasformazioni in prevalenza di tipo pseudomorfo o coronitico (STUTZ, 1940; DIEHL *et alii*, 1952; DAL PIAZ, 1976; DAL PIAZ *et alii*, 1977; GUERMANI, 1992; SCHIAVO, 1993; PENNACCHIONI & GUERMANI, 1993; BURRI *et alii*, 1998; BUSSY *et alii*, 1998; BUCHER *et alii*, 2004; RODA & ZUCALI, 2008): il plagioclasio magmatico è sempre alterato, sostituito da albite, minuta sericite e feltri torbidi di saussurite, la cui distribuzione ed abbondanza suggeriscono

l'esistenza di termini oligoclasico-andesinici. L'alterazione è facilitata da due fasi principali di idratazione, definite in base a stime petrologiche e all'analisi delle inclusioni fluide (MALASPINA *et alii*, 2011): i) la prima fase è di età prealpina e si sviluppa in condizioni della facies anfibolitica di relativa bassa pressione, con sviluppo di aggregati di andesina ed epidoto; ii) la seconda, chiaramente alpina, ha i caratteri della facies scisti verdi ed è indicata da albite ed epidoto. Quarzo e feldspato potassico sono in genere ben preservati, nonostante la deformazione. I grandi cristalli di quarzo magmatico sono caratterizzati da estinzione ondulata, con ricristallizzazione dinamica assente o molto limitata anche quando il plagioclasio è completamente alterato. Il feldspato potassico, in genere micropertitico, permane inalterato anche quando mostra una certa deformazione cataclastica, o è sostituito in parte da albite con geminazione a scacchiera, segnalata per la prima volta da STUTZ (1940) negli Gneiss di Arolla. CALLEGARI & DE PIERI (1967) hanno descritto i caratteri cristallografici di una albite a scacchiera tratta dagli gneiss occhidini affioranti nella dorsale sulla destra del Ghiacciaio del Leone. L'anfibolo magmatico delle quarzodioriti analizzate è costituito da edeniti, pargasiti e hastingsiti potassiche (RODA & ZUCALI, 2008), quello presente in molti graniti è un'orneblenda di colore verde marcio o verde (SCHIAVO, 1993). In stadi più evoluti, l'orneblenda e la biotite rosso-bruna primarie sono decolorate e sostituite, rispettivamente, da monocristalli o aggregati di anfiboli actinolitici ± clorite e da clorite e/o mica bianca ± rutilo, titanite, epidoto. I componenti accessori più frequenti sono apatite, zircone, titanite ± tormalina. I corpi di metagranitoidi contengono zone più deformate, non distinte in carta, caratterizzate da una significativa impronta metamorfica alpina, con foliazione e sviluppo di albite a scacchiera, albite, epidoto, quarzo, miche chiare di almeno due generazioni, biotite olivastro ± clorite, anfiboli verde-azzurri e verdi, stilpnomelano, con variazioni legate alla composizione dei protoliti.

Età dei protoliti: Permiano inf.

Metagranitoidi ad inclusi femici (DBB_a)

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

Verso monte, affiora un metagranito a grana grossa, più ricco in biotite, che contiene numerose zolle plurimetriche di paragneiss a liste pegmatitiche, formando una breccia di intrusione con moderata rielaborazione alpina. Altri affioramenti di metagranitoidi ad inclusi comagmatici sono cartografati sul versante occidentale della Becca Morion e, in corpi minori, tra il colle e la P. de Chavacoer.

Metagranodioriti della Punta d'Otemma (DBO)

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

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

Metaquarzodioriti dei Bouquetins (DBQ)

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

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

Filoni acidi (fa)

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

Filoni basici (fb)

Filoni melanocratici con metamorfismo alpino in facies scisti verdi, derivati da gabbri a grana minuta e subordinati lamprofiri, diffusi nel circo del Ghiacciaio del Leone, ma presenti anche alla base della dorsale di Crête Sèche e nella Comba Faudery, entro granitoidi gneissici della Serie di Arolla, massicci, occhiadini o minuti. I lamprofiri metamorfici presenti nei corpi mafici del Cervino-Mt Collon, ma non figurati in carta per le ridotte dimensioni, sono descritti nel paragrafo dei metagabbri. I filoni basici del circo glaciale del Leone, rappresentati in carta in modo molto semplificato, sono stati analizzati da ZANELLA (1992) e confrontati con i metagabbri del Cervino con l'obiettivo di verificare la loro eventuale parentela, problema rimasto aperto per mancanza di dati isotopici. Nella parete di gneiss occhiadini e microocchiadini che delimita, sulla destra, il circo glaciale, sono esposti un filone melanocratico principale, spesso 4-5 m, ed altri minori, trasposti lungo la scistosità regionale S_2 degli gneiss incassanti (Fig. 73A-B). I filoni hanno giacitura tabulare, da suborizzontale a inclinata di 25-35° verso SSO, e sono dislocati da piccole faglie distensive; unica eccezione, una vena melanocratica deformata da una serie di pieghe a fisarmonica (Fig. 73C) che documentano il *flattening* duttile della struttura. Altri filoni e *boudins* sono esposti nei dossi montonati alla fronte del ghiacciaio. La zona è situata nell'ombra di pressione generata negli gneiss di Arolla dal rigido corpo gabbriaco del Cervino e il cui contatto milonitico è esposto nella parete alla testata del circo, sotto il Col Tournanche, e alla base della Testa del Leone. In Tabella 1 sono riportate le analisi (elementi maggiori e in traccia) di due filoni melanocratici (ZANELLA, 1992) e, per confron-



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

to, quelle di due filoni basico-ultrabasici situati all'interno del gabbro del Cervino (DAL PIAZ *et alii*, 1977). Il campione DBL1097 proviene dall'estremità settentrionale del filone principale; il campione DBL1095 da un filoncello suborizzontale situato, al di sopra del precedente, potente una trentina di centimetri e lungo qualche decina di metri. Gli gneiss occhiadini incassanti sono molto laminati, per 30-40 cm a partire dal contatto col filone, contengono bande aplitiche e sottili liste di epidoto giallastro che mettono in evidenza pieghe isoclinali, ulteriore prova che

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

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

la scistosità regionale è una S₂ alpina. Associazione mineralogica: microclino, albite a scacchiera, relitti di quarzo magmatico e di orneblenda verde, aggregati di quarzo con cristallizzazione dinamica, albite, epidoto, clorite e biotite olivastrea; accessori: stilpnomelano e allanite. Il primo filone ha colore grigio-verdognolo, grana fine e l'aspetto di un minuto flasergabbro scistoso-laminato, con relitti di orneblenda bruna concentrati in lenticelle a grana leggermente maggiore. All'e-same microscopico si notano piccoli porfiroclasti di anfibolo bruno, sostituiti in parte da anfibolo actinolitico verde pallido, immersi in una matrice omogenea a grana finissima di epidoto, albite, sericite, anfibolo incolore e clorite, derivati da plagioclasio calcico, in parte ancora visibile, e da minerali femici non più riconoscibili. A tratti il filone mostra un *banding* composizionale millimetrico, con alternanza di letti albitico-epidotici chiari, contenenti anche anfibolo tremolitico aciculare, e di letti verdastri, ricchi di anfiboli magmatici e metamorfici e di clorite; componenti accessori: mica chiara, titanite e raro zircone. Altri filoni della zona hanno analoghe caratteristiche macroscopiche e microscopiche. Il secondo filone analizzato ha colore verde scuro, grana minuta, struttura omogenea e ricristallizzazione pervasiva: è costituito da abbondanti fenocristalli relitti di anfibolo bruno, trasposti lungo la foliazione alpina e sostituiti in parte da anfibolo verde azzurrognolo, e da una matrice metamorfica, omogenea, dominata da mica bianca in lamelle decussate di dimensioni discrete, associata a minuti granoblasti di epi-

doto. La mica bianca è probabilmente una "fuchsite" incolore, ipotesi giustificata dal tenore particolarmente elevato in Cr (421 ppm) della roccia totale. La matrice sembra priva di albite, costituente comune e abbastanza abbondante nel primo gruppo di filoni. Accessori: titanite, apatite, zircone, minerali opachi.

I dati geochimici (ZANELLA, 1992) forniscono risultati contrastanti: il filone maggiore (DBL1097), rappresentativo dei tipi prevalenti, mostra una buona affinità geochimica con i filoni basici e ultrabasici intrusi nel gabbro del Cervino e del Mt Collon-Dents de Bertol, ma in assenza di datazioni radiometriche l'analogia non è sufficiente per dimostrare che essi appartengono allo stesso ciclo magmatico e che l'unica datazione esistente (260 Ma; MONJOIE *et alii*, 2007) sia valida per tutti i filoni melanocratici della falda Dent Blanche *s.l.* Se l'ipotesi fosse confermata, nel Permiano superiore la tettonica tensionale avrebbe già portato il complesso gabbro alla base dei granitoidi della Serie di Arolla ed entrambi sarebbero stati intrusi da filoni basico-ultrabasici di origine astenosferica. La zona di taglio duttile che li separa avrebbe continuato ad agire durante il *rifting* continentale mesozoico, per essere poi ripresa ed invertita durante l'orogenesi alpina. Di contro, il secondo filone (DBL1095) ha un alto contenuto in potassio (K₂O: 6.15 %) e non trova riscontro nei dati disponibili sui corpi basici austroalpini (DAL PIAZ *et alii*, 1977; VENTURINI, 1995; VENTURINI *et alii*, 1996; REBAY & SPALLA, 2001; BALETTI, 2003; MONJOIE, 2004; MONJOIE *et alii*, 2007; BALETTI *et alii*, 2012).

I metagranitoidi massicci affioranti alla base della Crête Sèche contengono, poco sopra il sentiero per il rifugio omonimo, un filone basico, segnato nelle carte di STUTZ (1940) e di DIEHL *et alii* (1952) con la lettera L (lamprofiro). E' lungo una quindicina di metri, spesso 18-30 cm, con ingrossamento sino a 1 m, diretto NNO, di colore grigio-verdognolo, grana finissima e molto tenace. Al microscopio appare costituito da orneblenda verde, plagioclasio alterato in saussurite ± sericite ed epidoto e da scarso quarzo, indicativi di una metadiorite con scistosità da blanda a marcata. Il filone è insediato in un metagranito a biotite, orneblenda verde, plagioclasio saussurite e quarzo magmatico con parziale ricristallizzazione dinamica, privo di evidente foliazione.

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

Metagabbri e ultramafiti cumulitiche

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



Fig. 74 - Filone plagioclasico-amfibolico tagliato da filone aplittico, entrambi metamorfici, entro la Serie di Arolla della Comba di Faudery.

I primi studi mineralogici dei gabbri e delle peridotiti del Collon (detti di Arolla) e del Cervino e le prime analisi chimiche roccia totale si debbono a BRUN (1892, 1894, 1899). Ulteriori osservazioni sono fornite dalle note di rilevamento di MATTIROLO (1903, 1904), NOVARESE (1904), ARGAND (1909a) e BEARTH (1964), dalle nuove analisi chimiche e petrografiche di BARTHOLMÈS (1920), dalla tesi di STUTZ (1940) sulla Serie di Arolla in Valpelline e dalla sintesi di ARGAND (1934) sulla Zona Pennidica. Nella carta geologica del Massiccio della Dent Blanche, ARGAND (1908) aveva attribuito gabbri, peridotiti e rocce associate alla Serie di Valpelline, di età paleozoica, ipotesi attenuata nella memoria illustrativa (ARGAND, 1909a), dove si parla solo di una loro comune preferenza ad occupare presunte strutture antiformali. Nella sua ultima sintesi, ARGAND (1934) cambia radicalmente idea, affermando l'appartenenza del gruppo dei gabbri alla serie di Arolla e riferendoli tuttavia al magmatismo basico mesozoico e ad intrusioni avvenute alla base o al nucleo delle pieghe-falde in formazione, forse influenzato da BARTHOLMÈS (1920) che aveva sostenuto l'analogia tra i gabbri della falda Dent Blanche e quelli della sottostante Zona piemontese, ritenuti di età oligocenica. Il corpo gabbriaco del Cervino è attribuito alla Serie di Arolla anche da NOVARESE, rilevatore di questo settore del Foglio Monte Rosa (1912), e correttamente ritenuto coevo dei granitoidi, come risulta dalla legenda: “*Eufotide tipico a diallaggio e labradorite della Testa del Leone, facies laterale basica locale del granito porfiroide di età pre-triassica*”. Analoga interpretazione è sostenuta da MASSON (1938), DIEHL *et alii* (1952) e STAUB (1957) che interpretano i gabbri della Dent Blanche come precursori meno differenziati dei graniti. La presenza di *layering* magmatico è segnalata

da BEARTH (1974) e DAL PIAZ (1974). I corpi intrusivi mafici ed ultramafici del Cervino e del Collon-Dents de Bertol sono stati analizzati, descritti in dettaglio e datati da DAL PIAZ *et alii* (1977) e, più recentemente, da BUSSY (2001), MONJOIE (2004), MONJOIE *et alii* (2005, 2007). Le datazioni isotopiche indicano l'età permiana inferiore e la sostanziale contemporaneità dei gabbri e dei granitoidi della Serie di Arolla nei lembi Dent Blanche *s.s.* e Mont Mary-Cervino, espressione del grandioso ciclo magmatico postvarisico diffuso nelle unità austroalpine e sudalpine appartenenti al margine settentrionale della futura placca adriatica (DAL PIAZ & MARTIN, 1988b; REBAY & SPALLA, 2001; MONJOIE *et alii*, 2007). La seguente descrizione dei litotipi è tratta da DAL PIAZ *et alii* (1977), BURRI *et alii* (1998), BAILETTI (2003), BUCHER *et alii* (2004), MONJOIE *et alii* (2007), BAILETTI *et alii* (2012), integrata da osservazioni originali sul campo e al microscopio.

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

Metagabbri (DBG)

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

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

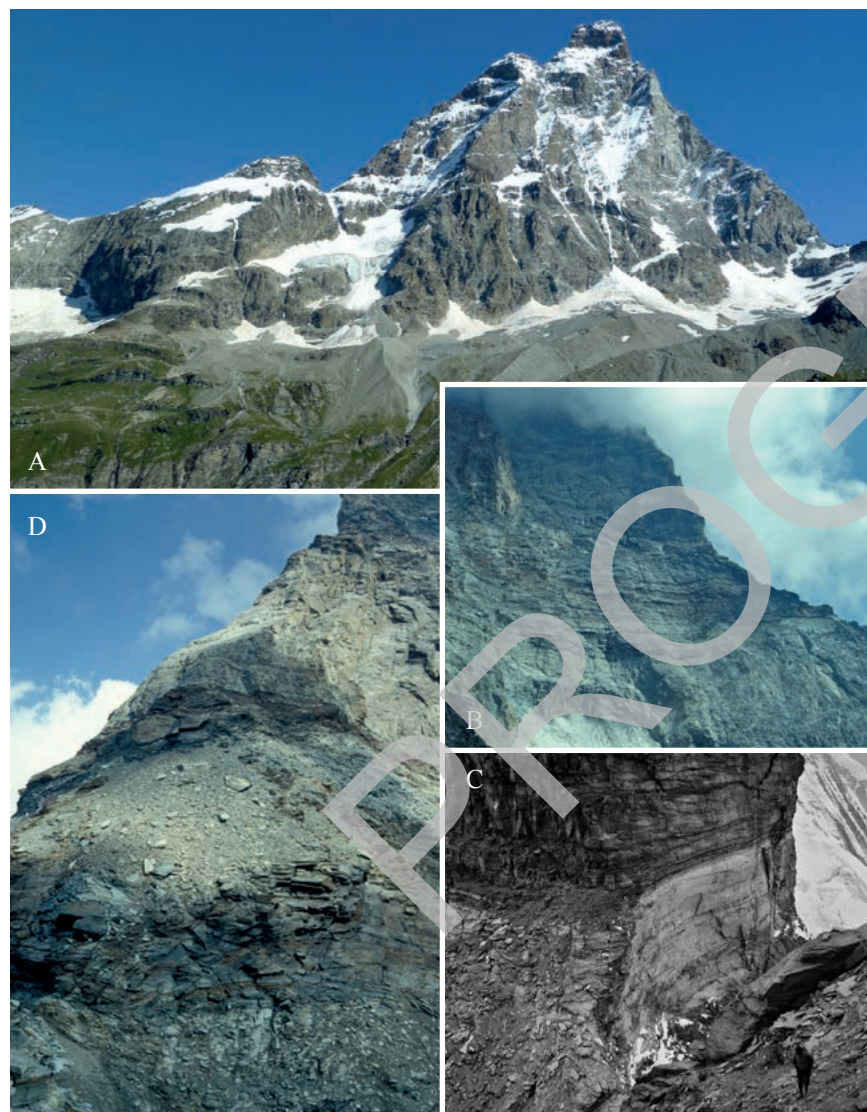


Fig. 75 - Le miloniti al contatto del corpo gabbriaco del Cervino con gli gneiss di Arolla sovrastanti: (A) visione generale del versante italiano; (B) dettaglio della fascia milonitica lungo la parete sud-ovest del Pic Tyndall, dislocata da una faglia normale; (C) miloniti scure da granitoidi della Serie di Arolla e sottostanti miloniti biancastre da protoliti gabbriaci, parete levigata dal ghiacciaio alla base della Testa del Leone al colle omonimo; (D) cresta del Leone del Cervino, dal basso all'alto: i) gabbri milonitici biancastri, al colle; ii) gneiss di Arolla milonitici grigio scuri; iii) gneiss di Arolla grigio chiari.

Nei corpi maggiori il tipo predominante è un gabbro cumulitico a grana grossa, sia omogeneo che stratificato, con frequente orientazione preferenziale dei minerali primari legata a processi di accumulo magmatico, talora con fratturazione pervasiva. I gabbri omogenei sono prevalenti al Cervino, quelli stratificati sono diffusi al Collon-Dents de Bertol. Circa il 90% in volume del secondo complesso mafico è costituito da cumulati gabbriaci a clinopirosseno \pm olivina, facilmente accessibili nella base del versante occidentale dei Dents de Bertol (DAL PIAZ *et alii*, 1977; MONJOIE, 2004; MONJOIE *et alii*, 2005, 2007). Il *layering* magmatico è costituito da successioni cicliche formate, da letto a tetto, da peridotiti a plagioclasio (wehrliti) e/o melagabbri, gabbri olivini, gabbri, leucogabbri e anortositi (apliti gabbriache), non sempre complete. I minerali di accumulo magmatico sono costituiti da olivina-ortopirosseno \pm spinello (peridotiti), ortopirosseno-plagioclasio \pm olivina \pm clinopirosseno (gabbri) e plagioclasio \pm pirosseni (leucogabbri). I minerali di intercumulo più comuni sono rappresentati da anfibolo bruno di tipo pargasitico, ricco in TiO_2 (3-3.5%), talora molto abbondante, da flogopite in lamelle pecilistiche che possono raggiungere dimensioni pluricentriche e, nelle varietà più femiche, anche da clinopirosseno e da una generazione tardiva di plagioclasio. Il gruppo dei gabbri comprende tipi a due pirosseni \pm olivina e, in quantità minore, noriti, gabbri a clinopirosseno (eufotidi) e leucogabbri. L'associazione mineralogica ha caratteri analoghi a quelli delle ultramafiti, anche se con rapporti quantitativi differenti. Il plagioclasio di cumulo mostra una maggiore variabilità di composizione (An_{85-52}). I minerali femici sono rappresentati da abbondante clinopirosseno. L'olivina è rara o assente. Tra i componenti di intercumulo si notano ancora l'anfibolo bruno, pecilistico, spesso decolorato, e rara flogopite in minute lamelle. Nelle sequenze stratificate dei Dents de Bertol i letti leucocratici sono formati per il 70-95% da plagioclasio calcico e sono in genere più alterati dei letti gabbriaci. Magnetite, ilmenite, solfuri e apatite sono i componenti accessori comuni in tutti i litotipi, generalmente scarsi.

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

I complessi gabbriaci sono tagliati da numerosi filoni e vene di tipo leucocratico e melanocratico. I filoni melanocratici, non rappresentati in carta a causa delle modeste dimensioni, hanno grana minuta, tessitura granulata e, in qualche caso,

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

I filoni melanocratici del Mt Collon tagliano tutti i litotipi del complesso mafico e costituiscono il prodotto più recente del ciclo magmatico (MONJOIE, 2004; MONJOIE *et alii*, 2007). Nelle varietà meno trasformate si riconoscono due tipi di lamprofiri, sottosaturi in silice e ricchi in Fe-Ti: i) varietà granulari ad anfibolo bruno di tipo kaersutitico, plagioclasio calcico (An_{70-55}) \pm scarso pirosseno \pm biotite, ii) varietà a prevalente kaersutite, subordinato clinopirosseno (diopside), albite interstiziale, talora abbondante. Entrambe contengono tra i minerali accessori elevate quantità di magnetite-ilmenite, titanite e apatite. La presenza di margini a grana fine, assenti nei corpi gabbri principali, sembra indicare una messa in posto relativamente più superficiale dei lamprofiri.

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

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

Mg-olivina \rightarrow talco e/o anfiboli della serie tremolite-actinolite
Fe-olivina \rightarrow serpentino + minerali opachi
Ortopirosseno \rightarrow talco \pm anfiboli della serie tremolite-actinolite
Plagioclasio calcico \rightarrow feltro saussurítico \pm epidoto

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

DAL PIAZ *et alii* (1977) riportano 22 analisi in fluorescenza raggi-X (elementi maggiori e Cr, Ni, Rb, Sr, Zr) di significativi campioni dei corpi gabbri del Cervino e dei Dents de Bertol, eseguite da DE VECCHI e MEZZACASA: 5 melagabbri cumulitici; 8 metagabbri; 1 anortosite e 1 leucotroctolite della sequenza stratificata; 1 filone di quarzodiorite, 1 filone zonato, con nucleo di trondhjemite con plagioclasio intermedio e biotite in parte alterati e periferia di pegmatite a grana grossa; 2 filoni aplitico-pegmatitici a plagioclasio-biotite \pm microclino, 1 vena di pirossenite pegmatitica, 2 filoni melanocratici. I melagabbri ultrabasici, freschi o in parte alterati, hanno un contenuto in alcali relativamente elevato (0.20-1.18%) e un contenuto in MgO relativamente basso (22.10-26.50%). Dei metagabbri analizzati, 4 hanno l'associazione mineralogica magmatica ancora ben preservata, mentre gli altri 4 sono più o meno alterati, ma non mostrano rilevanti differenze, a parte il variare del tenore in H₂O legato al contenuto in anfibolo bruno e in biotite e all'alterazione dell'olivina. Lo stato di ossidazione ($Fe^{2+} \rightarrow Fe^{3+}$) dei gabbri è modesto. Rispetto ai melagabbri, il gruppo dei gabbri si distingue per il notevole aumento del contenuto in Al₂O₃, CaO e alcali e di qualche elemento minore (Rb, Sr, Zr) e per la corrispondente diminuzione del MgO e del Fe totale.

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

Le misure radiometriche K-Ar e Rb-Sr eseguite sulla biotite magmatica di due filoni pegmatitici del versante ovest dei Dent de Bertol e di una vena di pegmatite pirossenica del Cervino, posteriori al *layering* magmatico dei corpi mafico-ultramafici, hanno fornito età comprese tra 257 \pm 6 Ma e 246 \pm 8 Ma (K/Ar), interpretabili come età di raffreddamento al limite tra Permiano e Triassico. Il magmatismo basico non può quindi essere riferito alle fasi finali dell'orogenesi ercinica, ipotesi esclusa anche dal punto di vista geologico e geochimico. L'origine sottocrostaletica del magma parentale è indicata dal suo chimismo e dai bassi valori di Rb/Sr (< 0.02) e del rapporto isotopico iniziale di Sr (< 0.7040). Dal punto di vista geodinamico è ragionevole attribuire la genesi dei corpi gabbri attualmente inseriti, con contatto tettonico, nei metagranitoidi della Serie di Arolla ad una fase di estensione e di assottigliamento della litosfera adriatica continentale successiva al collasso della catena ercinica e prodromo del *rifting* continentale (DAL PIAZ *et alii*, 1977).

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

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

Le nuove datazioni radiometriche indicano l'età permiana e la sostanziale contemporaneità dei gabbri e dei granitoidi della Serie di Arolla nei lembi Dent Blanche *s.s.* e Mont Mary-Cervino. Come ricordato in precedenza, gli zirconi di uno gneiss granitico ad orneblenda proveniente dalla parete sud del Cervino hanno fornito una concordia U-Pb di 289 ± 2 Ma, interpretata come età di intrusione del protolite (BUSSY *et alii*, 1998). Al Mt Collon sono stati datati gli zirconi di un gabbro pegmatitico associato al complesso cumulitico principale (ritenuto coevo) e di un filone di granito pegmatitico che lo attraversa, ottenendo età U-Pb concordanti rispettivamente di 284.2 ± 0.6 Ma e 282.9 ± 0.6 Ma (MONJOIE *et alii*, 2007). Inoltre, con il metodo $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ è stato datato l'anfibolo bruno di un filone lamprofirico del Mt Collon che ha fornito una età di *plateau* di 260 Ma (MONJOIE *et alii*, 2007). I filoni lamprofirici hanno elementi in traccia molto simili a quelli delle rocce mafiche alcaline di intraplacca. I valori più alti di ϵ Nd (+ 7.4) e quelli più bassi del rapporto iniziale $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (0.703) riscontrati nell'intera *suite* del Mt Collon, e valori isotopici di Pb vicini a quelli dei MORB suggeriscono, nel loro insieme, l'esistenza di una sorgente mantellica impoverita (MONJOIE, 2004).

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

litosferico impoverito, con diverso grado di contaminazione crostale dei fusi basici durante la loro messa in posto nella crosta continentale (MONJOIE *et alii*, 2007).

Età dei protoliti: Permiano.

Metadioriti e metagabbri anfibolici (DBG_a)

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

Nel settore svizzero del lembo Dent Blanche *s.s.*, gli gneiss granitici, granodioritici e quarzodioritici della Serie di Arolla contengono alcune intercalazioni di metadioriti e metagabbri anfibolici. Hanno forma stratoide o lenticolare molto appiattita e sono in rapporti di generale concordanza con le rocce incassanti per effetto delle trasposizioni polifasiche alpine. La carta riporta le intercalazioni principali (Stockji, Bouquetins, Grande Lire, Ruinette), tratte dai Fogli Chanrion-Mont Vélain (BURRI *et alii*, 1998) e Matterhorn (BUCHER *et alii*, 2003, 2004). I rapporti tra metadioriti e metagabbri, soprattutto tra i loro derivati a forte rielaborazione alpina, sono transizionali o di mutua alternanza. I tipi meno deformati sono rocce granulari o debolmente foliate, di colore verdastro e con patina d'alterazione bruna, formate da cristalli e aggregati policristallini di orneblenda in risalto sulla matrice biancastra di plagioclasio andesinico, o di tinta beige-giallognola se in presenza di prodotti d'alterazione saussurítico-epidotici. Al microscopio si riconoscono relitti magmatici di orneblenda bruno-verdastra e di clinopirosseno con alterazione uralitica e, a volte, discrete quantità di quarzo. La sovraintrusione tettono-metamorfica alpina in facies scisti verdi è caratterizzata da marcata scistosità e dalla neoformazione di anfiboli della serie tremolite-actinolite, clorite, epidoti, albite, biotite bruno-verde oliva e mica di cromo. Magnetite e titanite i componenti accessori più comuni e abbondanti.

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

Il corpo di metagabbri anfibolici del lembo del Pillonet affiora nell'angolo sud-occidentale del foglio e si estende dalla cresta spartiacque tra Val d'Ayas e Valtourneche al versante occidentale del Mt Tantanè, da cui prende il nome (DAL PIAZ & SACCHI, 1969; DAL PIAZ, 1976, 1992). Potente quasi 500 m, ha assetto tabulare e giacitura, nell'insieme, da suborizzontale a dolcemente inclinata verso la Valtourneche, complicata da deformazioni interne. Il corpo mafico poggia, in contatto tettonico, su ortogneiss minuti e occhidini analoghi a quelli della

Serie di Arolla dei lembi della Dent Blanche e del Cervino, contatto che è sottolineato da un'ampia fascia di miloniti mafiche e felsiche. Si tratta di un corpo abbastanza omogeneo, con variazioni legate essenzialmente alla sovrainpronta tettono-metamorfica alpina, da parziale a completa. Le varietà relativamente meno deformate sono metagabbri di colore verde scuro e grana medio-grossa, talora pegmatoide, con abbondanti relitti di orneblenda bruna, in prevalenza decolorata a chiazze o sostituita da actinolite pseudomorfa, occasionale clinopiroseno e matrice di clinozoisite-epidoto, clorite e subordinata albite. Nelle varietà più evolute, la foliazione si fa marcata e la struttura primaria tende a sparire con la sostituzione dell'orneblenda primaria e delle sue pseudomorfose da parte di aggregati policristallini di anfibolo verde che fluiscono nella matrice scistosa, sino a costituire anfiboliti albitico-epidotiche. Il corpo mafico contiene abbondanti bande e filoni leucocratici, non rappresentabili alla scala del foglio. Sono costituiti da aggregati granoblastici minuti di quarzo e albite, con filari di clinozoisite, mica bianca \pm clorite e actinolite.

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

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

È costituito da litotipi di colore verdastro, grana medio-grossa e prevalente struttura scistoso-lenticolare o a bande, con varietà milonitiche più chiare, diffuse soprattutto alla base, talora con tracce di "fuchsite". La struttura magmatica è discretamente preservata in alcuni volumi rocciosi relativamente meno deformati,

indicata da porfiroclasti centimetrici di anfibolo bruno e minore clinopiroseno, in genere estesamente trasformati in aggregati policristallini di anfiboli calcici \pm clorite e albite, in matrice granoblastica di clinozoisite e albite che sostituiscono l'originario plagioclasio. Nei settori più deformati, del tutto prevalenti, si notano flasergabbro scistoso-laminati, passanti a litotipi con bande verdastre e chiare, pervasiva foliazione alpina e associazioni metamorfiche ad orneblenda verde, actinolite, biotite olivastrea, albite, epidoto, mica bianca e clorite (CANEPA *et alii*, 1990). L'evoluzione metamorfica e strutturale è marcata, con particolare evidenza, dai minerali femici, sostituiti da monocristalli di orneblenda verde pseudomorfa, da cui enucleano aggregati coronitici di actinolite \pm clorite che poi fluiscono nella matrice albitico-epidotico-micacea a costituire prodotti finali omogenei o a bande.

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

Ultramafiti cumulitiche (DBG_b)

I corpi gabbri del Cervino e del Collon-Dents de Bertol contengono letti e lenti di peridotiti cumulitiche, non distinte in carta per le loro limitate dimensioni nel *layering* magmatico o perchè raccolte alla base di pareti inaccessibili, come nel caso della frana caduta dallo sperone sud-ovest del Pic Tyndall sul ghiacciaio del Cervino, a nord-est del Rifugio Duca degli Abruzzi (DAL PIAZ *et alii*, 1977). Gli unici corpi cartografati sono quelli esposti sul versante destro della bassa valle della Sassa, associati al gabbro omonimo (GUERMANI, 1992; BURRI *et alii*, 1998; BALETTI, 2003). Le ultramafiti del Cervino-Collon sono wehriliti di colore nerastro, costituite da olivina, ortopiroseno \pm plagioclasio di accumulo magmatico e da clinopiroseno, anfibolo rosso-bruno e flogopite di intercumulo, variamente alterata, ma con struttura primaria in genere ben preservata e trasformazioni di tipo coronitico (Fig. 42). L'olivina è ricca in forsterite (Fo₉₅₋₇₅), ma la presenza nelle varietà alterate non solo di trasformazioni in talco-tremolite, ma anche in serpentino e magnetite, indica l'esistenza di originari termini ricchi in fayalite. Significativa è la presenza nell'olivina di piccole inclusioni di plagioclasio alterato. L'ortopiroseno di cumulo è generalmente abbondante, ricco in Mg e stabile con

l'olivina. Il clinopirosseno è un diopside con contenuto in giadeite ed egirina inferiore al 10%, l'anfibolo d'intercumulo è una pargasite ricca in titanio (DAL PIAZ *et alii*, 1977; BALETTI, 2003). Il plagioclasio è abitualmente zonato, con nuclei molto calcici, talora opacizzati da fine saussurite, e periferie con An₆₅₋₆₀. Quando il plagioclasio supera il 10% in volume si passa a melagabbri, senza sostanziali variazioni nelle caratteristiche mineralogiche e strutturali primarie. Al contatto tra olivina e plagioclasio si osservano caratteristiche corone di reazione formate da ortopirosseno (verso l'olivina) e da una simplectite di anfibolo edenitico e spinello verde (Fig. 76). Peridotiti e melagabbri possono contenere sacche irregolari e vene di pirosseniti e gabbri eufotidi con struttura pegmatitica talvolta molto vi-

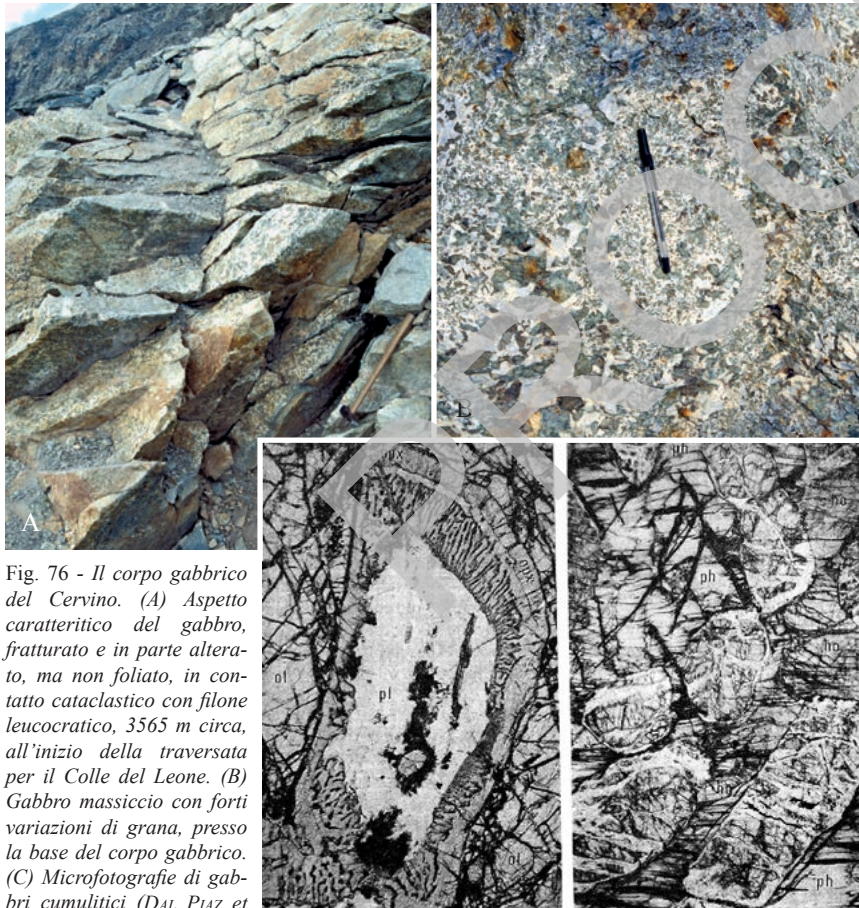


Fig. 76 - Il corpo gabbro del Cervino. (A) Aspetto caratteristico del gabbro, fratturato e in parte alterato, ma non foliato, in contatto cataclastico con filone leucocratico, 3565 m circa, all'inizio della traversata per il Colle del Leone. (B) Gabbro massiccio con forti variazioni di grana, presso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

stosa, associazione primaria ancora preservata o trasformazioni pseudomorfiche e coronitiche in facies scisti verdi.

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

Età dei protoliti: Permiano inf.

Miloniti gabbriche (DBG_c)

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

Le miloniti hanno un fabric composito, con indicatori cinematici a volte contrastanti. Nelle miloniti mafiche che avvolgono il gabbro del Cervino e soprattutto in quelle felsiche (in genere più potenti) vi sono indicazioni di una prima fase estensionale che potrebbe corrispondere alla zona di taglio duttile permo-mesozoica, responsabile della progressiva esumazione dei gabbri e del loro accoppiamento con i sovrastanti granitoidi permiani della Serie di Arolla, zona di taglio in seguito invertita e rigenerata dal metamorfismo e dalla compressione polifasica alpina, con trasporto tettonico verso nord-ovest (ZANELLA, 1992; DAL PIAZ, 1993, 1999).

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

Filoni leucocratici (fc)

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

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

Basamento cristallino polimetamorfico

Complesso polimetamorfico indifferenziato (MMY)

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

I parascisti contengono frequenti intercalazioni stratoidi (filoni trasposti) di gneiss leucocratici a microclino ed albite a scacchiera, di dimensioni in genere non cartografabili. Mettono in evidenza le deformazioni mesoscopiche dell'ammasso roccioso e sono correlabili ai corpi di metagranitoidi e gneiss occhidini presenti nell'unità inferiore del Mont Mary, descritti nel Foglio Chatillon.

Analogo complesso di parascisti polimetamorfici affiora nel lembo del Pillonet, con varietà a dominante impronta polifasica alpina in facies scisti verdi (albite, fengite, clorite, epidoto) e relitti in facies scisti blu ad epidoto (anfibolo

sodico e sue pseudomorfosi; DAL PIAZ & SACCHI, 1969; DAL PIAZ, 1976; DAL PIAZ & MARTIN, 1988a) di età eoalpina (CORTIANA *et alii*, 1998). L'originario metamorfismo prealpino in facies anfibolitica è documentato da relitti di granato, biotite rosso-bruna, muscovite \pm plagioclasio saussurítico, feldspato potassico presenti nei paragneiss affioranti nel tratto nord-orientale del lembo, già nel Foglio Monte Rosa (DAL PIAZ, 1976). Sulla base di una singola datazione Rb-Sr della mica l'evento sembra riferibile all'orogenesi ercinica (310 ± 4 ; CORTIANA *et alii*, 1998). Il complesso polimetamorfo contiene intercalazioni di marmi e rocce basiche, derivati da protoliti probabilmente analoghi a quelli della Serie di Valpelline.

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

Parascisti a bande (MMY_c)

Varietà in facies scisti verdi alpina di paragneiss e micascisti con intercalazioni di gneiss leucocratici a mica bianca, milonitici, di origine pegmatitica, definiti e codificati nel Foglio Chatillon. Esclusivi dell'unità tettonica inferiore del lembo del Mont Mary *s.s.*, questi litotipi sono caratterizzati da ripetute e sottili alternanze, non cartografabili, di parascisti e di pegmatiti gneissiche (migmatiti varisiche o più antiche), hanno *fabric* da scistoso-laminato a milonitico e sono trasposti lungo la scistosità regionale alpina S₂.

Anfiboliti a plagioclasio della Comba di Arpisson (MMY_c)

Grande corpo di anfiboliti prealpine a orneblenda-plagioclasio, con limitata retrocessione alpina in facies scisti verdi. Affiora nell'alto vallone di Arpisson, alla base della parete nord della Becca de Viou, per circa 700 m di estensione, ed è costituito da anfiboliti a plagioclasio, a grana minuta, e da gneiss anfibolici (CESARE, 1987; CANEPA *et alii*, 1990). All'esame macroscopico queste rocce basiche sono molto simili a quelle della Serie di Valpelline, da cui differiscono per una più diffusa retrocessione metamorfica alpina. L'associazione mineralogica prealpina è costituita da orneblenda bruna, plagioclasio calcico, biotite, quarzo \pm granato \pm clinopirosseno. Nelle varietà retrocesse il pirosseno è sostituito da orneblenda verde che a sua volta è sostituita da anfibolo actinolitico o da clorite, mentre il plagioclasio calcico è alterato in feltri saussuritici passanti ad aggregati di epidoto, albite e sericite. Componenti accessori più frequenti: abbondante titanite, anche di grandi dimensioni, minerali opachi, apatite.

Scisti rosso-bruni (MMY_h)

Micascisti, filloniti e miloniti alpine, spesso crenulate, con caratteristica patina rosso-bruna. Affiorano a nord-est del Col des Grandes Murailles (Dent d'Hérens), presso q. 3957 (IGM), entro il lembo Dent Blanche *s.s.*, e in varie località alla base della parete sud del Cervino, entro il lembo omonimo (DAL PIAZ, 1996b;

BUCHER *et alii*, 2003, 2004). Anche se non sono stati ritrovati significativi relitti prealpini, oltre a scarsa biotite e granato di dubbia attribuzione, questi parascisti appartengono probabilmente al basamento polimetamorfo di cui costituiscono varietà con pervasiva rielaborazione in facies scisti verdi alpina. Al Col des Grandes Murailles i parascisti hanno una patina d'alterazione da rosso-bruna a violacea, molto intensa, visibile a distanza e sono intercalati entro gli gneiss granitici minuti e microocchidini della Serie di Arolla, con vistosa piega sinformale (Fig. 77A). Si tratta di scisti fortemente laminati, filladici e fillonitici a grana fine, contenenti quarzo, albite, sericite, clorite, epidoto e biotite olivastra. Facies simili affiorano con discontinuità alla base delle pareti italiane del Cervino, dallo sperone meridionale della Testa del Leone (Fig. 77B-C) alla grande falesia di q. 3108 (IGM) e 3294, alla base della parete sud del Cervino e alla sua estensione orientale, sino al Colle del Breuil, già nel Foglio Monte Rosa. Nella prima loca-

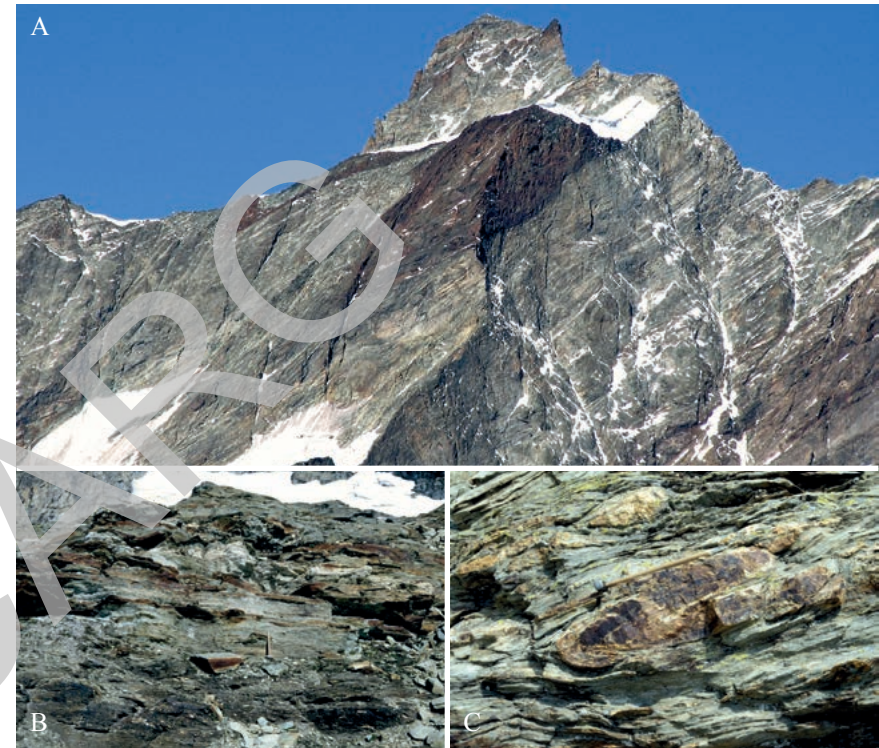


Fig. 77 - (A) Gli scisti rosso-bruni con struttura sinformale alla spalla meridionale della Dent d'Hérens, q. 3957, entro gneiss di Arolla occhidini e minuti del lembo Dent Blanche *s.s.* (B) Miloniti basali del lembo del Cervino con livelli a patina bruna (da graniti e parascisti) e contatto con i sottostanti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

lità, si tratta di scisti milonitici a patina da ruggine a grigio-verdastra, intercalati tra gli gneiss occhiadini della Croce Carrel (2920 m) e gli gneiss milonitici chiari, omogenei e a bande, situati alla base del lembo austroalpino, un centinaio di metri sopra il Rifugio Duca degli Abruzzi all'Oriondè. Il secondo affioramento è formato da parascisti biotitici a grana fine, gneiss a bande leucocratiche e miloniti, quello del Colle del Breuil da scisti quarzoso-micaceo-cloritici, con varietà da fillitiche a quarzoso-albitiche. Componenti accessori: calcite, epidoto, stilpnomelano, titanite, tormalina, opachi.

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

Marmi antichi del Pillonet (MMY₁)

Principali intercalazioni di marmi cristallini puri e a silicati, derivati da protoliti prevarisici nel Lembo del Pillonet (Fig 62A). Formano una grande intercalazione lungo la cresta spartiacque a nord del Col Pillonet, facilmente accessibili sul versante di Ayas, ed altre minori entro i micascisti polimetamorfici del complesso pregranitico (DAL PIAZ, 1976). Sono marmi a patina giallastra, micacei, con caratteristici noduli verdastrati o giallognoli, molto tenaci e spesso in rilievo, costituiti da fels anfibolico-epidotici a mica bianca, albite e pirosseno in genere uralitizzato. Derivano da calcari dolomitici e la loro origine antica è sostenuta dalla presenza di relitti di una associazione metamorfica prealpina in facies anfibolitica definita da abbondante diopside, orneblenda bruna e raro granato. Piccoli affioramenti di marmi a diopside-granato sono segnalati nelle pareti e nei ripiani glaciali compresi tra il Lago di Cignana e la base della parete nord della Becca di Salè (MANZOTTI, 2011). Al circolo alpino si riferiscono la ricristallizzazione della matrice carbonatica e lo sviluppo di mica bianca, epidoto, anfiboli della serie tremolite-actinolite, quarzo e albite analogamente a quanto si osserva nei marmi della Serie di Valpelline (DIEHL *et alii*, 1952) e nella 2a Zona diorito-kinzigitica (DAL PIAZ *et alii*, 1971). Altri marmi micacei a patina giallastra, analoghi ai precedenti, ma con esclusiva associazione metamorfica in facies scisti verdi e presenti anche all'interno del complesso degli gneiss minuti, sono di origine incerta, potendo in alternativa appartenere alle sequenze mesozoiche.

Anfiboliti del Pillonet (DBY)

Anfiboliti ad albite-epidoto, talora con abbondanti relitti di glaucofane-crossite di età eoalpina. Gli affioramenti principali e più significativi sono situati all'interno del complesso degli gneiss minuti affioranti nella bassa dorsale che delimita sulla sinistra il vallone glaciale del Col Pillonet, lungo il sentiero che dall'Alpe Champlong sale al colle (DAL PIAZ & SACCHI, 1969; DAL PIAZ, 1976). Si tratta di lenti metrico-decametriche allungate in senso est-ovest, secondo spettacolari strutture a *mullions* (Fig. 78), costituite da anfiboliti ad albite, clorite, epidoto e



Fig. 78 - Anfiboliti pretriassiche con struttura a mullions e metamorfismo eoalpino in facies scisti blu nel vallone che dall'Alpe Champ Long sale al Col Pillonet (DAL PIAZ & SACCHI, 1969; CORTIANA *et alii*, 1998).

mica bianca, ricche di anfiboli sodici, in parte alterati in aggregati di clorite ed albite (DAL PIAZ & MARTIN, 1988a). La mica bianca coesistente con l'anfibolo sodico ha fornito le già citate età ^{40}Ar - ^{39}Ar e Rb-Sr di 75-73 Ma (CORTIANA *et alii*, 1998). La loro origine è incerta: mancano evidenti relitti di strutture gabbriche che potrebbero indicare una loro derivazione, peraltro probabile, da litotipi analoghi al complesso gabbriaco del M. Tantanè. Altre lenticelle di anfiboliti albitiche sono intercalate nei parascisti polimetamorfici della Becca di Nana (versante di Ayas), riferibili probabilmente a protoliti di alto grado di età varisica o più antica.

Complesso pregranitico del M. Morion (DBP)

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

I parascisti meglio preservati sono esposti nella parete occidentale del M. Morion e sono rappresentati da paragneiss e migmatiti di anetessi a bande, con alternanza di gneiss biotitici, dal colore bruno brillante sulle superfici fresche e patina rugginosa, e di letti pegmatitici di spessore da centimetrico a metrico. Il *banding* litologico e la foliazione metamorfica di alto grado sono intrusi dal granito ad orneblenda del Monte Morion con contatto discordante a luoghi ben preservato (Fig. 79C-D). I paragneiss sono costituiti da biotite, granato, quarzo, plagioclasio



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

± sillimanite, le bande pegmatitiche da quarzo e feldspato potassico ± muscovite, con locali varietà ad anfibolo. Le facies ad impronta alpina, largamente dominanti, sono dei micascisti di colore grigio scuro o verdastro, con scistosità alpina incipiente, penetrativa o milonitica: sono caratterizzati dallo sviluppo di clorite a spese di biotite e granato e di saussurite ed aggregati di epidoto, albite e sericite a spese del plagioclasio, dalla trasformazione del feldspato potassico in albite a scacchiera e dalla ricristallizzazione del quarzo. Litotipi anloghi compaiono inoltre come xenoliti di varia forma e dimensione entro i metagraniti. Nella Comba Faudery i parascisti si associano a corpi di anfiboliti feldspatiche.

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

Anfiboliti (DBP_a)

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

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

Le unità di basamento con metamorfismo eclogitico di età eocenica sono inserite al limite tettonico di primo rango tra la Zona del Combin e la Zona di Zermatt-Saas e all'interno di quest'ultima (BALLÈVRE *et alii*, 1986; DAL PIAZ, 1999; DAL PIAZ *et alii*, 2001). Il foglio comprende il lembo di Etirol-Levaz e la piccola scaglia di Crebuchette, situati a tetto della faglia Aosta-Ranzola, come gli analoghi lembi di Chatillon, Grun e Vollon dei fogli Chatillon e Verres (Figg. 37, 52, 60, 61A). Il lembo di Etirol-Levaz affiora estesamente lungo il fianco destro della Valtournenche, tra q. 1845, a nord di Chaté, e gli abitati di Crêt e Dzilliarey, un versante a tratti molto impervio e con ampia frana attiva (sopra Fiernaz). Il suo settore sommitale è visibile nel vallone del T. Torgnon (Petit Monde), sino alla falesia che delimita a nord il lago-torbiera di Lo Detor (Loditor), alla base di prasiniti con subordinati calcescisti della Zona del Combin, fortemente assottigliata da una faglia del sistema di Trois Villes. A letto il lembo poggia, in contatto milonitico, sulla Zona di Zermatt-Saas, costituita da serpentiniti, metagabbri e metabasalti eclogitici più o meno retrocessi, procedendo da sud verso nord. Indicato sommariamente nel Foglio Monte Rosa (1912) alla scala 1:100.000 e nella carta di HERMANN (1938) delle Alpi Occidentali, il lembo di Etirol-Levaz è stato di fatto scoperto e descritto in dettaglio da KIENAST (1983; Fig. 51), inquadrato in una

innovativa ricostruzione tettonica dei lembi austroalpini (BALLÈVRE *et alii*, 1986; Fig. 34), interpretato come alloctono estensionale (Dal Piaz, 1999) ed inserito in una paleostruttura di transizione oceano-continente (BELTRANDO *et alii*, 2010b). La piccola scaglia di basamento cristallino di Crebuchette affiora sopra Valtournenche, ai piedi della Becca d'Aran, al limite tettonico tra l'unità del Combin inferiore e la sottostante Zona di Zermatt-Saas (BUCHER *et alii*, 2003, 2004).

Micascisti di Etirol-Levaz (ETL)

Complesso policiclico e monociclico di parascisti, minori ortoscisti, metagabbri e lenti di metabasiti con impronta eclogitica di età eocenica (47-45 Ma; DAL PIAZ *et alii*, 2001; BELTRANDO *et alii*, 2010b), localmente ben preservata, o con sovraimpronta in facies scisti verdi da moderata a pervasiva. Derivano da un complesso di granuliti felsiche, paragneiss e rocce basiche con metamorfismo prepermano di alto grado ed affinità kinzigitica *s.l.* e da subordinati granitoidi leucocratici ricchi di inclusi basici e di scisti (KIENAST, 1983; BALLÈVRE *et alii*, 1986). Il quadro polimetamorfo è documentato dalla presenza nei parascisti di granati prealpini di grandi dimensioni, avvolti da una corona di piccoli granati alpini, e da biotite rossa sostituita da clorite e rutilo sagenitico, mentre nei metagabbri sono presenti significativi relitti di una associazione granulitica a plagioclasio-ortopirosseno-clinopirosseno-spinello, con varietà cumulitiche e leucocratiche (KIENAST, 1983; BALLÈVRE *et alii*, 1986). I caratteri geochimici e tessiturali suggeriscono una parentela dei metagabbri di Etirol-Levaz con quelli della Zona Ivrea-Verbano (crosta continentale inferiore) e soprattutto con quelli associati al basamento cristallino della Zona Sesia-Lanzo (REBAY & SPALLA, 2001), caratterizzati da analoga impronta eclogitica alpina (REBAY, 2003; REBAY & MESSIGA, 2007). L'impronta eclogitica è rappresentata nelle metapeliti da associazioni a granato-omfacite-quarzo-fengite \pm subordinato glaucofane e granato-cloritoide-quarzo-paragonite-fengite, nelle metabasiti da granato-omfacite-glaucofane-rutilo \pm mica bianca e nei metagabbri da talco-granato \pm cianite o clorite (da ortopirosseno), omfacite-granato-talco \pm fengite, Na-tremolite (clinopirosseno), clorite-granato, clorite corindone-cloritoide e granato-talco-cianite (da spinello) (KIENAST, 1983; BALLÈVRE *et alii*, 1986). Datazioni U-Pb dello zirconio (BELTRANDO *et alii*, 2010b) hanno fornito una età permiana per i protoliti dello gneiss leucocratico e della lente eclogitica raccolti rispettivamente presso il contatto tettonico basale del lembo e nei parascisti polimetamorfici del suo settore mediano, età di circa 166-150 Ma riferite all'infiltrazione di fusi associati all'intrusione dei gabbri giurassici sottostanti ed infine età eoceniche (47.5 ± 1.0 Ma) per il metamorfismo eclogitico.

La piccola scaglia di basamento cristallino di Crebuchette è situata sul versante sinistro della Valtournenche, sopra la testata del circo dell'omonima malga (Fig. 60): è costituita da due piccoli affioramenti tra q. 2349 e la base della falesia di q. 2387, probabilmente connessi sotto la falda detritica e con spessore complessivo di 20-25 m. Nell'affioramento inferiore si osservano micascisti cloritico-granatiferi con patina rosso-ruggine molto intensa e sottili bande quarzitiche (ex

neosomes pegmatitici), gneiss granitoidi albitici a granato, epidoto, anfibolo verde-azzurro, clorite ed una lenticella (20-40 cm) di granatite ad anfibolo blu con rari nuclei di glaucofane, clinozoisite, albite, clorite, biotite e fengite. La lente basica contiene oltre il 50% di granato rossastro, in matrice a grana fine di anfibolo blu, clorite, biotite, epidoto, fengite; accessori: rutilo molto abbondante, ilmenite, apatite, allanite. L'affioramento superiore è costituito da gneiss albitici d'aspetto "pipernoide" analoghi a quelli dei lembi di Etirol-Levaz e del M. Emilius: sono ortoscisti chiari, con abbondanti porfiroblasti pecilitici di albite, ricchi di inclusi microlitici di quarzo, anfibolo verde-azzurro, epidoto, clorite e scarsa mica bianca, e con letti e lenticelle di anfiboliti albitico-epidotiche a solfuri. La scaglia poggia su lame di serpentiniti milonitiche, situate a tetto di una parete di gabbri e melagabbri metamorfici, con struttura da *flaser* a milonitica, variamente ripiegati, riferibili alla Zona di Zermatt-Saas. La successione sovrastante ha caratteri litologici e metamorfici contrastanti e su questa base è stata attribuita all'unità del Combin inferiore (BUCHER *et alii*, 2004): inizia con tipiche prasiniti con noduli di epidoto giallastro e discontinue scaglie di serpentiniti a magnetite, finemente fogliettate, seguite da alternanze di prasiniti e calcescisti sino alla barra silicoclastica e carbonatica dell'unità Pancherot-Cime Bianche.

Scisti leucocratici ad inclusi (ETL_a)

Scisti eclogitici chiari con abbondanti lenticelle e noduli di eclogiti femiche e scisti eclogitici a glaucofane e mica bianca, più o meno retrocessi, derivati da granitoidi leucocratici di età permiana (BELTRANDO *et alii*, 2010b), analoghi alle varietà presenti nei lembi del M. Emilius e del Glacier-Rafray (DAL PIAZ & NERVO, 1971; DAL PIAZ *et alii*, 1983; PENNACCHIONI, 1995, 1996), interpretate da AMSTUTZ (1962) come derivati alpini di originari depositi piroclastici ("gneiss pipernoidi"). L'esame microscopico di alcuni campioni rappresentativi raccolti sopra il paese di Etirol indica che si tratta di micascisti granatiferi a due miche, albite, epidoto, clorite ed anfibolo, con inclusi di eclogiti fresche o in parte retrocesse. La mica fengitica di due di questi campioni ha fornito età Rb-Sr eoceniche (47 ± 0.9 ; 45 ± 0.7 ; DAL PIAZ *et alii*, 2001; confermate da BELTRANDO *et alii*, 2010b), analoghe a quelle dell'impronta eclogitica datata nelle ofioliti della sottostante Zona di Zermatt-Saas in Valtournenche (RUBATTO *et alii*, 1998; BELTRANDO *et alii*, 2010a) e in Val d'Ayas (MAYER *et alii*, 1999). La retrocessione in facies scisti verdi, da blanda a pervasiva nelle zone milonitiche, è caratterizzata dallo sviluppo di albite, epidoto, clorite, anfiboli calcici, biotite olivastria e titanite.

Metabasiti di Etirol-Levaz (ETL_b)

Principali intercalazioni stratoidi e lenticolari di eclogiti e metagabbri eclogitici, distinte nel settore centro-settentrionale del lembo cristallino e sotto Dzilianey, con facies di HP ben preservate e varietà parzialmente retrocesse in anfiboliti albitico-epidotiche \pm granato. La datazioni U-Pb dello zirconio di una lente

eclogitica ha fornito, come sopra ricordato, un'età tardo permiana per il protolite igneo ed una età eocenica per la sovrainpronta eclogitica alpina (BELTRANDO *et alii*, 2010b). In questa lente l'associazione eclogitica è costituita da granato, omfacite, fengite (Si: 3.45-3.50 atomi p.f.u.) e rutilo, l'omfacite mostra un sottile orlo simplectitico ad albite e pirosseno II, povero in giadeite. Due eclogiti raccolte tra Triatel ed Etirol, presso il ponte sul torrente Rey, analizzate in DAL PIAZ *et alii* (1981, campioni 2296 e 2298) e riferite alla Zona di Zermatt-Saas appartengono forse al basamento cristallino del lembo di Etirol-Levaz: contengono abbondante granato e omfacite, sia fresca che in parte uralitizzata, con anfibolo verdognolo, mica bianca e rutilo in quantità accessoria.

Metagabbri eclogitici con relitti granulitici prealpini (ETL_c)

La principale intercalazione di metagabbri eclogitici, scoperta da KIENAST (1983) e descritta nella sua monumentale tesi di dottorato, affiora nell'impervia parete sopra Levaz (Levaz damon, CTR). Le noriti formano alternanze decametriche con livelli metrici di websteriti a spinello che ricordano una successione gabbro-peridotitica di tipo cumulitico, analoga a quelle del Cervino e del Collon. Di particolare interesse la presenza di significativi relitti di associazioni granulitiche a plagioclasio calcico-ortopirosseno-clinopirosseno-spinello in metagabbri cumulitici e a plagioclasio-ortopirosseno-clinopirosseno in varietà leucocratiche (KIENAST, 1983; BALLÈVRE *et alii*, 1986). Corpi minori sono presenti all'estremità settentrionale del lembo. La struttura primaria è equigranulare, talora leggermente orientata, con cristalli automorfi di orto e clinopirosseno, cristallizzati simultaneamente, e fasi interstiziali tardive rappresentate da plagioclasio e da spinello di forma ameboide. Questi spettacolari litotipi non sono attribuibili al gruppo dei metagabbri eclogitici della sottostante Zona di Zermatt-Saas, diffusi dalla Val-tourmenche alla regione di Zermatt e all'Allalin (CHINNER & DIXON, 1973), ipotesi non compatibile con la composizione dei pirosseni relitti e con la loro associazione con i parascisti polimetamorfici incassanti: i loro protoliti sono riferibili alla crosta continentale profonda e confrontabili con i gabbri granulitici permiani della Zona di Ivrea (KIENAST, 1983; BALLÈVRE *et alii*, 1986), con i gabbri anfibolici ad impronta eclogitica della Zona Sesia-Lanzo (REBAY & SPALLA, 2001; REBAY, 2003; REBAY & MESSIGA, 2007) e con quelli della falda Dent Blanche (Cervino-Collon: DAL PIAZ *et alii*, 1977; BENCIOLETTI, 1996; MONJOIE *et alii*, 2005), da cui differiscono per la diversa collocazione strutturale e la diversa impronta metamorfica alpina.

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

Le principali trasformazioni eclogitiche dei metagabbri di Levaz sono di tipo

pseudomorfo o coronitico e possono essere schematizzate nel modo seguente (KIENAST, 1983; BALLÈVRE *et alii*, 1986):

Plagioclasio → zoisite-cianite-quarzo-jadeite

Clinopirosseno → omfacite-granato-talco, omfacite-granato-tremolite sodica, omfacite-granato-talco-fengite

Ortopirosseno → talco-granato, talco-granato-cianite; talco-granato-clorite

Spinello → clorite-granato, clorite-corindone-cloritoide; granato-talco-cianite

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

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

2. - ZONA PIEMONTESE DEI CALCESCISTI CON PIETRE VERDI

La Zona piemontese è un sistema tettonico multifalda che riunisce un insieme di unità ofiolitiche, superiori (Combin) ed inferiori (Zermatt-Saas), derivate dalla chiusura dell'oceano mesozoico ligure-piemontese (Figg. 36, 37, 52); contiene inoltre sottili unità permo-mesozoiche di copertura ad affinità continentale (Pancherot-Cime Bianche, in Italia; Frilhorn e Madzeria in Svizzera). La loro storia evolutiva è caratterizzata da metamorfismo di ambiente oceanico, metamorfismo

di subduzione con caratteri nettamente contrastanti, deformazioni polifasiche e sovraimpronta tettono-metamorfica finale di tipo barroviano (DAL PIAZ *et alii*, 1972; CABY *et alii*, 1978; DAL PIAZ & ERNST, 1978; ERNST & DAL PIAZ, 1978; DAL PIAZ, 1988, 1999; BIGI *et alii*, 1990; VANNAY & ALLEMANN, 1990; DE GIUSTI *et alii*, 2004).

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

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

Le due unità ofiolitiche della Zona piemontese, nettamente distinte nei caratteri del metamorfismo di subduzione, hanno analoga sovraimpronta tettono-metamorfica in facies scisti verdi di età Eocene sup.-Oligocene inf. (HUNZIKER *et alii*, 1992, con rif. bibl.), di poco antecedente all’insediamento dei filoni calcocalcinali e lamproitici, non metamorfici, di età oligocenica (32-29 Ma) ed alle coeve breccie listvenitiche associate alle serpentiniti lungo le faglie del sistema tettonico Aosta-Ranzola (DAL PIAZ & OMENETTO, 1978; DIAMOND & WIEDENBECK, 1986; RATTO, 1998; DAL PIAZ, 1999; BISTACCHI *et alii*, 2001; DAL PIAZ *et alii*, 2010).

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

2.1.1. - Unità ofiolitiche

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

Nel settore valdostano è possibile distinguere unità ofiolitiche del Combin superiori (ubiquitarie) ed inferiori (locali) in base alla loro posizione geometrica rispetto all’unità Pancherot-Cime Bianche, situata talora all’interno della Zona del Combin, non alla sua base. Le due unità ofiolitiche sono in genere molto simili dal punto di vista litostratigrafico e metamorfico e per questo motivo sono state distinte solo nello schema tettonico (Fig. 60), non nella carta: le differenze sembrano limitate alla presenza nell’unità inferiore di frequente granato e di un pattern strutturale indipendente (DAL PIAZ & ERNST, 1978; DAL PIAZ & OMENETTO, 1978; BALLÈVRE *et alii*, 1986). L’appartenenza delle serpentiniti del Pancherot all’unità inferiore del Combin, e non a quella di Zermatt-Saas come proposto da altri autori, è suggerita dall’assenza dei filoni di gabbri rodingitici così abbondanti nel sottostante grande corpo di serpentiniti di HP di Perrères-Singlin. L’ipotesi è corroborata dalla mancanza di titanclinohumite-olivina-diopside alpini, tipici delle serpentiniti Zermatt-Saas, dalla posizione geometrica e dalla presenza, alla base della lente serpentinitica del Pancherot, di alcune decine di metri di alternanze di calcescisti e metabasiti in tipica facies Combin, a tetto del grande corpo di glaucofaniti granatifere ed eclogiti più o meno retrocesse del vallone di Cignana (sotto la diga) e della loro estensione nord-orientale (Zermatt-Saas). Verso sud, la distinzione delle due unità ofiolitiche del Combin è stata estesa sino al vallone di Torgnon e al lembo del Pillonet, lontano dagli ultimi affioramenti significativi dell’unità Pancherot-Cime Bianche.

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

Calcescisti s.l. (ZCO)

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

La loro diffusione è maggiore di quanto appaia in carta poiché in molti casi estese aree di calcescisti *s.l.* (specie nella varietà pelitica) sono subaffioranti sotto coltri colluviali-eluviali o nascosti da depositi glaciali di fondo o detrito di falda. I migliori affioramenti si osservano in genere con le varietà carbonatiche, talora in bancate di discreto spessore, e nei versanti con dolce giacitura a reggipoggio. La foliazione è penetrativa e persistente, riferibile alla scistosità regionale S_2 in facies scisti verdi; nei tipi filladici è molto frequente il clivaggio di crenulazione, fissato dai porfiroblasti tardivi di albite. In condizioni milonitiche i calcescisti diventano fissili o si disgregano sulla superficie topografica dando luogo a detriti e corpi di frana che si alterano ed assumono aspetto terroso.

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

Età: Giurassico sup.-Cretacico ?

Calcescisti con intercalazioni di prasiniti (ZCO_a)

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

Scisti quarzoso-micacei, quarziti e quarziti mineralizzate (ZCO_b)

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

Quarziti micaceo-cloritiche con locali livelletti e noduli manganesiferi (spessartina, braunite \pm piemontite) sono associate alle serpentiniti del Pancherot, poco sotto la vetta, e ai calcescisti con subordinate pietre verdi nel circo a SSE del M. Seriola, rispettivamente nelle unità inferiore e superiore del Combin. L'affioramento migliore di quarziti a manganese della Zona del Combin è quello che affiora al bordo settentrionale (2850-2870 m) del ripiano sommitale della Motta di Pletè, alcune centinaia di metri a est di q. 2869 (DAL PIAZ *et alii*, 1979a). Le quarziti sono situate nel tratto sommitale di una potente successione di prasiniti e prasiniti epidotiche derivate da basalti tholeiitici sottomarini (DAL PIAZ & ERNST, 1978) e sono ricoperte da altre prasiniti con limitati metagabbri prasinitici e da calcescisti che formano, con una lente serpentinitica, il pianoro sommitale delle tre Motte. La mineralizzazione è insediata in un orizzonte di metasedimenti spesso 2-3 m, formato da prevalenti quarziti manganesifere finemente zonate, con intercalazioni di calcescisti e con scisti quarzoso-micaceo-granatiferi a carbonato e biotite di tetto (Fig. 80A-B). Il complesso manganesifero è costituito da ripetute e regolari alternanze di quarziti micacee a clorite e granato, di colore chiaro, e

di micascisti carbonatici a clorite e abbondante granato pecilitico (frequente struttura a maglie), marmi a granato, quarziti granatiferi a carbonato, mica bianca e clorite. Piccoli cristalli molto allungati di cloritoide, in genere geminato, sono inclusi nei granati maggiori: ricorda il Fe-cloritoide del Gran San Bernardo (scisti blu) e non il Mg-cloritoide del Monte Rosa e dell'unità Zermatt-Saas (eclogitico).

L'orizzonte di quarziti e marmi mineralizzati è inserito in una potente barra di prasiniti tabulari, prasiniti epidotiche, ovarditi e cloritoscisti (da basalti con alterazione oceanica più o meno pronunciata). La mineralizzazione è formata da un letto di pirite massiccia, spesso 30-50 cm, e altri minori, in matrice quarzosa a clorite e mica bianca. L'esame metallogenico (DAL PIAZ & OMENETTO, 1978) ha messo in evidenza due tipi di mineralizzazione, con rapporti transizionali: i) tipo essenzialmente piritico in aggregati granoblastici submillimetrici, con scarse inclusioni di calcopirite, calcopirite-bornite o blenda e frazione interstiziale di quarzo ± clorite, mica bianca e scarsa calcopirite; ii) tipo piritoso-cuprifero, formato da aggregati idroblastici e granoblastici di pirite ad inclusi di calcopirite, calcopirite-bornite, calcopirite-mackinawite e calcopirite-blenda, in matrice quarzosa a clorite, mica bianca, granato e titanite. La mineralizzazione (Fe-Cu-Zn) ha origine idrotermale in ambiente oceanico ed è ricristallizzata durante l'orogenesi alpina. Analogo giacimento di pirite cupriferi associata a quarziti impure e a calcescisti calcariferi dell'unità del Combin è situato 500 m oltre il margine occidentale del foglio, tra la malga Filon e il M. Balme: la miniera abbandonata è indicata nel Foglio Aosta alla scala 1:100.000, non nel Foglio Chanrion-Mont Vêlan svizzero.

Età: Giurassico sup.

Prasiniti (ZCP)

Metabasiti di colore verde chiaro e facile suddivisibilità in lastre sottili, usate per la copertura di molti alpeggi. Sono costituite da albite, anfibolo calcico actinolitico, clorite, epidoto ferrifero in proporzioni circa equivalenti nei litotipi normali; componenti accessori: titanite, minerali opachi ± calcite, mica bianca, biotite olivastro, quarzo, apatite, tormalina. Carattere peculiare delle prasiniti è lo sviluppo ocellare dell'albite, in porfiroblasti pecilitici biancastri, spesso plurimillimetrici, zeppi di inclusioni microlitiche dei minerali presenti in matrice. Sono il prodotto della trasformazione metamorfica in facies scisti verdi di basalti normal-MORB e transizionali (DAL PIAZ *et alii*, 1981; BECCALUVA *et alii*, 1984). Rari anfiboli sodici (in genere crossite) sono i relitti del metamorfismo di subduzione in facies scisti blu di queste rocce (DAL PIAZ, 1976; ERNST & DAL PIAZ, 1978; SPERLICH, 1988; BURRI *et alii*, 1998; MARTIN & CORTIANA, 2001). Mancano le pseudomorfosi a losanga su lawsonite così vistose e diffuse in alcuni metabasalti eclogitico-glaucofanici della Zona di Zermatt-Saas. Come varietà locali, non distinte in carta, si notano: i) prasiniti ricche in noduli e letti millimetrico-centimetrici di epidoto giallognolo (Fig. 82A), ii) tipi più scuri e massicci, caratterizzati da aggregati diablastici di albite ed anfibolo, passanti ad anfiboliti albitiche, iii) varietà ricche in

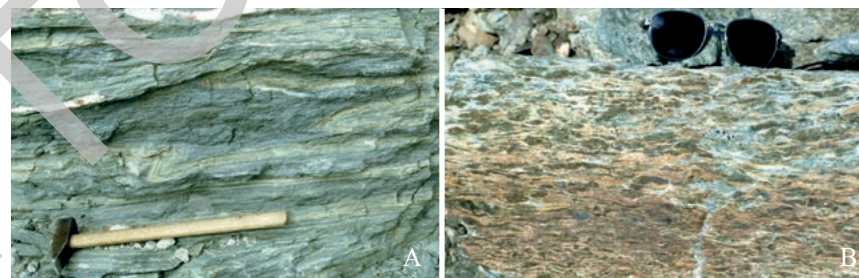


Fig. 82 - Metabasiti della Zona del Combin. (A) Prasinite con liste di epidoto pistacchico che mettono in evidenza due generazioni di pieghe, Oriondè. (B) Metagabbro scistoso-laminato, Fenêtre Durand.

albite ocellare e clorite (ovarditi *Auct.*), talora a carbonato e mica bianca, derivate da protoliti con marcata idratazione di ambiente oceanico. I metabasalti prasinitici del Combin mostrano due tipi principali di giacitura: corpi lenticolari anche di grandi dimensioni e le già ricordate alternanze stratoidi con i calcescisti. Tra i corpi maggiori, talvolta associati a minori metagabbri in facies scisti verdi, ricordiamo quelli della conca del Breuil, tra l'Eura ed il Rifugio Duca degli Abruzzi e, sul lato opposto, quelli della Motta di Pletè, ed ancora le estese falesie che in riva destra del Marmore formano buona parte dell'unità ofiolitica inferiore del Combin, da Vofrede alla Finestra di Cignana, e gli analoghi affioramenti tra il lago di Cignana e il M. Meabè. Le principali alternanze di calcescisti e prasiniti sono state cartografate con apposito sovrassegno, distinguendo i casi con calcescisti prevalenti sulle prasiniti (ZCOa) e viceversa (ZCPb). Alcune intercalazioni stratoidi di prasiniti, con locali relitti di strutture a cuscini e di breccie eruttive epidotico-glaucofaniche, sono presenti anche nel settore svizzero del foglio, tra la Fenêtre Durand, Grand Charmotane, la Cabane de Chanrion e il Col de Tsofeiret, entro i calcescisti calcarei e pelitici dell'unità della Luette (BURRI *et alii*, 1998).

Prasiniti con intercalazioni di calcescisti (ZCP_b)

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

Metagabbri (ZCG)

Alcuni corpi di Mg-metagabbri in facies scisti verdi, con struttura fibroso-lenticolare (*flaser*) a grana grossa, scistoso-laminata o milonitica, sono dispersi nelle successioni di calcescisti con prasiniti della Zona del Combin nel contiguo Foglio Monte Rosa (fronte del piccolo ghiacciaio della Forca, Rothorn) e nel

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

Serpentiniti (ZCS)

Serpentiniti antigoritiche a magnetite, con struttura massiccia, scistoso-laminata o milonitica, in corpi lenticolari di notevoli dimensioni (Pancherot, M. Meabè-Becca d'Aver, parete sud del M. Avril) ed in scaglie minori (Motta di Pletè, ad ovest di P. de Falinier (Falinere), attorno alle rocce carbonatiche dell'unità Pancherot-Cime Bianche tra Charey e Cort. Il grande corpo di serpentiniti del Pancherot, riferito all'unità inferiore del Combin per le ragioni sopra discusse, è caratterizzato dalla presenza di una foliazione interna sigmoidale, nettamente discordante rispetto alla scistosità planare (S_2) dei calcescisti con quarziti e prasiniti e dell'unità Pancherot-Cime Bianche, a tetto, e dei calcescisti con prasiniti di letto (Fig. 83A). Ad ovest della vetta del Pancherot le serpentiniti sono coperte da una banda plurimetrica di quarziti scistose, grigio verdognole, contenenti lenticelle di quarziti manganeseferose e qualche nodulo nero, ricco in braunite (Fig. 83B). Al di sotto, nei pressi del casotto della Forestale, piccola placca di oficalci e breccie con clasti (Fig. 83C) e lente metrica di dolomia. Passando all'unità della Lulette nel settore svizzero (BURRI *et alii*, 1998), le serpentiniti sono molto abbondanti lungo la dorsale Avril-Charmontane-M. Durand e sul versante destro del lago di Mauvoisin, ove formano corpi lenticolari molto stirati, di dimensioni metrico-decametriche, in contatto tettonico con i calcescisti incassanti. Varietà massicce costellano il contatto tra l'unità della Lulette e quelle sottostanti. Le serpentiniti sono il prodotto dell'idratazione in ambiente oceanico di originarie peridotiti di mantello, con cristallizzazione di antigorite durante il metamorfismo polifasico alpino. Hanno il consueto colore da verde brillante a nerastro, contengono magnetite in cristalli mm-cm allungati, sono generalmente fratturate in modo pervasivo e suddivise in frammenti a spigoli vivi, con litoclasti spesso riempiti di "serpentino nobile" \pm carbonato e clorite. Vistose zone di reazione rodingitica con epidotodiopside \pm anfibolo sono visibili su calcescisti e metabasiti a contatto con lenti di serpentine della Conca di By (DAL PIAZ, 1966), interpretate in precedenza come *skarn* di contatto magmatico (DIHEL *et alii*, 1958), e lungo il torrente Cervino, a circa 2550 m, sotto il Rifugio Duca degli Abruzzi.



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

Breccie serpentinitiche del Monte Meabè (ZCS_b)

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

2.1.2. - Unità non ofiolitiche

Unità del Pleureur e di Mauvoisin

Unità di probabile età giurassico-cretacica, non ofiolitiche, riferite alla *Nappe du Tsaté* (Combin) e distinte in Val de Bagnes (Vallese) sulla base del Foglio

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

Unità del Pleureur (PEU)

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

Età: Cretacico ?

Unità di Mauvoisin (MUV)

Definita con il nome della diga, affiora sui due versanti a fianco del lago artificiale di Mauvoisin, in discordanza tettonica sui terreni pretriassici dell'unità del Métailler, nel cuore della finestra tettonica di Boussine. Nell'area del foglio (Fig. 60) l'unità è costituita in gran prevalenza dalla formazione dei *Marbres phylliteux roux à bandes siliceuses, souvent bréchiques* (S_{Mb} in BURRI *et alii*, 1998), di spessore pluriottometrico, rappresentata da marmi quarzoso-micacei a patina d'alterazione rossastra, con albite, clorite e scarso epidoto e con intercalazioni di quarziti, calcescisti e livelli di breccie calcaree; minerali accessori: apatite, titanite, tormalina. Le breccie contengono piccoli ciottoli di marmi neri e subordinati marmi grigio-bluastri, ben visibili solo su scarpate stradali e superfici di taglio fresche. La successione può contenere qualche livello scistoso e più tenero di calcescisti terrigeni, ricchi in quarzo, albite, fillosilicati e materia organica e, verso l'alto, fa passaggio a marmi biancastri, localmente conglomeratici (Pierre à Vire, Ecuries du Giéto). L'unità comprende un sottilissimo complesso di base (CB_M in BURRI *et alii*, 1998) formato da 1-2 m di quarziti impure, con patina giallastra

e deformazione milonitica, e la *Brèche de Torrembey*, resa famosa da ARGAND (1911c), piccolo affioramento visibile a mezzo lago, lungo la strada in riva destra, contenente ciottoli di calcari e quarziti in matrice carbonatica.

Età: Giurassico-Cretacico ?

Unità Pancherot-Cime Bianche

Successione di metasedimenti carbonatici e silicoclastici privi di fossili, di probabile età permo-mesozoica, scollati da un basamento continentale, di origine discussa, agli inizi della subduzione ed inseriti nelle sequenze ofiolitiche del Combin durante la crescita del prisma orogenico. L'unità ha spessore variabile da 1 a 200 m, è caratterizzata da frequenti ripetizioni, trasposizioni ed elisioni interne per piegamento isoclinali e taglio duttile e mostra una dominante impronta metamorfica in facies scisti verdi, analoga a quella delle unità ofiolitiche associate. L'unità affiora in corona della conca del Breuil, lungo la cresta del Furggen (in prevalenza nel contiguo Foglio Monte Rosa) e alla Motta di Pletè, coinvolte in entrambi i casi in deformazione gravitative gigantesche; compare inoltre in piccoli affioramenti a nord-est dell'alpe Eura e ai piedi del Château (Cervinia). Verso valle, riappare alla base della parete occidentale della Becca d'Aran e in affioramenti discontinui tra la comba di Cheneil e quella di Chamois e, sul versante opposto, tra il vallone di Vofrede, la Finestra di Cignana, il Pancherot e il lago di Cignana (Fig. 60). Le successioni più potenti e continue, ma comunque trasposte, sono situate nel Foglio Monte Rosa, lungo la dorsale Gran Sometta-Cime Bianche-Gran Tournalin, sul versante di Valtournenche, e nel vallone delle Cime Bianche sul versante di Ayas (DAL PIAZ & ERNST, 1978; SALIOT *et alii*, 1980; DAL PIAZ, 1992, 2004), come indicato nell'inquadramento tettonico regionale a margine del foglio. I principali affioramenti nel Foglio Monte Cervino sono quelli della Becca d'Aran e del M. Pancherot.

Metasedimenti carbonatici e silicoclastici indifferenziati (PCB)

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

Età dei protoliti: Mesozoico ± Permiano.

Successioni carbonatiche (PCB_b)

La casella raggruppa in prevalenza corpi di dolomie massicce e stratificate, bianche, grigie o giallognole, marmi di vario tipo, talora zonati, breccie, microbreccie e subordinate carniole che, per confronto con successioni meglio datate, sono riferibili ad un intervallo di tempo che va dal Triassico medio e superiore (dolomie e calcari dolomitici) al Giurassico inferiore (marmi). Affioramenti principali: conca di Cervinia, versante destro (Vofrede-Finestra di Cignana-Pancherot) e sinistro (Becca d'Aran-Cheneil-Chamois) della Valtournenche. Sul lato settentrionale della conca di Cervinia si osservano, al margine orientale del foglio, due piccoli affioramenti di dolomie e marmi triassici situati a tetto e a letto di quarziti lastroidi e scisti argentei permo-eotriassici, descritti in seguito: si tratta della coda dell'unità esposta lungo la base delle Cresta della Forca, a partire dal Corno del Teodulo, nel *Klippe* del Plateau Rosà e nel vallone delle Cime Bianche (Courtod) sul versante di Ayas (Foglio Monte Rosa). Le rocce carbonatiche sono costituite da dolomie gialle finemente stratificate, talora con letti farinosi o con carniole a contatto con le quarziti, da marmi dolomitici grigio-bluastri scuri e da marmi micacei giallastri. Le impurezze sono costituite da mica sericitica, quarzo, albite. Analoghi litotipi si osservano nella scaglia lenticolare situata, in prosecuzione strutturale degli affioramenti della Cresta della Forca, alla base della parete di calcescisti e prasiniti al di sotto del Rifugio Duca degli Abruzzi (2430-2470 m), lungo uno dei rami di destra del torrente Cervino. L'affioramento è costituito da marmi grigio-azzurri finissimi, con lame di marmi giallastri più o meno micacei e marmi arenacei a patina bruna, alternati a due livelli decametrici di quarziti lastroidi (non rappresentati) con pervasiva fessurazione romboidale, veli di fengite e subordinati scisti quarzoso-albitici.

Nel massiccio della Motta di Pletè, al margine opposto della conca di Cervinia, la carta riporta sparsi affioramenti di marmi e dolomie, sia ancora in posto, sia ribassati dalle faglie a gradinata della deformazione gravitativa Motta di Pletè-Cielo Alto, o coinvolti nelle frane alla periferia del dissesto. Si tratta di dolomie cristalline bianche o beige, massicce o stratificate, marmi saccaroidi, marmi zonati grigi e gialli e locali breccie sedimentarie a elementi dolomitici (ad es. lungo la massiciata di un vecchio skilift a sud-est dell'Hotel Cristallo), marmi impuri e calcescisti a patina bruna. Analoghi litotipi carbonatici si osservano alla base del Grand Collet, il blocco di calcescisti e prasiniti, dalla forma di "ferro da stiro", scivolato per quasi 2 km verso valle dalla cresta spartiacque delle Cime Bianche, lungo la scistosità regionale S₂ e il *bedding* litostratigrafico trasposto.

La barra rocciosa che delimita a monte la piana di Cheneil (Cheney) e la base della parete occidentale della Becca d'Aran offrono una delle migliori esposizioni dell'unità Pancherot-Cime Bianche compresa nel foglio (Fig. 84). La successione geometrica può essere suddivisa in tre parti principali: i) La parte basale è formata da scisti argentati con quarzo, mica bianca e porfiroblasti tondeggianti di albite per uno spessore affiorante di 80-100 m (Fig. 84A). ii) La sovrastante parete mostra una irregolare alternanza di dolomie massicce con superfici d'alterazione marrone e di dolomie in lamine sottili con patina di alterazione grigio cenere per uno spessore di 80-100 m (Fig. 84A-B). Le dolomie laminate sono a grana fine,



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

nerastre alla frattura e talvolta deformate da mesopieghie: non ricordano le classiche dolomie di piattaforma di tipo bahamiano, ma piuttosto dolomie deposte in un bacino poco profondo e periodicamente asfittico. iii) Il tetto della successione è formato da un orizzonte di dolomie scistose nere, milonitiche (1,50 m), seguito da un livello di quarziti bianche lastroidi con spessore di 9 m (Fig. 84A); le quarziti lastroidi sono sormontate da miloniti di scisti quarziticci ad albite (ripetizione del

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

Sul versante opposto (destra) della Valtournenche, l'unità forma numerosi affioramenti tra il lago di Cignana e il vallone di Vofrede. Nel massiccio del Pancherot, la successione metasedimentaria, fortemente rimaneggiata dalla tettonica polifasica alpina, poggia su una fascia decametrica di calcescisti con sottili intercalazioni di prasiniti e locali quarziti a manganese a tetto della grande lente serpentinitica (Figg. 83, 85): è costituita da quarziti lastroidi eotriassiche (10 m ca), marmi cristallini (pochi metri), dolomie massive con parti scistose (alcune decine di metri), carnirole, marmi grigio scuri scistosi, ulteriori carnirole, marmi chiari e grigiastri, seguiti da calcescisti. Le dolomie del Pancherot proseguono verso nord sino al vallone di Vofrede, sopra Creton, con varietà massicce e stratificate, in genere a patina gialla, associate in affioramenti discontinui a carnirole, quarziti lastroidi e scisti quarzoso-albitici. La successione comprende locali lenti e livelli non cartografabili di breccie *sinrift* ad elementi cm-dm di dolomie scure, in matrice di calcescisti calcariferi grigio-bluastri a patina bruna, di possibile età giurassica (Chamois-Cheneil, Pancherot), identiche a quelle del Plateau Rosà, e scisti carbonatici o filladici di dubbia appartenenza, simili ai calcescisti delle sequenze ofiolitiche e della Zona di Roisan (Cretacico?). Molte carnirole della Valle d'Aosta sono detriti di falda cementati, depositi travertinosi o cataclasi calcareo-dolomitiche: quelle presenti nel foglio sono state riferite alle "rocce di origine tettonica" (cc). Tuttavia, nel caso del Pancherot le carnirole formano orizzonti concordanti con la scistosità regionale e con il *bedding* litologico rendendo plausibile, o quanto meno possibile, che esse corrispondano ad originari livelli evaporitici la cui presenza potrebbe suggerire un riferimento al Carnico. Minime scaglie di marmi, dolomie e carnirole consentono di individuare la presenza di *duplex* nell'unità ofiolitica superiore del Combin.

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



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

Quarziti lastroidi (PCB_c)

Si tratta delle quarziti bianche tabulari, in genere molto pure, presenti in varie località della Valtournenche (conca del Breuil, Vofrede-Finestra di Cignana, Pancherot, Becca d'Aran, Chamois-Cheneil). Hanno spessore metrico, talora decametrico (Pancherot) o maggiore (Plateau Rosà, Foglio Monte Rosa). Sono costituite da aggregati granoblastici minuti di quarzo metamorfico con veli di mica bianca che definiscono la stratificazione e la scistosità alpina S₂. A volte si notano piccoli clasti di quarzo, microclino e/o albite a scacchiera in livelli di

microconglomerati riconoscibili solo con la lente o al microscopio. Le quarziti hanno facile suddivisibilità in lastre centimetriche, di ampiezza in genere modesta a causa della fratturazione. Sono state coltivate in passato al M. Pancherot per la produzione di “lose” (tegole), da tempo sostituite da quarziti importate dall'estero: nella vecchia cava abbandonata alla base della cresta nord, presso l'alpeggio Croux de Tza (Dza), è esposto il contatto tra le quarziti lastroidi e i marmi dolomitici sovrastanti, con alternanze di bande centimetriche bianche e grigiastre (Figg. 54C, 85C). Le quarziti poggiano su scisti quarzoso-micacei ad albite \pm ankerite, molto laminati e di colore verdognolo, riferibili probabilmente all'unità basale PCBd. La tessitura del quarzo in alcune quarziti triassiche della Valtourneche è stata analizzata al diffrattometro a neutroni da PLEUGER *et alii* (2007) e integrata da misure strutturali sul campo. L'unità Pancherot-Cime Bianche ricompare al M. Meabè, lungo la cresta spartiacque tra la valle di St Barthélemy e il vallone di Torgnon, con affioramenti di quarziti e dolomie al limite tra le due unità ofiolitiche del Combin. Queste quarziti sono di tipo particolare, in varietà micacee a patina rossastra, non stratificate e con forte deformazione cataclastica.

Età dei protoliti: Triassico inferiore?

Scisti quarzosi (PCB_d)

Scisti quarzosi a mica bianca, di colore grigio-argenteo, con livelli ricchi in porfiroblasti tondeggianti di albite bianca e locali metaconglomerati a clasti centimetrici di quarzo o feldspato potassico. Gli affioramenti migliori si rinvencono nella estesa barra rocciosa, modellata dal ghiacciaio, che delimita sul lato orientale i pascoli di Cheney (Cheney) e, più in alto, dal M. Molar alla base della parete ovest della Becca d'Aran (Figg. 54B, 84A). Altri affioramenti significativi si osservano: i) nella conca del Breuil, sotto q. 2986, al margine orientale del foglio, ii) alla base della deformazione gravitativa della Motta di Pletè, sopra gli alpeggi Cleyves de la Seyvaz, in alternanza con quarziti lastroidi, iii) sul lato destro del vallone di Vofrede, a nord-ovest di Creton, sotto il sentiero per la Finestra di Cignana. Gli scisti argentei sono costituiti da quarzo, mica bianca \pm albite e carbonato, con livelli ricchi in albite porfiroblastica e, verso l'alto, possono contenere bancate centimetrico-decimetriche di quarziti pure a grana fine che potrebbero preannunciare il passaggio alla formazione quarzifica sovrastante. I metaconglomerati sono costituiti da clasti centimetrico-millimetrici più o meno appiattiti di quarzo e/o di microclino-albite a scacchiera in matrice quarzoso-micacea \pm albite. Ad un esame macroscopico affrettato possono essere confusi con gli gneiss minuti e micro-occhiadini della Serie di Arolla.

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

Età dei protoliti: Permiano?

Unità di Madzeria e Lembi triassici minori

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

Marmi e dolomie (MZD)

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

Altre scaglie, indicate nel Foglio Chanrion-Mont Vêlan come *lambeaux triassiques* (BURRI *et alii*, 1998), sono situate ad un livello strutturale superiore della falda del Tsaté. Affiorano sul versante destro del lago artificiale e, a q. 3260, nello sperone tra i ghiacciai di Tsessette e Mont Durand. Il corpo maggiore, spesso una cinquantina di metri, si trova a Bay d'Arzintaire, sopra Ecuries du Giéto, ed è formato da una massa di marmi gialli molto fratturati e trasformati in parte in carniole, da marmi dolomitici brecciati e da dolomie polverulente; la successione è situata alla base dei calcescisti carbonatici dell'unità della Luette e compiegata con essi. Scaglie minori di marmi dolomitici (magnificate in carta) marcano il contatto tettonico tra l'unità della Luette e quella di Mauvoisin in una struttura complicata da pieghe isoclinali megascopiche (BURRI *et alii*, 1998).

Età: Triassico medio-sup.

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

È l'unità tettonica più nota e studiata del foglio (Figg. 37, 52, 60, 61): affiora nella conca del Breuil (DAL PIAZ & ERNST, 1978; ERNST & DAL PIAZ, 1978; DAL PIAZ *et alii*, 1979a-b; SALIOT *et alii*, 1980; BUCHER *et alii*, 2003; DE GIUSTI *et alii*,

2004; ANGIBOUST *et alii*, 2009; ANGIBOUST & AGARD, 2010) e lungo l'asta della Valtournenche (DAL PIAZ *et alii*, 1972, 1980, 2001; KIENAST, 1973; DAL PIAZ, 1988, 1992; VANNAY & ALLEMANN, 1990; REINECKE, 1991, 1998; FORSTER *et alii*, 2004; REBAY *et alii*, 2012; ZANONI *et alii*, 2012; BELTRANDO *et alii*, 2013), sino al margine meridionale del foglio, presso Antey-St-Andrè e Torgnon, a letto del lembo austroalpino eclogitico di Etirol-Levaz e a tetto della faglia oligocenica Aosta-Ranzola (BISTACCHI *et alii*, 2001). L'unità ofiolitica ad affinità oceanica e metamorfismo di subduzione in facies di HP e UHP di età eocenica (RUBATTO *et alii*, 1998; MAYER *et alii*, 1999; DAL PIAZ *et alii*, 2001; LAPEN *et alii*, 2003; GOUZU *et alii*, 2006) prosegue verso sud nel Foglio Chatillon (DAL PIAZ & NERVO, 1971; BALDELLI *et alii*, 1985; DAL PIAZ *et alii*, 2001, 2010; MARTIN *et alii*, 2008; ANGIBOUST *et alii*, 2009; ANGIBOUST & AGARD, 2010) e, verso est, nel Foglio Monte Rosa (DAL PIAZ, 1965, 1992, 2004; DAL PIAZ *et alii*, 1979b; GOSSO *et alii*, 1979; MAYER *et alii*, 1999; PLEUGER *et alii*, 2007) e nel Foglio Zermatt (BEARTH, 1953, 1959, 1967) dell'Atlante Geologico della Svizzera alla scala 1:25.000, oggetto di ulteriori ricerche (OBERHÄNSLI, 1980; BARNICOAT & FRY, 1986; PFEIFER *et alii*, 1989; BARNICOAT & BOWTELL, 1995; WIDMER *et alii*, 2000; BUCHER *et alii*, 2004, 2005; LI *et alii*, 2008; ANGIBOUST *et alii*, 2009; ANGIBOUST & AGARD, 2010). La zona di Zermatt-Saas è una falda ofiolitica con struttura composita, costituita da un numero discreto di subunità tettoniche coerenti, delimitabili in base ai caratteri metamorfici o alla presenza di serpentiniti scistoso-laminate o di metabasiti milonitiche di dubbio significato cronologico e rango strutturale (DAL PIAZ & ERNST, 1978; FORSTER *et alii*, 2004; ANGIBOUST & AGARD, 2010). La distinzione nella Zona del Combin di un'unità ofiolitica inferiore è stata proposta, come abbiamo visto, a spese del tratto sommitale della Zona di Zermatt-Saas, già distinto in base alla presenza di un persistente orizzonte di serpentiniti milonitiche nel vallone delle Cime Bianche, lungo il Rio Courtod (DAL PIAZ & ERNST, 1978; DAL PIAZ, 2004), nell'ipotesi che l'assenza di una impronta eclogitica sia un carattere primario dell'unità e non l'effetto di una retrocessione metamorfica particolarmente efficace (BUCHER *et alii*, 2003, 2004). Dal punto di vista litologico la falda è formata in gran prevalenza da ofioliti metamorfiche derivate da mantello (serpentiniti) e crosta oceanica, con subordinati metasedimenti di copertura; tra questi ultimi si distinguono il melange di scisti ad inclusi di metabasiti del Rifelberg-Garten (DAL PIAZ, 1965, 1992, 2004; DAL PIAZ & ERNST, 1978; BEARTH, 1967), affiorante al margine orientale del foglio, e soprattutto gli scisti e le quarziti giurassiche a coesite del Lago di Cignana (REINECKE, 1991, 1998; VAN DER KLAUW *et alii*, 1997; RUBATTO *et alii*, 1998; COMPAGNONI & ROLFO, 2003; FORSTER *et alii*, 2004; GROppo *et alii*, 2009; MÜLLER & COMPAGNONI, 2009; BELTRANDO *et alii*, 2010a), contenenti microdiamanti (FREZZOTTI *et alii*, 2011). L'unità di UHP del Lago di Cignana è situata sulla destra e alla base della diga di Cignana, ma gli affioramenti migliori si trovano sotto il livello di massimo invaso del lago artificiale. L'unità è ubicata nel tratto sommitale della Zona di Zermatt-Saas, direttamente sotto litotipi in dominante facies scisti verdi attribuiti ancora alla Zona di Zermatt-Saas (PLEUGER *et alii*, 2007; GROppo *et alii*, 2009) o alla Zona del Combin (REINECKE, 1991, 1998;

FORSTER *et alii*, 2004) e, in particolare, alla sua unità inferiore (BALLÈVRE *et alii*, 1986; BUCHER *et alii*, 2003), interpretazione quest'ultima confermata in queste note e figurata nello schema tettonico a margine della carta. Il limite inferiore dell'unità del Lago di Cignana è incerto, tenuto conto che le eclogiti di UHP ed i loro componenti mineralogici fondamentali sono identici a quelli riscontrati nell'intera Zona di Zermatt-Saas, diversi solo per la presenza o non di coesite. L'unità non raggiunge i 200 m di spessore, si estende a sud del lago ed è suddivisa in tre lenti principali, lunghe 1400, 350 e 300 m (COMPAGNONI & ROLFO, 2003; FORSTER *et alii*, 2004; GROppo *et alii*, 2009). E' formata da *boudins* di eclogiti basiche dalle dimensioni molto variabili (centimetrico-ettometriche) e da metasedimenti di vario tipo (ZZSh), con facies ricche in quarzo, micascisti granatiferi e quarziti a Mn (ZZSf), affioranti a lato del parcheggio e alla base della diga principale. L'evoluzione tettono-metamorfica delle eclogiti e dei metasedimenti a coesite è caratterizzata da una fase prograd, da un picco di HP-UHP nelle facies delle eclogiti a lawsonite, a cianite-talco-cloritoide magnesifero e delle eclogiti a coesite e da una esumazione marcata da trasformazioni decompressionali che si concludono con associazioni in facies scisti verdi (VAN DER KLAUW *et alii*, 1997; GROppo *et alii*, 2009; BELTRANDO *et alii*, 2010a). La mancata conservazione della lawsonite presente in origine nella Zona di Zermatt-Saas può essere imputata alla temperatura di picco relativamente elevata e ad una traiettoria di esumazione che si sviluppa senza sostanziale raffreddamento (CLARKE *et alii*, 2006).

Calcescisti s.l. indifferenziati (ZZS)

La casella raggruppa tutti i metasedimenti indifferenziati (calcescisti *s.l.*) riferibili alla copertura sedimentario-metamorfica oceanica e detritica (possibile flysch arenaceo-argilloso) delle ofioliti. Come indicato nei profili a margine della carta e in alcuni lavori (SALLOT *et alii*, 1980; BUCHER *et alii*, 2003; DAL PIAZ, 2004), le sequenze di copertura sono relativamente sottili, trasposte e fortemente disarticolate, ma in genere ben risanate dalla cristallizzazione polifasica alpina. La successione stratigrafica, basata sul confronto con settori meno deformati e datati della Zona piemontese (e.g., ELTER, 1972; BALDELLI *et alii*, 1983; DE WEVER *et alii*, 1987; LAGABRIELLE, 1987, 2009), inizia con discontinue quarziti micaceo-granatifere basali, talora con livelli albitico-cloritici, in cui sono inserite le quarziti a manganese con mineralizzazione idrotermale di ambiente oceanico, descritte in seguito. Seguono calcescisti pelitico-carbonatici e prevalenti micascisti quarzosi a calcite e/o ankerite, granato \pm Mg-cloritoide, glaucofane e raro pirosseno sodico, con subordinate intercalazioni di marmi impuri, scisti filladici, quarziti micacee ed ofioliti in corpi non rappresentabili alla scala del foglio. La roccia ha colore grigio chiaro, biancastro o argenteo ed è spesso punteggiata da sparsi cristalli o aggregati di ankerite (clasti ?) dalla caratteristica patina ocrea. Il cloritoide si presenta in cristalli spesso centimetrici ad abito tozzo, di colore nero brillante, talora con sottile orlo di alterazione grigio-verde in mica bianca e clorite. Al microscopio si osservano abitualmente granati dall'abito euedrale o a maglie, glauc-

cofane e/o anfiboli calcici, epidoto, rutilo e titanite. Il pirosseno sodico è stato rinvenuto in alcuni micascisti carbonatico-granatiferi affioranti al margine orientale del foglio e nel contiguo vallone delle Cime Bianche (Ayas), in associazione con calcescisti e marmi impuri, situati a tetto delle metavulcaniti basaltiche e al loro interno: si tratta di granoblasti di omfacite (Jd 46-40%), di colore verde pallido, con discrete variazioni composizionali attorno al valore medio di Jd_{41} - Aeg_{10} - Di_{49} (DAL PIAZ *et alii*, 1979a). La loro composizione è quindi molto prossima a quella del pirosseno sodico diffuso nelle metabasiti associate (ERNST & DAL PIAZ, 1978; Breuil-St Jacques; BEARTH, 1973; Zermatt). Il clinopirosseno mostra sempre un sottile orlo di alterazione formato da un feltro uralitico molto fine e torbido. Tutti i granati analizzati corrispondono a termini ricchi in almandino e sono nettamente zonati con forte incremento in Mn e corrispondente decremento in Mg dal nucleo alla periferia e, anche in questo caso, la loro composizione è analoga a quella del granato nelle eclogiti e glaucofaniti di origine basaltica; gli anfiboli variano da glaucofane-crossite a barroisite-orneblenda magnesifera ed i loro prodotti di trasformazione sono anfiboli sodico-calcici e calcici, espressione di una progressiva decompressione durante l'esumazione (ERNST & DAL PIAZ, 1978; DAL PIAZ *et alii*, 1979b, comprendente anche alcune analisi di miche fengitiche e di epidoti).

La casella accorpa anche i metasedimenti della formazione Rifelberg-Garten (Fig. 57), affiorante alla testata della conca del Breuil (Foglio Monte Rosa) e con notevole continuità nel contiguo vallone delle Cime Bianche, sino al Palon di Resy, a nord-est di St Jacques (DAL PIAZ, 1965, 2004). Si tratta dei consueti micascisti granatiferi chiari \pm carbonato, di spessore in genere modesto (1-10 m), contenenti caratteristici inclusi di metabasalti eclogitici a grana fine, talora a mica bianca: hanno dimensioni in gran prevalenza di 1-5 cm, con massimo di 10-15 cm, forma da subsferica a ellissoidica, contorno vagamente poligonale in qualche incluso maggiore, non a contatto tra loro, ma dispersi nella matrice di micascisto con frequenze dell'ordine di 10-20 elementi per m² di affioramento nei casi in cui sono più abbondanti. Vi si associano, ma a livelli geometrici diversi, micascisti granatiferi con *boudins* di eclogiti glaucofaniche, fresche o in parte retrocesse, decimetrico-metrici, talora maggiori (e.g., nei dossi montonati attorno alla stazione Cime Bianche-Laghi della funivia per il Plateau Rosà, al margine del foglio). La formazione a piccoli inclusi basici ha origine ancora poco chiara, anche se l'ipotesi più verosimile è riferirla a un *melange* di ambiente oceanico, poi rielaborato dall'orogenesi alpina; l'orizzonte con inclusi maggiori corrisponde piuttosto a un livello di *melange* tettonico alpino con *boudinage* di basalti stratoidi (colate sottomarine, sill) intercalati nei protoliti dei micascisti (DAL PIAZ, 1965, 2004; DAL PIAZ *et alii*, 1979b).

L'impronta metamorfica alpina dei metasedimenti silicoclastici e carbonatici, chiaramente polifasica, ricorda da vicino quella registrata nei sistemi mafici delle metabasiti circostanti, anche se in forma più discontinua e meno completa. La differente composizione chimico-mineralogica dei protoliti, il diverso assetto tessiturale, l'elevata permeabilità ai fluidi e la maggiore reattività agli effetti delle deformazioni penetrative del ciclo alpino hanno evidenti riflessi sullo sviluppo delle associazioni di HP, sull'abbondanza dei minerali indice e sul grado di retro-

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

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

Età del metamorfismo: Eocene - Oligocene inf.

Metasedimenti con intercalazioni di metabasiti (ZZS_a)

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

Quarziti e metasedimenti terrigeni (ZZS_b)

Principali intercalazioni di quarziti e scisti quarzosi a granato e glaucofane (torrente Marmore), filladi a carbonato, scisti filladici e filloniti plumbee, talora a granato, rari scisti albitici (base Cresta della Forca a NNE di Plan Maison, lago Goillet). Le quarziti formano sottili livelli entro i micascisti granatiferi a carbonato, in genere non cartografabili, ma sono interessanti per la struttura poligonale del quarzo e la presenza di granato subrotondeggiante, fresco o con limitata alterazione cloritica, glaucofane in grandi porfiroblasti peccilite ricchi di piccoli granati inclusi, con intensi colori di pleocroismo, nucleo talora più pallido e sottile orlo di anfibolo verde-azzurro. In rari casi il glaucofane è trasformato in anfibolo barroisite con struttura a fiamme, più spesso è sostituito in parte o con pseudomorfose completa da aggregati in facies scisti verdi di anfibolo verdognolo \pm albite, clorite, biotite oliva, calcite. Componenti accessori: grandi lamelle di mica bianca, biotite, minerali opachi, calcite. Alcune analisi di granato zonato e di anfiboli delle quarziti glaucofaniche sono riportate in DAL PIAZ *et alii* (1979b): il granato è un termine

ricco in almandino, con aumento del contenuto in Mg dalla periferia al nucleo e corrispondente diminuzione del tenore in Mn; i porfiroblasti di anfibolo analizzati passano da un nucleo di glaucofane ad una periferia di Mg-orneblenda, talora attraverso una zona intermedia di barroisite. Gli scisti filladici e fillonitici inseriti in questa casella sono litotipi poco frequenti e di modesta estensione, legati a zone di taglio in facies scisti verdi. Meritano menzione gli affioramenti presso la casa dei custodi sulla spalla sinistra della diga del Goillet, contenenti scisti quarzoso-fengitico-cloritici con aggregati lenticolari fillitici derivati probabilmente da cloritoide, scisti chiari ad abbondante albite porfiroblastica, marmi impuri e fels rodingitici a diopside-epidoto a contatto con sottostanti serpentiniti, litotipi assai diffusi e spettacolari lungo la riva destra del lago (Foglio Monte Rosa).

Metasedimenti a coesite ed eclogiti del Lago di Cignana (ZZS_h)

Scisti quarzoso-fengitico-granatiferi a grana media, di colore chiaro, e quarziti a fengite con alternanze di scisti micaceo-granatiferi a fenoblasti di pirosseno sodico smeraldino e di calcescisti a dolomite, associati a metabasalti eclogitici e passanti verso il basso a tipi manganesiferi, in spalla destra della diga di Cignana e sotto il livello di massimo invaso (Fig. 86A-B-C-D). L'unità del Lago di Cignana mostra associazioni polifasiche indicative della traiettoria cinematica progradata e della sua evoluzione decompressionale durante l'esumazione dalla zona di subduzione (FORSTER *et alii*, 2004; GROPPA *et alii*, 2009). La storia progradata è documentata dalla associazione omfacite-anfibolo calcico-epidoto-ilmenite ± biotite, preservata nel nucleo dei granati, seguita dalla crescita dei nuclei e poi della periferia dei granati, in equilibrio con omfacite, anfibolo sodico-calcico, lawsonite, quarzo e rutile, indicative di $P < 1.7$ GPa e T compresa tra 350° e 480°C, con graduale diminuzione del gradiente termico da 10-9 °C/km a 6-5 °C/km. Analoghe condizioni metamorfiche (P : 1.0-1.7 GPa, $400 < T < 600$ °C) sono state stimate nelle metabasiti a contatto con l'unità di UHP. Le condizioni di picco, corrispondenti alla massima profondità raggiunta dall'unità tettonica, sono documentate dall'associazione granato-omfacite-anfibolo sodico-fengite-lawsonite (pseudomorfosi di epidoto-paragonite)-coesite-rutile, indicative di $P > 3.2$ GPa e T compresa tra 590 e 605°C. La coesite è inclusa nel granato e nel pirosseno sodico. L'evoluzione decompressionale è documentata dalle pseudomorfosi di epidoto-mica bianca su lawsonite e dalla trasformazione parziale di omfacite e glaucofane in simplectiti di albite e ferroorneblenda, mentre il granato è in parte cloritizzato alla periferia e lungo fratture (GROPPA *et alii*, 2009).

Quarziti manganesifere (ZZS_r)

Quarziti micacee a clorite con lenti e letti dai vivaci colori, ricchi in spessartina, piemontite, mica chiara e braunite, segnalate da BEARTH (1967) e DAL PIAZ *et alii* (1979a) nella spalla destra della diga di Cignana e alla sua base. Questi affioramenti sono diventati famosi e molto frequentati da mineralisti e petrologi dopo la scopert-



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

ta della coesite (REINECKE, 1991) in litotipi derivati da sedimenti silicei del Giurassico superiore (U-Pb zirconio: 160-157 Ma, RUBATTO *et alii*, 1998), documentando l'esistenza del metamorfismo di UHP anche nella crosta oceanica piemontese. Si tratta di un orizzonte di 1-2 m di spessore di quarziti a fengite manganesifera con bande e lenti di colore rosa e rosso-violaceo, ricche in piemontite e spessartina.

Analoghi affioramenti di quarziti manganesifere e di scisti quarzoso-micacei a clorite con noduli, lenti e letti varicolori ricchi in spessartina, piemontite e braunite sono presenti in varie località della conca del Breuil (DAL PIAZ & ERNST,

1978; DAL PIAZ *et alii*, 1979a; DAL PIAZ, 1992; BUCHER *et alii*, 2003, 2004). Sono del tutto simili alle quarziti di Cignana da cui sembrano differire solo per l'assenza di coesite (mancata scoperta, scomparsa?). Sono situate 1300 m circa a NNE di Plain Maison, nel vallone compreso tra il margine occidentale della grande deformazione gravitativa sotto la Cresta della Forca (Furggen, Forclaz) e il panettone di glaucofaniti granatifere con losanghe di mica bianca-epidoto (ex lawsonite) e anfiboliti albitiche di q. 2713, fortemente collassate. Le quarziti affiorano sul versante orientale del vallone, ma litotipi spettacolari si osservano anche nei sottostanti blocchi di frana (Fig. 87A-B). I due ritrovamenti descritti in DAL PIAZ *et alii* (1979a) sono stati riferiti l'uno alla Zona di Zermatt-Saas, l'altro a quella del Combin per la presenza di tipi prasinitici e ritenendolo parte della contigua grande frana caduta dalla Cresta della Forca. In realtà si tratta di un unico orizzonte, spesso 5-10 m (ingrandito in carta) e in parte collassato, riferibile alla copertura metasedimentaria dell'unità oceanica di HP situata alla base dei depositi gravitativi (DAL PIAZ, 1992; BUCHER *et alii*, 2003, 2004). L'orizzonte è formato da scisti micaceo-granatiferi a clorite, con ripetute intercalazioni di quarziti pure, quarziti manganesifere, scisti albitico-micacei e calcescisti (Fig. 87B-C). La mineralizzazione è costituita da livelli rosa e rosso-violacei a grana molto fine di quarziti ricche in piemontite, mica manganesifera \pm braunite e di quarziti a spessartina, mica, clorite, piemontite \pm ardenite \pm ematite, ma prive di braunite, in ripetuta alternanza con quarziti e scisti micaceo-cloritici. Si osservano inoltre noduli cm-dm nerastri di braunite \pm ematite, di forma da tondeggiante a fortemente appiattita (Fig. 87D). La composizione delle principali fasi mineralogiche è riportata in DAL PIAZ *et alii* (1979a), con analisi in microsonda di KIENAST e VENTURELLI: in particolare, la piemontite coesistente con braunite è relativamente più ricca in Mn di quella associata alla spessartina. L'orizzonte di quarziti e scisti è coperto (successione rovesciata?) da metabasalti d'aspetto prasinitico, ma con relitti di granato, derivati probabilmente da eclogiti con forte retrocessione in facies scisti verdi.

Altri corpi di analoghe quarziti manganesifere sono presenti nel tratto superiore della conca del Breuil (Foglio Monte Rosa). Il primo è situato lungo la bassa dorsale di q. 3087, 400 m circa ad ovest del Col du Plateau Rosà (3102 m), è associato a calcescisti e micascisti ad ankerite, metabasalti albitici a relitti eclogitici, metagabbri a zoisite-anfiboli calcici e serpentiniti con rodingiti ed è costituito da qualche blocco collassato di quarziti scistose, grigio chiare, con sottili letti di scisti manganesiferi viola, gialli e neri e con piccole lenti massive (DAL PIAZ *et alii*, 1979a). La mineralizzazione è costituita da piemontite, spessartina, mica bianca, clorite, minerali opachi, con Fe-epidoto, carbonati, apatite, biotite olivastra in quantità minore o saltuari e con vesuviana manganesifera in aggregati granoblastici localmente abbondanti nella braunite massiccia. Il secondo affioramento è stato rinvenuto nel 2010 da DAL PIAZ e PASSERI nell'incisione di un torrentello secco, a 2735 m di quota, 400 m circa ad ovest della Cabane Gaspard (Coordinate UTM, ED50, Fuso 32: 397450/5086866): è costituito da un orizzonte nero massiccio, di spessore metrico, formato da minerali opachi submicroscopici con letti

di rodonite e subordinato carbonato, e con una banda centrale di granatite beige a grana finissima e vene di quarzo. L'orizzonte è situato entro una sequenza di calcescisti priva di pietre verdi.

Età dei protoliti: Giurassico superiore ?

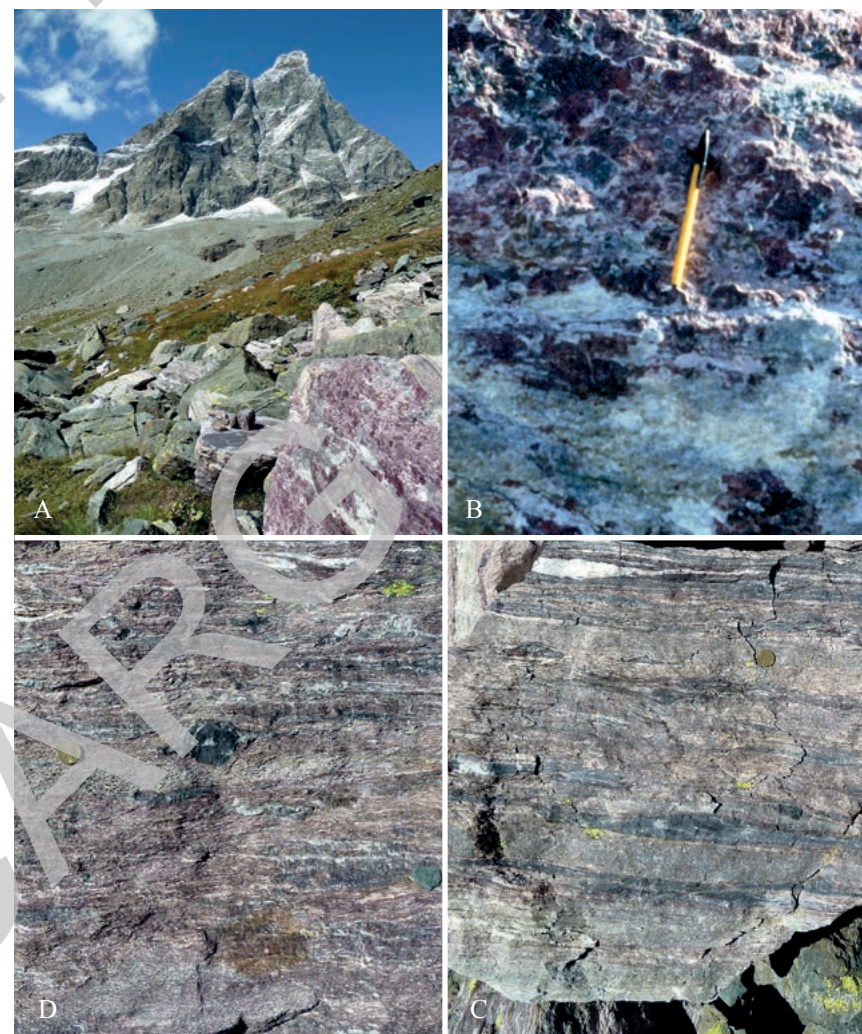


Fig. 87 - Quarziti a manganese dell'unità di Zermatt-Saas nella valletta a nord-est di Plain Maison, tra q. 2713 e q. 2755. (A) Quarzite a piemontite tra i blocchi di frana in vista del Cervino. (B) Quarzite con abbondante piemontite rosso-violacea, dettaglio. Quarziti micaceo-granatifere a lenti (C) e noduli (D) di braunite nera.

Anfiboliti albitiche a relitti eclogitici (ZSA)

Anfiboliti ad anfibolo calcico-albite in aggregati diablastici, epidoto e clorite, con relitti di granato e talora di glaucofane. Derivano da basalti oceanici normal-MORB in facies di HP (eclogiti e glaucofaniti granatifere) con retrocessione in facies scisti verdi da parziale a pervasiva, talora completa. Sono rocce massicce, raramente in bancate, a grana fine e di colore verde scuro, quindi in genere ben diverse dalle prasinita, pur derivando da protoliti analoghi. Albite e granato sono visibili in genere ad occhio nudo: in qualche caso l'albite ha sviluppo porfiroblastico, a spese degli aggregati diablastici, conferendo alla roccia colore verde più chiaro e struttura a tendenza prasinitica. Sono i litotipi di crosta oceanica più diffusi nel tratto superiore della Valtourneche mentre in quello inferiore sono i metagabbri che diventano abbondanti e talora prevalenti. Nella conca del Breuil, le anfiboliti albitiche formano un ampio piastrone inciso dal torrente Marmore, situato a tetto delle serpentiniti (propaggine occidentale del grande corpo ultrabassico del Breithorn-Gobba di Rollin) e variamente deformato. Le anfiboliti contengono piccoli corpi di metagabbri scistoso-laminati e sono coperte da una sottile coltre di metasedimenti silicei e carbonatici mesozoici, con contatti in genere trasposti lungo la scistosità S_2 . Ulteriori corpi di anfiboliti albitiche di origine basaltica si osservano, verso valle, su entrambi i fianchi della media Valtourneche, in associazione con serpentiniti e/o metagabbri (Cleyves de la Seyvaz-Saletta, Cignana, Chamois-La Magdaleine, Ersaz-Fiernaz). Al microscopio la roccia è dominata da aggregati diablastici di anfibolo verde-azzurro o verde e di albite, derivati dalla destabilizzazione di pirosseni ed anfiboli sodici; vi si associano zoisite e/o epidoto, clorite e frequenti relitti di granato, in parte cloritizzato al bordo e in fratture. Più rari i relitti di glaucofane, in genere con marcato pleocroismo, bordi barrositici e alterazione interna in albite, clorite e/o anfiboli calcici, talora associato a pirosseno sodico con forte alterazione in feltri uralitici. Non mancano relitti litici di eclogiti e glaucofaniti granatifere, in lenti e letti di dimensioni micro-mesoscopiche, non cartografabili. Frequenti gli arricchimenti in epidoto a contatto con le serpentiniti. Componenti accessori: rutilo e/o titanite, talora abbondanti, minerali opachi, mica bianca, carbonato, apatite, tormalina. Frequenti anche le vene di albite \pm epidoto e di quarzo \pm clorite e rara cianite, concordanti con la S_2 regionale, o discordanti. Per descrizioni petrografiche di dettaglio, analisi mineralogiche, stime petrologiche e datazioni radiometriche si vedano i già citati contributi di ERNST & DAL PIAZ (1978); BEARTH & STERN, 1979; DAL PIAZ *et alii* (1980), RUBATTO *et alii* (1998), BUCHER *et alii* (2004), MARTIN *et alii* (2004), ANGIPOUST & AGARD (2010), BELTRANDO *et alii* (2010a-b) e, per la geochimica, quelli di DAL PIAZ & ERNST (1978), DAL PIAZ *et alii* (1981), BECCALUVA *et alii* (1984), GROPPA *et alii* (2009), ANGIPOUST & AGARD (2010).

Età dei protoliti: Giurassico medio-sup.?

Eclogiti (ZSA_b)

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

Al microscopio, le eclogiti a granato-omfacite-rutilo e le varietà glaucofaniche sono caratterizzate dalla presenza di abbondanti porfiroblasti di granato, ad abito euedrale o tondeggianti, che spiccano sulla matrice costituita in gran prevalenza da omfacite o da pirosseni ed anfiboli sodici, in genere con blanda orientazione preferenziale, e da aggregati granoblastici di rutilo \pm mica bianca, epidoti e carbonato in quantità modesta o accessoria, assieme ad apatite e minerali opachi. Il granato contiene inclusi microlitici di coesite (Cignana), quarzo, epidoto, paragonite, anfiboli sodico-calcici e, in qualche caso, anche pseudomorfo a losanga di mica bianca-epidoto su originaria lawsonite, testimoni dell'evoluzione progradata della roccia sino alle condizioni eclogitiche di picco. Il pirosseno sodico ha colore verdolino chiaro, talora più intenso alla periferia, estinzione ondulata e incipiente alterazione uralitica. Il contatto tra granato e omfacite è spesso sottolineato da un filetto di anfibolo di colore blu intenso. L'anfibolo sodico ha marcato pleocroismo, dal viola all'azzurro ed è presente in due generazioni distinte: la più antica è in equilibrio con il pirosseno sodico e la scarsa mica bianca della matrice, la seconda è espressa da blasti tardivi di notevoli dimensioni, in genere zonati, disposti sia casualmente che in covoni lineati (Fig. 88A). Un *continuum* di trasformazioni metamorfiche contraddistingue l'evoluzione decompressionale successiva al picco di pressione, corrispondente al momento in cui la roccia si stacca dalla placca oceanica in subduzione ed è trasferita nel prisma di accrezione, con passaggio quindi dalla placca inferiore (in consunzione) a quella superiore (in accrezione). Lo stadio iniziale dell'evoluzione decompressionale è rappresentato dalla seconda generazione di anfiboli sodici (facies scisti blu II), coesistenti in genere con la comparsa della prima albite nei feltri uralitici che si sviluppano al bordo del pirosseno

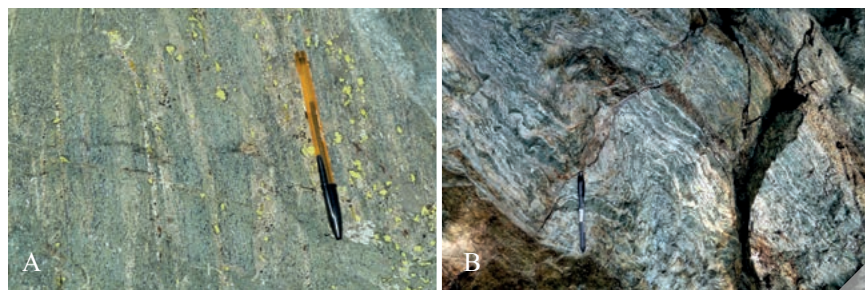


Fig. 88 - Zona di Zermatt-Saas: (A) Eclogite glaucofanica con cristalli millimetrici di anfibolo sodico II variamente orientati, zona del lago Goillet. (B) Metagabbro eclogitico con pieghe F_3 , Raye de Proz.

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

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

Recenti stime petrologiche sui metasedimenti di HP della Zona di Zermatt-Saas basate su THERMOCALC e spettroscopia Raman indicano condizioni di picco attorno a $540 \pm 20^\circ C$ e 2.3-2.5 GPa, corrispondenti a profondità dell'ordine

di 80 km (ANGIBOUST *et alii*, 2009). Condizioni P-T leggermente più elevate sono state ottenute per le eclogiti di Zermatt (BUCHER *et alii*, 2005) e le rocce a coesite del Lago di Cignana (GROPPA *et alii*, 2009: $P > 3.2$ GPa, $T: 590-605^\circ C$). La sostanziale uniformità dei valori di temperatura ($540 \pm 20^\circ C$) dei metasedimenti di HP della Zona di Zermatt-Saas dal versante destro della Valle d'Aosta alla terminazione nord-orientale dell'unità, presso Saas Fee, sono ritenuti indicativi dell'unitarietà di questo grande frammento di litosfera oceanica, ampio almeno 60 km (ANGIBOUST *et alii*, 2009). In realtà non mancano discontinuità tettoniche interne e zone di taglio milonitico (DAL PIAZ & ERNST, 1978; DAL PIAZ *et alii*, 2001, 2010; ANGIBOUST & AGARD, 2010; BELTRANDO *et alii*, 2010b), senza tuttavia un sostanziale gap di condizioni metamorfiche, oltre alla presenza o meno di coesite.

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

Glaucofaniti (ZSA_c)

Le glaucofaniti sono metabasalti in facies di HP derivate, come le eclogiti, da protoliti MORB, ma caratterizzate da forte alterazione idrotermale avvenuta durante le fasi di espansione dell'oceano mesozoico (metamorfismo oceanico). Si distinguono dalle eclogiti per l'elevato contenuto in H_2O e Na (DAL PIAZ & ERNST, 1978; DAL PIAZ *et alii*, 1981; BECCALUVA *et alii*, 1994; ANGIBOUST *et alii*, 2009; MARTIN & CORTIANA, 2001; ANGIBOUST & AGARD, 2010) e per la presenza di abbondanti fasi metamorfiche idrate. Sono rocce di colore blu-violaceo scuro, generalmente scistose e talora lineate, costituite da una o più generazioni di glaucofane e da quantità variabili di granato, mica bianca, clorite, talco e carbonato (BEARTH, 1967, 1973; DAL PIAZ & ERNST, 1978; MARTIN & TARTAROTTI, 1989; BUCHER *et alii*, 2005; MARTIN *et alii*, 2008; ANGIBOUST & AGARD, 2010). Frequente e caratteristica la presenza di losanghe biancastre di mica bianca, zoisite e/o epidoto, lunghe 0.3-1 cm (Fig. 56A): in base a forma e contenuto, si ritiene che questi aggregati sostituiscano originari fenoblasti di lawsonite, una delle principali fasi idrate di HP della crosta oceanica che consentono, assieme alle serpentiniti, di trasferire acqua nella zona di subduzione (PAWLEY, 1994; SCHMIDT & POLI, 1998; SCAMBELLURI & PHILLIPOT, 2001; SCAMBELLURI *et alii*, 2004). Le pseudomorfofisi di lawsonite sono incluse nel granato e nel pirosseno sodico o sono disperse nella matrice policristallina. In qualche metabasite è presente cloritoide ricco in Mg, analogo a quello diffuso nei metasedimenti di copertura e nei metagabbri: forma piccoli inclusi nel granato e cristalli maggiori nella matrice cloritico-micaceo-anfibolica. Sembrano mancare le vistose varietà di cloritoscisti granatiferi a talco, glaucofane e cloritoide tipici in Valle di St Marcel, in Val d'Ayas e in altri settori della Valle d'Aosta (DAL PIAZ *et alii*, 1981, 2010; TUMIATI, 2005; MARTIN *et alii*, 2008).

Gli affioramenti maggiori di glaucofaniti distinte nel foglio (settore orientale) sono situati nella conca del Breuil, sotto Ville (Chamois), lungo il sentiero a mezza costa Magdaleine-Suisse e lungo la carrozzabile che da Antey-St-André sale ad Herin. Le glaucofaniti formano corpi isolati o in associazione con anfiboliti al-

bitiche a granato e subordinate eclogiti, mentre ad Antey-Herain esse sono inserite in un grande corpo di metagabbri di HP.

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

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

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

Gabbri metamorfici (ZSG)

Metagabbri con struttura primaria ancora ben riconoscibile, massiccia o fibroso-lenticolare, grana vistosa e prevalente paragenesi in facies scisti verdi, formati da aggregati policristallini verdastri di anfiboli calcici, sui siti del pirosseno magmatico, e da una matrice beige o giallognola di zoisite e/o epidoto e albite diablastica in quantità variabile (nei siti dell'originario plagioclasio calcico) ± clorite e scarsa mica chiara (Fig. 88B). Non mancano varietà scistoso-laminate e milonitiche, con struttura più omogenea e colore in genere più chiaro, talora finemente zonate. La composizione chimica dei Mg-gabbri è poco idonea per lo sviluppo di tipiche associazioni eclogitiche (e.g., BEARTH & STERN, 1971, 1979;

DAL PIAZ & NERVO, 1971; DAL PIAZ & ERNST, 1978; DAL PIAZ *et alii*, 1981; BECCALUVA *et alii*, 1984; PFEIFER *et alii*, 1989; BARNICOAT & BOWTELL, 1995; ANGIBOUST & AGARD, 2010). Ove presente, l'impronta di HP è segnalata da cristalli di omfacite smeraldina (smaragdite *Auct.*: Fig. 56B) pseudomorfi sul pirosseno primario, talora pluricentimetrico, da subordinato granato, da letti e lenti di melagabbri eclogitici derivati da protoliti ricchi in Fe-Ti e da glaucofaniti granatifere (probabili filoni). I corpi maggiori affiorano sui due versanti della Valtourneche, nella dorsale sopra le serpentiniti di Barmasse, nei dintorni di Palud e Falegnon (basso vallone di Cignana), lungo la strada bianca tra Liortiere e Pramoron (ex *decauville* dell'impianto idroelettrico) e, sul lato opposto, a tetto della grande massa di serpentiniti di Singlin-Perrière (Perrères), nel circo dell'alpe Crébuchette, alla base della piccola scaglia di basamento austroalpino, e in piccoli affioramenti sparsi tra le alte frazioni di Valtourneche e all'imbocco del paese. Una piccola cava, situata sopra la strada bianca che da Muranche, frazione di Valtourneche, porta a Falinier, ha fornito il materiale per la costruzione della Casa del Seminario, un grande edificio in blocchi a vista costituiti da magnifici metagabbri di vario tipo. Più a valle, sempre sul fianco sinistro della Valtourneche, vi sono il grande corpo di metagabbri del M. Charvaz, a nord di Chamois, e quello che costituisce la parte inferiore dell'impervia parete tra Buisson e Antey-St-Andrè, lungo quasi 3 km e potente, per la parte esposta, sino a 700 m. Il primo, spesso circa 400 m, è situato a letto di anfiboliti albitiche a granato, con contatto apparentemente normale, ma probabilmente trasposto, e poggia, con contatto tettonico, su anfiboliti a relitti eclogitici (lato sud) e serpentiniti scistoso-laminate (lato nord); il corpo è costituito da metagabbri scistosi, in genere a grana grossa, con intercalazioni di melagabbri, varietà fortemente rielaborate (settore basale) e locali varietà prasinitiche a mica di cromo. Il secondo è situato a letto del grande corpo di metabasalti di HP, in genere sensibilmente retrocessi, che formano la dorsale Vuillen-Pilaz, a nord-ovest di La Magdaleine, ed è costituito da Mg-metagabbri massicci, *flaser* e milonitici, con molteplici varietà melanocratiche, a "smaragdite", a fini bande eclogitiche o a tendenza prasinitica con mica di cromo, non distinti in carta. Significativi i piccoli corpi di eclogiti glaucofaniche e glaucofaniti ricche delle pseudomorfosi a losanga su originaria lawsonite, presenti nel settore sommitale dei metagabbri o nelle anfiboliti di tetto; sono stati distinti solo in parte e con magnificazione delle loro dimensioni. Questo corpo di metagabbri si estende al versante destro della Valtourneche e ne forma la base tra il torrente del bacino di Etirol (Tirol) e Grand Moulin, frazione di Antey-St-Andrè, passando verso l'alto a gabbri e troctoliti di HP associati a dominanti glaucofaniti, eclogiti e loro prodotti di retrocessione metamorfica (KIENAST, 1983). L'eterogeneo corpo basico forma il substrato tettonico del lembo di Etirol-Levaz ed i suoi protoliti sono riferiti al Giurassico medio-superiore (166-150Ma: BELTRANDO *et alii*, 2010b). Anche in questo lato della valle la base del corpo gabbriaco è nascosta dai depositi quaternari di versante e fondovalle.

Passando alla conca del Breuil, piccoli affioramenti di metagabbri *flaser*, scistoso-laminati, milonitici e prasiniti di origine gabbriaca affiorano lungo l'in-

cisione torrentizia tra Plan Maison e Plan Torrette, a tetto di serpentiniti e a letto di micascisti ad albite, clorite e carbonato \pm granato (DAL PIAZ & ERNST, 1978; ERNST & DAL PIAZ, 1978; BUCHER *et alii*, 2003, 2004).

Età dei protoliti: Giurassico medio-sup.?

Gabbri eclogitici (ZSG_a)

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

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

stituiscono il clinopirosseno o l'orneblenda bruna primari, con rutilo, titanite in quantità accessoria; ii) i melagabbri eclogitici sono costituiti da pirosseno sodico, zoisite e granato; iii) le eclogiti glaucofaniche di origine gabbriaca sono costituite da granato, omfacite in parte alterata, glaucofane fresco, epidoto; alcune varietà estremamente dure sono ricche in epidoto giallastro e rutilo; iv) componenti accessori: rutilo granoblastico, titanite, apatite, talora molto abbondanti nelle eclogiti glaucofaniche e nelle glaucofaniti, ilmenite, pirite, quarzo.

La fase progradata è documentata da microliti di anfibolo violaceo (crossite?) e pirosseno verdognolo inclusi nel granato; l'evoluzione decompressionale dalla alterazione del pirosseno sodico in feltri uralitici, poi trasformati a loro volta in aggregati diablastici fini di albite e anfiboli verde-azzurri o actinolite, mentre il granato è in parte cloritizzato \pm biotite e il rutilo è circondato da corone di titanite. I prodotti finali della trasformazione tettono-metamorfica retrograda dei gabbri eclogitici sono costituiti da anfiboliti albitiche a epidoto e clinocloro, da miloniti verde-chiare o biancastre, talora ricristallizzate con struttura a tendenza prasinitica, la cui origine gabbriaca può essere comprovata solo dalla presenza di relitti tessiturali e della mica di cromo.

Serpentiniti (ZSS)

Serpentiniti antigoritiche con cristalli nerastri di magnetite, aggregati di titanclinohumite-olivina-diopside di età alpina e sottili orizzonti di cloritoscisti a magnetite. Formano piccoli affioramenti nella conca del Breuil, propaggine occidentale del grande corpo ultramafico-ultrabasic del Breithorn-Gobba di Rollin, e numerosi corpi di notevoli dimensioni lungo l'intera Valtourneche, tra Perrère e Maen (Mayer), sui due fianchi della valle, a Ussin-Chesau, e al margine meridionale del foglio, tra Triatel e Grand Moulin. Le serpentiniti sono il prodotto dell'idratazione (in prevalenza di ambiente oceanico) di originarie peridotiti di mantello e della susseguente rielaborazione tettono-metamorfica alpina. L'impronta di HP è espressa da antigorite, titanclinohumite, olivina II, diopside, clorite, talco. Si osservano varie generazioni di antigorite, perfettamente stabile anche in facies scisti verdi. La magnetite è in quantità variabile, talora molto abbondante e in cristalli pluricentimetrici, variamente orientati o lineati. La titanclinohumite, dal caratteristico colore rosso ruggine, l'olivina con patina ocre e il diopside biancastro sono ben visibili all'esame macroscopico e sono spesso concentrati in plaghe, anche metriche, e in sottili vene. Il diopside, in cristalli sino a 10-15 cm di lunghezza, è spesso alterato in anfiboli tremolitici fibrosi (asbesto anfibolico). In qualche caso si riconoscono relitti dei siti microstrutturali primari, indicativi di una tessitura tettonica propria del mantello (e.g., pseudomorfosi di diopside su originari pirosseni, ricristallizzazione dinamica di olivina). Le prime analisi in microsonda elettronica dell'associazione olivina-titanclinohumite-diopside sono state eseguite da VENTURELLI (in DAL PIAZ *et alii*, 1980). Una precedente descrizione chimica e cristallografica della titanclinohumite, indicata col nome di titanolivina, si deve a CARPANESE (1933b). Moderni dati microstrutturali, mi-

crochimici e petrologici sui principali componenti mineralogici delle serpentiniti nella zona di Valtournenche sono forniti da REBAY *et alii* (2012): le stime petrologiche (T: $600 \pm 20^\circ\text{C}$, P: 2.5 ± 0.3 GPa) sono in linea con quelle delle metabasiti eclogitiche della regione.

Le serpentiniti formano ammassi rocciosi con struttura molto variabile, massiccia e disarticolata da vari sistemi di frattura o scistoso-laminata e milonitica, mantenendo inalterata la composizione mineralogica. Si riconoscono varie generazioni di vene con cristalli di serpentino fibroso, a volte di notevoli dimensioni (serpentino nobile). Le oficalci, relativamente rare e di modeste dimensioni, non giustificano la specifica distinzione cartografica effettuata nel Foglio Chatillon per queste brecce che ammantano i grandi corpi di serpentiniti della bassa Valtournenche e del M. Avic.

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

Rodingiti (fr)

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

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

Le salbande cloritiche di filoni e lenti, sempre presenti salvo rari eccezioni, hanno spessore da centimetrico a pluridecimetrico e sono costituite da clinocloro associato talvolta a cristalli isolati di magnetite, perowskite e diopside. La loro foliazione segue la forma del corpo rodingitico e non è penetrata dalle foliazioni S₂-S₃ delle serpentiniti incassanti (Fig. 89A, v. altra fotografia in DAL PIAZ, 1967). Non mancano rosari di lenti rodingitiche massicce (*boudinage* di filoni), a volte ancora unite da un cordone ombelicale costituito da un sottile nastro di cloritoscisti, residuo delle salbande del filone.

Il processo rodingitico produce una vistosa variazione chimica dei protoliti: prendendo come riferimento la composizione media dei metagabbri della Zona di Zermatt-Saas (DAL PIAZ *et alii*, 1981; BECCALUVA *et alii*, 1984; PFEIFER *et alii*, 1989), i gabbri rodingitici mostrano un forte arricchimento in CaO (20-30%) e più contenuto in MgO, accompagnato da una sensibile diminuzione del tenore in silice (in genere sotto il 40%), TiO₂, P₂O₅ e alcali, talora quasi scomparsi (DAL PIAZ, 1969; LI *et alii*, 2004).

I principali filoni rodingitici del foglio affiorano nella conca del Breuil (Fig. 55; DAL PIAZ & ERNST, 1978) e soprattutto nel grande corpo di serpentiniti di Perrères-Gouffre de Busserailles, in bella esposizione lungo la strada regionale nei tornanti a valle della galleria (Fig. 89A) e in riva destra del Marmore (Fig. 89B), lungo la pista ciclabile che segue il tracciato della ferrovia *decauville* (dismessa) per gli impianti idroelettrici di Falegnon-Cignana (DAL PIAZ, 1967, 1969, 1992; DAL PIAZ *et alii*, 1980; TOFFOLON, 1998). I primi sono compresi nel dosso di serpentiniti modellate dal ghiacciaio, 300 m circa a sud-ovest dell'Alpe Bar-maz, a est di Cervinia, e sono costituiti da filoni rodingitici ricchi in granato e vesuviana. Altri filoni si trovano nella parte superiore della conca, già nel Foglio Monte Rosa, e nel grande corpo ultramafico del Breithorn, dal circo di Verra alla Gobba di Rollin, al Piccolo Cervino (DAL PIAZ, 1969, 1992, 2004) e agli estesi affioramenti svizzeri di Gandegg-Lichenbretter (BEARTH, 1953; LI *et alii*, 2004). I secondi si ammirano lungo i tagli stradali per il colore vivace, su toni



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

rosa, gialli e verdognoli, in netto contrasto con le serpentiniti incassanti; hanno giacitura filoniana, con classici esempi di *boudinage*. Sono costituiti da diopside pseudomorfo (talora con clorite e/o granato) su clinopirosseno magmatico, anche pluricentimetrico, in matrice di idrogrossularia-andradite, epidoto, clorite \pm vesuviana e prehnite, sviluppata sui siti del plagioclasio primario. Tipiche le salbande di cloritoscisti verde chiari con diopside e rara magnetite.

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

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

3. - SISTEMA MEDIO-PENNIDICO DEL GRAN SAN BERNARDO

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

3.1. - FALDA DEL MONT FORT

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

Le due unità litostratigrafiche sono molto simili, formate entrambe da micascisti a cloritoide e granato, quarziti e gneiss albitici, talora a carbonato, con ripetute intercalazioni di rocce basiche, di natura intrusiva, subvulcanica e/o vulcanica (SCHAER, 1959a-b; BEARTH, 1963, 1964, 1978-80; ALLIMANN, 1987; ESCHER, 1988; GOUFFON, 1993; CHESSEX, 1995; BURRI *et alii*, 1998; SARTORI *et alii*, 2006). Le due unità denotano un metamorfismo polifasico di età alpina, con diffusi relitti di anfiboli sodici, indicativi di un primo episodio in facies scisti blu ad epidoto e una pervasiva sovraimpronta in facies scisti verdi. Il metamorfismo di HP non è datato nella falda del Mont Fort, ma una sua età eocenica (post-luteziana) appare molto probabile in base alla presenza del "fisch nero" (Fig. 59) nella serie del Barrhorn (ELLENBERGER, 1953b; SARTORI, 1990) ed all'età radiometrica del metamorfismo eclogitico nelle unità penniniche superiori-interne del Gran Paradiso (43.0 ± 0.5 Ma; MEFFAN-MAIN *et alii*, 2004; 37.4 ± 0.9 : GABUDIANU RADULESCU *et alii*, 2009) e del Monte Rosa (42.6 ± 0.6 Ma; LAPEN *et alii*, 2007).

Non sono segnalate sicure tracce del metamorfismo pre-westfaliano (varisico e più antico) in facies anfibolitica ed eclogitica documentato, dagli inizi del Novecento (STELLA, 1902), nel basamento polimetamorfico del Gran San Bernardo (Siviez-Mischabel e Ruitof: BEARTH, 1963; NIGGLI *et alii*, 1978; CABY & KIENAST, 1989; THÉLIN *et alii*, 1990, 1993; RAHN, 1991; DESMONS, 1992; DESMONS & MERCIER, 1993; SCHIAVO, 1997; DESMONS *et alii*, 1999c; GIORGIS *et alii*, 1999; MALUSÀ *et alii*, 2005). La mancanza di relitti significativi e l'autorevolezza esercitata dall'interpretazione stratigrafica di ELLENBERGER (1958) sul basamento della Vanoise - ritenuto l'equivalente metamorfico della *Zone houillère* e di sequenze permiane - hanno indotto molti autori ad attribuire allo zoccolo cristallino del Mont Fort una età permo-carbonifera (ESCHER, 1988; GOUFFON, 1993), anche se non macavano i sostenitori di una età più antica (THÉLIN & AYRTON, 1983; DESMONS & MERCIER, 1993), rilanciata da SARTORI *et alii* (2006) nella loro monografia sulle unità litostratigrafiche brianzonesi del Vallese. Alle unità del Métailler e del Mont Fallère

essi attribuiscono il rango di formazione e per la seconda ripropongono il nome di *Fm du Distulberg* (SARTORI, 1990), con età dei protoliti riferita rispettivamente al Cambro-Ordoviciano e al Cambriano. La ricostruzione cronostatigrafica è basata sulla presenza in altre unità del Sistema del Gran San Bernardo di graniti e granofiri caledoniani (Tyon: 500 ± 4 Ma, BUSSY *et alii*, 1996a; Mt Pourri in Vanoise settentrionale: 507 ± 9 Ma, GUILLOT *et alii*, 1991; Changier, Val di Rhêmes: 511 ± 9 Ma, GUILLOT *et alii*, 1991; BERTRAND *et alii*, 2000a-b) e su analoga età ottenuta per i metagabbri del settore svizzero (504 ± 2 Ma, BUSSY com. pers. in SARTORI *et alii*, 2006), inseriti in posizione primaria (presunta) nella successione metasedimentaria dello zoccolo prepermiano. L'ipotesi è confermata dalla recente datazione del protolite dei gabbri con forte sovraimpronta alpina di Louvie, a sud-est di Verbier (456.7 ± 5 , $462 \pm 4/-7$ Ma, GAUTHIEZ *et alii*, 2011), intrusi in una successione vulcano-clastica con intercalazioni di colate basaltiche sottomarine, situata a letto dell'unità Siviez-Mischabel ed attribuita alla Fm del Métailler. Come discusso nel capitolo III, questi dati cronologici impongono che il metamorfismo varisico nella falda del Mont Fort sia stato di basso grado, mascherato da quello in facies scisti blu-scisti verdi dell'orogenesi alpina. Le serie di copertura, non presenti nel foglio, sono rappresentate dalla *Formation du Col de Chassoure* (SARTORI *et alii*, 2006; ex *série du Greppon Blanc* di SCHAEER, 1959a-b), affiorante più a nord e costituita da depositi silicoclastici di età permo-eotriassica con impronta metamorfica alpina; le successioni inferiori (arcose e grovacche) sono intruse dal granito di Randa (269 ± 2 Ma, BUSSY *et alii*, 1996b), trasformato in gneiss granitico dall'orogenesi alpina. Le tre formazioni carbonatiche di età mesozoica attribuite da ESCHER (1988) alla copertura parautoctona del Mont Fort sono state successivamente raggruppate e riferite alla falda del Tsaté (SARTORI & MARTHALER, 1994).

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

Unità del Métailler (MTL)

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

L'unità affiora sui due fianchi del tratto centro-meridionale del lago di Mauvoisin (Fig. 90A-B-C) e alla sua testata, a letto del *thrust* basale dell'unità meso-



Fig. 90 - Lago di Mauvoisin. (A) Veduta del lago artificiale. Unità del Métailler sul fianco sinistro del lago; (B) scisti albitico-micacei con liste e lenti di prasiniti; (C) letti e lenti di prasiniti con relitti di anfiboli sodici in matrice di micascisti a clorite, albite e piccoli clasti ocracei di ankerite.

zoica, non ofiolitica, di Mauvoisin (falda del Tsaté) e a tetto, con rapporti transizionali, dell'unità del Mont Fallère. Procedendo dal margine settentrionale della finestra di Boussine verso sud e, grosso modo, da tetto a letto, il Foglio Chanrion-Mont Vélan (BURRI *et alii*, 1998, 1999) rappresenta le unità cartografiche seguenti, qui accorpate per limiti di scala: i) gneiss albitico-micacei a clorite e scisti quarzoso-micacei grossolani, biancastri o verde chiari, con relitti di anfiboli sodici alterati, cristalli oca-arancio di carbonato ferrifero e locali lenticelle di dolomia e di ovarditi a carbonato; la successione è attraversata dalle gallerie della strada e suddivisa in due parti da una zona di taglio decametrica con cataclasi e breccie di faglia all'imbocco di monte della galleria meridionale; ii) gneiss albitici di colore grigio-verdastro, punteggiati da porfiroblasti bianchi di albite, in matrice di quarzo, clorite, mica bianca \pm epidoto e raro granato, con anfiboli sodici blua-

stri che, al microscopio, risultano spesso sostituiti, in parte o completamente, da albite, clorite \pm actinolite. Minerali accessori: ematite, magnetite o pirite, allanite, titanite; iii) scisti quarzoso-albitici grigio-bluastri a mica bianca carbonato, clorite e anfiboli sodici più o meno alterati, distinguibili dagli gneiss albitici per la tinta più scura e la patina superficiale rugginosa e simili agli scisti grigio-blu del Mont Fallère; iv) ulteriori potenti sequenze di gneiss albitici con numerose intercalazioni di metabasiti, distinte nel foglio (MTL_a), e minori quarziti biancastre in bancate metrico-decametriche. I micascisti a cloritoide \pm granato, con relitti di anfibolo sodico, diffusi in altri settori dell'unità del Métailler, non sembrano costituire affioramenti rilevanti e cartografabili nella cupola di Boussine. In sintesi, seguendo BURRI *et alii* (1999), l'unità del Métailler è una successione pretriassica in facies monometamorfica (polifasica) alpina, priva di evidenti relitti attribuibili al metamorfismo ercinico di medio-alto grado.

Età dei protoliti: Cambriano-Ordoviciano ?

Metabasiti del Métailler (MTL_a)

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

Unità del Mont Fallère (FLR)

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

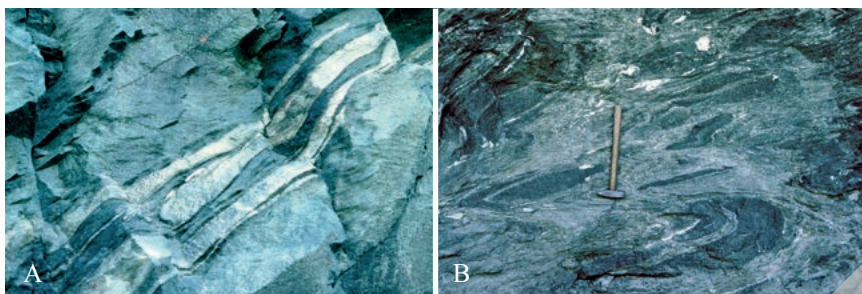


Fig. 91 - Vallone della Dyure (Doire) de Brenay, unità del Mont Fallère: (A) gneiss albitico e prasiniti con bande silicoclastiche che evidenziano un piegamento isoclinal; (B) micascisto granatifero a clorite ed albite, ricco di letti disarticolati e boudins di metabasiti.

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

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

Età dei protoliti: Cambriano ?

4. - ROCCE DI ORIGINE TETTONICA E IDROTERMALE

Cataclasiti, breccie di faglia e pseudotachiliti (ca)

Espressione della tettonica fragile oligocenica e neogenica, sono diffuse in tutto il foglio, ma in affioramenti in genere non cartografabili. Tra quelle distinte,

sono particolarmente significative le cataclasiti, le breccie di faglia e le pseudotachiliti su metagranitoidi della serie di Arolla (Chavacour-Faglia di Trois Villes), su metagabbri (Col de Crête Sèche) e lungo riattivazioni del contatto milonitico tra le unità di Arolla e di Valpelline del lembo Dent Blanche, nel versante destro della bassa Valpelline. Notizie di dettaglio sulla genesi e le caratteristiche di cataclasiti e pseudotachiliti in MENEGON *et alii* (2008).

Carniole (cc)

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

5. - DEPOSITI CONTINENTALI NEOGENICO-QUATERNARI

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

Il settore valdostano del foglio comprende tre grandi valli glaciali (Valtournenche, Valle di St Barthélemy, Valpelline) in cui sono esposti, in modo evidente ma discontinuo, depositi riferibili all'ultima glaciazione (30.000-11.500 anni BP) e, alla loro testata, imponenti apparati morenici prodotti dalle fasi di espansione oloceniche. I versanti di queste vallate sono in genere articolati in una successione di rotture di pendenza separate da scarpate in roccia su cui poggiano i depositi glaciali sotto forma di lembi terrazzati e di locali residui sfuggiti ai processi erosivi (*lembi applicati* di CARRARO, 1992). La presenza di ripetuti rapporti di intersezione tra queste forme di esarazione nel profilo vallivo trasversale e del loro allineamento nel profilo longitudinale è spiegabile con fenomeni di terrazzamento prodotti dal ghiacciaio in approfondimento erosivo (CARRARO, 1992; GIANOTTI, 2010). Le unità a limiti inconformi si basano, in questo caso, sulla distribuzione altimetrica delle loro superfici di appoggio, tenendo conto della facies dei depositi.

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

Il settore italiano del Foglio Monte Cervino rientra nel bacino idrografico della Dora Baltea, quello svizzero nel bacino del Rodano. I depositi glaciali e alluvionali affioranti nel settore italiano sono riferibili a una sola successione di unità stratigrafiche: i) *Sintema di Ivrea* (ultimo episodio glaciale), suddiviso nei subsintemi di *Nissod*, *Colle San Carlo*, *Excenex* (fasi del LGM) e *Pileo* (fine LGM-Tardoglaciale); ii) *Sintema del Miage* (Unità Postglaciale), suddiviso in *Subsintema di Château Blanc* (parte formata) e in *Subsintema di Les Iles* (parte in formazione).

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

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

5.1.1. - *Sintema di Ivrea (IVR)*

(*Pleistocene sup. - Olocene inf.*)

Comprende i depositi e le forme legati al reticolato idrografico e glaciale risalenti all'ultima grande espansione glaciale (di seguito *ultimo episodio glaciale*) del Pleistocene superiore, in particolare ai suoi stadi di ritiro noti come *sequenza*

cataglaciale che, nella letteratura classica sul glacialismo alpino, è stata spesso correlata alla glaciazione Würm di PENCK & BRÜCKNER (1909) o indicata come Würm II (nello schema bipartito del Würm) o Wurm superiore (nello schema tripartito del Würm).

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

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

La cronologia della varie subunità si fonda su poche datazioni. L'*Allomembro di Andrate*, rappresentato in anfiteatro dalla morena della Piccola Serra (GIANOTTI *et alii*, 2008), e i depositi del *Subsintema di Nissod* in valle sono attribuibili al LGM per correlazione con depositi situati sopra un livello interstadiale con torbe, rinvenuto nel settore destro dell'anfiteatro (datato post-Eemiano e > 43.000 anni ^{14}C BP, AROBBA *et al.*, 1997). Inoltre, le recenti datazioni con isotopi cosmogenici su massi erratici dei Colli di Ivrea (GIANOTTI *et alii*, 2008) collocano il ritiro del ghiacciaio balteo dall'anfiteatro ad almeno 20.8 ± 1.5 ^{10}Be ka, consentendo dunque di riferire al LGM i primi stadi di ritiro del Sintema di Ivrea (correlabili con il Subsintema di Nissod).

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

Subsintema di Nissod (IVR₁)

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

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

valle, limitatamente a settori non raggiunti dai ghiacciai tributari.

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

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



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



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

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

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

Età: Pleistocene superiore

Subsistema di Colle San Carlo (IVR₂)

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

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

Nei bacini tributari i depositi glaciali formano morene e terrazzi di *kame* sospesi a mezza costa sui due fianchi vallivi, ma quasi sempre mal espressi perché semisepolti da prodotti colluviali e gravitativi. Tali sono, a la Magdeleine, le rotture di pendenza su cui sorgono le frazioni di Artaz e Vieux; più in alto, intorno ai 1970 m, l'apparato morenico del laghetto a sud-est dell'Alpe Pilaz (Grande-Puine in CTR) sembra legato a un lobo di trasfluenza del ghiacciaio di Saverou (Sauverou), transitato per la sella sovrastante.

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

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

Età: Pleistocene superiore

Subsistema di Excenex (IVR₃)

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

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

Morene laterali sono individuabili nel vallone di Chamois, in posizione più alta ed esterna rispetto alle morene della fase successiva che occupano il fondovalle. La forma ampia e svasata del vallone di la Magdeleine, privo di circhi glaciali ben espressi, fa ipotizzare che il suo ghiacciaio si sia ritirato precocemente e che l'insieme dei depositi del settore medio-distale del bacino siano attribuibili a questa unità, compreso l'apparato morenico terminale che si osserva alla confluenza con il fondovalle del Marmore. I coevi depositi dei piccoli ghiacciai del M. Méabé sono relegati a quote elevate sopra Torgnon, tra i 1850 e i 2000 m all'Alpe Chatelard (1891 m). A quote più basse (Comiana, Triatel) giungono invece alcuni lembi di till attribuibili al ghiacciaio di Chavacour, sospesi sui due fianchi del vallone di Petit Monde. In valle di St Barthélemy il till del ghiacciaio principale si estende nel versante destro sul terrazzo di Porliod (1800-2000 m), dove i suoi depositi si saldano con quelli del ghiacciaio tributario di Chavalary.

Età: Pleistocene superiore

Subsistema di Pileo (IVR₄)

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

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

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

Tra Valtournenche e Brueil-Cervinia una stretta del fondovalle modellata nelle serpentinità dell'unità di Zermatt-Saas è incisa dall'orrido subglaciale noto come Gouffre de Busserailles. Esplorato dalle guide CARREL e MAQUIGNAZ, visitato e reso popolare dal canonico George CARREL (1865), l'orrido è lungo un centinaio di metri, profondo una ventina e largo svariati metri, in forte restringimento verso l'alto (Figg. 94A-B-C). La presenza di una successione di marmitte dei giganti e la mancanza di strie glaciali sulle superfici perfettamente lisce dell'orrido indicano che



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

l'escavazione è in gran parte opera di un corso d'acqua subglaciale; le strie glaciali sono evidenti a partire da una quarantina di metri sopra il fondo dell'incisione.

A monte di Cervinia, l'altopiano di Plan Maison corrisponde al fondo del grande circo glaciale pleistocenico della conca del Breuil, rilevato di oltre un centinaio di metri sulle incisioni del T. Cervino e del T. Marmore che lo delimitano con terrazzi al margine nord-occidentale e meridionale. Il ripiano mostra in superficie una coltre sottile e discontinua di depositi subglaciali, coperti localmente da till supraglaciale, entrambi generati da processi di fusione dell'antico ghiacciaio di Valtournenche-Teodulo. Una bella sequenza di morene laterali è presente sui due fianchi dell'incisione del T. Marmore, tra il lago Goillet e la Vieille.

Le morene laterali sinistre del ghiacciaio del Cervino sono particolarmente evidenti per morfologia (creste ben espresse) e composizione litologica (blocchi subangolosi di gneiss occhiadini e gneiss minuti a bande): esse poggiano sul fianco occidentale dell'altopiano a partire dal suo ciglio a Pré du Veau (2290 m). Il till di ablazione, molto sottile al suo margine esterno e rappresentato a volte da un solo blocco, poggia su depositi glaciali di fondo, di spessore plurimetrico: sono

costituiti da sabbie e ghiaie grossolane debolmente limose, con tessitura a supporto di matrice, ricche di clasti smussati di marmi, serpentiniti, metagabbri, prasiniti listate, quarziti e calcescisti, questi ultimi anche spigolosi; l'orientazione sistematica di molti blocchi, pendenti verso sud-ovest di oltre 35°, fa ritenere che si tratti di depositi subglaciali del bacino di Valtourneche, erosi o deformati e risedimentati dal ghiacciaio del Cervino in avanzata, in posizione subglaciale ma prossima al suo margine. I depositi glaciali diventano particolarmente potenti (oltre 10 m) nella dorsale erbosa del Giomein, a nord-est del Breuil, messi in evidenza dallo sbancamento in un cantiere edile. Più a monte, a ovest di Plan Torrette, la traccia superiore del margine sinistro del ghiacciaio del Cervino è individuabile intorno ai 2330 m grazie ad un allineamento di massi erratici subangolosi, costituiti da marmi chiari a bande e subordinate prasiniti foliate. A valle del Breuil la traccia prosegue alla base del versante occidentale della Motta di Plété e sembra chiudersi con la morena del lago Blu (1985 m) la cui composizione (gneiss di Arolla) attesta l'avvenuta separazione tra le lingue glaciali di Valtourneche e del Cervino. Una successione più bassa e interna di morene, tra cui in destra i due marcati cordoni presso la Cappella dei Caduti del Battaglione Cervino (CTR), converge verso il fondovalle del Breuil dove è probabile esistesse un apparato morenico terminale attualmente sepolto sotto depositi di frana e alluvionali.

All'unità di Pileo appartiene la quasi totalità dei lembi di depositi glaciali conservati entro i valloni tributari (Figg. 95A-B). Di particolare interesse è la presenza di apparati morenici ospitati entro alcune grandi depressioni generate dalla DGPV della Motta de Plété e poi modellate da piccoli ghiacciai di nicchia di genesi tardiva, indicando uno stato avanzato della deformazione gravitativa già nel Tardoglaciale. L'esempio migliore è rappresentato da un vero e proprio circo glaciale delimitato a sud dal Bec Pio Merlo, ma altri archi morenici si osservano anche più in basso, intorno ai 2400 m di quota, in parte evoluti in *rock glacier*.

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

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

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

Età: Pleistocene superiore - Olocene?

5.1.2. - Sintema del Miage (MGE)

(Unità Postglaciale, Olocene)

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



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

Subsintema del Château Blanc (MGE₁)

(parte completamente formata dell'Unità Postglaciale)

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

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

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

Dalla posizione delle morene della PEG si deduce la notevole estensione raggiunta solo 150 anni fa dai ghiacciai, quando molti di essi, ora ridotti ai minimi termini, avevano sviluppato lingue di lunghezza anche plurichilometrica (Valpelline: 2 km quelli di Crête Sèche e de la Sassa, 2,7 km quello della Pointe du Laurier Noire; Valtourneche: 2,1 km quello della Roisetta).

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

Gli apparati morenici della PEG si trovano a quote generalmente superiori ai 2400 m: la quota media, calcolata su 44 casi considerati, è intorno ai 2570 m. Non mancano depositi a quote più basse, legati a particolari condizioni morfologiche,

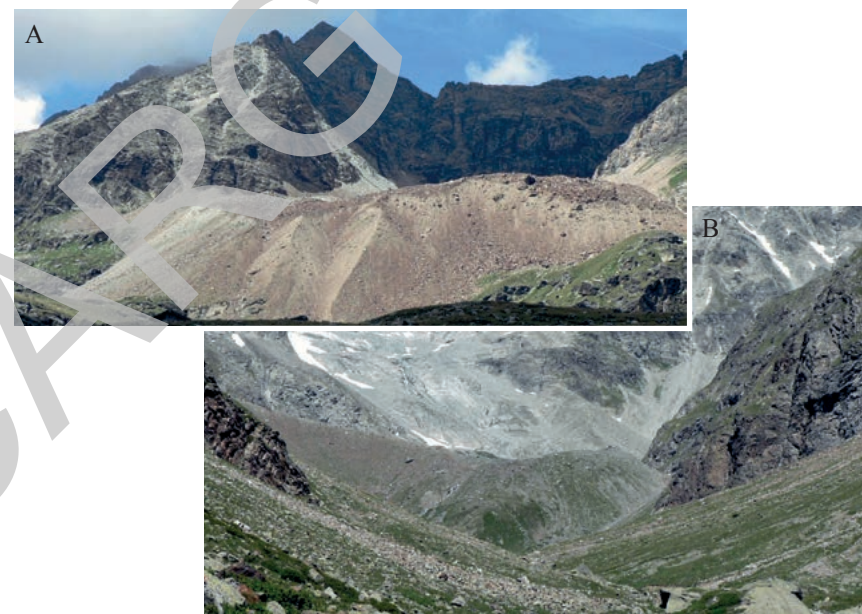


Fig. 96 - Subsintema del Château Blanc, depositi glaciali della PEG. (A) L'apparato morenico nel profondo circo tra la Becca di Leseney e la Becca d'Arbière, versante orientale. (B) Apparato morenico frontale del ghiacciaio d'Orein (Oren) Nord che sbarra il fondovalle.

climatiche e di esposizione: ad es., le morene oloceniche del ghiacciaio d'Orein Sud giungono a 2350 m, del Chavacour a 2320 m, di Chérillon a 2200 m. In qualche caso bisogna però tenere conto dei processi di deformazione secondaria di ambiente periglaciale che hanno prodotto o continuano a produrre la rimobilizzazione in massa verso valle dei lembi di depositi glaciali, come nel caso del *rock glacier* di Plan Mule (IGM), presso Brison, a Nord di Thoules (bassa Valpelline).

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

Età: Olocene

Subsintema di Les Iles (MGE₂)

(parte in formazione dell'Unità postglaciale)

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

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

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

Età: Olocene - Attuale

5.2. - UNITÀ UBIQUITARIE

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

Depositi detritici di falda e di conoide (UID_a)

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

Depositi detritici a grandi massi (UID_a)

Ripetuti fenomeni di crollo da pareti in ammassi rocciosi più o meno allentati, con sistemi di frattura a maglie larghe, danno origine ad accumuli di falda caratterizzati da una pezzatura maggiore, in cui prevalgono blocchi di grande volume (da qualche m³ alle migliaia di m³). Tali sono, ad esempio, i depositi detritici situati al piede del versante destro della Valtournenche, presso Buisson, nel versante nord-occidentale del M. Ersa, sul fianco sinistro della valle di St Barthélemy, tra Cima Bianca e la Fenêtre de Tsan. I settori più estesi con copertura di detrito a grandi blocchi sono in genere legati ai versanti interessati da DGPV, anche in assenza di pareti rilevanti: la coltre detritica che ne deriva è costituita dalla associazione di numerosi accumuli di crollo, spesso di delimitazione incerta, e dalla diretta emergenza del substrato scompaginato (diedri ruotati), come nel caso del versante settentrionale della Becca Noail (Novailloz) sul fianco sinistro della bassa Valpelline.

Depositi detritici di falda e di conoide di genesi mista (UID_i)

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



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

Depositi di debris flow (UID_{b4})

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

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

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

Accumuli di frana (UID_{a1})

Tutti i principali accumuli di frana cartografati nel foglio derivano dal collasso di grandi volumi del substrato roccioso: quelli più facilmente riconoscibili per la forma bene espressa dell'accumulo e della nicchia di distacco sono legati a processi gravitativi parossistici, di tipo estremo, con netta differenziazione tra zona di distacco, traslazione e accumulo. In questi casi di solito si verifica una completa disarticolazione del materiale franato, con formazione di un deposito grossolano massivo, di composizione omogenea, con blocchi spigolosi eterometrici, tessitura aperta in superficie e subordinata matrice ghiaioso-sabbiosa in profondità. Le frane che coinvolgono solo la copertura quaternaria, benché più frequenti e nu-

merose, sono di solito dei colamenti che producono accumuli non cartografabili alla scala del foglio a causa delle modeste dimensioni (al massimo dell'ordine delle migliaia di m³) e del veloce rimodellamento che ne impedisce una corretta delimitazione. Nel loro insieme, tali accumuli costituiscono tuttavia una parte importante della coltre detritico-colluviale che riveste i versanti lontano dalle pareti.

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

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

La frana di Champ Plaisant è uno scivolamento profondo del substrato roccioso, di età postglaciale, sul basso versante destro dell'alta valle di St Barthélemy, alla base del versante orientale del M. Rion, tra Valochère e Champ Plaisant. La nicchia di distacco è impostata al contatto tra ortogneiss della Serie di Arolla e i sottostanti calcescisti della Zona del Combin. L'accumulo è formato da substrato scompaginato con corteo di grandi blocchi e falde detritiche, si estende per oltre 0,5 km² ed affiora con evidenza nell'incisione del T. St Barthélemy con spessore visibile di 35 m. Il fatto che l'accumulo abbia colmato il fondovalle principale senza risalire sensibilmente il versante opposto sembrerebbe indicare una velocità di propagazione non elevata. Al collasso gravitativo è seguito un fenomeno di *debris flow* che ha dato origine a lembi di depositi terrazzati sui due fianchi dell'incisione torrentizia per un tratto di 1,7 km. Lo sbarramento vallivo ha prodotto la formazione di un

lago effimero, testimoniato da depositi lacustri e deltizi subaffioranti (alternanze di sabbie medie e ghiaie fini in strati centimetrici con livelli di sabbie debolmente argillose); il lago si estinse per erosione della soglia, come indicato dalla presenza di più ordini di terrazzi a monte dell'accumulo e dalla mancanza di torbe.

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

Alla base del versante meridionale della Motta di Pletè sud (2840 m), in località Baracon, si osserva un accumulo di frana (Fig. 98A): ha forma lenticolare (600 x 400 m) ed è costituito da una congerie di blocchi di prasiniti e calcescisti dell'unità



Fig. 98 - (A) La frana di crollo nel versante meridionale della Motta di Pletè. (B) Dettaglio della nicchia di distacco.

del Combin e da subordinate dolomie dell'unità Pancherot-Cime Bianche. Nella parte alta del versante è molto evidente la nicchia di distacco, larga 400 m e con coronamento prossimo ai 2840 m della vetta (Fig. 98B). Si tratta probabilmente di uno scivolamento in blocco avvenuto nel Tardoglaciale: lo indica la presenza di una piccola morena laterale destra del ghiacciaio della Cleva Grossa, appoggiata sul fianco sinistro dell'accumulo e legata verosimilmente a una limitata riavanzata glaciale. L'evento deve essere comunque avvenuto quando il ghiacciaio era ormai fortemente assottigliato o comunque non più in grado di asportare l'accumulo.

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

Di particolare interesse è il curioso allineamento di blocchi di gneiss di Arolla al centro della conca del Breuil, nei pressi di Cervinia. Si tratta di gneiss a bande in blocchi spigolosi di dimensioni plurimetriche (fino ad oltre 1000 m³), visibili nell'area del campo di golf (2000 m) semiseppolti entro un corpo sedimentario pianeggiante, rilevato di oltre 3 m sulle alluvioni attuali del T. Marmore. Questi depositi a blocchi, già interpretati come morene da SACCO (1927) o come parte distale della già citata grande frana di crollo pre-PEG staccatasi dalla parete sud del Cervino (PORTER & OROMBELLI, 1981), sono qui riproposti come depositi di *rock avalanche* di età tardoglaciale. La frana sarebbe caduta sul ghiacciaio e avrebbe sopravanzato la sua fronte quando quest'ultima era attestata a meno di 1 km a monte del Breuil, a circa 2150 m. In tale prospettiva l'accumulo non sarebbe correlabile con quello analogo che, più a monte, colma il fondovalle del T. Cervino a fianco delle morene della PEG, a nord di Plan Torrette. Infatti, non vi è continuità tra i due lembi, tra cui si interpongono depositi glaciali privi di blocchi ciclopici, comuni invece a monte e a valle; inoltre la loro composizione è diversa, dato che l'accumulo prossimale è ricco di gneiss occhadini, assenti in quello distale. D'altra parte altri allineamenti di blocchi monogenici e spigolosi di gneiss minuti presenti a quote maggiori sui due fianchi dell'incisione sono legati a precedenti eventi di crollo delle pareti del Cervino e sono stati poi abbandonati dal ghiacciaio ai suoi margini.

Il forte allentamento di grandi volumi di substrato roccioso prodotto dalle DGPV costituisce un importante fattore predisponente per lo sviluppo di grandi frane. Queste si concentrano in prevalenza ai margini e soprattutto ai piedi della DGPV, dove la deformazione è stata maggiore e dove spesso si ha un aumento di acclività. Il più delle volte questi fenomeni producono accumuli privi di una chiara evidenza morfologica, perché dal substrato roccioso fratturato a larghe maglie, allentato e talora gradinato, si passa più o meno gradualmente ad accumuli di materiale totalmente disarticolato. Un esempio è la frana di Cielo Alto, il complesso turistico di Cervinia con gravi problemi di fratturazione di alcuni edifici a causa

dello scivolamento lento ma sensibile (gli inclinometri hanno registrato spostamenti di 45 e 90 mm tra gli anni 1991-1994 a profondità comprese tra i 12 e i 39 m) di un accumulo di blocchi anfibolitici situato al margine nord-occidentale della DGPV della Motta di Plété, descritta nel capitolo VII, Ambiente e Georisorse.

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

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

Prodotti detritico-colluviali indifferenziati (coltre detritico-colluviale) (UID_{b2})

I prodotti detritico-colluviali, chiamati più genericamente depositi di versante, sono quelli più diffusi ed estesi perché derivano dalla mobilitazione dei prodotti di erosione e di alterazione *in situ* del substrato roccioso o dalla risedimentazione dei depositi quaternari, dovuta principalmente alle acque ruscellanti (prodotti colluviali *s.s.*) e a fenomeni di colamento e *soil slip*. Rispetto agli altri depositi, essi subiscono un trasporto di entità molto limitata e sono più facilmente soggetti a ripetute fasi di erosione e risedimentazione finché non raggiungono un sottostante bacino di sedimentazione. Formano una coltre che può rivestire quasi completamente i versanti rocciosi e i vari tipi di depositi, con spessore di solito modesto e variabile, da pochi cm a qualche m. In carta sono state indicate solo le coperture colluviali con substrato non definibile in modo affidabile, come spesso si verifica per le coltri detritico-colluviali di versanti interessati da DGPV.

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

Depositi palustri (UID_{e3})

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

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

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

Depositi antropici (h)

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

V - METAMORFISMO

Unità policicliche con metamorfismo pretriassico di alto grado sono ben documentate in tutti i lembi superiori del sistema tettonico austroalpino e sono presenti anche in quelli inferiori, ma in buona parte rielaborate da una pervasiva sovraimpronta polifasica alpina. Sembrano invece mancare nella falda del Mont Fort (Gran San Bernardo) in cui, nonostante l'età cambro-ordoviciano attribuita ai protoliti (SARTORI *et alii*, 2006), non sono segnalati relitti significativi degli antichi eventi in facies eclogitica e/o anfibolitica ben documentati nelle unità del Rutor e del Siviez-Mischabel (THÉLIN, 1992; GOUFFON, 1993; SCHIAVO, 1997; DESMONS *et alii*, 1999c; GIORGIS *et alii*, 1999), unità di basamento appartenenti allo stesso supersistema medio-pennidico. Unità monocicliche alpine sono presenti negli stessi lembi austroalpini e nella Zona Piemontese, caratterizzate da protoliti ignei permiani, da sequenze silicoclastiche e carbonatiche permiane e/o mesozoiche (Zona di Roisan, Pancherot-Cime Bianche, Frilhorn) e infine dalle ofioliti mesozoiche, dai sedimenti oceanici e dai depositi torbiditici del Combin (Tsaté) e di Zermatt-Saas. Il Quadro del metamorfismo a margine del campo carta utilizza come base lo schema tettonico del Foglio Monte Cervino e degli otto fogli che lo circondano, dalla Valle d'Aosta al Vallese meridionale: illustra in modo schematico le facies del metamorfismo orogenico alpino, con particolare riguardo alle principali associazioni mineralogiche di HP e alla loro età, trascurando la sovraimpronta barrovia in facies scisti verdi, ubiquitaria nel prisma austroalpino-pennico e commentata in legenda e nel testo assieme ai relitti metamorfici prealpini.

1. - METAMORFISMO PREALPINO

L'impronta tettono-metamorfica alpina a carattere polifasico, in genere pervasiva, non ha cancellato le tracce della storia metamorfica e strutturale antecedente,

ricostruibile in varia misura nelle unità di basamento cristallino policiclico esposte nel foglio: come ricordato nei capitoli precedenti, a cui rimandiamo per dettagli e ulteriori riferimenti bibliografici, un metamorfismo pretriassico in facies granulitica e/o anfibolitica è ben preservato, spesso integralmente, nell'unità superiore dei lembi austroalpini Dent Blanche s.s. e Mont Mary-Cervino (complesso kinzigitico) e, come relitti parziali (litologici e/o mineralogici) più o meno evidenti, nei domini di *low strain* delle loro unità inferiori e nel lembo del Pilonnet.

La diversità del complesso kinzigitico consente di esaminare *fabric* e associazioni mineralogiche prealpine nei sistemi pelitico, quarzoso-feldspatico, carbonatico e mafico. Sono descritte due fasi metamorfiche principali (NICOT, 1977; CESARE, 1987; ZAGGIA, 1987; GARDIEN *et alii*, 1994): i) la prima è rappresentata da granuliti felsiche a granato-plagioclasio calcico-quarzo-ortopirosseno \pm clinopirosseno \pm grafite e anfibolo secondario e da granuliti mafiche a granato-pirosseno \pm plagioclasio calcico; ii) la seconda, prevalente, è rappresentata da associazioni a biotite-granato-sillimanite (porfiroblasti e fibrolite) \pm ilmenite nei paragneiss kinzigitici, in evoluzione verso condizioni di bassa pressione documentate dallo sviluppo di cordierite e da diffuse migmatiti di anatessi. Nelle varietà impure dei marmi antichi (MYSd) si osservano associazioni a diopside, granato, flogopite, mica bianca, epidoto-plagioclasio calcico, olivina, scapolite, anfiboli di Ca-Mg, grafite, concentrati in letti e noduli. Nelle metabasiti (MYSc) l'associazione dominante in facies anfibolitica è costituita da anfibolo bruno e plagioclasio anortitico-bitownitico \pm biotite, titanite, sovente con granato e pirosseni riferibili alla fase granulitica. Le condizioni P-T stimate per la storia metamorfica prealpina del complesso kinzigitico nel lembo della Dent Blanche s.s. sono dell'ordine di 1.0-0.4 GPa e T: 800-600°C (DAL PIAZ *et alii*, 1983; CESARE, 1987; ZAGGIA, 1987; GARDIEN *et alii*, 1994; MALASPINA *et alii*, 2011). In particolare, nelle metapeliti si registra uno stadio granulitico iniziale di relativa HP a granato-cianite-rutilo-feldspato potassico (P > 0.8 GPa, T: 800°C) e uno stadio granulitico di bassa pressione a granato-biotite-sillimanite (P: 0.6 GPa, T: 800°C), in evoluzione verso la facies anfibolitica con sviluppo di cordierite, migmatiti ricche in neosomi quarzoso-feldspatici a biotite, indicativi di una fase di progressiva decompressione (T \geq 700°C e P \approx 0.3 GPa); segue infine una fase di alterazione in facies scisti verdi di età discussa, alpina o più probabilmente prealpina, ipotesi condivisa da PENNACCHIONI & GUERMANI (1993). Una diversa evoluzione prealpina è stata recentemente proposta da MANZOTTI & ZUCALI (2012) in base a nuovi dati strutturali e microchimici su una sezione del complesso kinzigitico nel versante destro della bassa Valpelline, a monte di Thoules, comprendente gneiss kinzigitici, migmatiti, marmi a olivina-granato e granuliti basiche. Rispetto al modello di GARDIEN *et alii*, (1994), il primo stadio ha stime termobariche sensibilmente più basse (T: 700 \pm 50°C, P: 5.7 \pm 0.1 Kb), mentre la successiva fase di fusione parziale ha valori analoghi ed è suddivisa in due stadi molto simili (T: 810 \pm 40°C, P: 7 \pm 1 Kb; T: 800 \pm 30°C, P: 6 \pm 0.7 Kb). La Fig. 99 mostra le traiettorie P-T di GARDIEN *et alii*, (1994) e di MANZOTTI & ZUCALI (2012), contrastanti per quanto riguarda la fase iniziale. Il modello di GARDIEN *et alii* (1994) è corroborato dalle stime petrologi-

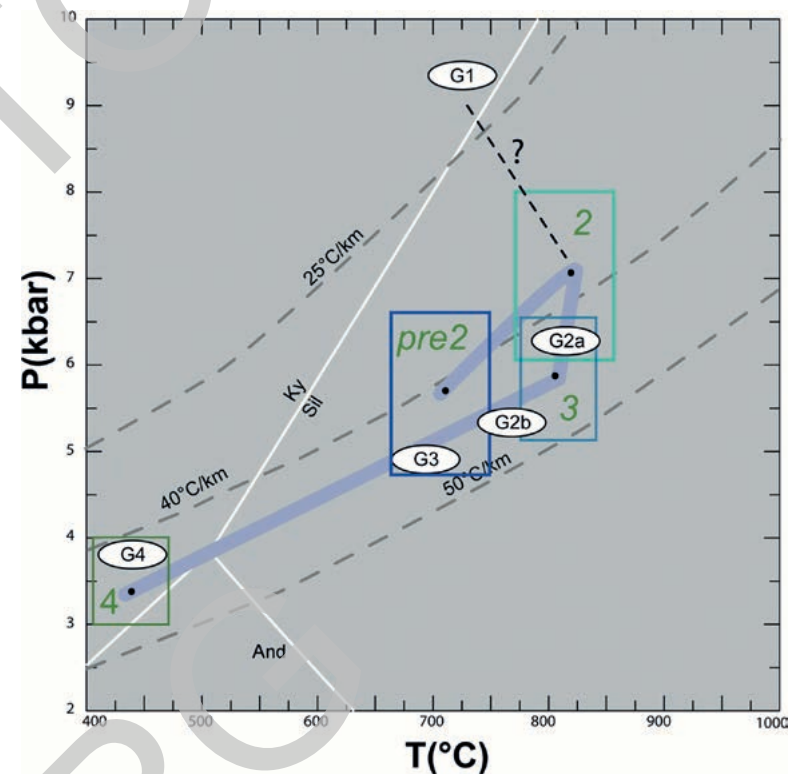


Fig. 99 - Evoluzione P-T prealpina del complesso kinzigitico nel lembo della Dent Blanche. G1, G2a, G2b, G3 e G4: GARDIEN *et alii* (1994); Pre-2, 2, 3: MANZOTTI & ZUCALI (2012).

che di MALASPINA *et alii* (2011) sul complesso kinzigitico affiorante al fondo della media Valpelline presso Dzovenno (vicino alla nostra sezione E), il cui stadio iniziale, definito nelle metabasiti, è caratterizzato da T > 750°C e P > 1.3 GPa, seguito da decompressione e raffreddamento finale.

Analoghe condizioni fisiche sono valutabili nelle kinzigiti e nelle metabasiti del sottostante lembo Mont Mary-Cervino. Le lenti di peridotiti a spinello presenti nell'unità superiore del Mont Mary, derivate verosimilmente da matello sottocontinentale (spinello con basso contenuto in Cr), mostrano una riequilibrio metamorfica in facies granulitica-anfibolitica (800-600°C) analoga a quella del complesso kinzigitico incassante (ZAGGIA, 1987; CESARE *et alii*, 1989). L'unità superiore del lembo del Cervino si distingue, tuttavia, per la presenza di locali micascisti granatiferi a biotite-muscovite affioranti nella zona del Gran Lago, alla testata della comba di Cignana, passanti verso est (M. Seriola-Vofrede) ad un tipico complesso kinzigitico, con paragneiss, migmatiti, metabasiti e marmi a silicati. Condizioni metamorfiche prealpine di bassa pressione erano presenti

nell'elemento tettonico inferiore del Mont Mary, indicate da porfiroblasti di andalusite con parziale trasformazione in sericite entro scisti quarzosi a biotite-granato \pm muscovite del Foglio Chatillon (DAL PIAZ *et alii*, 2010).

Il picco del metamorfismo prealpino di alto grado nella Serie di Valpelline non è datato. Sono state a lungo disponibili solo alcune età Rb-Sr delle miche nelle kinzigiti della Valpelline, comprese tra 207 e 184 Ma (HUNZIKER, 1974), integrate recentemente da datazioni U-Pb su monazite (304-248 Ma) e zirconio (274 ± 1 Ma; ZUCALI *et alii*, 2011). Sulla base di questi dati risulterebbe quindi permiana la fusione parziale a bassa pressione delle granuliti felsiche della Serie di Valpelline, con sviluppo di diffuse migmatiti e filoni leucocratici concordanti e discordanti. Le età isotopiche permo-mesozoiche sono simili a quelle della Zona Ivrea-Verbano, analogia che conferma l'originaria contiguità dei basamenti austro-sudalpini in lento raffreddamento durante il Mesozoico. Il picco metamorfico e il *fabric* granulitico del complesso kinzigitico risalgono verosimilmente al ciclo ercinico, o a eventi più antichi, per confronto con la Zona di Ivrea e la Serie dei Laghi (BORIANI *et alii*, 1976; QUICK *et alii*, 1992, 1994): l'evento tettono-metamorfico è quindi più antico del *igneous underplating* in regime di estensione litosferica dei batoliti gabbrici e dei granitoidi permiani, e della sensibile perturbazione termica ad essi associata, anche se non lo si può dimostrare perché il loro contatto è tettonico, marcato ovunque da miloniti polifasiche, estensionali e/o orogeniche. Un contatto intrusivo è preservato tuttavia nel massiccio del M. Morion, ma riguarda paragneiss, migmatiti e anfiboliti riferibili all'unità tettonica inferiore del lembo Dent Blanche s.s., intrusi in discordanza dai granitoidi permiani della Serie di Arolla (PENNACCHIONI & GUERMANI, 1993; DAL PIAZ, 1999; BUCHER *et alii*, 2004; RODA & ZUCALI, 2008, 2011; MALASPINA *et alii*, 2011): ricorda il classico contatto intrusivo esposto al Monte Mucrone nel settore interno della Zona Sesia-Lanzo, posteriore senza dubbio al *fabric* di alto grado e all'evento anatettico nelle kinzigiti incassanti (DAL PIAZ *et alii*, 1972; COMPAGNONI & MAFFEO, 1973; COMPAGNONI *et alii*, 1977; ZUCALI, 2002; ENGI *et alii*, 2009).

Relitti di associazioni a biotite-granato sono preservate nei parascisti polimetamorfici del lembo del Pillonet (non eclogitico): indicano la presenza di un metamorfismo barroviano di medio-alto grado di età varisica, documentato da età di raffreddamento della mica bianca (CORTIANA *et alii*, 1998) ottenute con i metodi Rb-Sr (310 ± 4 Ma) e $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ ($260.3 \pm 1.5 - 253.8 \pm 1.5$ Ma).

Passando ai lembi austroalpini inferiori (eclogitici), significativi relitti prealpini di alto grado sono descritti da LARDEAUX & SPALLA (1991) nel lembo poli-metamorfico di Verres, ubicato nel foglio omonimo (rilievo inedito, DAL PIAZ *et alii*, 2011): si tratta di limitati frammenti di un complesso ad affinità kinzigitica, con granuliti felsiche e mafiche (T: 800-700°C, P: 0.9-0.7 GPa) in evoluzione verso la facies anfibolitica (T \approx 600 °C, P: 0.4-0.5 GPa), sfuggiti localmente alla ricristallizzazione polifasica alpina in facies eclogitica e scisti verdi (LARDEAUX & SPALLA, 1991; DAL PIAZ *et alii*, 2011). Prealpino (Permiano?) è il *fabric* statico in facies granulitica dei metagabbri di Etirol-Levaz (KIENAST, 1983), indicativo di cristallizzazione in ambiente di crosta inferiore. Prealpini sono probabilmente

i nuclei di alcuni porfiroblasti zonati di granato e l'originaria biotite (alterata o sostituita da mica bianca e rutilo sagenitico) presenti nei parascisti dei lembi eclogitici di Etirol-Levaz (BELTRANDO *et alii*, 2010b) e Grun (BIINO & COMPAGNONI, 1988). Sicuramente prealpine sono le spettacolari associazioni di granato, biotite e sillimanite, sostituita quest'ultima da minuti aggregati policristallini di cianite, presenti nella scaglia di parascisti kinzigitici con sovrasimpronta eclogitica (tipo M. Emilius) affiorante sul fianco destro della Grand Valley (impostata lungo una faglia nord-est), a monte di Saint Vincent, entro l'unità eclogitica di Zernatt-Saas, e correlabile al lembo di Grun (Foglio Chatillon, DAL PIAZ *et alii*, 2010): sono queste alcune delle migliori evidenze che i parascisti eclogitici dei lembi inferiori derivano da protoliti metamorfici con chiara affinità kinzigitica.

Passando alle unità penniniche affioranti nei fogli al contorno, analoghe pseudomorfosi di cianite su sillimanite e di granato-cianite su cordierite (pinitizzata) sono diffusi nei paragneiss e nelle migmatiti del Monte Rosa (DAL PIAZ, 1971a, 2010; ENGI *et alii*, 2001), assieme a relitti di granato e biotite rosso-bruna, indicativi di un basamento cristallino sottoposto ad estesa anatessi e poi intruso, con contatti nettamente discordanti, da un batolite granitico-granodioritico e dal suo apparato di filoni leucocratici (BEARTH, 1952; DAL PIAZ & LOMBARDO, 1986; DAL PIAZ, 2001c, 2004, 2010) di età tardo-carbonifera (isocrona Rb-Sr: 310 ± 50 Ma, HUNZIKER, 1970) e/o permiana inferiore (U-Pb SHRIMP su zirconio: 272 ± 4 Ma; LIATI *et alii*, 2001). Come si riscontra al meglio nel basamento sudalpino, nei complessi kinzigitici austroalpini e in quello, ad essi affine, del Monte Rosa-Gran Paradiso, i processi anatettici, l'attività dei fluidi e le condizioni P-T regionali tendono a riassetare la memoria isotopica di eventi tettono-metamorfici varisici o più antichi, giustificando l'esistenza di prevalenti o esclusive età radiometriche permo-triassiche, e comunque vicine a quelle delle manifestazioni magmatiche maggiori. Il *fabric* metamorfico di alto grado e la diffusa migmatizzazione nel basamento pregranitico del Monte Rosa possono essere riferiti all'orogenesi ercinica in base all'età dei graniti intrusivi, alla datazione chimica Th-U-Pb di rare monaziti incluse in due granati prealpini (330 Ma, ENGI *et alii*, 2001) e all'evoluzione termo-barica dell'evento in discussione. Si noti che la maggior parte delle monaziti datate da ENGI *et alii* (2001) nei parascisti a tetto del batolite si concentrano attorno a 288 ± 32 Ma: esse sono riferibili all'effetto termico del corpo intrusivo piuttosto che ad un evento metamorfico di carattere regionale, permiano e/o mesozoico (HUNZIKER & BEARTH, 1969; FERRARA & INNENTI, 1974), ipotesi riprese da alcuni autori per ricostruire l'evoluzione tettono-metamorfica postvarisica nel dominio austro-sudalpino (LARDEAUX & SPALLA, 1991; DAL PIAZ, 1993, 1999; DAL PIAZ & MARTIN, 1996; PENNACCHIONI & CESARE, 1998; REBAY & SPALLA, 2001; MAROTTA & SPALLA, 2007; MANZOTTI *et alii*, 2012). Tenui tracce del metamorfismo pregranitico sono presenti anche nei parascisti policiclici situati a tetto degli gneiss occhiadini nella cupola di Arcesa-Brusson (DAL PIAZ & GOVI, 1968; BISTACCHI *et alii*, 2001; Foglio Verres): questi litotipi contengono lenti e noduli di eclogiti retrocesse e sono analoghi a quelli del Monte Rosa, ma fortemente rielaborati dalla sovrasimpronta polifasica alpina.

Sicuramente prewestfaliano (vincoli stratigrafici) è il metamorfismo regionale in facies anfibolitica preservato in varia misura nelle unità policicliche del Gran San Bernardo (Ruitor-Pontis, Siviez-Mischabel), rappresentate negli schemi a margine del foglio. A nord della Dora esso è documentato da *fabrics* e/o da associazioni mineralogiche in facies anfibolitica a biotite-granato-staurolite ± cianite nelle metapeliti del Mont Mort, unità del Ruitor (STELLA, 1902; THÉLIN, 1992; BUSSY *et alii*, 1996b; GIORGIS *et alii*, 1999; rilievi inediti per il Foglio Gran San Bernardo), e da associazioni eclogitiche rinvenute in Vallese nelle anfiboliti della piega-falda Siviez-Mischabel, in località Adlerflüe e Minugrat (BEARTH, 1978-80; THÉLIN *et alii*, 1990, 1993; RAHN, 1991; EISELE *et alii*, 1997). Le metapeliti di alto grado del Mont Mort, variamente preservate lungo lo spartiacque italo-svizzero nei pressi del Passo del Gran San Bernardo, mostrano una evoluzione prealpina polifasica a temperatura circa costante e pressione decrescente (esumazione): il primo stadio è caratterizzato dalla associazione granato-staurolite-biotite-muscovite-plagioclasio-quarzo ± cianite (T: 550-600°C, P: 0.5-0.8 GPa), il secondo da sillimanite-andalusite-biotite-muscovite (T: 550-600°C, P: 0.2 GPa), con sviluppo finale di vene ad andalusite, segnalate da OULIANOFF & TRUMPY (1958) vicino al Passo del Gran San Bernardo. Le unità di basamento policiclico (Ergischhorn e Barneuzza) della falda Siviez-Mischabel sono costituite da parascisti con pervasiva sovraintrusione alpina e relitti di granato almandino, muscovite, biotite, plagioclasio e feldspato potassico e da lenti di metabasiti in facies anfibolitica a pargasite-zoisite-plagioclasio, contenenti nuclei di più antiche associazioni eclogitiche a granato-omfacite-fengite-rutilo ± cianite, in parte retrocesse (T: 650°C, P: 1.5-2.0 GPa; THÉLIN *et alii*, 1990, 1993; RAHN, 1991).

Il metamorfismo in facies anfibolitica dei paragneiss del Mont Mort è riferibile, come quello del Pillonet, all'orogenesi varisica in base alle età U-Pb della monazite e ⁴⁰Ar/³⁹Ar della muscovite, rispettivamente di 330 ± 2 Ma (picco termico) e di 310-290 Ma (BUSSY *et alii*, 1996b; GIORGIS *et alii*, 1999), analoghe a quella ottenuta nel basamento prenamuriano del Brianzese ligure (327 Ma, GAGGERO *et alii*, 2004). L'evento di HP non è datato: per confronto con le tholeiiti eclogitiche del basamento cristallino elvetico potrebbe essere riferito all'intervallo 470-440 Ma (BIINO, 1995; THÉLIN, 2001; RUBATTO *et alii*, 2001), più antico o coevo, secondo il modello geodinamico seguito, rispetto al magmatismo ordoviciano rappresentato dai metagranitoidi di Sapey-Modane (452 ± 5 Ma; BERTRAND *et alii*, 2000b), dagli gneiss occhiadini del Ruitor (465 ± 11 e 460 ± 7 Ma; GUILLOT *et alii*, 2002) e da altri corpi intrusivi e subvulcanici esposti nel Foglio Gran San Bernardo (BERGOMI, datazioni U-Pb inedite).

A sud della Dora le unità policicliche del Ruitor e delle "zone interne" sono caratterizzate da relitti di eventi prealpini in facies eclogitica (CABY & KIENAST; 1989; DESMON, 1992: T ≥ 650°C, P ≥ 1.5 GPa, idem Siviez-Mischabel) e anfibolitica (BAUDIN, 1987; DESMONS, 1992; SCHIAVO, 1997, T: 650°C, P: 0.8 GPa), sfuggiti alla riequilibrio polifasica alpina in facies scisti blu e scisti verdi. La loro età è discussa, varisica o più antica: la presenza in Ambin, Vanoise, Valle d'Aosta e Vallese di corpi intrusivi e subvulcanici di età ordoviciana (GUILLOT *et*

alii, 1991, 2002; BUSSY *et alii*, 1996a; BERTRAND *et alii*, 2000a) in unità precedentemente attribuite al "Permiano metamorfico" o in unità comunque prive di significativi relitti prealpini in facies anfibolitica pone seri problemi sulla natura (evento di basso grado) o sull'esistenza stessa del metamorfismo varisico nelle unità interne di questo dominio paleostrutturale. Le tradizionali difficoltà di correlare le varie unità del sistema medio-pennidico del Gran San Bernardo dalla Francia alla Svizzera attraverso la Valle d'Aosta (e.g., GOUFFON, 1993; MALUSÀ *et alii*, 2005; SARTORI *et alii*, 2006) sono state riconsiderate da GUILLOT *et alii* (2004), suggerendo l'esistenza nell'assetto paleostrutturale paleozoico del Sistema del Gran San Bernardo di due province igneo-metamorfiche appaiate: i) la cintura esterna (occidentale) Ruitor-Pontis, caratterizzata da corpi intrusivi alluminosi di 480-450 Ma con metamorfismo varisico di alto grado; ii) la cintura interna (orientale) Vanoise-Fallère-Siviez-Mischabel (Mont Fort) caratterizzata da magmatismo alcalino di 520-480 Ma e da limitate tracce di un metamorfismo varisico di basso grado. Questa ricostruzione è confermata dall'età cambro-ordoviciana (SARTORI *et alii*, 2006, con rif. bibl.) attribuita ad unità sedimentarie ed ignee delle zone interne, prima ritenute di età permiana (e.g., ELLENBERGER, 1958; CABY, 1968; DESMONS & MERCIER, 1993), unità quindi policicliche, ma con eventuale metamorfismo varisico in facies scisti verdi, analogo a quello alpino e quindi facilmente confondibile con esso, o di grado ancora più basso ed ora invisibile. L'ipotesi non è più contrastata dall'età del corpo di tonaliti-granodioriti in facies scisti verdi del Gran Nomenon (MALUSÀ *et alii*, 2005), la cui intrusione risale al limite tra Devoniano e Carbonifero (363-356 Ma, BERTRAND *et alii*, 2000; 360 Ma: GUILLOT *et alii*, 2012; 371.5 ± 1 Ma, U-Pb zircone: BERGOMI, inedito), non al Permiano come universalmente assunto in precedenza.

2. - EVENTI PERMO-MESOZOICI

L'esistenza di un metamorfismo permiano nelle Alpi occidentali, postulato da ELLENBERGER (1958) per presunti processi metasomatici nella Vanoise (gneiss di Sapey), è stata proposta da alcuni autori per spiegare le numerose età radiometriche permo-mesozoiche nel basamento di alto grado austroalpino e sudalpino ed il magmatismo bimodale permiano. Il modello proposto è quello di una crosta continentale fortemente assottigliata e perturbata in campo termico e isotopico ad opera della risalita di astenosfera e della messa in posto dei batoliti gabbrici permiani, intrusi e cristallizzati alla base della ridotta crosta felsica (e.g., DAL PIAZ & ERNST, 1978; DESMONS & HUNZIKER, 1988; LARDEAUX & SPALLA, 1991; DAL PIAZ, 1993, 1999; GARDIEN *et alii*, 1994; DAL PIAZ & MARTIN, 1998; DESMONS *et alii*, 1999c; REBAY & SPALLA, 2001; RODA & ZUCALI, 2008; BALETTI *et alii*, 2012; MANZOTTI & ZUCALI, 2012; MANZOTTI *et alii*, 2012).

Età U-Pb di circa 275 Ma sono state ottenute su zirconi delle kinzigiti della Serie di Valpelline (ZUCALI *et alii*, 2011). Le granuliti coronitiche dei metagabbri di Etirol-Levaz (KIENAST, 1983) potrebbero rientrare in questo gruppo per l'età

permiana dello zirconio (BELTRANDO *et alii*, 2009b) e per analogia con le granuliti mafiche della Zona d'Ivrea (e.g., QUICK *et alii*, 1994). Coroniti di alto grado si osservano anche nei litotipi meglio preservati dei metagabbri e delle ultramafiti cumulitiche con protoliti di età permiana della falda Dent Blanche: i) corpo del Cervino: corone di reazione tra olivina e plagioclasio calcico formate da ortopirosseno e da simplectiti di anfibolo edenitico e spinello vermicolare (Fig. 76; DAL PIAZ *et alii*, 1977); ii) corpo della Sassa: sviluppo di anfiboli edenitico-orneblendici su pirosseni e anfiboli magmatici e variazione della loro composizione, indicativi di una riequilibrio in facies anfibolitica a pressione decrescente (BALETTI, 2003; BALETTI *et alii*, 2012), con stime termobariche ottenute in base al contenuto in Ti (T: 700-630°C) e Al (P: 0.30-0.20 GPa) dell'anfibolo secondario. Seguono, in entrambi i casi, trasformazioni mineralogiche in facies scisti verdi di età incerta.

Le anisotropie planari prealpine sono di tipo magmatico nei corpi intrusivi e metamorfico nei paragneiss. Esse sono associate a o tagliate da *detachment* estensionali milonitico-cataclastici che hanno favorito la circolazione dei fluidi, l'evoluzione della crosta profonda e la sua progressiva esumazione. Esempio convincente sono le miloniti prealpine in facies anfibolitica presenti nell'unità kinzigitica del lembo del Mont Mary (MYSe), al limite tra i fogli Chatillon e Monte Cervino (PENNACCHIONI & CESARE, 1998; PENNACCHIONI *et alii*, 2001). Esse contengono quarzo, biotite II, muscovite, plagioclasio, granato, ilmenite, grafite ± sillimanite, indicano condizioni di relativa bassa pressione (P: 0.45-0.25 GPa, T: 580-510°C) e sono attribuibili a una fase tettonica prealpina di estensione ed esumazione di possibile età tardo permiana e/o triassica, probabilmente la stessa che ha giustapposto lateralmente i gabbri e i granitoidi permiani della Serie di Arolla, allocati in origine a livelli strutturali diversi. Analogo significato geodinamico è attribuibile alle miloniti con associazioni di bassa-P ed alta-T presenti nel corpo ultramafico incluso nei micascisti eclogitici del M. Emilius (BENCIOLINI, 1996). Altre foliazioni milonitiche in facies scisti verdi sono probabilmente il prodotto dell'inversione alpina delle faglie normali a basso angolo che hanno generato l'iperestensione del margine continentale passivo adriatico secondo modelli sbocciati in questi ultimi anni (FROITZHEIM & MANATSCHALL, 1996; DAL PIAZ, 1999; BERNOULLI & JENKINS, 2009a-b; FERRANDO *et alii*, 2004; BELTRANDO *et alii*, 2010a-b, 2012): l'ipotesi è sostenuta dalla tettonica regionale e dall'esistenza nelle zone di taglio di *pattern* strutturali polifasici molto complessi (e.g., PENNACCHIONI & GUERMANI, 1993; RODA & ZUCALI, 2008; BALETTI *et alii*, 2012).

Mancano evidenze dirette (strutture e minerali) del metamorfismo di ambiente oceanico descritto in alcune metabasiti delle Alpi Cozie (MÉVEL *et alii*, 1978) e Pennine (BARNICOAT & BOWTELL, 1995), ad eccezione di nuclei relitti di anfibolo bruno in qualche metagabbro. Non mancano tuttavia le prove indirette. Il processo era certamente diffuso nell'intera Zona Piemontese, tenuto conto degli estesi fenomeni di idratazione a varia termalità documentati, anche su base geochemica, in numerosi litotipi della *suite* ofiolitica: peridotiti serpentizzate, cloritosciti, glaucofaniti a lawsonite (ex), prasinita ed ovariditi di origine basaltica, depositi idrotermali a Cu-Fe e Mn. Ai fluidi attivi durante la serpentizzazione oceanica

delle peridotiti sono imputabili i fenomeni di alterazione metasomatica segnalati dai gabbri rodingitici, poi ricristallizzati durante l'orogenesi alpina: come indicato nei capitoli III e IV, questi processi sono caratterizzati dal fortissimo aumento del tenore in CaO e dalla diminuzione del tenore in alcali sino a valori prossimi a zero (DAL PIAZ, 1969b; LI, 2002; LI *et alii*, 2004; ZANONI *et alii*, 2011).

3. - METAMORFISMO ALPINO

Il quadro del metamorfismo alla scala 1:600.000 a margine del foglio e in Fig. 100 distingue: i) unità continentali e oceaniche con associazioni mineralogiche di UHP e/o HP (eclogiti) sostanzialmente simili, ma diacrone, di età sia cretacea superiore (Sesia-Lanzo), sia eocenica (*Lower austroalpine outliers* della Dent Blanche *s.l.*, Zermatt-Saas, Monte Rosa), separate da un *gap* temporale di 25-30 Ma; ii) unità continentali ed oceaniche con associazioni mineralogiche di relativa HP (scisti blu, scisti verdi a glaucofane) di età cretacea superiore (*Upper austroalpine outliers*), cretacea sup.-eocenica inf. (Zona del Combin), eocenica (Gran San Bernardo); iii) unità continentali ed ofiolitiche di età discussa (Pennidico esterno, Zona Sion-Courmayeur, Zona Vallesana) con metamorfismo in facies eclogitica e scisti blu (NIGGLI *et alii*, 1978; FREY *et alii*, 1979; BIGI *et alii*, 1990; BOUSQUET *et alii*, 2002, 2004; GOFFÉ *et alii*, 2004; DESMONS *et alii*, 2004a-b; BELTRANDO *et alii*, 2010a).

3.1. - METAMORFISMO DI SUBDUZIONE

3.1.1. - *Upper Austroalpine outliers*

Rari relitti mineralogici di un metamorfismo di subduzione in facies scisti blu ad epidoto sono segnalati nel lembo della Dent Blanche in Vallese (Mt Dolin: AYRTON *et alii*, 1982; BURRI *et alii*, 1988, 1999) e in Valpelline (KIENAST & NICOT, 1971; CESARE, 1987; DE LEO *et alii*, 1987; GUERMANI, 1992; PENNACCHIONI & GUERMANI, 1993; BALETTI, 2003; RODA & ZUCALI, 2008; MALASPINA *et alii*, 2011; BALETTI *et alii*, 2012), nel lembo Mont Mary-Cervino (DAL PIAZ *et alii*, 1977; CANEPA *et alii*, 1990; SCHIAVO, 1992; HÖPFER, 1997), nella Zona di Roisan in Valtournenche (BALLÈVRE & KIENAST, 1987; MANZOTTI, 2011; MANZOTTI *et alii*, 2012) e, con diffusione relativamente maggiore, nel lembo del Pillonet (DAL PIAZ & SACCHI, 1969; DAL PIAZ, 1976; DAL PIAZ & MARTIN, 1988a) in cui, come ricordato, è stata datata la mica fengitica coesistente con anfiboli sodici (75-74 Ma; CORTIANA *et alii*, 1998). Negli gneiss della Serie di Arolla, nelle metabasiti e nei micascisti (Pillonet) le associazioni relitte sono costituite, in prevalenza, da anfiboli sodici e fengite (Si: 3.5-3.6 atomi p.f.u.) ± pirosseni augitico-egirinicci, mentre nelle quarziti a Fe-Mn della comba di Cignana si osservano anfiboli sodici (crossiti a forte tenore in Fe³⁺, magnesioriebeckiti), granato, ematite ± epidoto

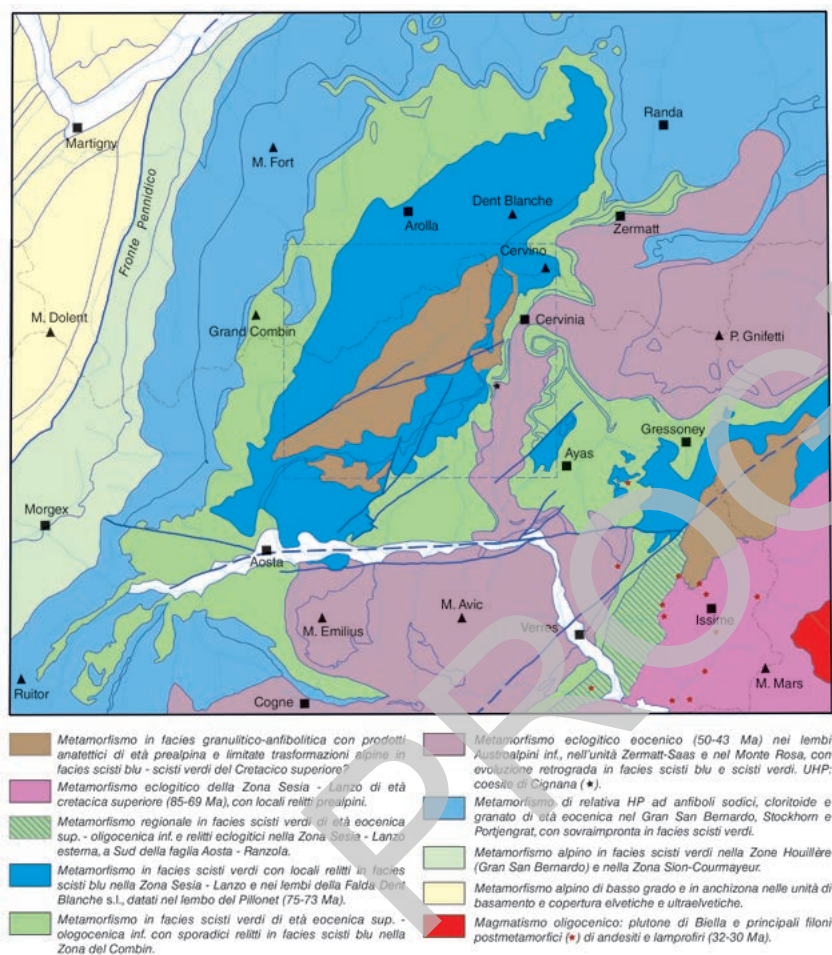


Fig. 100 - Inquadramento metamorfico regionale alla scala 1:600.000.

e stilpnomelano. Negli scisti albitico-micacei e negli gneiss minuti dell'unità inferiore del Mont Mary (lago di Arpisson, Blavy) sono presenti relitti di glaucofane, Fe-glaucofane e crossite ed anfiboli zonati con nucleo di riebeckite e periferia di glaucofane (CESARE 1987; ZAGGIA, 1987).

Le prime valutazioni termobariche dell'impronta alpina di relativa HP risalgono a KIENAST & NICOT (1971) che hanno proposto T: 500-400°C e P: 0.8-0.7 GPa per lo sviluppo dell'associazione cloritoide-cianite nelle metapeliti del complesso kinzigitico del lembo della Dent Blanche. Analisi di Fe-cloritoide in associazione con clorite (ex biotite) e con sericite (ex staurolite) nel complesso kinzigitico del Mont Mary sono riportate da CESARE (1987).

Per la Serie di Arolla, stime petrologiche basate essenzialmente sul contenuto in Si della mica bianca indicano valori attorno a T: 450°C e P: 1.2 GP nei lembi Dent Blanche e Mont Mary-Cervino, leggermente inferiori a quelli proposti da HOPPER (1997) nel settore interno della falda Dent Blanche e da RODA & ZUCALI (2008) nel massiccio del M. Morion, rispettivamente T: 500°C - P: 1.4 GPa e T ≤ 550°C - P ≤ 1.4 GPa; valori di T: 460-390°C e P: 1.0-0.6 GPa sono riportati nella bella tesi di BALETTI (2003) per l'associazione winchite-glaucofane, fengite ed epidoto che definisce la foliazione alpina S₁ nella comba della Sassa.

3.1.2. - Lower Austroalpine outliers

Relitti eclogitici di età eocenica sono diffusi nel Lembo di Etirol-Levaz (KIENAST, 1983; BALLÈVRE *et alii*, 1986; DAL PIAZ *et alii*, 2001; BELTRANDO *et alii*, 2010b), unico outlier eclogitico compreso nel foglio assieme alla piccola scaglia di Crebuchette. Analoghe e coeve associazioni di HP sono presenti nei lembi di Chatillon, St Vincent, Grun-Vollon e, a sud della faglia Aosta-Ranzola, in quelli del Glacier-Rafray, Tour Ponton, Santanel-Verres e soprattutto del M. Emilius (Figg. 52, 61), ove l'impronta eclogitica è più diffusa e meglio preservata (BEARTH *et alii*, 1980; DAL PIAZ *et alii*, 1983, 2001, 2010; PENNACCHIONI, 1996; SCAMBELLURI *et alii*, 1998). Lo schema a margine della carta li raffigura tutti con il simbolo del metamorfismo eclogitico di età eocenica, esteso anche all'unità ofiolitica di Zermatt-Saas (49-43 Ma) e alla sottostante falda del Monte Rosa (44 Ma): si tratta di eclogiti felsiche e mafiche caratterizzate da relitti mineralogici della fase progradata (inclusi nel granato) e da una evoluzione in facies scisti blu II a epidoto (retrogradata) e/o in facies scisti verdi (38-35 Ma), da blanda a pervasiva.

Il metamorfismo di HP descritto nel lembo di Etirol-Levaz (Fig. 51; KIENAST, 1983; BALLÈVRE *et alii*, 1986) è osservabile in metapeliti, piccoli inclusi di mica-scisti eclogitici in gneiss granitici e soprattutto in metabasiti derivate da protoliti gabbri di probabile età permiana, con associazioni rispettivamente di: i) granato-omfacite-quarzo-fengite-rutilo ± glaucofane, ii) quarzo-granato-omfacite-fengite ± albite, iii) omfacite-granato-talco ± cianite, cloritoide, clorite, fengite, corindone. L'età eocenica è definita da datazioni concordanti con i metodi Rb-Sr sulla mica chiara (47±0.9 - 45±0.7 Ma; DAL PIAZ *et alii*, 2001) e U-Pb sulla periferia di zirconi tardo-permiani (47.5±1.0 Ma, BELTRANDO *et alii*, 2010b). Le condizioni termobariche del metamorfismo eclogitico nel lembo di Etirol-Levaz (550°C - 1.5-1.6 GPa; KIENAST, 1983) sono analoghe a quelle stimate a quei tempi negli altri *lower Austroalpine outliers* e nelle ofioliti eclogitiche della Zona di Zermatt-Saas ad essi associate, il cui picco di pressione è stato poi elevato a valori di 2.3-3 GPa (BUCHER *et alii*, 2005; GROppo *et alii*, 2009).

3.1.3. - Zona Piemontese

Zermatt-Saas - E' costituita da unità coerenti di litosfera oceanica con metamorfismo di subduzione in facies eclogitica, espresso con particolare evidenza dal gruppo di metabasiti in cui eclogiti a granato-omfacite-rutilo e glaucofaniti granatiferi sono i termini estremi. L'impronta metamorfica di HP è riconoscibile anche nei sedimenti, con associazioni a granato, fengite ± glaucofane, Mg-cloritoide e, in qualche caso, con l'associazione granato-pirosseno giadeditico-quarzo-fengite (Valtournenche e Val d'Ayas, DAL PIAZ *et alii*, 1979b), con le quarziti eclogitiche di St Marcel (TUMIATI, 2005; MARTIN *et alii*, 2008) e con quelle di UHP del Lago di Cignana (REINECKE, 1991; FORSTER *et alii*, 2004; GROPPO *et alii*, 2009). Appare poco fondata l'ipotesi di BOUSQUET (2008) secondo cui la Zona di Zermatt-Saas sarebbe un *melange* di corpi eclogitici imballati in una matrice di metasedimenti in facies scisti blu, affine alla *Franciscan Fm* della California. D'altro canto, è poco probabile che la Zona di Zermatt-Saas sia un'unica enorme scaglia (larga 60 km) di litosfera oceanica staccata dallo *slab* a profondità di 70-80 km e rimasta integra durante l'esumazione (ANGIBOUST *et alii*, 2009), essendo piuttosto un insieme discreto di unità coerenti, di dimensioni varie, spesso non ben delimitabili, comunque analoghe nei caratteri litostratigrafici e nelle stime delle traiettorie P-T e/o delle condizioni di picco, distinguibili sul terreno solo in base alla presenza di limiti milonitici. In molti casi appare aleatorio stabilire se la loro individuazione come unità tettono-metamorfiche indipendenti sia significativa e, nel caso risultate, sia attribuibile alla fase progradata oppure a quella decompressionale.

In Vallese ed in Valle d'Aosta il picco eclogitico della Zona di Zermatt-Saas ha fornito stime in parte contrastanti, con variazioni legate in prevalenza al progressivo affinamento dei termobarometri (Fig. 101A). A nord della faglia Aosta-Ranzola: 1) Allalin, Saas-Fee, gabbro eclogitico a Mg-cloritoide (CHINNER & DIXON, 1973), T: 570-700°C, P: 15 kb; 2) Zermatt, metabasalti e metagabbri eclogitici (FRY & BARNICOAT, 1987), T: 550-600°C, P: 17.5-20 kb; 3) Breuil-St Jacques, metabasalti e metagabbri eclogitici (ERNST & DAL PIAZ, 1978), T: 470 ± 50°C, P: 10 ± 2 kb, bassa attività di H₂O; scisti blu retrogradi: T: 450 ± 50°C, P > 7 kb; scisti verdi (prasiniti): T: 400 ± 50°C, P: 3 ± 2 kb, con alta attività di H₂O. Tra la faglia Aosta-Ranzola e il massiccio del Gran Paradiso, la coppia granato-pirosseno in eclogiti mafiche e in metasedimenti delle coperture sopraoceaniche hanno fornito valori compresi tra 420 e 600°C, con *cluster* a 450-500°C (MARTIN-VERNIZZI, 1982; BALDELLI *et alii*, 1985; MOTTANA, 1986; BATTISTON *et alii*, 1987; BENCIOLINI *et alii*, 1987; TARTAROTTI, 1988; MARTIN & TARTAROTTI, 1989; NOVO *et alii*, 1989; TARTAROTTI & CAUCIA, 1993); queste stime sono simili a quelle ottenute per il coevo metamorfismo eclogitico nei già citati *lower Austroalpine outliers*. Temperature dell'ordine di 450-550°C sono ritenute consistenti con l'associazione glaucofane-Mg cloritoide-talco, in assenza di cianite e coesite, e sono rappresentative di condizioni eclogitiche a P: 1.5 GPa. Condizioni P-T più elevate (T: 550-600°C, P > 1.5-2.0 GPa) sono state calcolate in metabasiti con associazioni eclogitiche a granato-omfacite-cloritoide-zoisite-talco e a granato-omfacite-cianite-clinozoi-

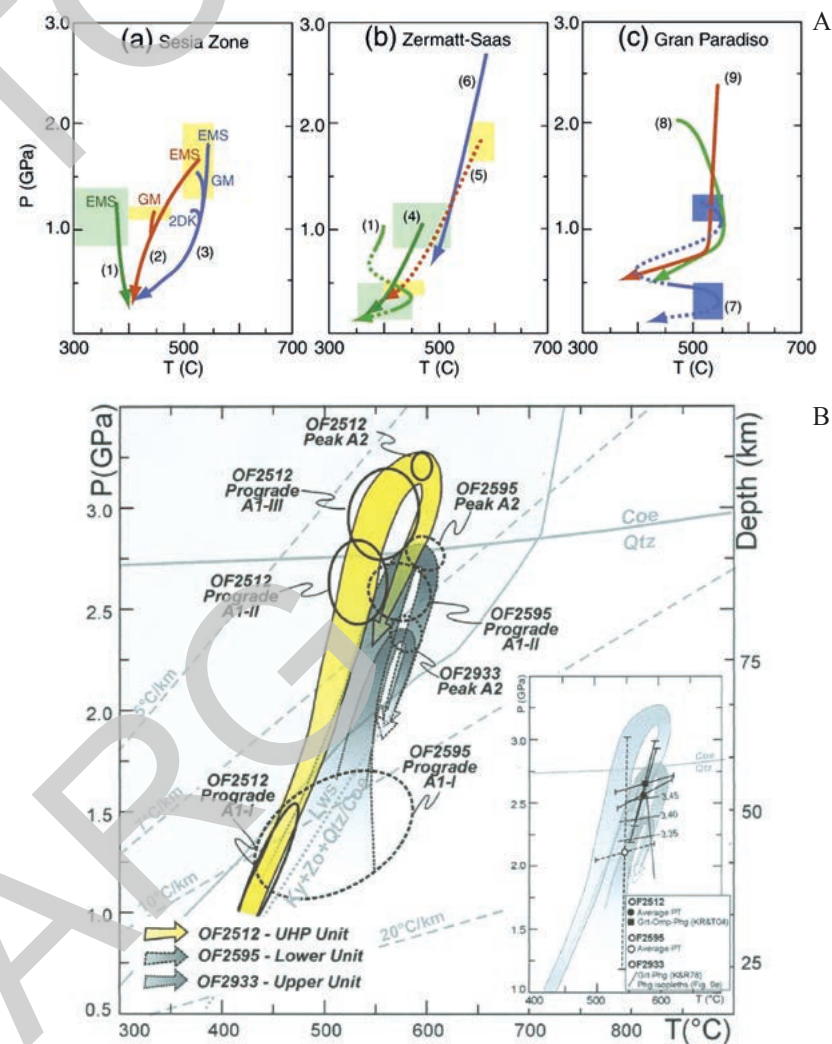


Fig. 101 - Metamorfismo di subduzione e stime petrologiche. (A) Quadro sinottico delle stime P-T proposte da vari autori per la Zona Sesia-Lanzo (a), la Zona di Zermatt-Saas (b) e il Gran Paradiso (c), compilato da BELTRANDO *et alii* (2010a): 1) BOCQUET, 1974; 2) POGNANTE, 1989; 3) KONRAD-SCHMOLKE *et alii*, 2006; (4) ERNST & DAL PIAZ, 1978; 5) CARTWRIGHT & BARNICOAT, 2002; 6) BUCHER *et alii*, 2005; 7) BORGHI *et alii*, 1996; 8) LE BAYON *et alii*, 2006; 9) GABUDIANU RADULESCU *et alii*, 2009. Si noti che, con l'evolversi della petrologia, i valori di P crescono a partire dalle prime stime degli anni '70 a quelle più recenti. (B) Traiettorie P-T dell'unità di UHP del Lago di Cignana (OF2512) e delle unità circostanti a letto (OF2595) e a tetto (OF2933) della Zona di Zermatt-Saas (GROPPO *et alii*, 2009; BELTRANDO *et alii*, 2013). Per confronto, nell'inserito sono riportati i vincoli PT stimati con metodi convenzionali (POWELL & HOLLAND, 1988) e confrontati con quelli ottenuti con l'analisi delle pseudosezioni.

te \pm talco (OBERHÄNSLI, 1980; BARNICOAT & FRY, 1986; GANGUIN, 1988; SPALLA *et alii*, 1996; BOCCHIO *et alii*, 2000; BOUSQUET *et alii*, 2004).

Nuove stime basate sull'analisi di pseudosezioni hanno elevato le condizioni di picco del metamorfismo di subduzione nella regione di Zermatt a valori di T: 550-600°C e P: 2.5-3.0 GPa (BUCHER *et alii*, 2005), al limite tra la facies delle quarzo-eclogiti e quella delle eclogiti a coesite. Nelle lave a *pillow* scoperte da BEARTH (1959) alla Pfulve, presso Zermatt, il nucleo dei cuscini è costituito da normali tipi eclogitici a granato-omfacite-rutilo, mentre il loro involucro, idrato in ambiente oceanico, è trasformato in scisti glaucofanici a mica bianca, clorite, epidoto, granato, carbonato. Vi sono quindi eclogiti e glaucofaniti sostanzialmente coeve, derivate da basalti con differente contenuto in H₂O e formate da omfacite, granato, glaucofane, epidoto, dolomite ferrifera, Mg-cloritoide, talco, paragonite, clorite, rutilo in rapporti quantitativi molto variabili (*e.g.*, DAL PIAZ & NERVO, 1971; BEARTH & STERN, 1979; DAL PIAZ & ERNST, 1978; OBERHÄNSLI, 1980; BUCHER *et alii*, 2005; ANGIBOUST & AGARD, 2010). L'originaria lawsonite, talora molto abbondante sia a nord che a sud della faglia Aosta-Ranzola, è segnalata da caratteristiche pseudomorfose a losanga di mica bianca-epidoto (FRY & BARNICOAT, 1987; MARTIN *et alii*, 2008; ANGIBOUST & AGARD, 2010, con rif. bibl.): da notare che esse non sono esclusive della matrice eclogitica, ma a volte sono incluse nel granato, appartenendo in questo caso ad una fase prograd, assieme ad anfiboli sodico-calcici ed epidoto. Le stime petrologiche più recenti sono sostanzialmente analoghe a quelle proposte per le metabasiti ed i metasedimenti a coesite (UHP) del Lago di Cignana (REINECKE 1991, 1998, T: 590-630°C, P: 2.6-2.8 GPa; FOSTER *et alii*, 2004; GROppo *et alii*, 2009, T: 590-605°C, P > 3.2 GPa), con un gradiente di 5-6°C/km, tipico di un ambiente di subduzione attiva. In Fig. 101B è riprodotto il diagramma P-T che GROppo *et alii* (2009) hanno costruito per illustrare l'evoluzione metamorfica dell'unità del Lago di Cignana (UHP) e delle unità eclogitiche circostanti nell'ambito della Zona di Zermatt-Saas.

Analoghi valori sono stati ottenuti per il grande corpo di serpentiniti eclogitiche ad olivina-titanclinohumite-pirosseno di Perrères-Valtournanche (T: 600 \pm 20°C, P > 2.5 \pm 0.3 GPa, mentre valori più bassi (550 \pm 50°C, 1.00 \pm 0.4 GPa) sono proposti per lo sviluppo dell'associazione serpentino, minerali opachi \pm clorite, ilmenite e anfibolo che accompagna la fase deformativa F₃ (REBAY *et alii*, 2012).

L'evoluzione decompressionale a temperatura grosso modo costante e poi decrescente che accompagna l'esumazione dell'unità ofiolitica è caratterizzata da un *continuum* di trasformazioni metamorfiche con sviluppo di feltri uralitici, simplectiti a diopside e/o albite-barroisite, grandi blasti di glaucofane II con frequente disposizione *random*, zonati e con bordo di anfibolo blu-verde, seguiti da aggregati diablastici di albite-anfiboli calcici, paragonite, clorite, epidoto, biotite (BEARTH, 1967; DAL PIAZ & NERVO, 1971; ERNST & DAL PIAZ, 1978; BENCIOINI *et alii*, 1984; BALLÈVRE *et alii*, 1986; BUCHER *et alii*, 2004, 2005). Le maggiori trasformazioni sono legate a zone di taglio duttile con marcata attività dei fluidi. Gli effetti delle trasformazioni finali in facies scisti verdi sono molto variabili, da quasi inesistenti a pervasivi.

Zona del Combin - Il metamorfismo nelle unità oceaniche ad affinità liguride esterna e in quelle di copertura ad affinità continentale (Pancherot-Cime Bianche, Frilhorn) nell'insieme di unità tettoniche riunite nella Zona del Combin è assai meno studiato di quello della Zona di Zermatt-Saas. La causa più probabile è la minore attrazione suscitata dai rari e mal conservati relitti mineralogici di relativa alta pressione sfuggiti alla monotona e ubiquitaria impronta regionale in facies scisti verdi. I relitti sono rappresentati da singoli cristalli o limitate associazioni di anfiboli sodici e sodico-calcici, fengite, paragonite, rutilo e talora granato, segnalati in metagabbri, metabasalti e metasedimenti affioranti nell'area dei fogli Monte Cervino (KIENAST, 1973; DAL PIAZ, 1974, 1976, 1999; DAL PIAZ & ERNST, 1978; BALDELLI *et alii*, 1983; BALLÈVRE *et alii*, 1986; SPERLICH, 1988), Monte Rosa (GOSSO *et alii*, 1979; VANNAY & ALLEMANN, 1990; REDDY *et alii*, 1999, 2003; MARTIN & CORTIANA, 2001), Aosta (CABY, 1981; POLINO *et alii*, 2012). Il granato, ove presente, è in genere ricco in molecola spessartinica. Metagabbri in facies scisti blu a epidoto, massicci e a grana grossa, affiorano ai piedi del piccolo ghiacciaio della Forca, lungo la cresta omonima, sul versante di Cervinia (DAL PIAZ & ERNST, 1978; ERNST & DAL PIAZ, 1978), presso il laghetto di q. 2343 sul fianco sinistro del vallone della Forca (Ayas) e al M. Rothorn (DE GIUSTI *et alii*, 2004). Nei metabasalti tholeiitici in facies scisti verdi (prasiniti, ovariditi, anfiboliti albitiche) i rari anfiboli sodici relitti sono rappresentati da cristalli submillimetrici inclusi nei porfiroblasti di albite, spesso organizzati secondo un scistosità relitta, piana o ripiegata, discordante rispetto a quella in facies scisti verdi della matrice che marca la scistosità regionale S₂: sono segnalati nel versante destro dell'alta Valtournanche (DAL PIAZ, 1976), al Gran Tournalin (MARTIN & CORTIANA, 2001) e nel Foglio Aosta (unità dell'Aouilletta, POLINO *et alii*, 2012; CABY, 1981). Anfiboli sodici sono infine comuni nelle quarziti e negli scisti quarziticci con mineralizzazione a manganese e/o a solfuri di Fe-Cu presenti in varie località della Zona del Combin, da Les Vorpilles (GLOM, 1977; DAL PIAZ & OMENETTO, 1978), sul fianco destro dell'alta Valtournanche, a Lignan (BALDELLI *et alii*, 1983; SPERLICH, 1988), in Valle di St Barthélemy, all'Aouilletta (CABY, 1981) e, in Vallese, nei dintorni della Capanna Chanrion (BURRI *et alii*, 1998, 1999).

Gli anfiboli sodici analizzati da MARTIN & CORTIANA (2001) nelle metabasiti del Combin sono glaucofani e crossiti generati nelle condizioni della facies scisti blu ad epidoto (T: 350-400°C, P: 0.6-0.7 GPa), detta anche degli scisti verdi a glaucofane (BALLÈVRE *et alii*, 1986; BALLÈVRE & KIENAST, 1987). Si rinvencono in metabasiti derivate da protoliti gabbri e basaltici con rapporto FeO_{tot}/MgO compreso tra 2 e 3 (MARTIN & CORTIANA, 2001); la cristallizzazione di Fe-glaucofane nei gabbri metamorfici ricchi in titanite è favorita dall'elevato tenore in Fe, mentre quella di glaucofane e crossite nei metabasalti ricchi in epidoto è favorita dalla perdita di Mg prodotta dal metamorfismo oceanico. Con tenori in Fe normali, i metagabbri sono in genere privi di minerali di HP.

Un granato di tipo almandino è presente nelle sequenze ofiolitiche situate a letto dell'unità Pancherot-Cime Bianche, nel settore compreso tra St Jacques e la Finestra di Cignana, indicate col nome di Zona di Zermatt-Saas superiore

(Zermatt-Saas top unit, DAL PIAZ & ERNST, 1978; Ayas o Upper Slice, ANGIBOUST & AGARD, 2010) o del Combin inferiore (BUCHER *et alii*, 2004; FORSTER *et alii*, 2004), termine quest'ultimo ritenuto più appropriato e utilizzato nello schema tettonico del foglio. Si noti che il granato dei micascisti cloritico-granatiferi a carbonato presenti nell'incassante del giacimento piritoso-cuprifero di Les Vorpilles contiene e preserva abbondanti prismetti geminati di Fe-cloritoide (diversi, anche nell'abito, dal Mg-cloritoide nelle associazioni eclogitiche).

Le condizioni fisiche dei relitti in facies scisti blu a epidoto (EVANS, 1990) o di transizione scisti verdi/scisti blu (BALLÈVRE *et alii*, 1986) della Zona del Combin in Valle d'Aosta ed in Vallese sono dell'ordine di T: 350-400°C e P: 0.6-0.7 GPa (SPERLICH, 1988; MARTIN & CORTIANA, 2001) o di T: 300-450°C e P: 0.9 GPa (REDDY *et alii*, 1999), valori simili a quelli stimati per l'associazione relitta glaucofane-crossite-fengite nella sovrastante falda Dent Blanche *s.l.* (T ≤ 400°C, P: 0.7-0.8 GPa; BALLÈVRE & MERLE, 1993; CORTIANA *et alii*, 1998). Valori leggermente più elevati (P: 1.00-1.10 GPa) si ottengono applicando ai dati disponibili, editi ed inediti, i metodi più moderni di calcolo delle condizioni termobariche.

Nelle quarziti e scisti quarziticci permo-eotriassici dell'unità Pancherot-Cime Bianche è segnalato un singolo ritrovamento di cianite lungo il versante italiano della cresta del Furggen, in un orizzonte di "scistes à disthène et à muscovite", di spessore metrico (ROETLISBERGER, 1985), poco oltre il margine orientale del foglio: l'autore descrive cristalli bluastri di cianite sia nei piani di scistosità, sia negli essudati di quarzo idrotermale. L'affioramento non è stato ritrovato.

L'associazione granato-cloritoide-fengite segnalata nella zona di Entrelor a sud della Dora (Foglio Aosta) indica valori dell'ordine di T: 450°C e P: 1.2-1.4 GPa (BOUSQUET, 2007; BERGER & BOUSQUET, 2008). Analoghi relitti sarebbero presenti anche nel settore interno della Zona del Combin, subito a nord della Dora (BOUSQUET *et alii*, 2004, Fig. 1), suggerendo l'esistenza di un gradiente metamorfico tra il settore esterno e quello interno dell'unità ofiolitica. Nella carta "Metamorphic structure of the Alps" di OBERHÄNSLI *et alii* (2004) i due settori in discussione sono riferiti rispettivamente alla *blueschist facies* (BS: gl-lw-grt nelle metabasiti, carfolite-fengite ± pirofillite nei metasedimenti; T = 250-400°C; 0.8 < P < 1.5 GPa), come per la Dent Blanche, e a una *blueschist-eclogite transition* (BET: glaucofane-zoisite-granato ± cpx; granato-Mg-cloritoide-cianite; granato-lawsonite-ky; T: 380-550°C, 1.3 < P < 1.8 GPa). La distinzione si basa su pseudomorfo di carfolite segnalate da PFEIFER *et alii* (1991) in Val di Bagnes, a nord-est del lembo Dent Blanche, e sulla associazione granato-cloritoide ricco in Mg-fengite segnalata da BOUSQUET *et alii* (2004) in metapeliti albitiche fortemente retrocesse nel settore compreso tra Dent Blanche e Sesia-Lanzo, poco a nord della faglia Aosta-Ranzola, presso il contatto con le eclogiti della Zona Zermatt-Saas. L'ubicazione è generica, indicata da simboli in una mappa strutturale a piccola scala che non distingue le due principali unità della Zona Piemontese. Siamo convinti che si tratti della Zona di Zermatt-Saas e quindi non documentata nel settore interno della Zona del Combin, a nord della linea Aosta-Ranzola, la supposta transizione verso la facies eclogitica, mentre confermiamo l'esistenza di un marcato

gap del picco di pressione tra le unità ofiolitiche del Combin e di Zermatt-Saas.

Le datazioni isotopiche dell'evento in facies scisti blu sono scarse, influenzate dalla vigorosa rielaborazione in facies scisti veri e di significato non sempre chiaro. Sono disponibili in Valle d'Aosta e in Vallese alcune analisi K-Ar di miche bianche distribuite nell'intervallo 49-30 Ma, interprete come età di raffreddamento sotto i 400°C (DELALOYE & DESMONS, 1976; AYRTON *et alii*, 1982; HUNZIKER *et alii*, 1999). Analoga interpretazione può essere formulata per la datazione ⁴⁰Ar-³⁹Ar dei relitti di anfibolo sodico nelle metabasiti del Gran Tournalin (43.0 ± 0.3 Ma; MARTIN & CORTIANA, 2001), valore peraltro molto vicino alle età più giovani ottenute nelle eclogiti di Zermatt-Saas e nel basamento del Monte Rosa.

Numerose analisi Rb-Sr e ⁴⁰Ar-³⁹Ar di miche estratte da vari litotipi coinvolti nella zona di taglio duttile a carattere polifasico che marca il contatto tra Austroalpino (Sesia-Lanzo, Pillonet, Dent Blanche) e Zona del Combin indicano una fase di accrezione e trasporto tettonico verso nord-ovest, tra 60 e 48 Ma, e una fase estensionale antitetica tra 45 e 36 Ma (REDDY *et alii*, 1999, 2003). I valori maggiori sono prossimi alle età Rb-Sr (57-52 Ma) delle miche fengitiche analizzate nelle scaglie frontali della Zona Sesia-Lanzo in Val d'Ayas (CORTIANA *et alii*, 1998). Le strutture antitetiche hanno carattere duttile-fragile e sono probabilmente più giovani.

3.1.4. - Monte Rosa e Gran San Bernardo

La falda pennidica interna del Monte Rosa e la "cupola" di Arcesa-Brusson, entrambe al di fuori del foglio, sono situate a letto della Zona di Zermatt-Saas e, assieme alla falda del Gran Paradiso, sono attribuite al dominio prepiemontese e al margine passivo europeo (Figg. 36, 52, 100). Hanno un metamorfismo eclogitico di età eocenica (Gran Paradiso: Rb-Sr 43.0 ± 0.5 Ma, MEFFAN-MAIN *et alii*, 2004; Monte Rosa: U-Pb 42.6 ± 0.5 Ma, LAPEN *et alii*, 2007) ben preservato nei parascisti polimetamorfici, nei *boudins* di metabasiti in essi inclusi e nei caratteristici graniti miloniti in facies *white schists* a cianite-talco-cloritoide (DAL PIAZ, 1971b; DAL PIAZ & LOMBARDO, 1986; GABUDIANU RADULESCU *et alii*, 2009). Le condizioni P-T stimate per il metamorfismo di HP variano da P > 1.8 GPa e T: 500-550°C a P: 1.9-2.7 GPa e T: 515-600°C (Fig. 101A).

Età SHRIMP molto più giovani sono state recentemente ottenute su cristalli di monazite (37.4±0.9 Ma) e di allanite (33.7±1.6 Ma) appartenenti ai *silvery micaschists* del Gran Paradiso e riferite rispettivamente a una fase progradata e al picco del metamorfismo eclogitico (GABUDIANU RADULESCU *et alii*, 2009). Questi valori sono analoghi all'età di 35 Ma ottenuta da RUBATTO & GEBAUER (1999) sullo zircone di quarziti micacee della zona del Gornergrat, riferita alla falda del Monte Rosa. Su queste basi, GABUDIANU RADULESCU *et alii* (2009) attribuiscono al picco eclogitico nel Gran Paradiso e nel Monte Rosa una età di 35-33 Ma. Tenuto conto che il margine continentale distale cui sono attribuiti Monte Rosa e Gran Paradiso dovrebbe entrare nella zona di subduzione prima del dominio brianzone-

se, l'ipotesi trova le difficoltà seguenti: i) i sedimenti più recenti delle coperture metamorfiche Brianzoni sono dell'Eocene medio in Vanoise e probabilmente anche nella serie del Barrhorn, in Vallese (ELLENBERGER, 1958; SARTORI, 1990); ii) attorno a 35 Ma si sono verificati i noti fenomeni di *back-folding* o retroscorrimento duttile-clastico del prisma pennidico a livelli strutturali relativamente superficiali, consistenti con condizioni metamorfiche in facies scisti verdi, dalla Valle d'Aosta (Grand Nomenon-Entrelor: FREEMAN *et alii*, 1995) al Vallese (Mischabel: BARNICOAT *et alii*, 1995; MARKLEY *et alii*, 1998, 1999); iii) il magmatismo oligocenico e la tettonica fragile che ha consentito l'apertura di vie di risalita indicano che il prisma collisionale attualmente visibile era in buona parte esumato e freddo a 32-30 Ma; iv) l'età di 35 Ma ottenuta da RUBATTO & GEBAUER (1999) si riferisce all'evoluzione post-eclogitica del Monte Rosa o, in alternativa, al metamorfismo in facies scisti blu se la zona del Gornegrat è attribuita alla falda del Mont Fort e quindi al Gran San Bernardo (ESCHER *et alii*, 1987, 1997; DAL PIAZ, 2001c).

Il Sistema tettonico del Gran San Bernardo è caratterizzato da una generale impronta metamorfica in facies scisti verdi di età terziaria e da associazioni relitte in facies scisti blu di vario tipo, variamente preservate nel basamento policiclico e nel tegumento postvarisico (BOCQUET, 1974; FREY *et alii*, 1974; DESMONS *et alii*, 1999b; BOUSQUET *et alii*, 2004; GOFFÈ *et alii*, 2004). Nelle carte metamorfiche più recenti sono state distinte una facies *blueschist* e una facies *upper blueschist*, caratterizzate rispettivamente da associazioni a glaucofane-lawsonite e a glaucofane-epidoto ± granato, nelle rocce basiche, e da associazioni a carfolite-fengite ± pirofillite ed a cloritoide-fengite ± granato nelle metapeliti, indicative di condizioni di T: 300-400°C e $0.8 < P < 1.5$ GPa, nel primo caso, e di T: 400-500°C e $1.0 < P < 1.5$ GPa nel secondo (FREY *et alii*, 1974; DESMONS *et alii*, 1999b; GOFFÈ *et alii*, 2004, 2008; BOUSQUET *et alii*, 2004, 2008). In Valle d'Aosta e in Vallese le associazioni in facies scisti blu superiore sono presenti nel basamento polimetamorfico del Ruitor (BAUDIN, 1987; SCHIAVO, 1992; MALUSÀ *et alii*, 2005) e soprattutto nella falda del Mont Fort, con cloritoide, anfiboli sodici, epidoto, granato e fengite (SCHAER, 1959a; BEARTH, 1963; ESCHER, 1988; GOUFFON, 1993; THÉLIN *et alii*, 1994; CHESSEX, 1995; BURRI *et alii*, 1998; STECK *et alii*, 2001), mentre sembrano mancare nel basamento Siviez-Mischabel (effetto della pervasiva rielaborazione in facies scisti verdi?). La *Zone houillère* (o permo-carbonifera assiale), unità esterna del sistema del Gran San Bernardo, è caratterizzata da metamorfismo in facies scisti verdi, con *gap* di pressione rispetto alla contigua unità del Ruitor (CABY *et alii*, 1978; BOUSQUET *et alii*, 2008).

3.1.5. - Pennidico esterno

Evidenze di un metamorfismo di HP sono note da tempo nelle unità pennidiche esterne del dominio vallesano (non presente nel foglio), con associazioni in facies scisti blu superiore a cloritoide-granato descritte nel basamento, nelle metabasiti e nei metasedimenti del Versoyen (T: 425-500°C, P: 1.5-1.6 GPa; CANNIC,

1996; DESMONS *et alii*, 1999b; BOUSQUET *et alii*, 2002; BELTRANDO *et alii*, 2010), assieme a relitti in facies scisti blu di bassa temperatura nelle unità sottostanti (Sion-Courmayeur, Brece di Tarantasia). Le eclogiti segnalate nella zona del Versoyen (e.g. CANNIC, 1996; BOUSQUET *et alii*, 2002) sono ubicate in scaglie di basamento e forse riferibili a eventi orogenici prealpini (BELTRANDO, com. pers.).

3.2. - METAMORFISMO BARROVIANO

La zona di subduzione fossile esumata nel prisma collisionale austroalpino-pennidico è caratterizzata da una sovraimpronta tettono-metamorfica regionale di tipo barroviano che maschera, in parte o completamente, le associazioni eclogitiche e in facies scisti blu di età cretacea superiore ed eocenica descritte in precedenza. Essa conclude il *continuum* di trasformazioni decompressionali, a partire da quelle in facies scisti blu II (posteclogitiche), che accompagnano la progressiva esumazione delle unità di HP, sviluppando trasformazioni e nuove associazioni mineralogiche in facies scisti verdi nelle unità esposte in valle d'Aosta e nel Vallese. Non si tratta di un metamorfismo "esotico" o "trasportato", come lo è quello di HP, formatosi nella zona di subduzione e poi traslato durante l'esumazione e l'appilamento finale delle falde, ma è un evento posteriore alla strutturazione del prisma collisionale, come attestato dal progressivo aumento di grado termico procedendo verso il basso della catena e dalle isograde che tagliano in discordanza molti limiti tettonici tra le falde: lo si osserva all'interno della falda Monte Rosa dove le trasformazioni albite-oligoclasio e cloritoide-stauroilite marcano il passaggio dalla facies scisti verdi a quella anfibolitica (BEARTH, 1958; FREY *et alii*, 1974; ENGI *et alii*, 2001).

Nel foglio Monte Cervino e nelle zone circostanti, rappresentate nello schema a margine (Fig. 100), il metamorfismo in facies scisti verdi del prisma austroalpino-pennidico è caratterizzato, da tetto a letto, dalle seguenti associazioni mineralogiche principali:

Lembi austroalpini superiori - Kinzigiti, Gneiss di Arolla, Zona di Roisan: albite-miche bianche-epidoto-clorite-anfiboli calcici, biotite oliva e/o stilpnomelano, granato ricco in spessartina.

Zona del Combin - Calcescisti *s.l.*: miche bianche, clorite, albite, epidoto; metagabbri: actinolite, clinozoisite, clinocloro, albite ± mica bianca; metabasalti: albite, actinolite, clorite, epidoto, titanite, struttura prasinitica.

Lembi austroalpini inferiori e Zona di Zermatt-Saas - Micascisti, marmi impuri e calcescisti: albite, miche bianche, clorite, epidoto; eclogiti-glaucofaniti: anfiboli calcici, albite, clorite, clinozoisite, epidoto, miche chiare, biotite oliva, titanite

Monte Rosa e Arcesa-Brusson - Parascisti: muscovite, biotite rosso-bruna, albite, oligoclasio, epidoto, anfiboli calcici, granato; eclogiti: albite, orneblenda, clorite, epidoto, titanite.

Gran San Bernardo - Associazioni analoghe a quelle della Zona del Combin.

Zone esterne - Le unità *elvetiche* presenti nell'Inquadramento metamorfico comprendono il basamento cristallino di parte del Monte Bianco e delle Aiguilles Rouges e unità di copertura permo-cenozoiche (ANTOINE, 1971; FREY *et alii*, 1974, 1999; ANTOINE *et alii*, 1978). Il granito del Monte Bianco è caratterizzato da una debole e discontinua impronta metamorfica alpina in facies scisti verdi di basso grado, con associazioni a quarzo, albite, muscovite, biotite, clorite, epidoto e stilpnomelano, e da vene idrotermali di quarzo \pm clorite, muscovite, adularia e calcite: le vene hanno età isotopiche Rb-Sr e K-Ar di 18-13 Ma e sono coeve con zone di taglio che accompagnano l'esumazione delle scaglie di basamento (BOUSQUET *et alii*, 2004, ROSSI *et alii*, 2005; GLOTZBACH *et alii*, 2011, con rif. bibl.). Le successioni clastiche terziarie delle falde elvetiche ad occidente dei massicci cristallini mostrano associazioni in facies zeolitica (DESMONS *et alii*, 1999a).

3.3. - ATTIVITÀ IDROTERMALE OLIGOCENICA

La presenza e l'attività dei fluidi sono un fattore fondamentale per lo sviluppo dei processi metamorfici, l'innesco e la distribuzione delle deformazioni nelle fasi di *rifting* continentale e *drifting* oceanico e durante l'intera orogenesi alpina, con tracce evidenti nelle rocce eclogitiche e in facies scisti verdi. L'attività idrotermale successiva al metamorfismo barroviano e alle deformazioni duttili associate ha la massima espressione macroscopica nella genesi delle breccie di faglia listvenitiche e dei filoni di quarzo aurifero diffusi nei Fogli Chatillon, Monte Rosa e Verres (BISTACCHI *et alii*, 2001, con rif. bibl.): queste manifestazioni, di dimensioni imponenti soprattutto lungo la linea tettonica Aosta-Ranzola, sono posteriori alla scistosità regionale S₂ e, ove datate, sono coeve con il magmatismo postcollisionale di età oligocenica. Oltre ai consueti fluidi acquosi ricchi in silice, si registra una forte attività di CO₂ di origine profonda, documentata nell'Oligocene dalla estesa carbonatizzazione di alcuni lamprofiri e soprattutto dei frammenti di serpentinite antigoritica in molte breccie di faglia listvenitiche.

VI - TETTONICA E GEODINAMICA

1. - STRUTTURA DELLA REGIONE

La complessa architettura del Foglio Monte Cervino è sintetizzata in alcune figure a margine della carta: i) l'Inquadramento tettonico regionale alla scala 1:600.000 (Fig. 52), utilizzato anche come base strutturale per lo Schema del metamorfismo (Fig. 100), commentato nel capitolo V: entrambi coprono l'area dei fogli Aosta, Chatillon, Gran San Bernardo, Monte Rosa e Verres del Progetto CARG, dei fogli Chanrion-Vélan, Grand Saint-Bernard, Matterhorn, Orsières, Randa e Zermatt dell'Atlante Geologico della Svizzera alla scala 1:25.000 e del foglio francese Mont Blanc alla scala 1:50.000; ii) Schema tettonico del Foglio Monte Cervino alla scala 1:200.000 (Fig. 60); iii) cinque sezioni geologiche alla scala 1:50.000 (A-B-C-D-E, estremi indicati nel foglio), estese dalla Valtournenche alla Val di Bagnes, con direzione subtrasversale rispetto alle direttrici tettoniche alpine della regione.

1.1. - SCHEMI TETTONICI

Inquadramento regionale - Lo schema mostra la posizione e la struttura interna del prisma collisionale austroalpino-pennidico tra la Valle d'Aosta e il Vallese meridionale (Figg. 36, 38, 53). Sono indicati e distinti con colori diversi i lembi austroalpini esterni (*Austroalpine outliers*, DAL PIAZ, 1999; DAL PIAZ *et alii*, 2001): i) quelli superiori, non eclogitici, rappresentati dai lembi di basamento Dent Blanche, Mont Mary-Cervino e Pillonet e dai metasedimenti mesozoici, non ofiolitici, della Zona di Roisan e del Mont Dolin, presso Arolla; ii) quelli inferiori, con impronta eclogitica di età eocenica, situati al limite tra le unità ofiolitiche del Combin e di Zermatt-Saas, o all'interno di quest'ultima, alcuni a letto/sud (M. Emilius, Glacier-Rafray, Tour Ponton, Acque Rosse, Verres) altri a tetto/nord

(Etirol-Levaz, Grun, Vollon, Chatillon, St Vincent) della linea tettonica Aosta-Ranzola, di età oligocenica (Figg. 37, 61). Il lembo Mont Mary-Cervino raggruppa il lembo del Mont Mary *Auct.* e il tratto nord-orientale interno della falda Dent Blanche *s.s. Auct.*, detto lembo del Cervino: quest'ultimo si estende sino al versante sinistro del vallone di Zmutt, ad ovest di Zermatt, come proposto in DAL PIAZ (1999) e nello schema tettonico alla scala 1:200.000 a margine del Foglio Matterhorn (DAL PIAZ, in BUCHER *et alii*, 2004). Sebbene in parte diversi dal punto di vista litologico ed evolutivo, i due lembi sono stati associati nell'unità tettonica maggiore Mont Mary-Cervino perché affiorano in continuità laterale, contengono entrambi la Zona di Roisan, occupano la stessa posizione geometrica a letto del lembo Dent Blanche e a tetto della Zona del Combin e la loro separazione è legata alle faglie del sistema di Trois Villes.

Nell'angolo sud-orientale dello schema tettonico si osserva il settore centrale della Zona Sesia-Lanzo, elemento austroalpino interno costituito dalle unità dei Micascisti eclogitici, degli Gneiss minuti e della II Zona diorito-kinzigitica; per limiti di scala non sono rappresentate le piccole scaglie di marmi di probabile età mesozoica (unità di Bonze *Auct.*) presenti nella dorsale Priäl-Crabun-Pietre Bianche (Foglio Verres, inedito) al contatto tettonico tra micascisti eclogitici e gneiss minuti, ma meno estesi di come figurano in alcuni schemi regionali (VENTURINI *et alii*, 1991, 1994; VENTURINI, 1995; BABIST *et alii*, 2006). I lembi Austroalpini superiori e la Zona Sesia-Lanzo poggiano, con contatto tettonico di primo rango, sulle unità ofiolitiche con relitti in facies scisti blu della Zona del Combin (*nappe du Tsaté* in Vallese), comprendenti anche le sottili unità di copertura ad affinità continentale di età permiana e/o mesozoica (Pancherot-Cime Bianche e Frilihorn, Fascio di Cogne) descritte nei capitoli precedenti. Il contatto Zona Sesia/Combin è una zona di taglio duttile e di mescolanza tettonica che ha prodotto le scaglie basali di Gneiss minuti milonitici affioranti sul fianco sinistro della Valle d'AYAS, tra Brusson, la valle di Mascognaz e Champoluc (CORTIANA *et alii*, 1998; DE GIUSTI *et alii*, 2004), poi deformata da pieghe coricate meso-megascopiche, come ad esempio quelle del Monte Pinter, della Punta Piure e della Punta Straling (GOSSE *et alii*, 1979; DAL PIAZ, 1992). La Zona del Combin poggia in contatto tettonico e con marcato *gap* metamorfico sui lembi austroalpini inferiori (eclogitici) situati a nord della faglia Aosta-Ranzola (Etirol-Levaz, Grun, Vollon) o sulla Zona di Zermatt-Saas. A loro volta, le unità ofiolitiche ad impronta eclogitica della Zona di Zermatt-Saas sono appilate sulle unità continentali superiori/interne della Zona Pennidica (Monte Rosa, Arcesa-Brusson e Gran Paradiso, a sud dello schema) e si immergono sotto le unità retrovergenti del sistema tettonico medio-pennidico del Gran San Bernardo (Brianzonese), dal Siviez-Mischabel (ESCHER *et alii*, 1987, 2001; MARKLEY *et alii*, 1999; SARTORI *et alii*, 2006), a nord di Zermatt, al Gran Nomenon (HERMANN, 1925 b-c; DAL PIAZ, 1928; CABY *et alii*, 1978; FREEMAN *et alii*, 1997; BERTRAND *et alii*, 2000; MALUSÀ *et alii*, 2005a-b; POLINO *et alii*, 2012), a ovest di Cogne. La Zona del Combin prosegue nel settore nord-occidentale del foglio, al di sotto e all'esterno della falda Dent Blanche (GIORDANO, 1869; ARGAND, 1908, 1909, 1911), in sovrascorrimento sulla falda del Mont Fort (GOUFFON,

1993; SARTORI *et alii*, 2006) e le altre unità continentali del Gran San Bernardo, o al loro interno ("sinclinale" di Avise; FRANCHI *et alii*, 1908; GOVI, 1966; MALUSÀ, 2004; POLINO *et alii*, 2012).

Il sistema tettonico del Gran San Bernardo è in sovrascorrimento (fronte brianzonese) sulle unità pennidiche esterne/inferiori della Zona Sion-Courmayeur (vallesana), costituite in prevalenza da successioni carbonatiche e silicoclastiche di età cretacea, localmente eocenica, e da sporadiche ofioliti, entrambe con metamorfismo alpino in facies scisti blu e/o scisti verdi (CITA, 1954; TRÜMPY, 1955a-b, 1960; ELTER, 1960; ZULAUF, 1963; ELTER & ELTER, 1965; ANTOINE, 1971; BURRI & MARRO, 1993; BOUSQUET *et alii*, 2002). Queste unità sono traslate lungo il fronte pennidico sulle unità del dominio elvetico-ultraelvetico, costituite da falde di scollamento e da coperture aderenti di età carbonifera sup.-cretacea, dai leucograniti e granofiri metamorfici del M. Chetif-Testa Bernarda, dal granito del Monte Bianco e da un basamento metamorfico pregranitico (ANTOINE *et alii*, 1978; DE GIUSTI *et alii*, 2004). Nel settore sud-orientale della figura si osservano il plutone della Valle del Cervo (Biella) e i filoni postmetamorfici di andesiti e lamprofiri di età oligocenica (asterisco): essi tagliano la pila delle falde e tutte le strutture duttili come è evidente, in particolare, tra il margine meridionale della cupola di Arcesa-Brusson, la Zona del Combin al Colle Pallasina (Valle di Mascognaz, Ayas) e la Zona Sesia-Lanzo (DAL PIAZ *et alii*, 1979d; DIAMOND & WIEDENBECK, 1986; DAL PIAZ, 1992; BISTACCHI & MASSIRONI, 2000; DE GIUSTI *et alii*, 2004).

Faglie principali presenti nell'inquadramento tettonico regionale (BISTACCHI & MASSIRONI, 2000; BISTACCHI *et alii*, 2001; DE GIUSTI *et alii*, 2004; MALUSÀ *et alii*, 2005a, 2009; DAL PIAZ *et alii*, 2010; POLINO *et alii*, 2012): i) Aosta-Ranzola, linea tettonica estensionale costituita da un fascio di faglie ampio diverse centinaia di metri, immergente a nord di circa 60°, e sue diramazioni occidentali nel Foglio Aosta (Fig. 102), la linea tettonica è marcata da brecce listvenitiche (BISTACCHI *et alii*, 2001), diffuse nei fogli Chatillon (versante destro della Val d'Aosta; RAITO, 1998; DAL PIAZ *et alii*, 2010), Monte Rosa (Rocca di Verra; DAL PIAZ & OMENETTO, 1978; DAL PIAZ, 2004) e Verres (cava inattiva di Sizan; M. Ros-Col d'Arta, Rovarey-Collioud), con mica verde di cromo di età oligocenica (PETTKE *et alii*, 1999); ii) faglia dell'Ospizio Sottile, attiva nell'Oligocene con cinematica estensionale e, nel Neogene, in trascorrenza sinistra (BISTACCHI *et alii*, 2001); iii) faglie del sistema di Trois Villes e del Pillonet, subverticali e dirette da NE-SO a NNE-SSO (BISTACCHI *et alii*, 2001; BISTACCHI & MASSIRONI, 2010); iv) faglie del Buthier e di Praz de Dieu-Vofrede, estese dalla Valpelline alla Valtournenche, rappresentate in parte da STECK *et alii* (1999) e DE GIUSTI *et alii* (2004); v) faglie nel Foglio Aosta (POLINO *et alii*, 2012) al margine e all'interno della struttura retroflessa del Gran Nomenon, nella zona di contatto tra il basamento polimetamorfico del Ruitor e la Zone houillère e tra quest'ultima e la falda del Mont Fort sul versante settentrionale della Valle d'Aosta (GOUFFON, 1993; MALUSÀ *et alii*, 2005b, 2009).

Schema tettonico del foglio - Rispetto all'inquadramento regionale alla scala 1:600.000 lo schema tettonico del Foglio Monte Cervino alla scala 1:200.000

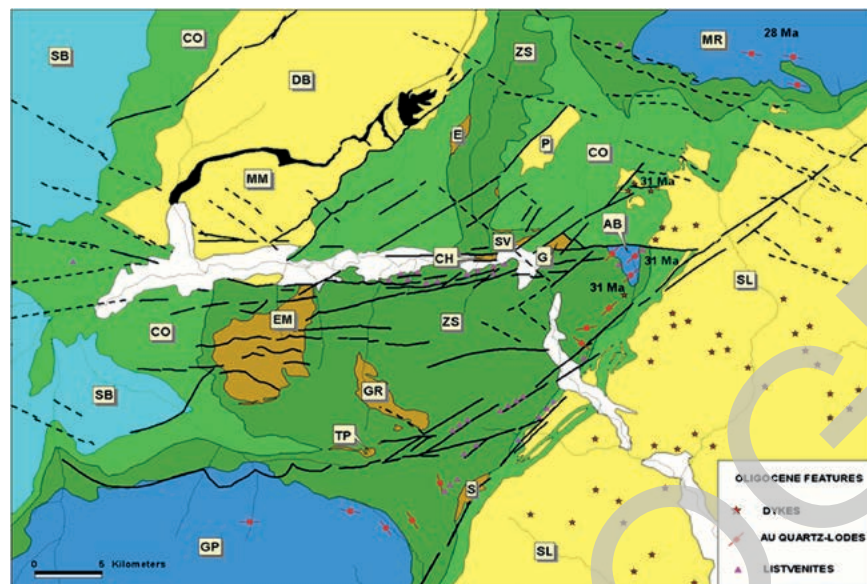


Fig. 102 - Le faglie principali, le breccie listvenitiche e i filoni di andesiti-lamprofiri di età oligocenica nella media e bassa Valle d'Aosta (BISTACCHI *et alii*, 2001).

(Fig. 60) rappresenta: i) le principali unità tettoniche e litologiche dei lembi austroalpini; ii) le unità ofiolitiche superiori e inferiori della Zona del Combin (falda del Tsaté), non distinte in carta da codici e colori specifici: corrispondono all'unità della Luette in Val di Bagnes, definita nel Foglio Chanrion-Mont Vélan (BURRI *et alii*, 1998, 1999), assieme alle unità non ofiolitiche del Pleureur e di Mauvoisin, costituite da scisti, quarziti e breccie basali, marmi fillitici e "calcescisti rossi" di possibile età giurassico-cretacea; iii) le unità litostratigrafiche del Mont Fallère e del Métailler, appartenenti alla falda del Mont Fort (GOUFFON, 1993; SARTORI *et alii*, 2006) ed esposte nella finestra tettonica di Boussine (Figg. 18, 58; GOUFFON & BURRI, 1997; BURRI *et alii*, 1998). Tutti i limiti tra le varie unità rappresentate nello schema sono contatti tettonici marcati da zone di taglio duttile e semiduttile più o meno ampie, con vistoso *gap* metamorfico tra la Zona del Combin, in facies scisti verdi con rari relitti in facies scisti blu, ed il sottostante gruppo di unità eclogitiche continentali (Etirol-Levaz) ed oceaniche (Zermatt-Saas).

Faglie principali: i) faglia del Buthier: subverticale, diretta NE-SO e marcata da cataclasiti e pseudotachiliti, riattiva un tratto del *thrust* milonitico tra le unità di Valpelline e di Arolla del lembo Dent Blanche, ad ovest di Oyace; da essa si dirama la faglia di Praz de Dieu, estesa per 13 km sino alla testata della comba di Cignana e al vallone di Vofrede; ii) estremità settentrionale delle faglie del sistema di Trois Ville (BISTACCHI & MASSIRONI, 2000; BISTACCHI *et alii*, 2001), dirette NNE-SSO e con cinematica distensiva: separano l'unità kinzigitica del

Mont Mary dalla Serie di Arolla del Cervino e un tratto di quest'ultima dall'unità ofiolitica del Combin, fortemente ridotta, per cause tettoniche, tra il massiccio della Cima Bianca, la comba di Cignana e il vallone di Vofrede (Figg. 60, 81); vi si associano alcune faglie coniugate, dirette NE-SO, tra la Cima Bianca e il M. Saleron e tra la Punta Tzan e la comba di Cignana; iii) faglia del Pillonet: diretta NE-SO, delimita a nord-ovest il lembo austroalpino (DAL PIAZ, 1976), fortemente ribassato rispetto alle successioni ofiolitiche del Gran Tournalin e del M. Zerbion; iv) faglie con cinematica normale al margine interno del gabbro austroalpino della Sassa (Dent Blanche) e tra la comba di Faudery e la comba di Vertosan (Vert Tzan); v) faglia diretta NE-SO lungo il margine interno del corpo gabbroico del Mont Collon, indicata nel Foglio Matterhorn (BUCHER *et alii*, 2004); vi) faglia negli Gneiss di Arolla in facies minuta e milonitica a nord-ovest del Bec di Epicoune e nella dorsale tra i ghiacciai di Otemma e Brenay (BURRI *et alii*, 1998); vii) paleofaglie sismogenetiche marcate da cataclasiti nella Serie di Arolla ai margini del ghiacciaio del Mont Gelé, in fortissimo ritiro; in questa zona è stata omessa la faglia segnata in precedenti documenti (STECK *et alii*, 1999; DE GIUSTI *et alii*, 2004) circa al limite tra il corpo di metagranitoidi massicci del M. Morion (Rion) e gli gneiss milonitici al suo esterno, sostituita da un gruppo di faglie minori, discordanti rispetto alla scistosità regionale S_2 e alla foliazione milonitica. Si noti infine che tratti del contatto tettonico esterno (nord-occidentale) tra il lembo Dent Blanche e la sottostante unità ofiolitica del Combin (Luette), al margine del foglio, sono riattivati da faglie distensive (MAZUREK, 1986; WUST & SILVERBERG, 1989).

1.2. - SEZIONI GEOLOGICHE

Le cinque sezioni geologiche a margine della carta si estendono dalla Val-tournenche alla Val di Bagnes, attraverso la Valle di St Barthélemy e la Valpelline. Hanno direzione trasversale rispetto alle principali direttrici tettoniche della regione e costituiscono un'ideale successione seriale procedendo da nord-est (sezione A) a sud-ovest (sezione E). Si noti che, nel settore italiano, i torrenti Marmore, Barthélemy e Buthier scendono verso l'osservatore, quindi destra e sinistra delle sezioni vallive nei profili corrispondono a sinistra e destra idrografica. Per evitare la moltiplicazione in legenda di caselle e codici indicativi di litotipi identici ma presenti in unità tettoniche diverse, i lembi Dent Blanche e Mont Mary-Cervino sono distinti in carta e nei profili solo con la traccia dei loro limiti tettonici, non su base litologica, e lo stesso dicasi per le unità del Combin superiore e inferiore.

Le sezioni A, B e C sono tratte in parte, con piccole modifiche e semplificazioni, dai profili alla scala 1:25.000 dei Fogli Chanrion-Mont Vélan (BURRI *et alii*, 1998, 1999) e Matterhorn (BUCHER *et alii*, 2003). Le sezioni A e B sono orientate circa est-ovest, quelle C, D, E attorno a SE-NO. Le tracce di tutte le sezioni tendono a seguire le vette e le creste principali, con andamento a volte spezzato, con riferimenti topografici indicati nel profilo solo nel caso di significativi cambiamenti

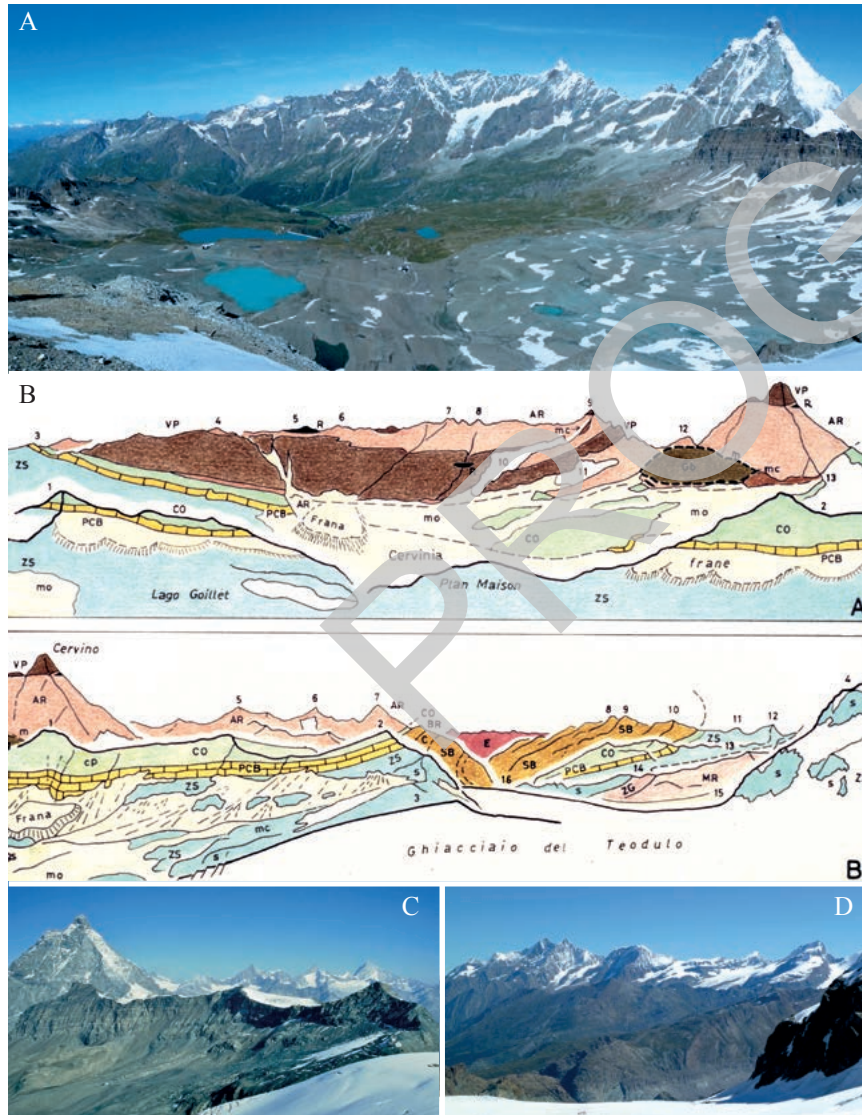
di direzione. La prosecuzione al di sopra della superficie topografica dei contatti tettonici di primo ordine tra lembi austroalpini e unità ofiolitiche e dei contatti di secondo ordine, tra unità interne, sono rappresentati con linee tratteggiate di spessore diverso e, rispettivamente, di colore blu e nero. In molti casi, per consentirne la rappresentazione alla scala delle sezioni, sono stati notevolmente ingranditi i corpi stratoidi minori di marmi e metabasiti nel complesso kinzigitico, i filoni aplitici e melanocratici negli gneiss di Arolla, i gabbri milonitici e vari litotipi nella Zona di Roisan e nella Zona Piemontese, utili per sottolineare la geometria del *bedding* litologico e/o della foliazione dominante. Per lo stesso motivo, in alcuni casi sono state riunite in un unico codice le sottili e ripetute alternanze di litotipi diversi (e.g., calcescisti con intercalazioni di prasiniti e viceversa). Per una visione più chiara dell'assetto litologico e strutturale della sezione geologica molte delle piccole coltri di depositi quaternari presenti in carta sono state eliminate in favore del substrato, o semplificate se costituite da diverse facies che sono comunque presenti in banca dati e riconoscibili in carta.

Sezione A - E' orientata circa est-ovest, segue la cresta di confine dal Monte Cervino (4477 m) alla Dent d'Hérens (4171), alla Tête de Valpelline (3799 m) e al Col de la Division (3314 m) e poi prosegue in territorio vallesano sino al Glacier d'Arolla e al Mont Collon (3636 m). Dall'alto al basso essa mostra: i) l'assetto litologico e strutturale dei lembi della Dent Blanche e del Cervino, formati entrambi dalle Serie (unità) di Valpelline e di Arolla, contenente quest'ultima i corpi di metagabbri permiani del Mont Collon, della Sassa e del Cervino (Figg. 16, 41, 47); ii) la sottostante Zona Piemontese, ricostruita in prevalenza per estrapolazione degli affioramenti esposti nella conca del Breuil (Fig. 1), comprendente tre unità ofiolitiche principali e l'unità Pancherot-Cime Bianche. La chiusura sinformale del complesso kinzigitico della Serie di Valpelline nel lembo Dent Blanche, con piano assiale immergente a nord-ovest, non è visibile lungo la traccia della sezione ed è stata interpretata proiettando nel sottosuolo la piega esposta alla base dell'impervia cresta nord della Tête de Valpelline (Fig. 23A), in accordo con la ricostruzione di ARGAND (1908, 1909), e ipotizzando la sua continuità laterale per due chilometri (BUCHER *et alii* (2004). Si notino i filoni femici con metamorfismo alpino (in realtà molto più piccoli e abbondanti) entro gli gneiss occhiadini della Serie di Arolla nell'ombra di pressione prodotta dalla tozza chiusura occidentale del rigido corpo dei metagabbri del Cervino (Fig. 73). L'estremità occidentale della sezione mostra la geometria del contatto milonitico tra i metagabbri del Mont Collon e gli ortogneiss sottostanti.

Sezione B - E' circa parallela alla sezione precedente, si estende dai pianori di Plan Maison (2548 m), sopra il Breuil, alla P. Gastaldi (Cors, 3852 m), al Glacier des Grandes Murailles e alla Tête de Roeses (3216 m), sul fianco sinistro idrografico dell'alta Valpelline, e quindi al Mont Braoulè (Brulè, 3578 m), alla Vierge (3232 m) e all'Evêque (3716 m), lungo la cresta di confine, per continuare verso ovest sino al bacino del Lago di Mauvoisin (1975 m), attraverso il Petit Mont

Collon (3555 m), il Glacier d'Otemma, la dorsale dei Portons (3512 m), il Glacier du Brenay e i contrafforti a nord del Col de Lire Rose (3115 m). Procedendo da est verso ovest e dal basso all'alto, il primo tratto mostra la struttura della Zona Piemontese in parte nascosta sotto depositi quaternari (in prevalenza glaciali), semplificati e ridotti, ricostruita proiettando tratti di sezioni vicine: i) la Zona di Zermatt-Saas (eclogitica) è formata da una potente scaglia basale di peridotiti serpentizzate, ricche in *boudins* rodingitici (non rappresentati), prosecuzione occidentale del massiccio Breithorn-Gobba di Rollin-Rocca di Verra, deformato da pieghe-faglie vergenti a ONO e riaffiorante in Valtourmenche tra Perrière e Singlin (DAL PIAZ & ERNST, 1978; DAL PIAZ *et alii*, 1980; BUCHER *et alii*, 2004; ZANONI *et alii*, 2012); al di sopra, eclogiti e glaucofaniti (da basalti tholeiitici integri o idrati) più o meno retrocesse in anfiboliti albitiche a relitti di HP e/o il complesso di metasedimenti mesozoici con micascisti granatiferi a Mg-cloritoide centimetrico, calcescisti, marmi e quarziti di probabile età giurassica (DAL PIAZ *et alii*, 1979b; RUBATTO *et alii*, 1998), in cui sono inglobati, con forti variazioni laterali, corpi lenticolari di serpentiniti e metagabbri e intercalazioni stratiformi di anfiboliti; il tratto sommitale è formato da metabasalti e calcescisti. ii) Segue, al di sopra, la Zona del Combin, di spessore ridotto rispetto alle sequenze esposte nella dorsale tra Val d'AYAS e Valtourmenche e alla Conca di By: l'unità del Combin inferiore, non distinta in carta, e l'unità Pancherot-Cime Bianche, completamente mascherate lungo il profilo da depositi quaternari, sono state ricostruite estrapolando le sezioni del Colle del Teodulo-Cresta della Forca, di Château e di Vorpilles-Creton, in accordo con i citati schemi tettonici di BUCHER *et alii* (2004) e di FORSTER *et alii* (2004); l'unità del Combin superiore è formata da dominanti calcescisti in facies carbonatica e terrigena, con intercalazioni stratoidi di tipiche prasiniti, metabasalti tholeiitici in facies scisti verdi. Maggiori dettagli sulla notevole varietà litologica e strutturale della Zona Piemontese tra il Breuil e la Cresta della Forca sono figurati in un profilo di CORNELIUS (1935) e nelle sezioni geologiche alla scala 1:25.000 n. 8-12 (DAL PIAZ e MARTINOTTI in BUCHER *et alii*, 2004, Tav. III), inspiegabilmente ignorate nel recente lavoro di ANGIPOUST & AGARD (2010) su questa zona. iii) Austroalpino, lembo del Cervino: inizia con la potente unità basale della piramide del Cervino (1300 m, sezione A), qui ridotta ad una sottile coda, spessa qualche decina di metri, già indicata con precisione nella carta di ARGAND (1908); essa è costituita da gneiss microocchiadini (albite a scacchiera) e minuti della Serie di Arolla e minori gabbri milonitici a "fuchsite". Segue l'unità superiore, formata dal complesso kinzigitico, ricco in migmatiti, esposto lungo lo sperone orientale della Punta Gastaldi (Cors) per circa 1000 m, corrispondente alla "testa bruna" del Cervino; presso il Bivacco Balestrieri (3142 m), essa contiene un elemento esotico, costituito da una piega coricata con nucleo di gneiss di Arolla e discontinua periferia di marmi mesozoici attribuibili alla Serie di Roisan (GOSSO e MARTINOTTI in DAL PIAZ, 1976). Il contatto tettonico con la Serie di Arolla del sovrastante lembo della Dent Blanche è marcato da una vasta fascia milonitico-cataclastica, in evidenza morfologica lungo la parete orientale delle Grandes Murailles (panorami geologici in Fig. 103, DAL PIAZ, 1992). iv) Lembo sommitale della Dent Blan-

che: l'unità inferiore è formata da gneiss granitoidi, occhiadini, minuti e milonitici della Serie di Arolla, con filoni di gneiss aplitici (fa) trasposti parallelamente alla scistosità regionale alpina S_2 ; sono estesi sino alla sommità della bastionata delle Grandes e Petites Murailles, tranne nei tratti dove l'unità è sovrascorsa dai parascisti kinzigitici, in parte retrocessi, dell'unità superiore (Dent d'Hérens, sezione



A; Punta Budden, profilo 12 in BUCHER *et alii*, 2004). Seguendo l'ipotesi di una sinforme di falde centrata lungo la Valpelline, i litotipi della Serie di Arolla passerebbero al di sotto del nucleo kinzigitico della Valpelline (unità sommitale del lembo Dent Blanche) per riapparire sul suo lato esterno, dai Bouquetins al Mont Collon (sezione A; Figg. 41A, 69) e sino al *thrust* frontale sulla sottostante falda ofiolitica del Combin (Tsaté, sezioni B, C, E). Nel settore svizzero la Serie di Arolla è costituita da prevalenti gneiss granitoidi con filoni leucocratici e varietà occhiadine, minute e milonitiche, contenenti corpi poco deformati di metagranitoidi massicci, sovente porfirici e con estesi relitti del *fabric* magmatico (Evêque, Les Portons), delimitati da zone con alto gradiente di deformazione alpina. L'estremità nord-occidentale del lembo della Dent Blanche è caratterizzata dalla falesia di metadioriti e metagabbri anfibolici affioranti sopra il Colle de la Lire Rose, alla base degli gneiss granodioritici con miloniti della Ruinette (BURRI *et alii*, 1998).

Nel bacino del Lago di Mauvoisin la sottostante falda del Tsaté (Combin) è costituita dall'unità superiore (Luette) di calcescisti con prasiniti stratoidi e lenti di serpentiniti e dalle unità non ofiolitiche di Mauvoisin (sui due lati del lago) e del Pleureur (estremità della sezione), caratterizzate da intensi ripiegamenti di seconda e terza fase. Al di sotto si entra nella finestra tettonica di Boussine (BURRI, 1983; BURRI *et alii*, 1998, 1999) e nei parascisti del Métailler (falda del Mont Fort), unità sommitale del Sistema del Gran San Bernardo (BURRI & MARRO, 1993; GOUFFON, 1993; SARTORI *et alii*, 2006).

Sezione C - È diretta SE-NO, si sviluppa dalla cresta spartiacque tra Valtournenche e Valpelline alle Cime di Livournera (Livourneyaz, 3288 m), attraversa la Valpelline presso la frazione di Léchère (1813 m), poco a valle della diga di Place Moulin, continua sul lato opposto attraverso la Becca Chatelè (3208 m), la

Fig. 103 (Pagina a fianco) - Panorami dal Plateau Rosà, Testa Grigia (DAL PIAZ, 1992). (A-BA) Guardando verso ovest: Breuil-Cervinia, il lembo del Cervino e la Zona Piemontese. Topografia: 1) Cresta Sometta-Motta di Pletè, 2) Cresta della Forca (3492), 3) Pancherot, 4) M. Rouge, 5) Mt Blanc du Creton, 6) Tour de Creton, 7) Jumeaux, 8) P. Gastaldi, 9) Dent d'Hérens, 10) Gh. di M. Tabel, 11) Gh. di Cherillon, 12) Testa del Leone, 13), Colle del Breuil. Geologia: i) Lembo del Cervino, Serie di Valpelline (VP), Serie di Arolla (AR), Zona di Roisan (R); micascisti (mc), gabbro permiano (g) e fascia milonitica (m); ii) Zona Piemontese: unità del Combin (CO), Pancherot-Cime Bianche (PCB), Zermatt-Saas (ZS). Depositi glaciali della PEG, non inerbiti (mo).

(B) Guardando verso il Cervino e la Svizzera. Topografia: 1) Cresta della Forca (3492), 2) Corno del Teodulo (3469 m), 3) Rifugio e Colle del Teodulo (3290 m), 4) Piccolo Cervino (3820 m), cresta nord, 5) Ober Gabelhorn (4062 m), 6) Zinal Rothorn (4221 m), 7) Weisshorn (4505 m), 8) Dom du Mischabel (4545 m), 9) Täschhorn (4490 m), 10) Alphubel (4206 m), 11) Allalin (4027), 12) Rimpfischhorn 4198 m, 13) Pfulve, 14) Gornergrat (3089 m), 15) morena destra del gh. del Gorner, 16) Valle di Zermatt, Mattertal. Geologia: i) Lembi del Cervino e della Dent Blanche, Serie di Valpelline (VP), Serie di Arolla (AR), gabbro permiano e fascia milonitica (m); ii) Zona Piemontese: unità del Combin (CO), calcescisti con intercalazioni di prasiniti (cp); Pancherot-Cime Bianche (PCB); Zermatt-Saas (ZS), serpentiniti (s), rodingiti di reazione (r), gabbri e serpentiniti (gs), micascisti e Fm del Garten (mc); iii) Sistema medio-pennidico del Gran San Bernardo: basamento policiclico pre-westfaliano (SB), tegumento permocarbonifero (C), Serie del Barrhorn, coperture in facies brianzonese scollate (BR); piega retroflessa Zermatt-Mischabel (R); iv) Zona elvetica (g). (C-D) Idem, fotografie.

comba de la Sassa (Fig. 7A), il Grand Epicoune (3340 m) e prosegue in Svizzera presso la fronte del Glacier d'Otemma, la Pointe d'Otemma (3403 m), il Col de Tsofeiret (2628 m), lo sbocco del vallone di Brenay e raggiunge il Lago di Mauvoisin (1975 m) e il fianco sinistro del bacino (Fig. 90), sotto il Tournelon Blanc (fuori foglio). Nel tratto sud-orientale la sezione ricostruisce la struttura del lembo Dent Blanche, caratterizzato da un raddoppio del contatto interno Valpelline/Arolla per piega isoclinale coricata e trasposta (interferenza F_2 - F_3), con geometria a S guardando verso nord-est. La struttura meso-megascopica della Serie di Valpelline, in genere prealpina o rielaborata da deformazioni alpine soprattutto nelle zone periferiche, è sottolineata da alcune intercalazioni di marmi antichi. Sul fianco sinistro (destra nel profilo) e sull'asta della Valpelline, il complesso kinzigitico con tracce più o meno evidenti di retrocessione alpina (MYS) fa passaggio a litotipi perfettamente preservati (MYSh), anche se non mancano ristretti canali di intensa deformazione milonitico-cataclastica alpina, non rappresentabili alla scala della carta e della sezione. Il ripido versante settentrionale del M. Dzalou mostra anche fenomeni di collasso gravitativo postglaciale, con trincee e fratture risanate alla fine degli anni '80 sopra la spalla sinistra della diga di Place Moulin (vedi capitolo VII). Tra il fianco destro idrografico della Valpelline e quello sinistro della comba de la Sassa (Becca Chatel ) la giacitura della scistosita regionale e del *bedding* litologico dell'unit  kinzigitica varia progressivamente da subverticale a pendente verso sud-est di una cinquantina di gradi: la struttura   imputabile alla parziale riorganizzazione megascopica alpina con retrocessione metamorfica del *fabric* prealpino, in genere limitata. Il vistoso contatto tettonico tra l'elemento superiore (kinzigitico) e quello inferiore (gneissico) del lembo Dent Blanche   esposto sui due fianchi della comba Grand Chamen (GUERMANI, 1992; PENNACCHIONI & GUERMANI, 1993), quindi corre lungo il fianco sinistro idrografico della comba de la Sassa, mascherato per lunghi tratti da una potente falda di detrito kinzigitico dal marcato colore rosso-violaceo, ben visibile da lontano (Fig. 7, fotografia dal colle della Tsa, e Fig. 40), ed   nuovamente esposto nella splendida conca tra il Colle de la Sassa e il Bivacco Stefano Ceresa (DAL PIAZ, 1992, vol. II, H2). Nella comba Grand Chamen il contatto tettonico tra il complesso kinzigitico, ricco di marmi antichi, e gli gneiss della Serie di Arolla, con corpo lenticolare di metagraniti massicci,   rappresentato da una zona di deformazione pluri-tettonica pendente a sud-est di 55-70 : essa   formata da una fascia di filloniti-miloniti derivate dai paragneiss kinzigitici (MYSI) e da una sottostante fascia di miloniti omogenee, alternate a livelli di ultramiloniti derivate dai granitoidi (DBAb), passanti a gneiss minuti e microocchadini con bande di miloniti. La situazione si ripete al Colle de la Sassa con il consueto contrasto cromatico: le filloniti di parascisti sono esposte alla base della parete nord della dorsale Becca Bovet-Becca des Lacs, le miloniti di gneiss granitoidi nel gradino di valle alla base dei resti del ghiacciaio e al colle.

Procedendo verso nord-ovest, la sezione attraversa il corpo basico de la Sassa (Fig. 41), esteso dal fianco destro della comba omonima alla q. 3101 del Jardin des Chamois, attraverso il Grand Epicoune (GUERMANI, 1992; BURRI *et alii*, 1998; BALETTI, 2003). Il corpo basico inizia con una fascia di dioriti e gabbri metamor-

fici in facies scisti verdi, da scistoso-laminati a milonitici, a testimonianza della natura tettonica del contatto con gli gneiss granitoidi incassanti, qui coperto da depositi quaternari. La fascia basica contiene lenti di metagabbri meno deformati e un corpo molto appiattito di peridotiti cumulitiche, in genere alterate (ingrandite in carta). Verso nord, il corpo basico principale   formato da varie lenti di metagabbri poco deformati, avvolti da sottili fasce di rocce mafiche scistose o milonitiche, non distinte alla scala del foglio: si tratta di metagabbri e metadioriti ad anfibolo bruno, plagioclasio in genere completamente alterato e subordinata biotite. Gli gneiss di Arolla a tetto del corpo basico sono in parte preservati nello sperone nord del Grand Epicoune, mentre il contatto con gli gneiss minuti e milonitici di letto   esposto con continuit  lungo la parete occidentale della cresta Bec d'Epicoune-Pointe du Jardin des Chamois, ove la lente basica, tozza e ad alto angolo nel versante valdostano, addolcisce la sua pendenza e tende a chiudersi a becco di flauto. Proseguendo verso nord-ovest, il basamento cristallino sottostante   formato da alternanze di metagranitoidi massicci, omogenei o porfirici (Pointe d'Otemma), e da variet  pi  deformate e rielaborate, con gneiss occhadini, microocchadini, minuti e milonitici, diffusi questi ultimi soprattutto nel tratto frontale del lembo austroalpino. Il contatto tettonico tra il lembo della Dent Blanche (elemento inferiore, Serie di Arolla *Auct.*) e l'unit  piemontese della Luette, mascherato lungo la sezione da depositi detritici e glaciali,   situato a circa 2600 m di quota ed   segnalato, come di consueto, da un contrasto morfologico molto marcato. L'unit  della Luette   formata da calcescisti mesozoici con intercalazioni lenticolari di serpentiniti molto deformate, subordinati metabasalti (prasiniti, ovariditi, locali *pillow*-breccie a crossite-epidoto) e quarziti impure, talora a spessartina-piemontite (dintorni della Capanna Chanrion, Fig. 80C). Dai pressi del Col de Tsofeiret al lago di Mauvoisin si osserva un'ampia struttura antiformale comprendente, da tetto a letto, le unit  mesozoiche della Luette e di Mauvoisin (falda del Tsat -Combin) e, al di sotto, le unit  paleozoiche Métailler-Mont Fallère della falda del Mont Fort (Gran San Bernardo); analoga successione si osserva sul versante sinistro della Val di Bagnes, complicata da una cascata di pieghe meso-megascopiche (BURRI *et alii*, 1998, 1999).

Sezione D - Diretta in media SE-NO, la sezione taglia la media Valtournenche, la testata della Valle di St Barthélemy e il versante sinistro della Valpelline, dal colle del Pillonet (2698 m) alla Becca de Leseney (3502 m), attraverso Suisse (1745 m, a sud di Chamois), le frazioni di Buisson (1119 m) e Levaz (1707 m), il massiccio carbonatico della Cima Bianca (Cime Blanche, 3009 m), la faglia di Praz de Dieu (2290 m) e raggiunge il torrente Buthier poco a monte della frazione di Puillayes (1602 m), toccando tutte le unit  tettoniche continentali ed oceaniche presenti nel foglio, eccetto la Falda del Mont Fort. Guardando il profilo, sul lato destro della Valtournenche (sinistro idrografico) si osservano, da tetto a letto: i) il basamento cristallino del lembo del Pillonet (elemento Austroalpino superiore, non eclogitico), costituito da ortogneiss minuti e microocchadini tipo Serie di Arolla, suborizzontali, contenenti un corpo di anfiboliti albitico-epidotiche (DBY)

con anfiboli sodici e fengite di età cretacea superiore (DAL PIAZ & SACCHI, 1969; DAL PIAZ, 1976; CORTIANA *et alii*, 1998) e ripetute intercalazioni di marmi impuri di probabile età mesozoica (DBAc). Il lembo poggia, in contatto milonitico, su calcescisti con alcune intercalazioni stratoidi di prasiniti dell'unità del Combin (versante di Ayas). Ad occidente è delimitato da una faglia subverticale diretta nord-est che lo ribassa e lo pone in contatto con successioni di dolomie e marmi triassici dell'unità Pancherot-Cime Bianche, a loro volta sovrapposte a serpentiniti, calcescisti e prasiniti, in buona parte subaffioranti e riferibili dubitativamente all'unità del Combin inferiore. Nella zona vi sono estesi depositi quaternari che mascherano il contatto tettonico Combin/Zermatt-Saas, ubicato a circa 1850 m di quota, tra l'abitato di Suisse (1745 m) e Saverou (1898 m, IGM). L'impervia parete tra Suisse e Nuarsaz (1123 m), modellata dal ghiacciaio olocenico, è formata da anfiboliti albitiche, di origine basaltica, con locali corpi relitti di eclogiti e glaucofaniti granatifere, dislocate da sistemi di frattura ad alto angolo, diretti circa est-ovest e nord-sud. Sul fianco sinistro del torrente Suisse compare, al di sotto dei metabasalti di Pilaz-Vieillen (la Magdaleine), il grande corpo di metagabbri con varietà eclogitiche che si estende per circa 2.5 km sino ad Antey-St-André.

Il ripido versante destro della Valtourneche (sinistro per chi guarda la sezione), sopra Buisson (stazione di partenza della funivia per Chamois) e sino al paese di Levaz (1707 m), è costituito dagli stessi metabasalti tholeiitici affioranti sul versante opposto (ZSA): assieme alla fascia di metagabbri eclogitici (ZSGa), esposti poco a sud, e a sottili scaglie di serpentiniti milonitiche, queste pietre verdi appartengono con certezza all'unità di Zermatt-Saas e costituiscono il substrato tettonico del lembo austroalpino inferiore (eclogitico) di Etirol-Levaz (FIG. 51; KIENAST, 1983; BALLÈVRE *et alii*, 1986; DAL PIAZ, 1999; DAL PIAZ, *et alii*, 2001; BELTRANDO *et alii*, 2010b). Il lembo è formato da orto e parascisti eclogitici più o meno retrocessi in facies scisti verdi, con intercalazioni di eclogiti e metagabbri eclogitici (ETLb) e con una sottile scaglia di serpentiniti. La giacitura tabulare e poco inclinata del lembo di Etirol-Levaz produce la morfologia dei pianori glaciali che si estendono dalla sommità della parete (2042 m) verso Crêt e la conca palustre di Lo Detor (1971 m) dove, come già ricordato, il lembo cristallino sparisce sotto la falesia di prasiniti e serpentiniti su cui poggia l'alpeggio di q. 2107 m. Queste pietre verdi e i sovrastanti calcescisti appartengono alla Zona del Combin, estremamente ridotta (200 m circa) per elisione tettonica in questo tratto della Valtourneche, tra il lembo di Etirol-Levaz e quello del Mont Mary-Cervino. Quest'ultimo è formato da 600 m circa di ortogneiss minuti albitico-fengitici e miloniti della Serie di Arolla, senza il consueto contrasto morfologico rispetto alla Zona del Combin, assenza dovuta allo stato di intensa deformazione tettonica e gravitativa del basamento austroalpino; vi si associano bande concordanti di gneiss leucocratici (filoni trasposti) e rari gneiss occhiadini e microocchiadini a microclino e/o albite a scacchiera. Le successioni mesozoiche della Zona di Roisan formano la parte superiore del massiccio della Cima Bianca e due intercalazioni minori di marmi a patina gialla e calcescisti entro gli gneiss minuti sottostanti (versante SSE), la prima a 2470 m, la seconda a 2750 m. Il lembo me-

sozoico della Cima Bianca è formato da dolomie cristalline, marmi e calcescisti (Figg. 64-68), con ripetute intercalazioni tettoniche di gneiss minuti milonitici, ed è caratterizzato da un complesso quadro deformativo prodotto dall'interferenza di tre fasi plicative, due sinscistose e di tipo isoclinale ($F_1 - F_2$) e una caratterizzata da pieghe aperte F_3 , visibili sui versanti nord-orientale e sud-occidentale del massiccio e dislocate da faglie del sistema di Trois Villes, dirette ENE. In valle di St Barthélemy, il lembo mesozoico poggia su una potente successione di miloniti grigio-verdognole e tettoniti nerastre (DBAd), esposte per 300-400 m, riferite al basamento cristallino e delimitate verso nord-ovest dalla faglia di St Barthélemy, diretta nord-est e appartenente al sistema di Trois Villes (BISTACCHI & MASSIRONI, 2000; BISTACCHI *et alii*, 2001). Il versante destro della valle (sinistro nel profilo) è formato da prevalenti gneiss minuti albitici e microocchiadini della Serie di Arolla, attribuibili all'unità inferiore del lembo Dent Blanche. Dal punto di vista morfologico il versante è suddiviso in due tratti acclivi, separati dal ripiano glaciale in cui è insediato il lago Leseney (2575 m), con il Bivacco Nebbia (indicato su I.G.M.), ora sostituito dal più ampio Bivacco Reboulaz (2585 m). Seguendo la sezione verso la Becca de Leseney, il versante è costituito da discontinui affioramenti di gneiss minuti con una banda ettometrica di gneiss occhiadini (2600 m). Il contatto tra i due elementi tettono-metamorfici del lembo Dent Blanche è segnalato dalla consueta zona di taglio duttile, situata a 2950-3000 m e comprendente una fascia di granitoidi milonitici (di Arolla) e un livello sovrastante di filloniti scure di origine kinzigitica. Il passaggio al complesso kinzigitico, formato da paragneiss e migmatiti con parziale rielaborazione alpina, in genere limitata, avviene in modo brusco per effetto dell'elevato gradiente deformativo. Presso la base, il complesso kinzigitico è caratterizzato dalla presenza di una prima intercalazione di marmi antichi (MYSd, 3050 m) e, poco sopra (3100-3170 m), di una scaglia di gneiss minuti albitico-micacei che costituiscono la chiusura di una piega coricata. Altre intercalazioni di marmi antichi compaiono sotto la vetta della Becca de Leseney, ove sottolineano una piega coricata prealpina vergente a sud-est; riappaiono più a nord, sul versante destro della Comba des Arbières, al limite con un vasto corpo di paragneiss a biotite-granato-sillimanite con *fabric* prealpino ben preservato (MYSh), esteso sino al Buthier (1600 m). Presso l'alpeggio di Praz de Dieu (2290 m) la sezione geologica attraversa la faglia omonima (Figg. 60, 104), diretta ENE e connessa, come già ricordato, alla faglia ad alto angolo del Buthier situata lungo l'asse della Valpelline. Oltre la fine della sezione, il versante destro della Valpelline espone un complesso kinzigitico con rielaborazione alpina parziale e discontinua (MYS), contenente abbondanti intercalazioni di metabasiti e subordinati marmi: come indicato nella sezione E, esso si estende sino al contatto milonitico con la sovrastante unità di Arolla, in posizione rovesciata nell'ipotesi che la Serie di Valpelline costituisca il nucleo di una megapiega sinformale.

Sezione E - Parallela alla precedente, la sezione inizia in Valle di St Barthélemy, presso la frazione di Praz (1738 m), si estende verso nord-ovest attraverso il M. Rion (2710 m) e il Col du Salvè (2568 m) sino alla Becca de Fontaney (2972 m)



Fig. 104 - La faglia di Pra de Dieu. (A) Ortofotografia della linea tettonica in chiara evidenza morfologica, attraversata dal T. Arbière, tributario di sinistra del Buthier; in alto a destra la diga di Place Moulin. (B) La linea tettonica ed il versante sinistro della Valpelline, con la Becca de Lusenei e la Comba d'Arbière, dall'alta Comba de la Tsa. (C) Dettaglio della linea tettonica e delle deformazioni gravitative sopra la spalla sinistra della diga di Place Moulin.

e al M. Pisonet (3206 m), spartiacque con la Valpelline (Fig. 40B), segue l'impervia dorsale tra la Comba di Montagnayes (Montagnaia) e quella di Vessonaz (Vessona), attraversa il torrente Buthier (1400 m), a est di Dzovenno, e risale il versante destro idrografico (sinistro in sezione) della Valpelline, tra la comba di Crête Sèche e quella di Faudery (Figg. 43A, 78), sino alla q. 3307 del Trident, raggiunge il Mont Gelé (3518 m), la Fenêtre Durand (2797 m), tra la Conca di By e la Val di Bagnes (Figg. 3A), e infine il Mont Avril (3346 m). Nel primo tratto del profilo, partendo dalla Valle di St Barthélemy, il substrato roccioso è

costituito da un corpo di serpentiniti, presso Praz, e da sovrastanti calcescisti della Zona del Combin, in buona parte mascherati da depositi glaciali e detritici: essi si estendono fino a 2200 m circa, dove affiora la base degli gneiss minuti albitici, microocchiadini e milonitici (Serie di Arolla), riferiti all'unità inferiore del lembo del Cervino. Gli gneiss minuti del M. Rion contengono alcune sottili intercalazioni di marmi gialli e calcescisti della Zona di Roisan (una sola nella sezione) e, poco sotto, alla base dello sperone sud-ovest (2500-2400 m), un corpo lenticolare di micascisti, metagabbri anfibolici, miloniti e marmi antichi analoghi a quelli del lembo del Pilonet. La zona è interessata da deformazioni gravitative. Nel sottosuolo del Col Salvè (2568 m) sono proiettati in sezione, con notevoli semplificazioni, gli affioramenti esposti nei pianori tra il colle e Chavalary, costituiti da dolomie e marmi a liste di quarzo della Zona di Roisan, associati a miloniti (Figg. 64-67). Lo sperone meridionale della Becca de Fontaney, sopra il Col de Chaleby, inizia con una barra decametrica di marmi e calcescisti mesozoici ed è costituito, al di sopra, da prevalenti ortogneiss minuti albitico-fengitici, attribuibili all'unità inferiore (Serie di Arolla) del lembo della Dent Blanche. Superata una faglia ad alto angolo del sistema di Trois Villes, immersa a ONO, lungo la cresta tra la Becca de Fontaney e il M. Pisonet, si incontra il contatto tettonico tra l'unità inferiore e quella superiore (marmi e parascisti della Serie di Valpelline): il contatto è deformato da una piega megascopica F_3 con asimmetria a S (guardando a nord-est) e piano assiale immergente a basso angolo verso la Valpelline. La dorsale Pisonet-Couloz, sino circa al colletto situato a sud della Becca d'Invergnau, è modellata nel complesso kinzigitico (MYS) con retrocessione alpina da limitata a pervasiva e grandi bancate di marmi antichi che segnalano, a distanza, l'esistenza di pieghe meso-megascopiche. Più a nord, si passa, con limite transizionale, al complesso kinzigitico con *fabric* prealpino di alto grado ben preservato (MYSh) e grana spesso vistosa. Carta e sezione riportano le due principali intercalazioni di marmi. Il complesso raggiunge la gola del Buthier e la faglia omonima, poi risale sul versante opposto sino alla frazione di Crêtes (1671 m), a monte di Dzovenno, con fresche kinzigiti a grana grossa e numerose intercalazioni di metabasiti e subordinati marmi. Nella gola si trova la miniera abbandonata di calcopirite in ganga quarzosa di Servaz (sono visibili alcune discariche). Il contatto tettonico con la sovrastante unità inferiore (Arolla in posizione rovesciata) del lembo della Dent Blanche affiora a 1700 m circa, sopra Crêtes, e prosegue con andamento rettilineo e qualche ampia ondulazione (in carta) sino alla Comba de la Tsa (Plan Marmottin) e alla Comba de la Sassa (sezione C), marcato dalla banda di kinzigiti fillonitiche e da quella di granitoidi milonitici (DIEHL *et alii*, 1952; GUERMANI, 1992; BURRI *et alii*, 1998). Questo contatto è anche caratterizzato da una parziale riattivazione fragile, attribuibile alla fase di distensione NW-SE oligocenica (D_1 in BISTACCHI & MASSIRONI, 2000). Il tratto successivo della sezione, sino a quota 2000 m circa, è costituito da una potente fascia di gneiss minuti albitico-fengitici della Serie di Arolla, talora microocchiadini (albite a scacchiera) e con ripetute fasce milonitiche di tipo omogeneo e a bande (Fig. 71D), in belle esposizioni lungo il torrente e i tagli artificiali della strada bianca che da Ruz (Dzovenno) sale

a Berriè (DAL PIAZ, 1992; GUERMANI, 1992; PENNACCHIONI & GUERMANI, 1993). Analoghi litotipi della Serie di Arolla ad alta deformazione alpina affiorano alla fronte nord-occidentale del lembo Dent Blanche, dal Mont Gelé al lago della Clusa (Fig. 71A-B, 105), ed entrambi avvolgono il dominio plurichilometrico di *low strain* costituito dai metagranitoidi massicci con trasposti pendenti di tetto del M. Morion (Mont Rion in carta) (Fig. 7B): il corpo è cartografato e descritto da DIEHL *et alii* (1952) e DAL PIAZ & GUERMANI (in BURRI *et alii*, 1998, 1999), con osservazioni petrografiche e strutturali di dettaglio di PENNACCHIONI & GUERMANI (1993), RODA & ZUCALI (2008), MALASPINA *et alii* (2011). Il *thrust* frontale del lembo della Dent Blanche sui calcescisti della Zona del Combin (Tsaté) è esposto lungo la cresta di confine, alla base dello sperone nord-occidentale del Mont Gelé, presso la Fenêtre Durand (Figg. 3A, 4A) esso è marcato da miloniti in facies scisti verdi e da scaglie di serpentiniti cataclastico-milonitiche, presenti anche all'inizio della cresta nord-orientale del Monte Berrio, già nel Foglio Gran San Bernardo, e nel settore svizzero. L'analisi cinematica di questo contatto, effettuata da WUST & SIVERBERG (1989), dimostrò l'esistenza di una generalizzata tettonica estensionale a partire dalla transizione duttile-fragile (Oligocene). I calcescisti del Mont Avril mostrano varietà carbonatiche lungo la cresta sud-orientale e varietà terrigene sul versante svizzero e lungo la cresta occidentale (BURRI *et alii*, 1998, 1999), non distinte in carta; i metasedimenti contengono due intercalazioni stratoidi di metabasalti prasinitici e metagabbri in facies scisti verdi (Fenêtre Durand, non



Fig. 105 - Il *thrust* frontale del lembo Dent Blanche sui calcescisti della Zona del Combin nascosti sotto la piana alluvionale di Eaux Blanches e i depositi glaciali dell'alta Conca di By; sullo sfondo il M. Gelé e la Fenêtre Durand.

segnalati in precedenza) e lenti di serpentiniti esposte nella parete meridionale di q. 3190 (Col du Mont Avril nella CTR) e proiettate nella sezione geologica. Come riportato in precedenza, il contatto tra le serpentiniti e i metasedimenti della Conca di By (*e.g.*, Punta Ratti, a sud della Capanna Amiante nel Foglio Gran San Bernardo) è spesso marcato da "aureole di contatto magmatico" con fels a silicati di calcio (DIEHL *et alii*, 1952), reinterpretate come zone di reazione rodingitica e indicative di un mantello peridotitico esposto e serpentinnizzato al fondo del bacino mesozoico (DAL PIAZ, 1969, 1999). Breccie sedimentarie di serpentiniti con sottili intercalazioni di depositi oceanici e zone di reazione rodingitica affiorano al margine occidentale della conca di By, entro i calcescisti piemontesi a nord del Bivacco Savoye (Foglio Gran San Bernardo, rilievi inediti 2012).

2. - EVOLUZIONE STRUTTURALE

Le unità tettono-metamorfiche distinte nel foglio sono caratterizzate da deformazioni prealpine e alpine (unità policicliche) o da sole deformazioni polifasiche, duttili e fragili, riferibili all'orogenesi alpina (unità monocicliche). Le deformazioni estensionali avvenute nel Permiano e nel *rifting* continentale mesozoico sono state in genere invertite e comunque mascherate dalla sovraimpronta tettono-metamorfica alpina. Il foglio è caratterizzato dalla presenza di sovrascorrimenti di vario rango, da deformazioni duttili, prealpine ed alpine, da una scistosità regionale riferibile in genere alla seconda fase alpina di deformazione duttile e da sistemi di faglie di notevole estensione che dislocano in varia misura la pila delle falde. Con i consueti simboli sono indicate in carta le anisotropie planari e lineari più significative, queste ultime limitate al settore italiano. I simboli non specificano l'età alpina o prealpina ed il carattere dell'anisotropia, desumibile dal codice e dalla descrizione del litotipo e dell'unità a cui sono associati. Nei litotipi policiclici con forte sovraimpronta dinamica alpina la foliazione prealpina è riattivata dagli eventi alpini. Dati analitici puntuali (banca digitale) sono inseriti nel sito ufficiale della Regione Autonoma Valle d'Aosta (GEOLOGIA.VDA, <http://geologiavda.partout.it/>).

2.1. - DEFORMAZIONI DUTTILI

Le deformazioni megascopiche più appariscenti rappresentate in carta, negli schemi tettonici e nei profili a margine sono i sovrascorrimenti (*thrust*) di vario rango e le pieghe, dette post-falda, che deformano unità tettoniche già appilate. Con linee blu di diverso spessore sono indicati i *thrust* che delimitano le unità tettoniche principali, continentali (lombi austroalpini e pennidici) e oceaniche (unità ofiolitiche piemontesi), e i contatti milonitici tra unità tettoniche individuate al loro interno (*e.g.*, Arolla e Valpelline). In vari casi le tracce dei *thrust* sono troppo vicine per consentire di decorarle col simbolo (triangolini) dell'unità di tetto, peraltro desumibile dalla lettura della carta geologica ed evidente nelle sezioni.

Le osservazioni sul terreno e al microscopio, accompagnate da dati petrologici e da datazioni stratigrafiche e isotopiche, consentono di delineare i caratteri principali della complessa evoluzione strutturale del prisma austroalpino-pennidico. Nelle condizioni più favorevoli, esse permettono di riconoscere una successione di eventi deformativi in base ai loro rapporti di sovrapposizione, di distinguere le deformazioni sinmetamorfiche (sinscistose *Auct.*) da quelle postmetamorfiche, prealpine ed alpine, con riferimento a specifiche condizioni P-T-tempo, di documentare il carattere quasi sempre composito della scistosità dominante (detta regionale) e di ricostruire, sulla base di indicatori di vario tipo, la cinematica di singole unità tettono-metamorfiche e dei gruppi di unità deformate in modo omogeneo. Dopo la prima applicazione dell'analisi strutturale moderna in Valle d'Aosta ad opera di Rosalino SACCHI (in DAL PIAZ & SACCHI, 1969, lembo del Pillonet), dati strutturali di dettaglio sono stati forniti da BALLÈVRE & LE GOFF (in BALLÈVRE *et alii*, 1986), VOGLER (1987), SCHIAVO (1992), ZANELLA (1992), MONOPOLI (1993), FORSTER *et alii* (2004), ANGIBOUST & AGARD (2010), ZANONI *et alii* (2012) nei lembi del Cervino e di Etirol-Levaz e nella Zona piemontese in Valtournenche e in valle di St Barthélémy, da GUERMANI (1992), PENNACCHIONI & GUERMANI (1993), MENEGON *et alii* (2007, 2008), RODA & ZUCALI (2008, 2011), MALASPINA *et alii* (2011), ZUCALI *et alii* (2011) nel lembo della Dent Blanche in Valpelline, da CESARE (1987), ZAGGIA (1987), CANEPA *et alii* (1990), PENNACCHIONI & CESARE (1997), PENNACCHIONI *et alii* (2001) nel lembo del Mont Mary, da CANEPA *et alii* (1990), MANZOTTI (2011), MANZOTTI *et alii* (2012) nella Zona di Roisan tra il paese omonimo ed il lago di Cignana, da REDDY *et alii* (2003) nel transetto tra l'alta Val d'Ayas e il margine interno del lembo del Cervino ed infine da AYRTON *et alii* (1982), SAVARY & SCHNEIDER (1983), BAIRD & DEWEY (1986), WUST & SILVERBERG (1989), BURRI *et alii* (1998, 1999), STECK *et alii* (1999), BUCHER *et alii* (2004) nel settore svizzero del foglio.

I dati strutturali raccolti durante il rilievo del foglio, inseriti ancora in parte nella citata banca dati digitale, sono esposti in seguito in modo sintetico ad integrazione di quelli tratti dalla letteratura, con maggiore dettaglio in alcune aree di particolare interesse.

2.1.1. - Deformazioni prealpine

La presenza di *fabric* prealpini in facies granulitica e/o anfibolitica documenta il carattere policiclico (alpino e più antico) delle unità di basamento pregranitico della falda Dent Blanche *s.l.* Essi sono conservati, talora in modo praticamente perfetto, nelle rocce pelitiche, carbonatiche e mafiche del complesso kinzigitico: come già ricordato, si tratta delle unità superiori dei lembi Dent Blanche e Mont Mary-Cervino, situate a livelli strutturali diversi nel prisma collisionale. Allo stato di relitti strutturali meso-microscopici e/o mineralogici, le associazioni prealpine di alto grado sono presenti anche nei parascisti appartenenti alle unità inferiori dei lembi Austroalpini superiori (Mont Mary-Cervino e Pillonet, non eclogitici)

e dei lembi inferiori (Etirol-Levaz, ecc., eclogitici). All'esame macroscopico, nei settori meglio preservati della Serie di Valpelline (MYSh, MYSi) si riconoscono in genere due foliazioni prealpine, definite da associazioni mineralogiche di alto grado che precedono la genesi delle migmatiti e dei filoni leucocratici associati (DIEHL *et alii*, 1952; NICOT, 1977; GARDIEN, 1994; GARDIEN *et alii*, 1994): la prima è pervasiva e persistente ed è deformata da pieghe mega-mesoscopiche, isoclinali o aperte, evidenziate a distanza e nelle sezioni dalle grandi intercalazioni di marmi e con locale sviluppo di una nuova foliazione di piano assiale (Fig. 106A). In entrambi i casi la scistosità è marcata da abbondante biotite bronzea nelle meta-



Fig. 106 - (A) Pieghe isoclinali prealpine nel complesso kinzigitico del lembo Dent Blanche, comba dei Tre Laghi. (B) Pegmatiti. Monte Rosa: (C) complesso a metamorfismo pregranitico intruso da corpi discordanti, Naso del Lyskamm; (D) dettaglio di una pegmatiti a cordierite pinitizzata, zona del Rif. Mantova.

peliti, da un fine *banding* composizionale nelle metabasiti, con alternanza di letti neri (pirossenico-anfibolici) e di letti bianchi (plagioclasio calcico), e da filari di noduli silicatici nei marmi impuri. La successiva evoluzione prealpina è caratterizzata, al diminuire della pressione, da estesi processi di fusione parziale delle metapeliti con sviluppo di sacche e letti di pegmatiti di anatessi (Fig106B) che tendono a disporsi in prevalenza lungo le anisotropie planari precedenti, anche se non mancano sistemi di vene e di filoni nettamente discordanti, evidenti soprattutto nelle zone con pieghe macroscopiche. Il processo è accompagnato dall'arricchimento in granato delle restiti, talora cospicuo e a grana vistosa. La scistosità regionale di alto grado è ritenuta generalmente varisica (DESMONS *et alii*, 1999c, con rif. bibl.). L'inizio del ciclo anatettico è probabilmente anteriore all'intrusione dei plutoni permiani, ma nella falda Dent Blanche non vi sono prove dirette a sostegno di questa ipotesi poiché i rapporti tra il complesso kinzigitico della Serie di Valpelline e i corpi di gabbri e granitoidi permiani della Serie di Arolla sono sempre e ovunque di natura milonitica. Il complesso kinzigitico ha risentito in varia misura della perturbazione termica prodotta dall'*igneous underplating* dei batoliti gabbrici (DAL PIAZ *et alii*, 1983; DAL PIAZ, 1993, 2010) e si è raffreddato lentamente durante la sua esumazione in regime transtensivo: lo si può desumere dalla stretta analogia con la Zona Ivrea-Verbanò e da alcune recenti datazioni U-Pb su monazite (304-248 Ma) e zirconio (274 ± 1 ; ZUCALI *et alii*, 2011). Come già ricordato, l'età pregranitica del *fabric* granulitico nelle unità austroalpine trova sostegno a scala regionale nell'esistenza di rapporti intrusivi discordanti preservati localmente nell'unità inferiore del lembo Dent Blanche (M. Morion; BURRI *et alii*, 1998, 1999; RODA & ZUCALI, 2008; DAL PIAZ, 2010), nel M. Emilius (PENNACCHIONI, 1996), in altri lembi eclogitici e soprattutto nella Zona Sesia-Lanzo (M. Mucrone-M. Mars) i cui parascisti derivano da un complesso di paragneiss e metabasiti molto simile a quello della Serie di Valpelline, impronta alpina a parte (NOVARESE, 1929, 1931; DAL PIAZ *et alii*, 1972, 1983; COMPAGNONI *et alii*, 1977; LARDEAUX & SPALLA, 1991; DAL PIAZ, 1993; ZUCALI, 2002; ZUCALI *et alii*, 2002). Passando alle vicine unità penniniche interne, spettacolari intrusioni discordanti di graniti permo-carboniferi entro i paragneiss a biotite-granato-sillimanite con diffuse migmatiti a cordierite (attualmente pinitizzata) del Monte Rosa (complesso pregranitico) sono esposte al Lyskamm (Fig. 106C-D) e nel vallone di Verra, alla testata della Valle d' Ayas (DAL PIAZ, 1971a, 2004). Analoghi rapporti tra corpi intrusivi e migmatiti sono presenti nel basamento cristallino del Gran Paradiso.

Nei domini poco deformati dall'orogenesi alpina, i litotipi della Serie di Arolla e della Serie di Valpelline conservano buona parte delle associazioni magmatiche permiane e di quelle metamorfiche di alto grado, con trasformazioni alpine parziali. Il quarzo primario mostra estinzione ondulata o a bande, ma limitata o assente ricristallizzazione dinamica in aggregati a grana molto più minuta rispetto a quella del precursore: *subgrain rotation* è il meccanismo di deformazione prevalente. Il plagioclasio è preservato raramente e mostra in genere una trasformazione da parziale a completa in aggregati saussuriticci submicroscopici di zoisite-clinozoisite, albite e muscovite sericitica. Il contenuto in epidoto è indi-

cativo del tenore in Ca nel plagioclasio originario. Nei paragneiss kinzigitici la destabilizzazione di sillimanite, granato e biotite inizia lungo microfrazture che attraversano l'aggregato cristallino e indicano l'importanza della deformazione fragile nelle fasi iniziali del processo.

Negli altri settori del Foglio Monte Cervino le anisotropie prealpine sono in varia misura riattivate, riequilibrate, trasposte e mascherate dalle deformazioni polifasiche e dalla rigenerazione metamorfica alpina (in facies eclogitica o scisti blu e poi in facies scisti verdi).

A scala mega-mesoscopica si osservano corpi lenticolari più o meno appiattiti di kinzigiti e rocce associate che conservano il *fabric* composito prealpino, variamente orientato rispetto alle filloniti-miloniti alpine che li avvolgono: i loro contatti sono caratterizzati da passaggi graduali o, con maggiore frequenza, da gradienti di deformazione molto elevati. La situazione si ripete per alcuni corpi di metagranitoidi massici, anche se in modo meno vistoso. I rapporti tra miloniti alpine ed i corpi con *fabric* metamorfici (Valpelline) e magmatici (Arolla) preservati sono schematizzati in Fig. 107A (PENNACCHIONI & GUERMANI, 1993).

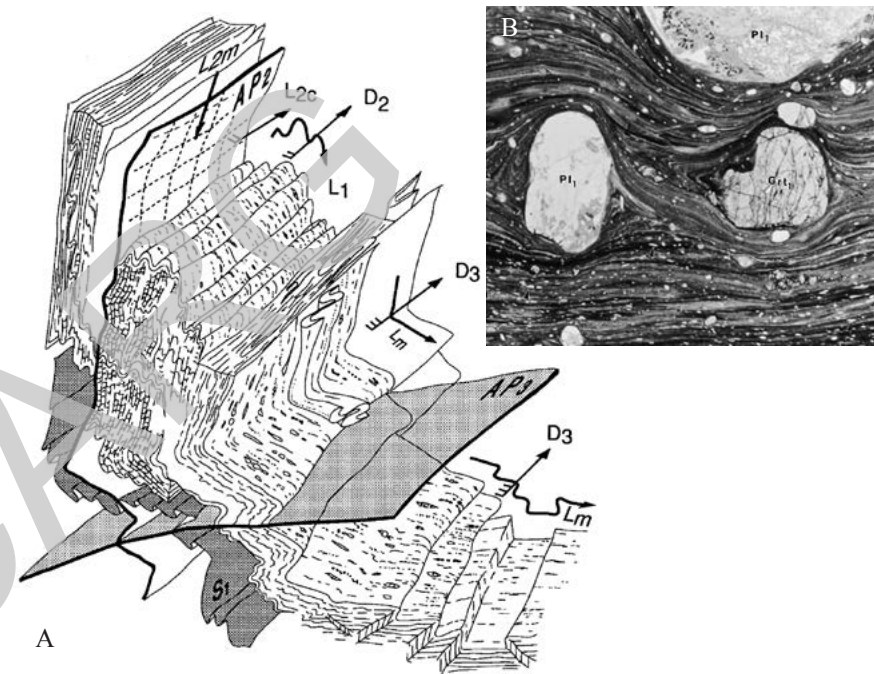


Fig. 107 - (A) Schema delle deformazioni alpine D_1 - D_2 - D_3 e delle lineazioni nel lembo della Dent Blanche in Valpelline (PENNACCHIONI & GUERMANI, 1993). (B) Ultramilonite prealpina in facies anfibolitica nel complesso kinzigitico del Mont Mary (MYS_2), con porfiroclasti di granato (Grt_1), plagioclasio (Pl_1) e piccola sillimanite (freccie) in matrice fluidale ricca in biotite e finemente zonata (PENNACCHIONI & CESARE, 1997).

Di particolare interesse la presenza nell'unità kinzigitica del lembo del Mont Mary di miloniti prealpine con associazioni sincinematische in facies anfibolitica (Fig. 107B, PENNACCHIONI & CESARE, 1997), ubicate nel settore al limite tra i fogli Chatillon e Monte Cervino. Distinte con il codice MYSe, sono costituite da quarzo, biotite, muscovite, plagioclasio, granato, sillimanite, ilmenite e grafite e riferibili dubitativamente a fasi deformative permo-mesozoiche.

2.1.2. - Deformazioni permo-mesozoiche

La fase estensionale-transtensiva che ha generato l'evoluzione tettono-termica e magmatica permiana non ha lasciato nell'area del foglio tracce evidenti e ben documentabili a causa della severa sovraimpronta polifasica alpina. Oltre alle miloniti in facies anfibolitica del Mont Mary, le miloniti alpine al limite tra gabbri e granitoidi della Serie di Arolla (Figg. 16, 75A) hanno probabilmente riattivato alcune delle discontinuità permiane e/o mesozoiche che hanno sollevato e posto a contatto unità situate in origine a livelli crostali diversi. L'ipotesi è corroborata dalle trasformazioni coronitiche nei corpi gabbri del Cervino (DAL PIAZ *et alii*, 1977; BENCIOLINI, 1996) e della Sassa (BALETTI, 2003), da quelle nei metagabbri granulitici relitti del lembo di Etiro-Levaz (KIENAST, 1983), dal confronto con l'evoluzione della Zona Ivrea-Verbano (QUICK *et alii*, 1992, 1994, con rif. bibl.) e dal quadro complesso e contrastante degli indicatori cinematici osservati nel versante italiano del Cervino (ZANELLA, 1992). Le grandi faglie estensionali a basso angolo che hanno guidato la formazione del *rifting* continentale mesozoico sino alle strutture iperestese del margine distale adriatico sono state riprese, grazie alla loro debolezza meccanica, dalle deformazioni polifasiche alpine e poi ricucite dal metamorfismo di subduzione e da quello barroviano: in vari casi, tuttavia, esse sono ancora individuabili in base alla presenza di specifiche associazioni litologiche e di strutture proprie della transizione continente-oceano (BELTRANDO *et alii*, 2010a-b). Lo documentano le unità di basamento e copertura riferite ad originari alloctoni estensionali e le molteplici evidenze di denudazione del mantello litosferico non solo nella Zona di Zermatt-Saas, da tempo note, ma anche nella Zona del Combin, indicate da quarziti a manganese aderenti a corpi di serpentiniti (*e.g.*, Testa Grigia nord: DAL PIAZ, 1969a; Lignan: BALDELLI *et alii*, 1983), oltre alle diffuse oficalci e alle brecce serpentinitiche presenti in entrambe le unità ofiolitiche nella conca di By, nel versante sinistro della Valle d'Aosta e nel massiccio del M. Avic (Foglio Chatillon), a nord (tetto) e a sud (letto) della linea tettonica Aosta-Ranzola.

2.1.3. - Deformazioni alpine

Le faglie normali a basso angolo permiane e/o mesozoiche all'interno del basamento austroalpino e i contatti tettonici che in origine separavano le unità di crosta continentale da quelle oceaniche sono stati profondamente modificati alla

scala regionale da almeno tre fasi di deformazione duttile, rendendo estremamente complesso il quadro strutturale del foglio (Figg. 52, 60). I contatti tra i lembi austroalpini e le unità ofiolitiche piemontesi e quello tra queste ultime e la falda del Mont Fort (Gran San Bernardo) corrispondono a superfici di sovrascorrimento di primo ordine, unitamente al contatto tra il gruppo di unità non eclogitiche (lombi Austroalpini superiori + Combin-Tsaté) e il sottostante gruppo di unità eclogitiche (lombi Austroalpini inferiori + Zermatt-Saas): alcuni contatti riattivano e invertono strutture preorogeniche legate alle fasi permiane, all'evoluzione del *rifting* continentale e alla genesi di alloctoni estensionali (DAL PIAZ, 1999, 2010; BELTRANDO *et alii*, 2010a-b). Il picco del metamorfismo alpino (vedi capitolo V) indica che questi due gruppi di unità tettono-metamorfiche hanno raggiunto nella zona di subduzione profondità massime notevolmente diverse, seguendo traiettorie indipendenti, diacrone o sincrone a seconda dei casi, sino al loro definitivo accoppiamento avvenuto durante l'esumazione e l'accrescimento del prisma orogenico.

I sovrascorrimenti principali disegnati nello schema tettonico sono in realtà mascherati, per lunghi tratti, da coltri detritiche o da depositi glaciali. Ove esposti, sono in genere sottolineati da ampie zone milonitico-fillonitiche e, in certi casi, da cataclasiti e pseudotachiliti che documentano successive riattivazioni di tipo semiduttile e fragile. Altri sovrascorrimenti sono presenti all'interno di unità o di gruppi di unità tettoniche caratterizzati da analoga storia metamorfica e cronologica, sottolineati da zone di taglio duttile, da metasedimenti di copertura o da allineamenti di lenti di serpentiniti milonitiche, derivate da peridotiti di mantello sottocontinentale e vere saponette dal punto di vista reologico.

Il contatto tettonico tra l'unità (Serie *Auct.*) di Valpelline e quella di Arolla nel settore esterno del lembo della Dent Blanche è bene esposto lungo vari tratti del versante destro della Valpelline (Figg. 16, 40A) e, per il settore interno, al Cervino (Fig. 63) e nell'impervia parete orientale delle Grandi e Piccole Muraglie (Fig. 103). Nel primo caso, privo di difficoltà alpinistiche, l'analisi strutturale meso-microscopica della zona di taglio duttile che delimita le due unità di basamento ha messo in evidenza nelle filloniti (di origine kinzigitica) e nelle miloniti (granitoidi) in dominante facies scisti verdi la presenza di lineazioni di *stretching* dirette NO-SE, con indicatori cinematici che documentano un trasporto tettonico verso nord-ovest dell'unità di tetto (GUERMANI, 1992; PENNACCHIONI & GUERMANI, 1993), seguito da un'inversione del movimento, con traslazione verso il settore interno del prisma collisionale (REDDY *et alii*, 1999, 2003). Nella zona di Bionaz, DIEHL *et alii* (1938, 1952) indicano la presenza di un orizzonte di ultramiloniti lungo il contatto tettonico Valpelline/Arolla, una delle maggiori evidenze contro il modello dell'ultrapiega di ARGAND. Vi si associano, in un tratto discreto del *thrust*, tipiche pseudotachiliti nerastre, descritte da MENEGON *et alii* (2007).

La scistosità dominante ha carattere composito (Fig. 107), con S₁ e S₂ distinguibili macroscopicamente solo nei casi in cui S₂ sia un clivaggio di crenulazione sufficientemente spaziato e trasversale rispetto a S₁, mentre al microscopio è possibile in genere attribuire alla scistosità penetrativa dominante il rango di S₂. Tutte le maggiori unità strutturali contengono discontinue tracce della scistosità alpina

S₁, associata ad un gruppo di deformazioni F₁ caratterizzate principalmente da miloniti, pieghe isoclinali senza radice, pieghe a guaina ed estese trasposizioni in regime di taglio semplice avvenute durante l'evoluzione tettono-metamorfica delle unità continentali ed oceaniche nella zona di subduzione. Queste strutture sono diffuse ed evidenti nel gruppo di unità ad impronta eclogitica, mentre sono meno appariscenti nelle unità con relitti in facies scisti blu: come già ricordato, nel primo gruppo la scistosità S₁ è riferibile all'Eocene (Etirol-Levaz e Zermatt-Saas), nel secondo al Cretacico sup. (Pillonet) e a tempi probabilmente intermedi (Zona del Combin). Il contatto tettonico tra la Zona del Combin e la Zona di Zermatt-Saas è visibile localmente lungo il versante destro della Valtournenche (Fig. 60, 103), complicato dalla presenza dell'unità Panherot-Cime Bianche e dal lembo di Etirol-Levaz, ma in gran prevalenza è sepolto sotto depositi quaternari. L'esistenza nel vallone di Cignana di una unità ofiolitica di UHP, indipendente dal resto della Zona di Zermatt-Saas, intesa come gruppo di unità con impronta crono-metamorfica omogenea, si basa solo sulla presenza-assenza di coesite (unità del Lago di Cignana; FORSTER *et alii*, 2004; GROPPA *et alii*, 2009); le sue piccole dimensioni non consentono di rappresentarla nello schema tettonico del foglio.

Miloniti - Le miloniti della falda Dent Blanche sono caratterizzate da fabric SL e da forte riduzione di grana come effetto di una ricristallizzazione dinamica molto pervasiva. La loro età alpina è dimostrata da alcune datazioni isotopiche e dal fatto che esse deformano i granitoidi e i gabbri permiani, le successioni mesozoiche della Zona di Roisan e quelle della Zona Piemontese.

Gli orizzonti milonitici dei lembi Dent Blanche e Mont Mary-Cervino sono riferibili alle fasi deformative F₁-F₂ e contengono frequenti pieghe isoclinali senza radice, con assi paralleli alla lineazione minerale L_m. Le miloniti derivate dai granitoidi della Serie di Arolla (Fig. 71) sono costituite da aggregati microscopici di quarzo, albite, miche bianche, epidoti, anfiboli (actinolite, orneblenda, rara winchite), clorite, stilpnomelano, titanite ± granato, egrina-augite, minerali opachi. L'alterazione del plagioclasio in prodotti saussuriti e il loro fluire nella matrice a formare letti ricchi in albite, mica bianca e epidoto sono la causa principale dei processi di *softening* e di taglio duttile dell'ammasso roccioso assieme alla ricristallizzazione dinamica del quarzo per *subgrain rotation*. I corpi di metagranitoidi massicci sono avvolti da fasce di miloniti in facies scisti verdi, di ampiezza anche chilometrica, costituite da gneiss minuti albitici, omogenei o a bande, con intercalazioni di gneiss microocchidini. Le miloniti al margine dei corpi gabbri hanno spessore relativamente modesto (1-10 m), colore biancastro o verdognolo, grana fine ed elevata resistenza meccanica e sono caratterizzate talora dalla presenza di qualche lamella di mica cromifera verde smeraldina. Al microscopio appaiono costituite da aggregati di tremolite-actinolite, clorite, epidoti, albite ± titanite, minerali opachi, calcite, mica cromifera ed eventuali relitti dell'associazione primaria, in particolare anfibolo bruno più o meno decolorato e raro pirosseno. Il passaggio tra i metagabbri massicci, ma in genere fratturati, e le miloniti è estremamente brusco. Le miloniti derivate da protoliti kinzigitici sono delle filloniti in facies

scisti verdi a grana molto fine, sericitico-cloritiche, con quarzo, albite ± epidoto e grafite in proporzioni variabili, prive in genere di significativi relitti prealpini.

Nella scistosità alpina si notano in genere due gruppi di lineazioni subortogonali, difficilmente risolvibili ad occhio nudo. In sezione sottile si osservano fabric S/C, *shear bands*, porfiroclasti (feldspato potassico, epidoto, titanite), ombre di pressione, *mica-fish* di biotite prealpina (Serie di Valpelline) e muscovite (Serie di Arolla), fabric cristallografico e morfologico del quarzo: questi indicatori segnalano concordemente un trasporto tettonico *top-to-NO* durante le fasi milonitiche F₁-F₂ del *thrust* Valpelline/Arolla del lembo della Dent Blanche (PENNACCHIONI & GUERMANI, 1993; MENEGON *et alii*, 2008; ZUCALI *et alii*, 2011). Nella zona del Mont Dolin, la *stretching lineation* che indica un trasporto *top-to-NNO* è espressa anche da anfiboli sodici (AYRTON *et alii*, 1982; BURRI *et alii*, 1998, 1999) ed è deformata da una crenulazione D₂ in facies scisti verdi diretta NNE. Nella stessa regione, la crenulazione D₂ appare anche in miloniti verdastre derivate da protoliti gabbri e dioritici della Serie di Arolla (BURRI *et alii*, 1998, 1999). A scala regionale il fabric milonitico è parallelo ai contatti tra le unità tettoniche di Arolla e Valpelline, tra i lembi Dent Blanche e Mont Mary-Cervino e tra quest'ultimo, Pillonet compreso, e la zona del Combin. Rilevanti distorsioni si osservano attorno ai grandi corpi dei gabbri permiani: benchè fratturati ed alterati, essi hanno rigidità elevata (relativa) a causa della scarsa o assente ricristallizzazione dinamica, e si comportano come i porfiroclasti di feldspato potassico nella matrice milonitica degli gneiss di Arolla. Distorsioni minori si osservano attorno ai corpi lenticolari di metagranitoidi massicci.

Deformazioni F₁-F₂ - La tettonica duttile post-falda è caratterizzata da due principali fasi di deformazione (F₂ e F₃), entrambe scistogene e riscontrabili a tutte le scale. Nel Foglio Chatillon, a sud della linea Aosta-Ranzola, gli assi di queste strutture hanno un andamento variabile da circa est-ovest (Glacier-Rafray ed ofioliti circostanti) a circa nord-sud (M. Emilius), documentando un processo post-eclogitico di graduale torsione a scala regionale (PENNACCHIONI, 1995; DAL PIAZ *et alii*, 2010), torsione che manca nell'area del Foglio Monte Cervino, ove le pieghe F₂ e F₃ hanno direzioni assiali più regolari, rispettivamente tra ovest e nord-ovest e tra nord e nord-est. Sul terreno gli gneiss di Arolla milonitici mostrano un fabric composito, definito da un clivaggio di crenulazione S₂ sovrapposto alla foliazione S₁ (GUERMANI, 1992; PENNACCHIONI & GUERMANI, 1993; MENEGON *et alii*, 2008; MALASPINA *et alii*, 2011; ZUCALI *et alii*, 2011). La scistosità S₂ si sviluppa sul piano assiale di pieghe F₂, strette o isoclinali, con asse subparallelo a quello delle pieghe aperte F₃, dirette entrambe attorno a NE-SO. I processi di crenulazione F₂ producono un *layering* differenziato espresso da sottili *microlithons* gneissici, delimitati da films micacei (e.g., Comba della Sassa, Plan de la Sabla-Comba Vertsan, Colle di Valcornière). Sulla foliazione S₁ crenulata si osserva una lineazione minerale di *stretching* L₁: essa è trasversale rispetto a F₂ e possiede la stessa orientazione della L_m negli ammassi rocciosi dove non si osservano strutture di interferenza F₂-F₁. La lineazione di crenulazione L₂ è associata alle pieghe F₂ e parallela alle

loro cerniere. Sulla scistosità S_2 e sui piani che contengono L_1 si osserva a volte una lineazione milonitica Lm_2 perpendicolare agli assi F_2 . L'analisi meso-microscopica indica che le miloniti sono in genere il risultato di almeno due distinte fasi di deformazione milonitica Fm_1 e Fm_2 , associate alle fasi deformative F_1 e F_2 e con analoga direzione di trasporto tettonico verso nord-ovest. Le miloniti di prima fase sono riconoscibili nei domini di relativo *low-strain* della F_2 , espressa da pieghe da aperte a isoclinali, con foliazione di crenulazione spaziata o pervasiva. Nei domini di *high-strain* avviene la completa sostituzione della foliazione S_1 ad opera della foliazione milonitica Sm_2 che si sviluppa con l'ulteriore evoluzione e trasposizione della foliazione di crenulazione S_2 . In assenza di interferenze S_1 - S_2 visibili ad occhio è difficile distinguere le miloniti Sm_1 da quelle Sm_2 le cui lineazioni hanno la stessa orientazione. Il *layering* differenziale, che è tipico nella crenulazione S_2 , può essere indicativo delle miloniti di seconda fase. L'assenza di pieghe megascopiche F_2 del contatto tra le unità di Arolla e Valpelline sul fianco destro della valle indica che le miloniti associate sono probabilmente riferibili in prevalenza alla foliazione S_2 . Specifiche trasformazioni metamorfiche di carattere decompressionale indicano che le deformazioni F_2 - F_3 si sono sviluppate dopo il picco di relativa HP, accompagnando la progressiva esumazione delle unità austroalpine e piemontesi (GUERMANI, 1992; PENNACCHIONI & GUERMANI, 1993).

Una spettacolare serie di pieghe isoclinali meso-megascopiche F_2 è visibile nella parete sud del Château des Dames (Fig. 108A-B-C; v. DAL PIAZ, 1992, vol. II), con assi e Lcr inclinati dolcemente verso SSO e piano assiale in prevalenza subverticale. Esse deformano gneiss granitici, *podis* dolomitici, coperture scistose mesozoiche e miloniti F_1 e sono a loro volta deformate da grandi pieghe aperte F_3 , subcoassiali. L'insieme di pieghe F_2 - F_3 è avvolto dal contatto milonitico tra il lembo del Cervino e quello sovrastante della Dent Blanche, contatto che descrive una piega chilometrica F_3 con geometria a Z guardando verso nord-est. Altre pieghe F_2 deformano la Serie di Arolla nei lembi della Dent Blanche (e.g., Becca Labiè in Comba della Sassa) e del Cervino e il contatto milonitico Arolla/Valpelline (Dent d'Hérens, Col de la Division, Punta Gastaldi, Punta Livourneyaz, Punta Fontanelles), con figure d'interferenza F_2 - F_3 tipo piega ripiegata (Fig. 109).

Analogo quadro deformativo è segnalato nel lembo del Pillonet (DAL PIAZ & SACCHI, 1969) e nelle unità ofiolitiche piemontesi nel settore italiano del foglio (DAL PIAZ & SACCHI, 1969; GOSSO in DAL PIAZ *et alii*, 1980; BALLÈVRE *et alii*, 1986; VOGLER, 1987; VANNEY & ALLEMANN, 1990; BALLÈVRE & MERLE, 1993; ANGIPOUST & AGARD, 2010; ZANONI *et alii*, 2012) e in Vallese (AYRTON *et alii*, 1982; SAVARY & SCHNEIDER, 1983; BAIRD & DEWEY, 1986; WUST & SILVERBERG, 1989; BURRI *et alii*, 1998, 1999; STECK *et alii*, 1999). Nei metabasalti eclogitici dell'unità di Zermatt-Saas è frequente una lineazione minerale L_2 marcata da singoli individui o da aggregati a covone di glaucofane di seconda generazione, spesso zonato.

Deformazioni F_3 - F_4 - Le deformazioni F_3 sono rappresentate da pieghe a tutte le scale: quelle maggiori sono in genere aperte, simmetriche o più spesso asimmetriche, con piani assiali da suborizzontali a fortemente inclinati (Fig. 109B); quelle

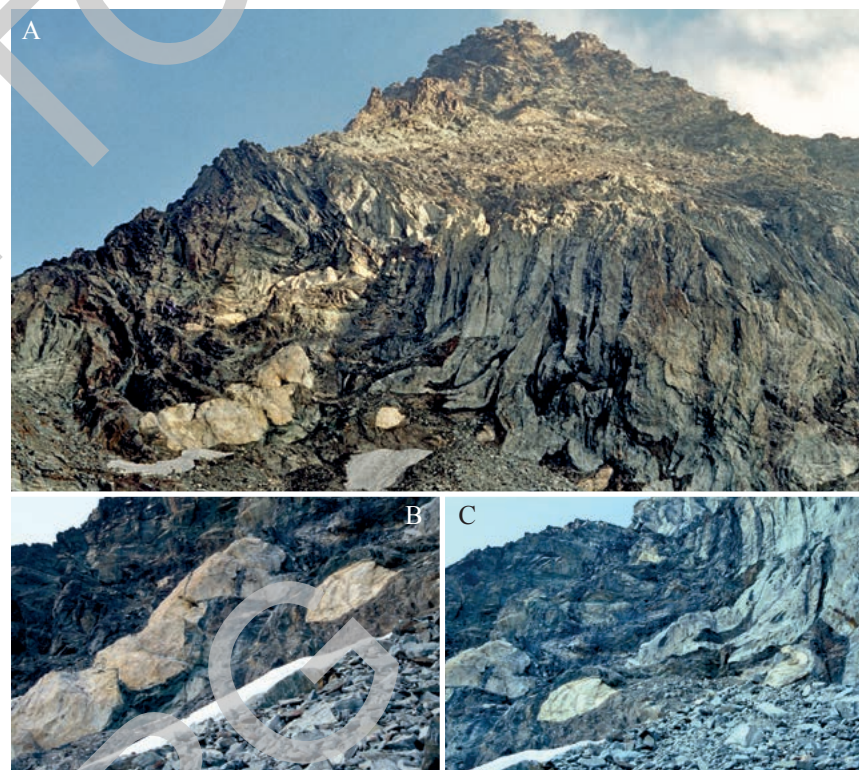


Fig. 108 A-B-C - Château des Dames (3489 m), parete sud: gneiss granitici della Serie di Arolla di colore chiaro, miloniti scure, dolomie gialle e marmi mesozoici deformati da una successione di pieghe isoclinali megascopiche D_2 e da pieghe aperte D_3 , il tutto avvolto da micascisti e filloniti della Serie di Valpelline che formano la vetta ed il fianco occidentale del massiccio (altezza della parete ca 330 m). Dettagli: (B) corpo dolomitico avvolto da miloniti, con boudinage e strutture lobate-cuspede; (C) gneiss di Arolla con isoclinale postmilonitica D_2 deformata da pieghe aperte D_3 .

mesoscopiche hanno geometria *kink* o *chevron* e piano assiale variamente inclinato. La fase è successiva alla scistosità regionale S_2 e all'attività principale dei piani di sovrascorrimento, fatta eccezione della loro riattivazione tardiva di tipo semi-duttile o fragile, quale ad esempio quella che si registra in estesi settori del contatto tra la Zona del Combin e la Zona di Zermatt-Saas, con cinematica retrovergente. Nelle unità austroalpine le pieghe F_3 non sono in genere scistogene, anche se a tratti si riconosce una *crenulation* con incipiente foliazione di piano assiale S_3 (e.g., Becca di Salè; MONOPOLI, 1993), mentre è più evidente nei metasedimenti e nelle metabasiti della Zona di Zermatt-Saas. Gli assi F_3 hanno direzione compresa tra NE-SO e ENE-OSO, con dolce inclinazione nei due sensi, indicativa degli effetti di una fase F_4 , attribuibile a pieghe aperte e con notevole lunghezza d'onda, non documentate tuttavia da evidenti cerniere, e/o all'attività delle faglie regionali.

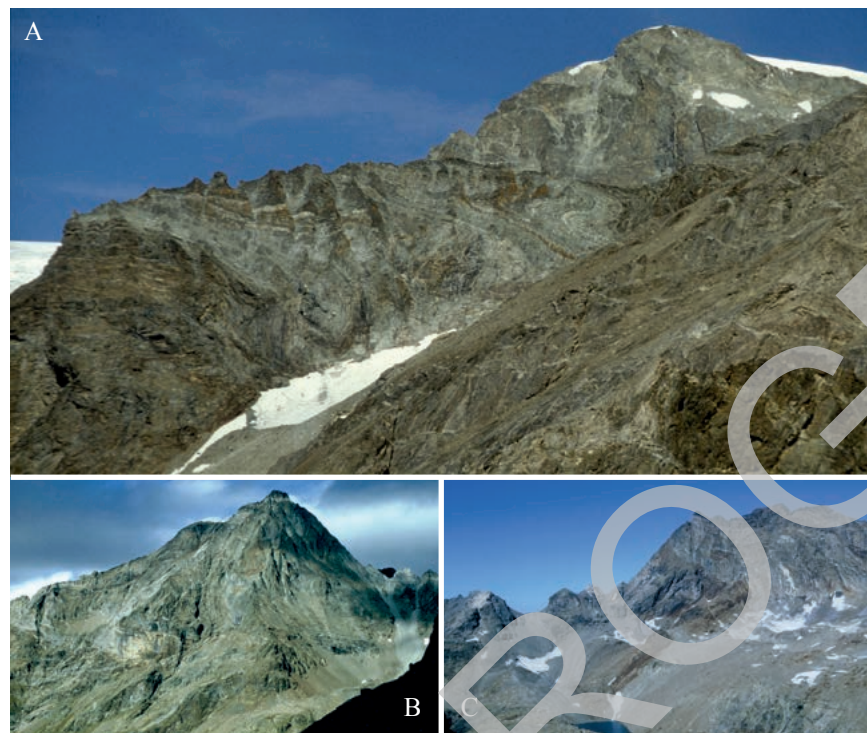


Fig. 109 - (A) Inviluppo in successione rovesciata e con interferenza D2-D3 dell'unità di Arolla (gneiss chiari) entro il complesso kinzigitico bruno della sottostante unità di Valpelline, lembo Dent Blanche, parete sud del Col de la Division, Valpelline. (B) Fontanella (Fontanelles), parete sud-ovest: piega megascopica F3, con asimmetria a S (guardando a nord-est), nel complesso kinzigitico messa in evidenza da potente intercalazione di marmi antichi. (C) Fontanella parete sud-est, subparallela all'asse della megapiega: intercalazione nei parascisti di gneiss di Arolla minuti e milonitici del complesso del Château des Dames con forte retrocessione alpina; a sinistra il colle di Valcornere, modellato nella Serie di Arolla con due piccoli corpi di dolomie e marmi mesozoici.

2.2. - DEFORMAZIONI FRAGILI

La storia geologica delle Alpi occidentali è caratterizzata, nei suoi ultimi 30 Ma, da molteplici deformazioni postmetamorfiche diffuse non solo nel settore esterno dell'arco alpino (Elvetico, Molassa, Giura; BIGI *et alii*, 1990), ma anche nella parte assiale e interna del prisma collisionale (e.g., BISTACCHI & MASSIRONI, 2000; BISTACCHI *et alii*, 2001; SUE & TRICART, 2003; CHAMPAGNAC *et alii*, 2004; SUE *et alii*, 2007; MALUSÀ *et alii*, 2009). Si tratta di ricerche recenti. Come già ricordato nelle note del Foglio Chatillon, le deformazioni fragili tardo-alpine sono state a lungo trascurate nello studio della catena collisionale a vergenza europea: lo documentano, in modo immediato, le carte geologiche e tettoniche pubblicate nel seco-

lo scorso in cui, a parte il classico lineamento periadriatico, le faglie rappresentate sono sorprendentemente poche (e.g., SPICHER, 1980; BIGI *et alii*, 1990; STECK *et alii*, 1999). L'omissione è legata a varie cause, tra cui: i) il prevalente interesse per l'evoluzione della zona di subduzione fossile, le deformazioni sinmetamorfiche e le traiettorie P-T-tempo; ii) la scarsità di sicuri livelli guida per individuare le faglie e il loro rigetto; iii) la dispersione della deformazione in fasce molto ampie, specie nei calcescisti e in altri litotipi fissili; iv) l'estensione dei depositi quaternari che impedivano di valutare la continuità spaziale delle faglie principali; v) l'effetto mascherante delle deformazioni gravitative che hanno colpito creste e versanti dopo il ritiro glaciale. Notevoli passi in avanti sono stati compiuti grazie a tecniche di *remote sensing* dapprima su dati satellitari, ottici e radar che hanno permesso di documentare la grande continuità dei principali lineamenti regionali (discussione e riferimenti in BISTACCHI & MASSIRONI, 2000, 2001; BISTACCHI *et alii*, 2000), poi su modelli digitali del terreno (DEM) da dati LIDAR (*Laser Imaging Detection and Ranging*): questi ultimi, ottenuti dalla Regione nel 2010, a rilievo da tempo concluso, hanno consentito di ovviare definitivamente a molti degli inconvenienti sopra indicati, fornendo un supporto decisivo per interpolare strutture fragili visibili sul terreno in modo puntuale o molto discontinuo. Partendo da questa analisi sono stati effettuati nuovi controlli sul terreno ed è stata aggiornata la carta digitale in allestimento, causando notevole ritardo nel flusso di lavoro previsto.

2.2.1. - Fasi deformative e linee tettoniche

Nel settore valdostano del prisma collisionale austroalpino-pennidico la tettonica fragile si sviluppa a partire dall'Oligocene, quando la pila delle falde era stata quasi completamente esumata e raffreddata, con passaggio dal campo delle deformazioni duttili a quello delle deformazioni fragili. Questa transizione avviene a 33-31 Ma nelle unità della media e bassa Valle d'Aosta, età definita con il metodo delle tracce di fissione su zircone che data il raffreddamento al di sotto di circa 250°C (HUNZIKER *et alii*, 1991, 1992; BISTACCHI *et alii*, 2001; MALUSÀ, 2004; MALUSÀ *et alii*, 2006, 2009). Una conferma indipendente è fornita dai filoni oligocenici (32-30 Ma) di quarzo aurifero, andesiti e lamprofiri insediati in fratture di tipo fragile, spesso associate alle faglie principali e a brecce listvenitiche (DAL PIAZ & OMENETTO, 1978; DAL PIAZ *et alii*, 1979d; DIAMOND & WIEDENBECK, 1986; PETTKE *et alii*, 1999; BISTACCHI & MASSIRONI, 2000; BISTACCHI *et alii*, 2001).

L'analisi strutturale multiscalare - dall'affioramento all'immagine satellitare, passando per il rilievo geologico al 1:10.000 - ha rivelato l'esistenza nell'area dei fogli Chatillon, Monte Cervino, Monte Rosa e Verres di due principali fasi tettoniche caratterizzate da strutture fragili, indicate D₁ e D₂ in BISTACCHI & MASSIRONI (2000) e attribuite all'Oligocene e al Miocene (Fig. 52, 60). Deformazioni fragili più recenti, attribuibili al Pliocene-Olocene, sono state riconosciute in Vallese, a nord dell'area del Foglio Monte Cervino (SUE *et alii*, 2007, rassegna e rif. bibl.). Recenti misure geodetiche e l'esame delle banche dati sulla sismicità storica e

strumentale fanno ritenere che una parte di queste strutture sia tuttora attiva (DELA-COU *et alii*, 2004, 2008). L'argomento è ripreso nel capitolo dedicato alla sismicità.

Fase D₁ - Questa fase è l'espressione di un importante evento di estensione regionale, diretto NNO-SSE, caratterizzato da diffusa attività idrotermale (filoni e vene di quarzo, brecce di faglia listvenitiche) e dall'intrusione di plutoni e filoni e postmetamorfici di età oligocenica (32-29 Ma) e di origine mantellica (DAL PIAZ *et alii*, 1979d; VENTURELLI *et alii*, 1984; DIAMOND, 1986, 1990; DIAMOND & WIEDENBECK, 1986; BIGI *et alii*, 1990; PETTKE *et alii*, 1999; BISTACCHI *et alii*, 2001; MALUSÀ *et alii*, 2006). L'attività idrotermale oligocenica è molto evidente lungo le linee Aosta-Ranzola e dell'Ospizio Sottile, indicate nell'Inquadramento tettonico regionale da affioranti a sud e ad est del Foglio Monte Cervino (Fig. 52). All'interno del foglio sono attive in questa fase le linee di Trois Villes, Buthier e Praz de Dieu-Vofrede (Fig. 60). Faglie minori, non sempre rappresentabili in carta, sono molto comuni e riconoscibili per analoghe caratteristiche cinematiche. Anche i contatti tettonici duttili e altre discontinuità orientate in modo favorevole sono spesso parzialmente riattivate durante questa fase deformativa, come si osserva ad esempio per il contatto tra l'unità di Valpelline e quella di Arolla sul fianco destro della Valpelline.

Fase D₂ - Le deformazioni della fase D₂ sono anch'esse di tipo estensionale, ma sono caratterizzate da una direzione di estensione NE-SO, ortogonale alla precedente, e si sviluppano nel Neogene. In precedenza, BISTACCHI *et alii* (2000) avevano prolungato questa fase deformativa fino all'Attuale, attribuendo ad essa anche la moderata sismicità strumentale osservata in valle d'Aosta e nelle regioni circostanti. Studi più recenti di DELACOU *et alii* (2004, 2008), basati su un *dataset* più aggiornato, hanno mostrato come la sismicità strumentale, più intensa in Vallese che in Valle d'Aosta, sia invece associabile ad una successiva fase deformativa (indicata D₃) che si sviluppa a partire dal Pliocene con direzione di estensione attorno a N-S. Nel Foglio Monte Cervino non sono state riconosciute strutture riferibili con sicurezza a questo evento. Tornando alla fase D₂, essa è caratterizzata da un reticolo molto regolare di faglie e fratture dirette NO-SE, con cinematica estensionale. Sulla base di un'analisi estesa alle Alpi nord-occidentali, BISTACCHI & MASSIRONI (2000) hanno interpretato queste strutture come effetto della progressiva migrazione verso sud-ovest (*lateral escape*) di un grande frammento rigido del prisma collisionale, corrispondente grosso modo alle Alpi Pennine e Graie. Questo blocco di falde è situato a tetto della faglia normale del Sempione (MANCKTELOW, 1985; HUBBARD & MANCKTELOW, 1992) ed è delimitato: i) a nord-est dalla stessa faglia del Sempione, ii) a nord-ovest dal sistema trascorrente destro delle linee Rodano-Chamonix (BISTACCHI & MASSIRONI, 2000; MALUSÀ *et alii*, 2006), anche se parte della deformazione è ripartita lungo il fronte pennidico e il fronte brianzonese, riattivati in trascorrenza destra, iii) a sud-est dalla faglia dell'Ospizio Sottile, riattivata in trascorrenza sinistra dopo la fase D₁ di attività normale oligocenica. All'interno del blocco,

quindi anche in gran parte dell'area rappresentata nel Foglio Monte Cervino, si osserva un reticolo molto regolare di faglie normali e di fratture dirette NO-SE, con cinematica estensionale, associate al regime tensionale NE-SO. Le relazioni di intersezione, che testimoniano come questa famiglia di faglie sia successiva al sistema diretto NE-SO (D₁), sono ben evidenti a tutte le scale in molte zone del foglio, in particolare in bassa Valle di St Barthélémy.

2.2.2. - Il sistema Aosta-Ranzola

Il sistema tettonico Aosta-Ranzola è situato nel Foglio Chatillon, ma è opportuno ricordarlo brevemente per la sua importanza nel quadro tettonico tardo e postmetamorfico della media e bassa Valle d'Aosta, con riferimento a precedenti descrizioni di dettaglio (BISTACCHI *et alii*, 2000, 2001; DAL PIAZ *et alii*, 2010). Segnalata da NOVARESE (1904) e STELLA (1905, 1943), la faglia è rappresentata nella *Carta geologica delle Alpi Occidentali* alla scala 1:400.000 (FRANCI *et alii*, 1908) e nel foglio Monte Rosa (1912) alla scala 1:100.000, limitatamente al tratto tra il Colle della Ranzola e il Col di Joux, al margine settentrionale della finestra tettonica di Arcesa-Brusson. La faglia è stata poi estesa sino ad Aosta, raggiungendo una lunghezza di circa 40 km (Fig. 52; BIGI *et alii*, 1990). Come già ricordato, la faglia Aosta-Ranzola è un sistema tettonico ampio circa 2 km, esposto su entrambi i lati della Valle d'Aosta con la geometria di un graben asimmetrico (DAL PIAZ, 1999; BISTACCHI *et alii*, 2001). Le faglie principali affiorano sul versante destro idrografico della valle, immergono a nord di circa 60° (valore medio) e sono marcate da miloniti e da potenti orizzonti cataclastici (spessi sino a 100 m), caratterizzati da vistosa alterazione idrotermale prodotta da fluidi ricchi in Si e CO₂, con geni nelle serpentiniti di brecce di faglia listvenitiche (DAL PIAZ & OMENETTO, 1978; RATTO, 1998; BISTACCHI *et alii*, 2001; VICIDOMINI, 2008; DAL PIAZ *et alii*, 2010). Nel versante sinistro vi sono altre faglie che, nella zona di Chatillon-St Vincent, ribassano fortemente alcuni lembi austroalpini del gruppo eclogitico e la sovrastante Zona del Combin (si veda l'Inquadramento tettonico in Fig. 52). Il sistema Aosta-Ranzola taglia la foliazione regionale S₂ in facies scisti verdi, disloca i *thrust* che delimitano le falde continentali ed oceaniche e pone allo stesso livello il gruppo di unità austroalpine e piemontesi in facies scisti blu (relitti) con quello in facies eclogitica, esposti rispettivamente sul versante settentrionale e su quello meridionale della valle, con rigetto verticale di almeno 3000 m (Fig. 110, BISTACCHI *et alii*, 2001). La storia del sistema tettonico Aosta-Ranzola si sviluppa essenzialmente durante la fase deformativa fragile oligocenica D₁, mentre durante la fase D₂ denota solo limitate riattivazioni in regime trascorrente (RING, 1994; BISTACCHI *et alii*, 2001).

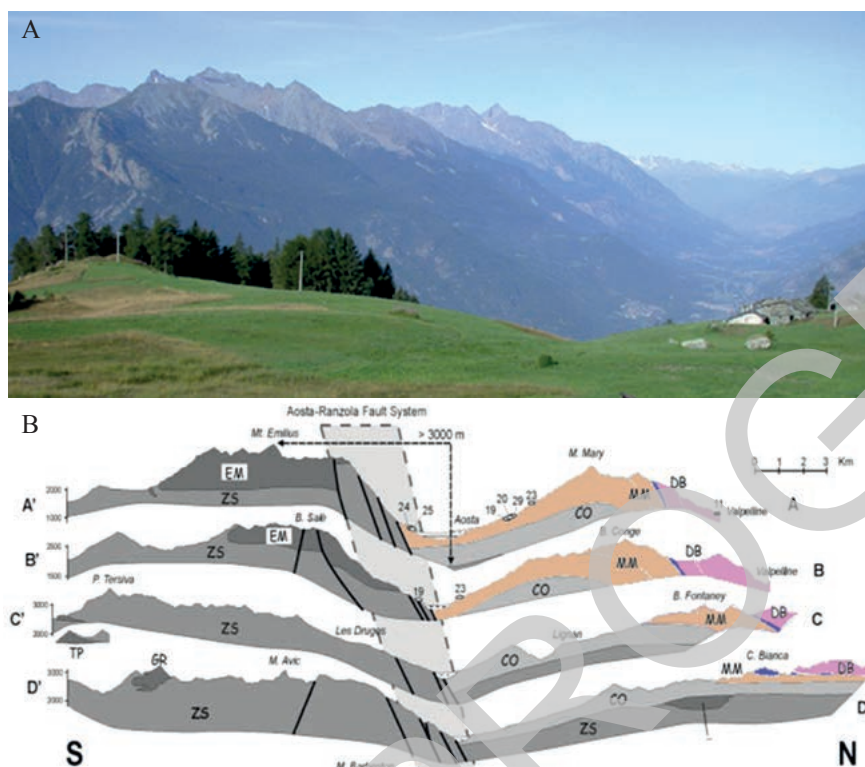


Fig. 110 - (A) Panorama dal Col di Joux verso Aosta ed interpretazione geologico-strutturale. Faglia distensiva (normale) Aosta-Ranzola di età oligocenica (32-30 Ma), diretta E-W: a destra la zona a tetto della faglia, ribassata, a sinistra quella di letto, sollevata (rigetto relativo massimo 3 km). (B) Sezioni geologiche (BISTACCHI et alii, 2001), pila delle falde da tetto a letto: Austroalpino superiore (Dent Blanche: DB, Mont Mary: MM), Unità ofiolitica sup. (Zona del Combin: CO), Lembi Austroalpini inf. (Etirol-Levaz: E-L, M. Emilius: EM, Glacier-Rafray: GR, Tour Ponton: TP), Unità ofiolitica inf. (Zermatt-Saas: ZS).

2.2.3. - Il Sistema di Trois-Villes

Questo sistema di faglie raggruppa varie strutture dirette da NNE-SSO a NE-SO, scoperte durante il rilievo dei Fogli Chatillon e Monte Cervino nel settore compreso tra la Dora Baltea e l'alta Valle di St Barthélemy (Fig. 102; BISTACCHI & MASSIRONI, 2000; BISTACCHI et alii, 2000, 2001; DAL PIAZ et alii, 2010). La faglia principale (Trois-Villes) marca un segmento del contatto tra i lembo del Mont Mary e la sottostante Zona del Combin (prevalenti calcescisti) ed è caratterizzata dalla presenza nel basamento cristallino del Mont Mary di un orizzonte di protocataclasi coesive, spesse circa quindici metri, che immerge di 45-50° verso nord-ovest. Questo potente orizzonte di rocce di faglia contiene a sua volta

livelli più sottili di cataclasi (fino a 2 metri), ultracataclasi e pseudotachiliti (10-20 cm). Nei calcescisti la deformazione si distribuisce su una fascia più ampia, caratterizzata da penetrative strutture SC' di tipo fragile/duttile che si sviluppano grazie a prevalenti meccanismi di *pressure-solution*. L'attività distensiva del sistema di faglie è riferibile alla fase fragile D₁ e il rigetto verticale, misurato utilizzando come marker il contatto tettonico Mont Mary-Combin ad Effraz (bassa Valle di St Barthélemy), è di circa 1000 m. Nel tratto settentrionale, a sud di Fontin (presunta "patrie d'origine" dell'omonima fontina), la faglia si suddivide in due rami subparalleli: i) il ramo occidentale segue il vallone di Chaleby, separa l'unità di Valpelline del lembo del Mont Mary dall'unità di Arolla del lembo del Cervino e disloca in trascorrenza sinistra le sovrastanti successioni mesozoiche della Zona di Roisan e le miloniti associate; ii) il ramo orientale attraversa la dorsale del M. Rion, separa l'unità di Arolla del lembo Dent Blanche dalla Zona di Roisan della Cima Bianca e prosegue verso NNE sino al piccolo bacino glaciale di Chavacour, ripartendosi in alcuni segmenti che dislocano il *thrust* basale dell'unità kinzigitica del lembo Dent Blanche. Un terzo elemento del sistema di Trois Villes, ad oriente dei precedenti, si estende dal fianco sinistro della Valle di St Barthélemy al bacino del lago di Cignana, entro i calcescisti con pietre verdi dell'unità del Combin, poi tra questi litotipi e gli gneiss di Arolla con intercalazioni di rocce carbonatiche (Zona di Roisan) del lembo del Cervino ed infine all'interno di quest'ultimo (M. Ersaz-Becca di Salè).

2.2.4. - Faglie del Buthier e di Praz de Dieu-Vofrede

La faglia del Buthier, diretta NE-SO, è situata al centro della media Valpelline (Fig. 52) e non risulta segnalata sino ad ora. Nel tratto nord-orientale, dalla diga di Place Moulin sino al settore di Bionaz, la faglia è spesso sepolta sotto i depositi quaternari di fondovalle. La sua scoperta si deve allo scavo dell'imposta della diga che ha messo a nudo la Serie di Valpelline (kinzigiti e marmi) e uno stretto canale subverticale di taglio fragile, con cataclasi. Nella zona di Bionaz la faglia è situata lungo la gola del Buthier, poi passa sul fianco destro della Valpelline, sotto i potenti depositi glaciali di Dzovenno-Oyace, ed intercetta infine il *thrust* dell'unità di Valpelline sull'unità di Arolla del lembo Dent Blanche: questa zona di taglio duttile affiora nella parete franosa sotto Suchéaz-Dzone-Chez la Ville ed è caratterizzata dalla presenza di ultramiloniti nerastre (*Gangmylonite* di STUTZ & MASSON, 1938; DIEHL et alii, 1952), con associate pseudotachiliti. MENEGON et alii (2007) ipotizzano che la comparsa delle pseudotachiliti in un tratto limitato del *thrust* in oggetto, marcato altrove solo da miloniti e ultramiloniti, sia legata alla presenza lungo il contatto di una grossa asperità geometrica, responsabile di cicliche rotture sismiche (e.g., SIBSON, 1980). Il carattere cataclastico dell'orizzonte con pseudotachiliti indica che esse sono successive all'evento di taglio duttile tra le due unità tettoniche (Valpelline/Arolla), documentato da orizzonti continui di filloniti (MYS1) e miloniti (DBAb) alpine in facies scisti verdi. Appare

quindi preferibile attribuire cataclasiti e pseudotachiliti di questo tratto del *thrust* milonitico all'azione della faglia del Buthier, limitatamente al segmento ove le condizioni di giacitura erano favorevoli per la loro interazione. Si noti che simili riattivazioni, sia pure su scala minore, si osservano anche in altri tratti di questo contatto milonitico, ad esempio tra Crêtes e Berrier.

La faglia Praz de Dieu si estende per circa 13 km dalla Valpelline al vallone di Vofrede, in Valtouranche, con direzione ENE-OSO. Il segmento morfologicamente più marcato, evidente anche nelle basi topografiche italiane e svizzere, è indicato nelle carte geologico-strutturali di STECK *et alii* (1999), DE GIUSTI *et alii* (1999) e BONETTO *et alii* (2010), ma non è descritto nelle relative note illustrative. La faglia Praz de Dieu-Vofrede si dirama da quella del Buthier con un angolo di circa 20°, appare in netto risalto morfologico sul versante sinistro della Valpelline (Fig. 104) e si estende per circa 4.3 km sino al colle di q. 2982 m (CTR) ai piedi del M. Dzalou, segue il contatto delle unità Valpelline/Arolla sino al colle di q. 2976 tra il M. Arpetaz e il M. Poudzo, raggiunge i colli di Valcornière e di Vofrede (3122 m, CTR), alla testata della comba di Cignana, in prevalenza entro l'unità kinzigitica del lembo del Cervino, per raggiungere infine il basso vallone di Vofrede ove disloca il sovrascorrimento delle due unità di basamento del lembo del Cervino sulle prasiniti con calcescisti della sottostante Zona del Combin. La sua cinematica è di faglia normale ad alto angolo. Gli affioramenti migliori, in prossimità dei colli sopra citati, sono caratterizzati da potenti e continui orizzonti di cataclasiti e pseudotachiliti.

2.2.5. - Altre faglie

La faglia del Glacier du Mont Gelé, indicata nelle carte di DE GIUSTI *et alii* (2004) e di BONETTO *et alii* (2010) e nello schema di MENEGON *et alii* (2007), corrisponde piuttosto alla vasta zona di taglio duttile in facies scisti verdi che delimita, alla base e all'esterno, il grande corpo lenticolare di metagranitoidi massicci del M. Morion. Nella zona si osserva anche una serie di specchi di faglia ad alto angolo, decorati da splendide cataclasiti di colore rosso-bruno e viola vinaccia (mineralizzate ad ematite) e da pseudotachiliti nerastre (Fig. 111). Queste rocce sono esposte lungo la bassa dorsale "montonata" che fiancheggia sulla destra quello che rimane del ghiacciaio del Mont Gelé, costituita da gneiss microocchiadini, minuti e milonitici della Serie di Arolla. I migliori affioramenti si osservano sui dossi situati tra 2860 e 2800 m di quota, alla latitudine del M. Morion meridionale: si tratta di faglie normali con immersione variabile tra NNO ed il quadrante nord-est, inclinate in genere di 75-85° e discordanti rispetto alla S₂ degli gneiss minuti che immerge in media a sud-est di 40-50°, deformata sovente da *crenulation* e pieghe di seconda e terza fase. Una di queste faglie può essere correlata al lineamento che per circa 4 km attraversa i metagranitoidi delle dorsali del M. Morion, della Vierge e della Crête Sèche, con andamento ENE-OSO. Altre cataclasiti e pseudotachiliti sono state rinvenute nelle miloniti



Fig. 111 - Faglie normali con cataclasiti rosso-violace discordanti negli gneiss minuti e milonitici della Serie di Arolla nella bassa dorsale sulla destra del ghiacciaio del M. Gelé.

crenulate (F₁-F₂) affioranti, tra q. 2561 e q. 2600 m, alla base della falesia che delimita ad ovest i dossi "montonati".

Faglie subverticali o ad alto angolo sono presenti in vari altri settori del lembo della Dent Blanche, dalla piramide del Cervino, al margine e all'interno del corpo di metagabbri del Collon-Bouquetins, al versante settentrionale del Bec d'Epicoune e al massiccio della Pointe d'Otemma (BURRI *et alii*, 1988; BUCHER *et alii*, 2004).

Direzione analoga a quella del sistema di Trois Villes e dell'Ospizio Sottile hanno la faglia subverticale che delimita, sul lato nord-occidentale, il lembo austroalpino del Pillonet e le faglie listriche gravitative nella DGPV della Motte de Pleté, presso Cervinia (v. apposito capitolo). La faglia del Pillonet (DAL PIAZ, 1976) è situata nell'angolo sud-est del foglio e si estende verso nord-est nel contiguo Foglio Monte Rosa (Inquadramento tettonico regionale), al limite tra il lembo cristallino, l'unità Pancherot-Cime Bianche (marmi, dolomie, cataclasiti) e la Zona del Combin (serpentiniti, prasiniti e minori calcescisti).

3. - SISMICITÀ E TETTONICA ATTIVA

La sismicità nel territorio del Foglio Monte Cervino e nelle aree circostanti delle Alpi nord-occidentali è ben rappresentata dai cataloghi messi a disposizione dall'Istituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia (INGV), riguardanti sia la sismicità strumentale che la sismicità storica. I dati storici sono particolarmente importanti per valutare la sismicità di questo settore delle Alpi, caratterizzato da

tempi di ritorno piuttosto lunghi. Nella Fig. 112 e nella Tabella 2 sono riassunti i dati tratti da quattro database che, nel complesso, forniscono un quadro completo e omogeneo della sismicità nelle Alpi nord-occidentali.

Il Catalogo Parametrico dei Terremoti Italiani, versione 2011 (CPTI11; ROVIDA *et alii*, 2011), basato sull'integrazione di database macrosismici (DBMI11) e strumentali, provvede un quadro sinottico e combinato della sismicità storica e strumentale (Fig. 112).

Il Database Macrosismico DBMI11 (LOCATI *et alii*, 2011) fornisce un quadro aggiornato al 2011 degli eventi che sono stati avvertiti, o che hanno prodotto danni, in una regione di interesse. Una *query* riferita ad Aosta restituisce i 16 eventi riportati in Tabella 2. Questi record corrispondono in maggioranza ad eventi dalla forte intensità epicentrale, con area epicentrale al di fuori della Val d'Aosta. Solo un numero limitato di record corrisponde invece ad eventi di intensità medio-bassa avvenuti in Valle d'Aosta o nei suoi immediati dintorni.

Il quadro più aggiornato relativo alla sismicità strumentale si ottiene invece dall'Italian Seismic Instrumental and Parametric Database (ISIDE; ISIDE WORKING GROUP, 2010), catalogo che integra i dati provenienti da localizzazioni effettuate in tempo quasi-reale con i dati del Bollettino Sismico Italiano (a partire dal 16 Aprile 2005). Una *query* effettuata il 7.11.2013 ha restituito i dati rappresentati sempre in Fig. 112.

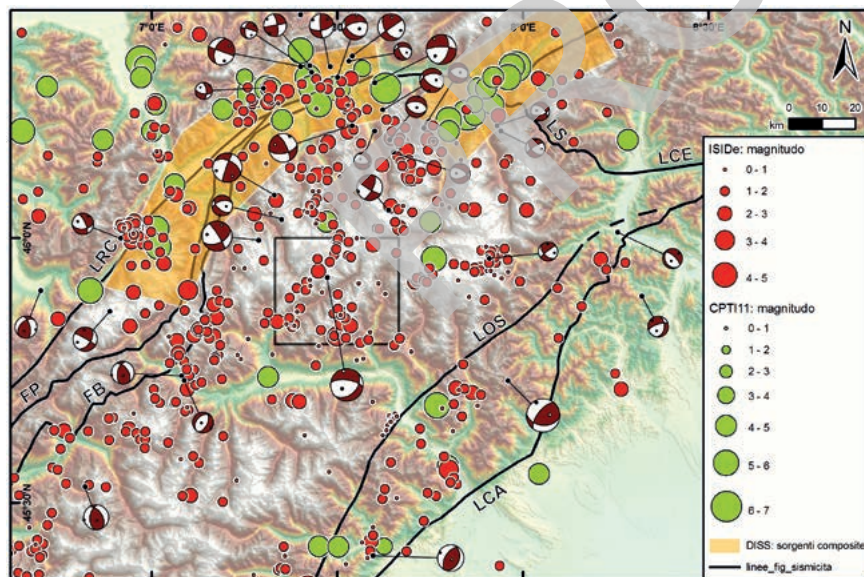


Fig. 112 - Sismicità nell'area del Foglio Monte Cervino (cornice) e nelle delle Alpi nord-occidentali circostanti. Dettagli sulle fonti nel testo. Linee tettoniche: Canavese (LCA), Ospizio Sottile (LOS), Centovalli (LCE), Sempione (LS), Rodano-Chamonix (LRC); Fronte Brianzonese (FB), Fronte Pennidico (FP).

Tabella 2 - Sismicità nelle Alpi nord-occidentali.

Intensità macrosismica ad Aosta (Mercalli-Cancani-Sieberg)	Data	Area epicentrale	Numero di osservazioni	Intensità macrosismica epicentrale (Mercalli-Cancani-Sieberg)	Magnitudo momento Mw (da CPTI11)
3	1808/04/02 16:43	Valle del Pellice	107	8	5.69 ±0.15
4-5	1869/11/29 17:38	Aosta	1	4-5	4.09 ±0.34
2	1873/03/12 20:04	Marche meridionali	196	8	5.95 ±0.10
4	1884/11/27 22:15	Alpi Cozie	63	6-7	5.33 ±0.20
5	1886/09/05	Val Di Susa	102	7	5.25 ±0.17
4	1887/02/23 05:21	Liguria occidentale	1516	> 10*	6.97 ±0.15
3	1892/03/05	Pont S. Martin	86	7	4.90 ±0.19
6	1905/04/29 01:46	Alta Savoia	267	7-8	5.63 ±0.09
5	1914/10/26 03:43	Tavernette	67	7	5.41 ±0.16
2	1920/09/07 05:55	Garfagnana	756	10	6.48 ±0.09
3-4	1936/10/17 02:42	Biellese	15	6	4.72 ±0.41
3	1960/03/23 23:08	Vallese	178	6-7	5.00 ±0.20
3	1963/07/19 05:45	Mar Ligure	463	> 6*	6.02 ±0.14
avvertito (felt)	1968/06/18 05:27	Bard	60	6	5.08 ±0.17
3	1979/02/09 14:44	CapriateE S. Gervasio	73	6	4.85 ±0.13
2	1983/11/09 16:29	Parmense	850	6-7	5.06 ±0.09

* Area epicentrale nel Mar Ligure, si riporta la massima intensità registrata a terra.

Per finire, il Database of Individual Seismogenic Sources (DISS), versione 3.1.1 (DISS WORKING GROUP, 2010), contiene una compilazione georeferenziata di informazioni tettoniche e paleosismologiche relative a strutture con attività documentata dal tardo Pleistocene all'Olocene. Esse sono suddivise in sorgenti sismogenetiche individuali (rappresentazione semplificata di faglie), sorgenti composite (regioni allungate che contengono un numero imprecisato di sorgenti non identificabili singolarmente) e sorgenti incerte (sorgenti proposte in letteratura ma prive di dati certi e definitivi). Come si vede in Fig. 112, questo database non riporta record in Valle d'Aosta, mentre sono presenti due sorgenti composite in Vallese e in Savoia, corrispondenti a diversi settori del sistema di linee tettoniche Rodano-Chamonix.

Nel complesso si può dire che l'area del Foglio Monte Cervino è caratterizzata da eventi di magnitudo limitata (mai registrati eventi > 3.1) e relativamente poco frequenti nel tempo. I cluster di eventi a magnitudo maggiore nell'ambito delle Alpi nord-occidentali (fino a 4.4 per la sismicità strumentale e 6.4 per gli eventi storici), si concentrano in Vallese, in particolare lungo il sistema di linee tettoniche Rodano-Chamonix, evidenziato anche da due sorgenti composite riportate nel database DISS (DISS WORKING GROUP, 2010). In Vallese si osserva anche un'alta frequenza di eventi di magnitudo minore. Si noti però che la frequenza di eventi a bassa magnitudo è elevata anche nel volume tabulare, immergente a basso angolo verso sud-est, compreso tra il fronte pennidico e quello brianzonese e, in modo più discontinuo, anche nel volume compreso tra la linea dell'Ospizio Sottile e la linea del Canavese, come già evidenziato in varie pubblicazioni (BISTACCHI *et alii*, 2000; SUE *et alii*, 2007).

Dal punto di vista sismotettonico, il quadro interpretativo più aggiornato è quello proposto da SUE *et alii* (2007) e da DELACOU *et alii* (2004, 2008). Secondo

questo quadro, la tettonica attiva nelle Alpi Occidentali è caratterizzata da un generale regime distensivo nelle zone assiali e più elevate della catena, con direzione di estensione disposta radialmente, perpendicolare all'asse della catena, mentre le zone esterne-marginali e meno elevate della catena, sia sul versante italiano che su quello franco-svizzero, sono tuttora soggette ad un regime compressivo. La transizione tra questi tre domini strutturali, caratterizzati da una tettonica contrastante, avviene tramite due fasce intermedie caratterizzate da un regime trascorrente. Passando dall'interno all'esterno della catena, l'asse verticale del tensore dello stress corrisponde quindi a σ_1 (asse maggiore del tensore), σ_2 (asse intermedio) e σ_3 (asse minore). Questa permutazione è interpretata da SUE *et alii* (2007) come dovuta al fatto che nel dominio assiale della catena sia preponderante il contributo del carico isostatico al campo di stress regionale. Questo carico sarebbe legato al forte spessore crostale, evidenziato dai profili sismici, dalla topografia elevata e dall'anomalia negativa di gravità (POLINO *et alii*, 1990, con rif. bibl.). Nelle zone marginali lo spessore crostale ridotto permetterebbe invece agli stress orizzontali, riferibili alla convergenza tra la placca europea e l'indenter adriatico, di dominare il campo dello stress regionale. Questa interpretazione è in accordo con il quadro cinematico desunto dai meccanismi focali (riportati da BISTACCHI *et alii*, 2000) che evidenziano una prevalente distensione da NO-SE a nord-sud nell'arco compreso tra il fronte pennidico e quello Brianzonese e prevalente trascorrenza sinistra nella fascia compresa tra la linea dell'Ospizio Sottile e la linea del Canavese (Fig. 112).

4. - LA GENESI DELLE ALPI

Come ricordato nella parte storica, a cui si rimanda per i riferimenti bibliografici, la "Genesi delle Alpi" è un tema che ha marcato l'evolversi delle concezioni sulla struttura della catena e sulla sua formazione, ampiamente dibattute negli ultimi due secoli. Concentrandoci sulle Alpi nord-occidentali (Fig. 113), riassumiamo i caratteri salienti e il significato geostrutturale del prisma austroalpino-pennidico, con particolare riguardo alle unità esposte nel Foglio Monte Cervino e negli schemi strutturali a margine. Abbiamo visto che il prisma collisionale comprende due sistemi principali di falde continentali ed oceaniche che si distinguono per una impronta tettono-metamorfica e temporale contrastante (Figg. 36, 37, 61, 100): i) il sistema sommitale, non eclogitico, formato dai lembi Austroalpini superiori (Dent Blanche, Mont Mary-Cervino, Pillonet) e la Zona del Combin, loro substrato tettonico; ii) il sistema sottostante, tipicamente eclogitico, formato dai numerosi lembi Austroalpini inferiori e dalla Zona Zermatt-Saas, in intima associazione; iii) il Sistema medio-pennidico del Gran San Bernardo (Brianzonese), che raggruppa unità di basamento e copertura con metamorfismo alpino in facies scisti blu. Il Sistema pennidico superiore-interno del Monte Rosa-Gran Paradiso (dominio prepiemontese) e quello pennidico inferiore-esterno (vallesano), esteso sino al contatto tettonico con il dominio elvetico-delfinese (fronte pennidico), non sono compresi nel foglio.

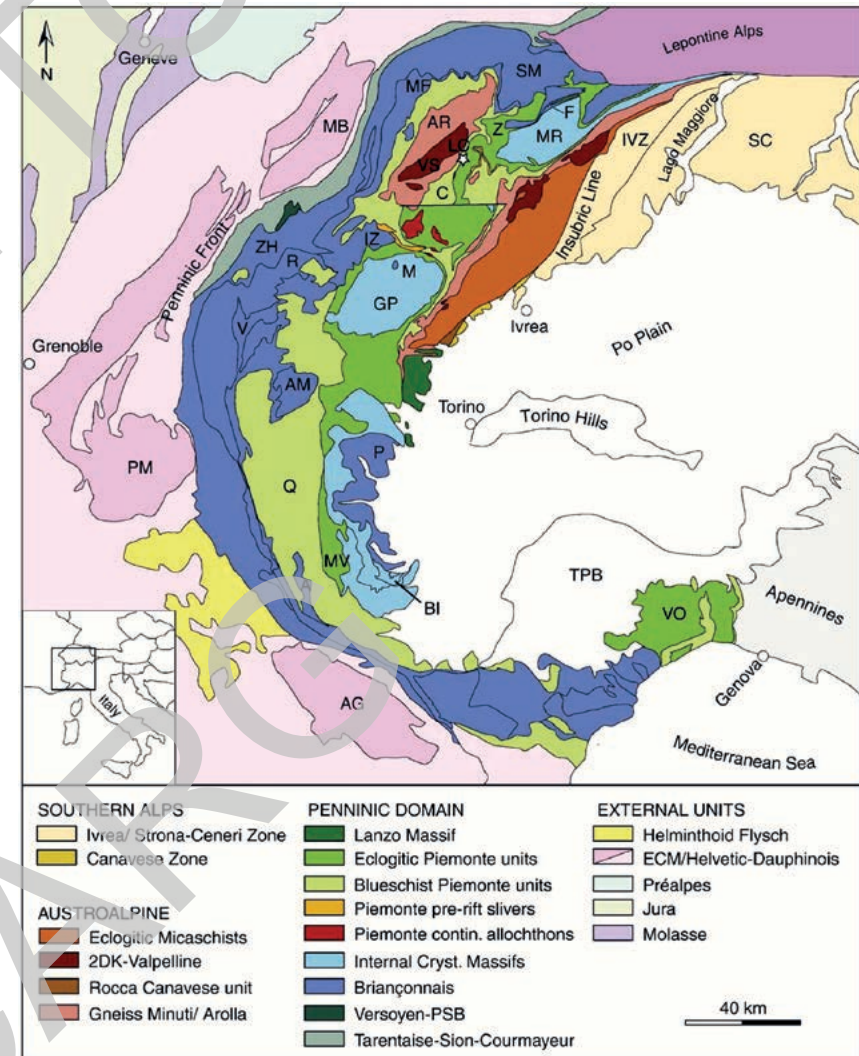


Fig. 113 - Carta tettonica delle Alpi occidentali (BELTRANDO *et alii*, 2012; BIGI *et alii*, 1990). A: Zona di Acceglio; AG: Massiccio dell'Argentera; AM: Massiccio dell'Ambin; AR: Serie di Arolla; BI: unità UHP Brossasco-Isasca; C: Zona de Combin; ECM: Massicci cristallini esterni (Elvetico-Delfinese); F: Furgg Zone; GP: Gran Paradiso; IVZ: Zona d'Ivrea; IZ: Zona Brianzonese interna; LC: unità di UHP del Lago di Cignana (stella); M: unità di Money; MB: Monte Bianco; MF: falda del Mont Fort; MR: Monte Rosa; MV: Monviso; P: unità di Pinerolo; PM: Pelvoux; Q: Queyras Schistes Lustrés; R: Rutor; SL: Serie dei Laghi; SM: falda Siviez-Mischabel; TPB: Bacino terziario piemontese; VA: Vanoise; VO: Massiccio di Voltri; VS: Serie di Valpelline; ZH: Zona Houillère; ZS: Zona di Zermatt-Saas.

I lembi austroalpini sono formati da protoliti analoghi: successioni carbo-natiche e terrigene mesozoiche (Zona di Roisan), granitoidi e gabbri permiani, parascisti e complesso kinzigitico con metamorfismo pregranitico di alto grado ed evento termico permiano; la Zona Piemontese da unità ofiolitiche ad affinità liguride esterna *s.l.* (Zona del Combin, comprendente le unità esotiche Pancherot-Cime Bianche e Frilhorn), e da unità oceaniche *s.s.* ad affinità liguride interna (Zermatt-Saas). Il primo gruppo di falde ha scarsi relitti mineralogici in facies scisti blu ad epidoto, il secondo una generale impronta eclogitica, prossima alle condizioni di UHP documentate dalla coesite nell'unità del Lago di Cignana. I due gruppi di falde hanno un differenziale del picco di pressione di almeno 1,4-1,7 GPa, corrispondenti a profondità dell'ordine di 40-50 km (BELTRANDO *et alii*, 2010a, con rif. bibl.). I dati strutturali, petrologici e radiometrici confermano l'indipendenza cinematica e l'evoluzione diacrona di questi due gruppi di unità all'interno della zona di subduzione, prima del loro accoppiamento avvenuto durante le fasi finali dell'esumazione, attestato da una comune sovrainpronta in facies scisti verdi con deformazioni duttili post-falda di età Eocene superiore-Oligocene inferiore. I relitti del metamorfismo in facies scisti blu nelle unità austroalpine del primo gruppo, ove datati (Pillonet) con concordi età Rb-Sr e *plateaux* ^{40}Ar - ^{39}Ar (CORTIANA *et alii*, 1998), risalgono al Cretacico superiore (75-73 Ma), con valori in parte analoghi a quelli di VENTURINI (1995) sui micascisti eclogitici della Zona Sesia-Lanzo. Nelle successioni mesozoiche i dati sono scarsi e probabilmente influenzati da *resetting* delle miche durante l'evento in facies scisti verdi: ci riferiamo alle età eoceniche (K-Ar) ottenute nelle coperture austroalpine del Mont Dolin (AYRTON *et alii*, 1982) e in alcuni calcescisti della Zona del Combin (DELALOYE & DESMONS, 1976), in un settore interno caratterizzato da zone di taglio duttile in facies scisti verdi tra 45 e 36 Ma (REDDY *et alii*, 2003). E' quindi possibile che il metamorfismo in facies scisti blu della Zona del Combin sia all'incirca coevo con quello dei lembi Austroalpini superiori di cui costituisce il substrato tettonico e/o di poco più giovane (Paleocene-Eocene inf. ?), tenuto conto della supposta età cretacea superiore dei protoliti di alcuni calcescisti del Combin-Tsaté in Vallese (MARTHALER, 1981) e di quella eocenica del metamorfismo eclogitico nelle sottostanti unità oceaniche e continentali. Il metamorfismo eclogitico nel gruppo inferiore è ben datato con metodi retentivi nella Zona di Zermatt-Saas a nord e a sud della linea Aosta-Ranzola e negli associati lembi Austroalpini inferiori, con età di picco comprese in prevalenza nell'intervallo 49-43 Ma (RUBATTO *et alii*, 1998; DAL PIAZ *et alii*, 2001; BELTRANDO *et alii*, 2010b), molto vicine o analoghe (le più giovani) all'età del metamorfismo eclogitico nelle sottostanti unità continentali del Monte Rosa (LAPEN *et alii*, 2007: 42.6 ± 0.6 Ma) e del Gran Paradiso (MEFFAN-MAIN *et alii*, 2004: 43 ± 0.5 Ma). Le età eocenico-oligoceniche (37-33 Ma) ottenute nel Gran Paradiso da GABUDIANU RADULESCU *et alii*, (2009) e il loro significato problematico sono state discusse nel capitolo precedente.

Un secondo *gap* nelle condizioni fisiche di picco emerge dal confronto tra le unità eclogitiche del Monte Rosa-Gran Paradiso e quelle in facies scisti blu del sottostante sistema multifalda del Gran San Bernardo (Fig. 100), giustapposte

grosso modo allo stesso livello strutturale dalle fasi di deformazione D₂-D₃: sulla base di svariate stime petrologiche (DESMONS *et alii*, 1999; MEFFAN *et alii*, 2004; LE BAYON *et alii*, 2006; LE BAYON & BALLÈVRE, 2006; LAPEN *et alii*, 2007; BELTRANDO *et alii*, 2010a) tale differenza è analoga o di poco inferiore a quella stimata tra i due gruppi di falde austroalpine e piemontesi.

Un *gap* di pressione di segno opposto si riscontra tra la *Zone Houillère*, unità monociclica esterna in facies scisti verdi di basso grado del Sistema del Gran San Bernardo, e la sottostante unità del Versoyen nel dominio vallesano, caratterizzata da associazioni eclogitiche (di età discussa) e in facies scisti blu (GOFFÉ & BOUSQUET, 1997; DESMONS *et alii*, 1999a; BOUSQUET *et alii*, 2002, 2004; BELTRANDO *et alii*, 2007b, 2010a; MASSON *et alii*, 2008).

La genesi delle Alpi è l'ultimo significativo evento della storia di una cintura mobile della litosfera mediterranea che, dal Precambriano, è stata rielaborata, ringiovanita, accreta e consumata più volte da processi geodinamici in regime divergente, trascorrente e convergente. L'attuale catena alpina è nata dalla chiusura della Tetide mesozoica, effetto della convergenza tra la placca superiore adriatica e la placca inferiore, costituita in origine dalla litosfera oceanica ligure-piemontese, da alloctoni estensionali e dal margine continentale passivo europeo, subdotto, colliso ed invertito durante l'orogenesi alpina, un processo di 100 Ma, iniziato nel Cretacico e tuttora attivo. La storia geologica prealpina è ben preservata nelle Alpi Meridionali e, in varia misura, in alcuni domini relativamente poco deformati delle unità policicliche austroalpine, penniniche ed elvetiche della catena collisionale, come nel caso della Serie di Valpelline, di alcuni settori della Serie di Arolla e, in aree vicine al Foglio Monte Cervino, nel basamento policiclico del Gran San Bernardo (Ruitor, Siviez-Mischabel), del Monte Rosa (complesso pregranitico) e della Zona Sesia-Lanzo. La tettonica, la perturbazione termica ed il magmatismo permiani e le successioni sedimentarie permio-mesozoiche forniscono indicazioni basilari per ricostruire il periodo compreso tra il collasso dell'orogenesi varisica e l'inizio di quella alpina, dominato da una tettonica distensiva-transtensiva polifasica, con imponente *underplating* magmatico, *rifting* continentale mesozoico, formazione di margini passivi asimmetrici con alloctoni estensionali e locale denudazione del mantello sottocontinentale, sino alla fase di *spreading* oceanico iniziata nel Giurassico medio-superiore.

4.1. - EVOLUZIONE PREVARISICA E VARISICA

L'orogenesi paleozoica e la collisione continentale varisica hanno dato origine al supercontinente Pangea per amalgamazione di Gondwana e Laurasia e la completa subduzione degli oceani interposti. I futuri domini paleostrutturali alpini erano situati lungo il fianco meridionale di questo orogene. Il termine "varisico" è stato coniato per definire il parossismo orogenico carbonifero in Europa centrale, ma in seguito sono stati documentati vari eventi precursori di età devoniana e ordoviciana a sostegno dell'esistenza di una lunga orogenesi paleozoica,

essenzialmente continua. Negli ultimi anni sono state documentate con maggiore frequenza tracce di eventi ancora più antichi (e.g., Gran San Bernardo), una sorta di Rinascimento di antiche idee in voga prima dell'impatto della geocronologia isotopica, sostenute ad esempio da Gb. DAL PIAZ (1965) nell'articolo "Meditazioni sul cristallino antico delle Alpi".

In breve, l'evoluzione prepermiana delle Alpi può essere tratteggiata nel modo seguente, sulla base dell'ampia letteratura sull'argomento (BORIANI *et alii*, 1976; VON RAUMER & NEUBAUER, 1993; BUSSY *et alii*, 1996; DESMONS *et alii*, 1999c; GIORGIS *et alii*, 1999; BERTRAND *et alii*, 2000a-b; STAMPFLI & BOREL, 2002, 2004; MUTTONI *et alii*, 2003; GAGGERO *et alii*, 2004; SARTORI *et alii*, 2006; VON RAUMER & STAMPFLI, 2008; COMPAGNONI *et alii*, 2010; DAL PIAZ, 2010).

1) Datazioni U-P di zirconi ed età modello di Nd documentano l'esistenza di una storia precambriana. Gli zirconi più antichi rinvenuti in diversi basamenti policiclici indicano la presenza di materiale esotico proveniente dall'erosione di sorgenti extraalpine. L'esistenza nel Proterozoico-Cambriano inferiore di un oceano in espansione, di archi vulcanici insulari e di un magmatismo bimodale è documentata in unità cristalline con destinazione europea e africana, con tracce di un metamorfismo eclogitico nella falda della Silvretta e in altre unità.

2) Tracce di una subduzione verso nord della litosfera oceanica situata sul fianco settentrionale di Gondwana sono preservate nel basamento varisico dei domini austroalpino orientale, sudalpino ed elvetico-delfinese, indicate da rocce precambriane riciclate, frammenti di suture ofiolitiche e relitti di bacini marginali. La subduzione risale al Paleozoico antico ed è documentata dall'accrescimento di un prisma orogenico, da eclogiti mafiche e felsiche e da un diffuso magmatismo calc-alcalinico (460-430 Ma), ben documentato quest'ultimo anche nel sistema tettonico del Gran San Bernardo (BONIN *et alii*, 1993; BERTRAND *et alii*, 2000a-b; GUILLOT *et alii*, 2002; GAGGERO *et alii*, 2004; SARTORI *et alii*, 2006; GAUTHIEZ *et alii*, 2011).

3) La chiusura dell'oceano e la collisione continentale del Siluriano-Carbonifero inferiore genera l'orogenesi varisica classica, con formazione di una catena a falde con crosta continentale ispessita, suture ofiolitiche, metamorfismo regionale di grado variabile in condizioni termiche perturbate, con diffusi processi anatettici, deformazioni post-falda, deposizione di flysch ed attività magmatica sinorogenica (360-320 Ma; BERTRAND *et alii*, 2000b; GUILLOT *et alii*, 2012). Il metamorfismo prealpino è in facies granulitica o anfibolitica nella maggior parte delle unità delle Alpi occidentali, ma con impronta di basso e forse bassissimo grado in alcune unità elvetico-delfinesi (BIGI *et alii*, 1990) e nelle unità interne del Gran San Bernardo (Mont Fort) formate da un basamento metamorfico a lungo ritenuto da molti autori di età permiana (GOUFFON, 1993; MALUSÀ *et alii*, 2005; SARTORI *et alii*, 2006, con rif. bibl.).

A partire dal tardo Carbonifero, la catena varisica collassa ed è sigillata da potenti successioni di depositi clastici ("discordanza ercinica" in Gb. DAL PIAZ, 1939) ed intrusa da plutoni e corpi subvulcanici postorogenici, acidi, intermedi e basici di età permiana (OBERHÄNSLI *et alii*, 1985; BUSSY *et alii*, 1998, 2000; BERTRAND *et alii*, 2000b; MONJOIE *et alii*, 2005, 2007; RING *et alii*, 2005; BELTRANDO *et alii*, 2007).

4.2. - EVOLUZIONE PERMO-MESOZOICA

La convergenza varisica termina circa al limite tra Carbonifero e Permiano, quando diventa dominante una tettonica trascorrente e transtensiva alla scala della placca euroasiatica (e.g. MUTTONI *et alii*, 2003, 2009; GAETANI, 2010). Con il Permiano inferiore si instaura un nuovo regime geodinamico caratterizzato da attenuazione della litosfera continentale, risalita della astenosfera e forte perturbazione termica, a cui si associano processi di estensione asimmetrica (con Adria nel ruolo di placca superiore) e imponente attività intrusiva e vulcanica alimentata da sorgenti astenosferiche. Nel futuro dominio austro-sudalpino l'attività magmatica inizia nel Permiano inferiore con *underplating* di batoliti gabbri che cristallizzano in condizioni granulitiche (statiche) alla base di sezioni assottigliate di crosta continentale: la fusione parziale (anatessi) della crosta felsica sovrastante produce fusi granitici che migrano verso l'alto, mentre le restiti sono arricchite in granato (e.g., DAL PIAZ *et alii*, 1977; QUICK *et alii*, 1994; ROTTURA *et alii*, 1998; BELTRANDO *et alii*, 2007b; RUTTER *et alii*, 2009). Nello stesso tempo l'attivazione di sorgenti profonde produce la genesi di granitoidi calc-alcalinici insediati nella crosta superiore.

Nel Triassico medio si verifica una nuova fase magmatica, con carattere geo-chimico calc-alcalinico e shoshonitico: è documentata soprattutto nelle Alpi Meridionali ed imputata alla fusione parziale in condizioni estensionali ("rifting abortito" *Auct.*) del mantello litosferico, arricchito ad opera di fluidi crostali durante la subduzione varisica (DAL PIAZ & MARTIN, 1998). Il *rifting* continentale vero e proprio tra Adria ed Europa inizia nel Triassico superiore formando un canale marino marcato da faglie listriche, semigraben e depositi sin-rift. I classici modelli di *rifting* simmetrico sono sostituiti da strutture fortemente asimmetriche, governate da faglie litosferiche a basso angolo e caratterizzate da margini continentali passivi di tipo contrastante, con fenomeni di iperestensione, denudazione del mantello sottocontinentale al fondo del bacino, gabbri preoceanici e sviluppo di alloctoni estensionali descritti nei capitoli precedenti (FROITZHEIM & MANATSCHAL, 1996; FROITZHEIM *et alii*, 1996; DAL PIAZ, 1999, 2010; FERRANDO *et alii*, 2004; BERNOULLI & JENKYN, 2009a-b; BELTRANDO *et alii*, 2010b) (Fig. 114). Per alcuni autori è Adria la placca estensionale superiore, come nell'evento permiano, per altri è l'Europa a giocare questo ruolo.

Il *rifting* continentale termina al limite tra Giurassico medio e superiore, quando nella Tetide occidentale inizia il *drifting* dell'oceano mesozoico ligure-piemontese. L'età è definita con precisione da radiolariti deposte inizialmente su blocchi continentali subsidenti durante le ultime fasi di *rifting* e, dal Bathoniano medio in poi, come nell'Atlantico centrale, sopra la litosfera oceanica in espansione (BERNOULLI & JENKYN, 2009a-b), età confermate dalle datazioni radiometriche citate in precedenza. Con l'apertura e l'espansione dell'oceano ligure-piemontese il dominio austro-sudalpino diventa parte del margine continentale passivo adriatico, opposto di quello europeo in cui sono allocati il dominio pennidico (prepiemontese, brianzonese) e quello elvetico-delfinese.

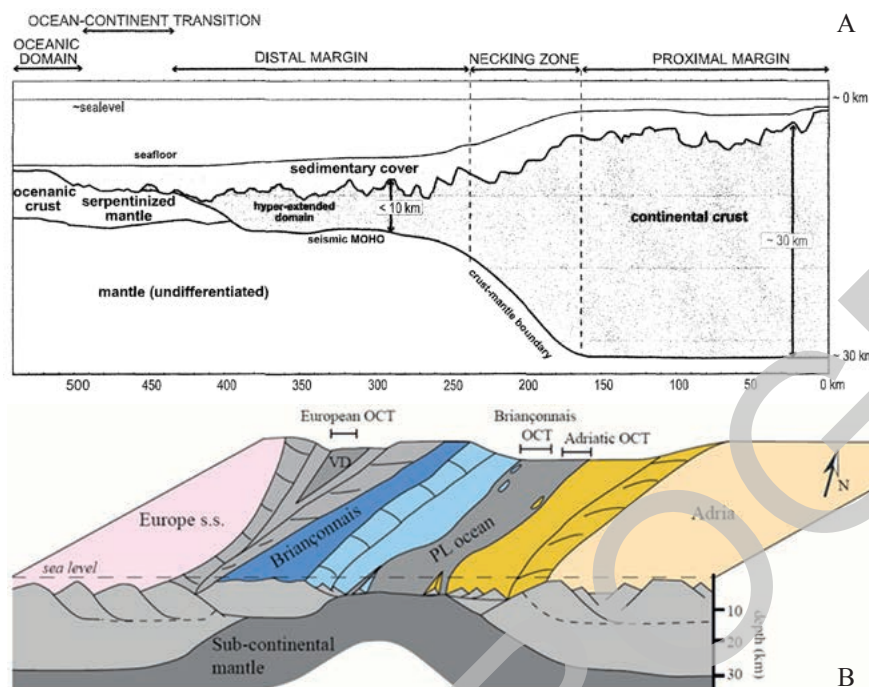


Fig. 114 - (A) Sezione ideale di un "magma-poor rifted margin" e suoi domini strutturali (MOHN *et alii*, 2012). (B) Schema paleostrutturale della Tetide occidentale nella fase di rifting giurassico ed esumazione del mantello sottocontinentale (BELTRANDO *et alii*, 2010a).

I caratteri stratigrafici, l'evoluzione e la paleogeografia del margine passivo adriatico sono evidenti sia nelle classiche successioni sedimentarie e vulcaniche delle Alpi Meridionali, ben preservate dalla Lombardia al Triveneto nonostante la tettonica polifasica sud-vergente, sia nelle falde di scollamento delle Alpi Calcaree Settentrionali, in condizioni di deformazione relativamente maggiori, ma comunque non metamorfiche (BIGI *et alii*, 1990; PLÖCHINGER, 1995). L'evoluzione del margine europeo in progressiva subsidenza è memorizzata sia dalle successioni sedimentarie delle Prealpi Romande e del Chiablese, staccate precocemente dal loro substrato in subduzione e sfuggite al metamorfismo orogenico, sia da quelle elvetico-delfinesi, solo in parte metamorfiche, e dalle coperture brianzoni, in facies metamorfica alpina più pronunciata. Il passaggio dalla fase di *rifting* alla fase di *drifting* è coevo rispetto all'apertura dell'Atlantico centrale, ma più complicato dal punto di vista strutturale. La presenza di mantello litosferico denudato e fortemente idrato (serpentiniti) al fondo del bacino ligure-piemontese (e.g., Valle d'Aosta, Val Malenco, Arosa) è documentata da estese coperture di oficalci, breccie sedimentarie monogeniche e poligeniche, quarziti a manganese o sedimenti pelagici (e.g., TARTAROTTI *et alii*, 1998; DAL PIAZ, 1999; BERNOULLI &

JENKYN, 2009a-b; TUMIATI *et alii*, 2010): queste situazioni anomale rispetto alla litosfera oceanica normale sono state inizialmente paragonate alle grandi zone di frattura oceanica e poi riferite alla transizione oceano-continente con riferimento al margine della Galizia (BOILLOT *et alii*, 1995; MANATSCHALL & BERNOULLI, 1999; MANATSCHALL, 2004). Lo scenario è completato dalla presenza di frammenti di crosta continentale (alloctoni estensionali) abbandonati nell'oceano mesozoico, potenziale sorgente, come ricordato più volte, dei lembi Austroalpini inferiori e di altre sottili unità di basamento, di incerta provenienza, associate alle ofioliti alpine. A sud della Valle d'Aosta e delle Valli di Lanzo l'Austroalpino ha termine.

A partire da ARGAND, la Tetide occidentale è stata oggetto di molteplici ricostruzioni e di un vivace dibattito, tuttora aperto, sul significato dei molteplici orizzonti ofiolitici presenti all'interno del prisma austroalpino-pennidico, potenziale sutura di corrispondenti canali oceanici o risultato finale di una tettonica estensionale fragile e/o duttile caratterizzata da sistematiche trasposizioni a tutte le scale durante le fasi di subduzione e di esumazione. Nello stesso tempo, l'interpretazione dei margini continentali passivi ha subito, come abbiamo visto, sostanziali innovazioni, con particolare riguardo ai loro settori iperestesi.

4.3. - CONFIGURAZIONE DELLA TETIDE ALPINA-OCCIDENTALE

Riferite da Argand al ricoprimento pennidico VI ed alla sua radice, la falda Dent Blanche e la Zona Sesia-Lanzo sono state attribuite al margine adriatico (DAL PIAZ *et alii*, 1972; COMPAGNONI *et alii*, 1977) sulla base dei criteri seguenti: i) rapporti geometrici con le unità ofiolitiche piemontesi nell'ambito di una configurazione iniziale ottenuta retrodeformando il prisma orogenico secondo l'ordine in cui le falde sono attualmente sovrapposte ed età del metamorfismo di subduzione, ii) assenza di sicura crosta ofiolitica mesozoica nella Zona del Canavese, iii) identità litologica, metamorfica e temporale tra le unità di basamento sommitali del sistema Dent Blanche-Sesia (Serie di Valpelline, II Zona Diorito-kinzigitica) e il settore occidentale-inferiore delle Alpi Meridionali (Zona Ivrea-Verbanò o prima Zona Diorito-kinzigitica). Si tratta di unità peculiari delle Alpi nord-occidentali, non correlabili con il sistema austroalpino delle Alpi orientali (BIGI *et alii*, 1990; DAL PIAZ, 1999; DAL PIAZ *et alii*, 2003; SCHMID *et alii*, 2004). La ricostruzione di questo settore della Tetide è resa particolarmente difficile dalla presenza di molteplici alternanze tra unità continentali ed unità ofiolitiche e dal significato ad esse attribuibile: la soluzione prescelta presuppone l'esistenza nel bacino oceanico Ligure-Piemontese e nei suoi margini di sottili frammenti di crosta continentale (*extensional allochthons*) al posto dei classici microcontinenti. L'assetto strutturale e la presenza di contrastanti traiettorie P-T-tempo nell'Austroalpino e nelle unità ofiolitiche piemontesi hanno consentito di individuare due gruppi di falde provenienti da sorgenti paleogeografiche distinte. I lembi austroalpini superiori, esterni e non eclogitici (Dent Blanche, Mont Mary-Cervino e Pillonet), sovrascorsi sull'elemento superiore (Zona del Combin) della Zona Piemontese, sono strut-

turati e metamorfosati a partire dal Cretacico superiore (CORTIANA *et alii*, 1998), unitamente alla Zona Sesia-Lanzo (VENTURINI, 1995; BELTRANDO *et alii*, 2010a), e riferiti in genere al margine adriatico. Di contro, i lembi Austroalpini inferiori ed esterni (Mt Emilius, Glacier-Rafray, Etirol-Levaz, ecc.), attualmente inseriti entro la Zona Piemontese, sono stati subdotti nell'Eocene, contemporaneamente alle ofioliti (Zermatt-Saas) a cui sono associati (DAL PIAZ *et alii*, 2001): tali frammenti di crosta continentale possono quindi derivare da uno o più alloctoni intraoceanici.

La Fig. 115 (DAL PIAZ, 1999) mostra in modo sintetico l'assetto paleostrutturale prospettato per la Tetide occidentale alla fine del Giurassico e una sua variante. Tutte le unità del Sistema austroalpino occidentale (Dent Blanche *s.l.* e Sesia-Lanzo) sono riferite ad originari alloctoni estensionali di un margine continentale iperesteso, poi integrato e modificato dall'attività magmatica, tettonica e deposizionale della fase di *spreading*.

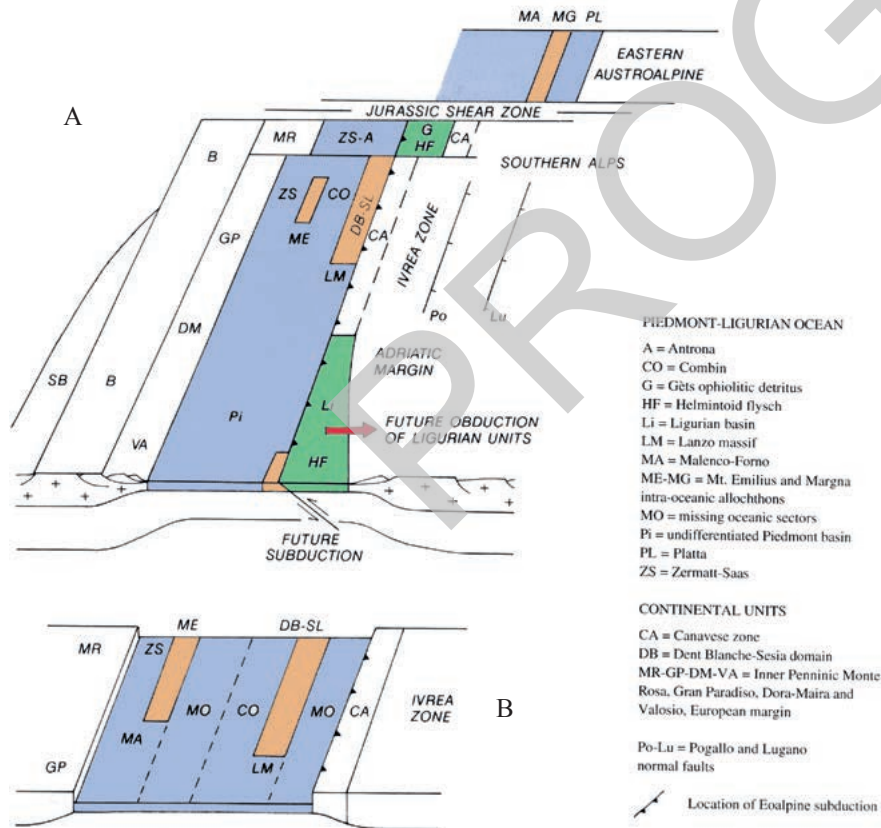


Fig. 115 - Schema paleostrutturale del bacino ligure-piemontese e dei suoi margini continentali (DAL PIAZ, 1999), dettagli nel testo.

Nello schema A i lembi austroalpini inferiori, tutti eclogitici, riuniti per semplicità nell'elemento Monte Emilius (ME), sono riferiti a uno o più alloctoni estensionali dispersi nell'oceano mesozoico piemontese, grosso modo al limite tra il bacino della Zona di Zermatt-Saas (ZS), ad affinità liguride interna, ed il bacino della Zona del Combin, ad affinità liguride esterna, e sono correlati alla Margna (MA), situata a nord di una grande zona di taglio giurassica (BECCALUVA *et alii*, 1984). In questa prospettiva, l'alloctono Monte Emilius non era fisicamente connesso con quello della Margna, anche se la loro allocazione nel bacino piemontese poteva essere sostanzialmente analoga. I lembi austroalpini superiori, non eclogitici, e la Zona Sesia-Lanzo, situati a tetto della Zona del Combin, costituivano un gruppo di alloctoni estensionali ancora aderenti al margine adriatico, nell'ambito di un settore distale caratterizzato da locale denudazione del mantello sottocontinentale (FERRANDO *et alii*, 2004; BELTRANDO *et alii*, 2010a-b). Mancano, come detto, evidenze di quel fantomatico canale oceanico interno ipotizzato da MATTAUER *et alii*, (1987) e poi ripreso da STAMPFLI (1993) e PLEUGER *et alii* (2007) per negare la pertinenza austroalpina del Sistema Dent Blanche-Sesia. Si noti che PLEUGER *et alii* (2007) hanno riproposto come farina del loro sacco l'esistenza dell'alloctono intraoceanico Monte Emilius descritto e figurato in DAL PIAZ (1999), di cui hanno cambiato soltanto il nome. Rimane in ogni caso erroneo riferire ad una sorgente paleogeografica unitaria i lembi austroalpini superiori, non eclogitici, e quelli inferiori eclogitici.

Nella ricostruzione alternativa di Fig. B si assume un'origine intraoceanica anche per il frammento crostale Dent Blanche-Sesia (DB-SL), distinto da quello del Monte Emilius e separato dalle Alpi Meridionali da un canale oceanico di cui non c'è più traccia (MO: "missing ocean"), non correlabile alla Zona del Combin. La sua esistenza tra la Zona Sesia-Lanzo e le Alpi Meridionali, virtualmente possibile, non è suffragata da una corrispondente sutura ofiolitica.

La Fig. 115 indica anche la traccia del futuro piano di Benioff. La subduzione si sviluppa tra l'alloctono Sesia-Lanzo e le Alpi Meridionali, ma verso sud diventa intraoceanica, con la placca superiore sorgente delle unità ofiolitiche delle Liguridi. Analoga situazione può ripetersi a nord, dove l'esistenza di alcuni tratti di litosfera oceanica alla fronte della placca superiore adriatica potrebbe costituire il substrato del flysch ad Helminthoidi (FH) e la sorgente del detrito ofiolitico (G), privo di metamorfismo orogenico, presenti nelle falde di scollamento delle Prealpi Romande e del Chiablese (ELTER & PERTUSATI, 1973; STURANI, 1973, 1975; DAL PIAZ, 1974; BIGI *et alii*, 1990; ESCHER *et alii*, 1997).

Le unità Pennidiche interne-superiori (prepiemontesi) del Monte Rosa e del Gran Paradiso possono essere restaurate nel settore distale del margine passivo europeo, tra l'alto strutturale Brianzonese e l'oceano piemontese, tenuto conto dell'età eocenica della loro impronta eclogitica (un tempo ritenuta eoalpina in base alle datazioni radiometriche disponibili) e nell'ipotesi che le ofioliti di Antrona siano un diverticolo dell'unità di Zermatt-Saas.

4.4. - OROGENESI ALPINA

L'orogenesi alpina inizia nel dominio Austroalpino orientale e poi si propaga all'intera Tetide alpina, estendendosi progressivamente dalle zone interne a quelle esterne. L'Austroalpino orientale è una catena a falde di basamento e copertura sigillate dagli "Strati di Gosau" di età coniaciano-eocenica: la sua genesi è imputata alla chiusura di una appendice occidentale dell'oceano triassico di Meliata (privo di tracce nell'area alpina) e alla subduzione di unità continentali (parascisti, granitoidi, anfiboliti, gabbri permiani) caratterizzate da una impronta eclogitica di età cretacea (THÖNI & JAGOUTZ, 1993; SCHMID *et alii*, 2004; THÖNI *et alii*, 2008).

Nelle Alpi occidentali l'orogenesi è documentata a partire dal Cretacico superiore nelle unità superiori (Dent Blanche, Mont Mary-Cervino, Pillonet) e interne (Sesia-Lanzo) del Sistema Austroalpino occidentale, per poi estendersi al bacino oceanico Ligure-Piemontese e al margine continentale europeo. La litosfera oceanica era abbastanza larga e fredda da produrre e mantenere stabile per circa 40 Ma la profonda depressione delle isoterme richiesta per la genesi del metamorfismo di HP e LT nelle unità austroalpine occidentali e nelle unità pennidiche. La presenza al fondo e ai margini del bacino di sottili frammenti di crosta continentale (alloctoni estensionali) non modifica le proprietà fondamentali della litosfera alla fine della fase di *spreading* (morfostruttura del fondo oceanico, spessore complessivo, assetto termico, galleggiamento negativo): tale configurazione facilita la subduzione della placca inferiore, la persistenza di un regime di bassa temperatura, il distacco di unità continentali e oceaniche indipendenti, o già accoppiate, ed il loro inserimento nel complesso di subduzione. La placca inferiore è costituita dall'oceano ligure-piemontese con i suoi alloctoni estensionali e dal margine continentale passivo europeo in subduzione sotto il margine attivo adriatico e la catena eoalpina: la progressiva contrazione dell'oceano si conclude nell'Eocene medio (circa 50 Ma), con l'inizio della collisione continentale.

Partendo dalla configurazione paleostrutturale giurassica (Fig. 116/1A-B), l'evoluzione orogenica delle Alpi occidentali dall'inizio della subduzione nel Cretacico superiore alla collisione continentale eocenica ed alla storia successiva (Fig. 116/2-5) può essere schematizzata nel modo seguente:

- 1.- Nel Cretacico superiore il sistema tettonico austroalpino superiore Dent Blanche, Mont Mary-Cervino e Pillonet e la Zona Sesia-Lanzo sono estratti dallo stesso dominio paleostrutturale (gruppo di alloctoni aderenti alle Alpi Meridionali e intraoceanici) e inseriti nella zona di subduzione immergente a sud-est, raggiungendo profondità compatibili con la loro impronta metamorfica in facies scisti blu o eclogitica.
- 2.- Circa nello stesso tempo frammenti del tratto oceanico corrispondenti alla Zona del Combin iniziano la loro accrezione alla base e alla fronte dei lembi austroalpini superiori, mentre una parte sconosciuta della litosfera piemontese è consumata in profondità ("missing ocean").

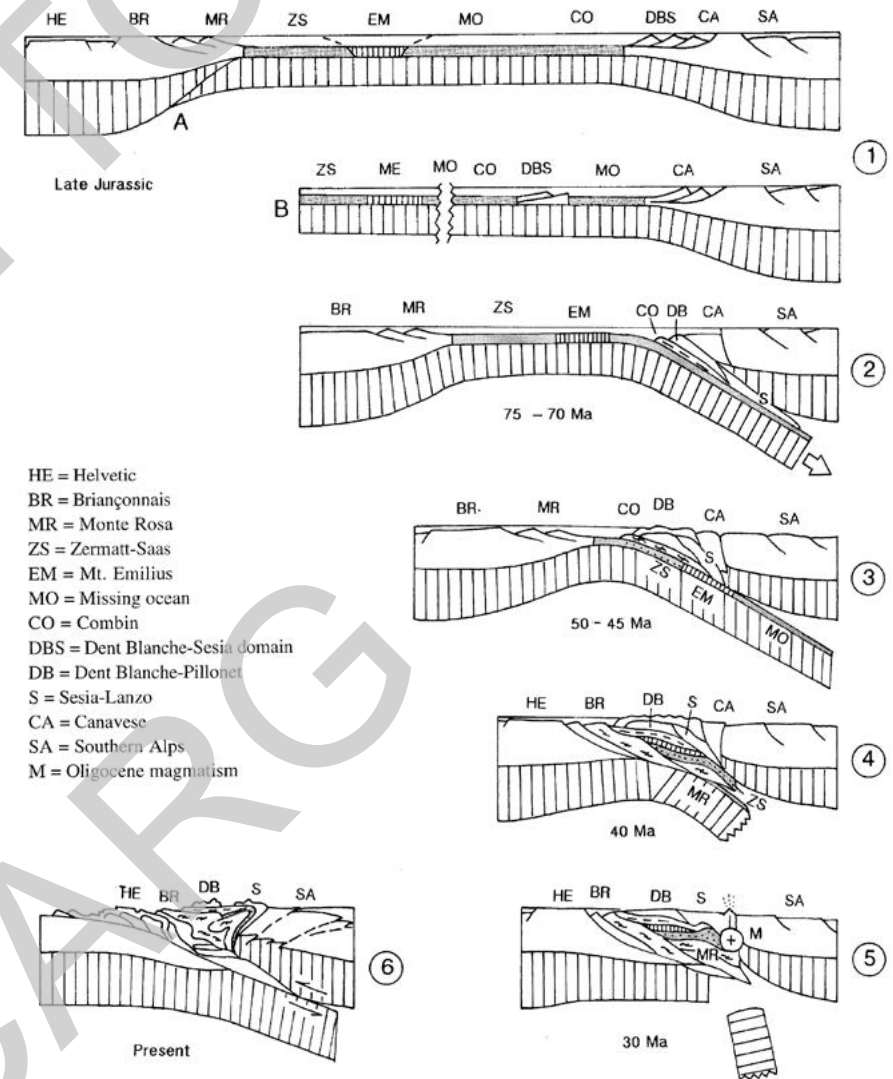


Fig. 116 - Evoluzione cinematica delle Alpi nord-occidentali (DAL PIAZ, 1999): (1) Giurassico: A) situazione paleostrutturale iniziale; B) possibile alternativa. (2-5) Evoluzione convergente dal Cretacico superiore all'Oligocene. (6) Struttura attuale.

- 3.- L'alloctono estensionale Monte Emilius, rappresentativo di tutti i lembi austroalpini inferiori con impronta eclogitica, e la zona oceanica Zermatt-Saas sono subdotti assieme nell'Eocene inferiore-medio.

- 4.- Con la completa chiusura dell'oceano nell'Eocene l'orogene si estende al margine passivo europeo, coinvolgendo dapprima il dominio distale (pennidico interno o prepiemontese), rappresentato nelle Alpi nord-occidentali dalle falde Monte Rosa e Gran Paradiso, poi quello Brianzese (Gran San Bernardo) e infine il dominio pennidico esterno (Zona vallesana, Sion-Courmayeur). Queste unità continentali sono inserite nella zona di subduzione collisionale ancora dominata da un regime di bassa temperatura, sino a profondità di 50-100 km, e quindi accrete alla fronte e alla base del prisma precollisionale (Austroalpino superiore-Combin). Lo attestano il metamorfismo in facies eclogitica, di età eocenica, preservato nelle falde pennidiche interne, e quello in facies scisti blu (Gran San Bernardo) e/o eclogitico (Zona vallesana) presente nelle unità pennidiche intermedie ed esterne (FREY *et alii*, 1999; OBERHÄNSLI *et alii*, 2004; BELTRANDO *et alii*, 2007, 2010a). In Valle d'Aosta, l'evoluzione spazio-temporale del prisma austroalpino-pennidico è marcata dalla subduzione e dall'esumazione di unità austroalpine in facies eclogitica (Sesia-Lanzo) e scisti blu (lombi Austroalpini superiori) nel Cretacico sup., del loro substrato tettonico (Zona del Combin), poi dei lombi Austroalpini inferiori e della Zona di Zermatt-Saas, con metamorfismo eclogitico di età eocenica inferiore-media, ed infine dalla subduzione sincollisionale e rapida esumazione delle unità distali e prossimali del margine continentale passivo europeo, con picco di pressione attorno a 44-43 Ma. La progressiva esumazione di queste unità dalla zona di subduzione è accompagnata dallo sviluppo a tetto di zone di taglio con cinematica normale, mentre permane attivo il regime convergente alla scala globale della catena. Il notevole *gap* cronologico (25-30 Ma) tra il metamorfismo eoalpino nelle unità austroalpine superiori e quello eocenico nelle unità austroalpine inferiori, nelle ofioliti di Zermatt-Saas e nelle unità del margine europeo richiede che un tratto significativo di litosfera piemontese, di cui non sembra esservi traccia, sia stato consumato durante il Paleocene.
- 5.- Nel tardo Eocene il regime freddo è sostituito da condizioni termiche normali e poi perturbate: le unità continentali ed oceaniche con impronta di HP e UHP sono esumate rapidamente verso livelli crostali superficiali e riequilibrate, in varia misura, da un metamorfismo post-falda in facies scisti verdi (Alpi occidentali) e anfibolitica (Ossola-Ticino) di età Eocene sup.-Oligocene inf., caratterizzato da gradienti termici elevati (35-50°C/km; FREY *et alii*, 1999).
- 6.- Poco dopo inizia il magmatismo periadriatico (BIGI *et alii*, 1990), evento effusivo ed intrusivo di notevole estensione, ma di breve durata (32-30 Ma), preceduto nel settore centrale delle Alpi Meridionali dall'intrusione del batolite composito dell'Adamello, di prevalente età eocenica (42-37 Ma), e dai filoni ad esso associati (MAYER *et alii*, 2003; BRACK *et alii*, 2008; ZANCHETTA *et alii*, 2012), riferibili genericamente alla subduzione della placca inferiore. In questa fase, la parte interna del prisma austroalpino-pennidico subisce un rapido sollevamento ed una effimera tettonica estensionale che facilita la risalita passiva del magma, nell'ambito della persistente convergenza del sistema Adria-Europa: lo attestano la copertura vulcanoclastica deposta direttamente

sui micascisti eclogitici della Zona Sesia-Lanzo (BIANCHI & DAL PIAZ, 1963; COMPAGNONI *et alii*, 1977a; CALLEGARI *et alii*, 2004) e i dati termocronologici (zircono, apatite) ottenuti nelle falde Dent Blanche, Monte Rosa e Gran Paradiso (HURFORD *et alii*, 1991; BISTACCHI *et alii*, 2001; MALUSÀ *et alii*, 2006, 2009). La tettonica oligocenica è rappresentata da vari sistemi di faglie associate al magmatismo calcalkalino-ultrapotassico. Alcune di esse sono caratterizzate dalla presenza di breccie listvenitiche e pseudotachiliti, espressione di una vistosa attività idrotermale e di eventi sismici ad alta energia. Le strutture principali nella media e bassa valle sono il graben asimmetrico governato dalla linea Aosta-Ranzola, il sistema di faglie di Trois Villes e la Linea dell'Ospizio Sottile. La genesi simultanea di questi processi tettonici, magmatici e idrotermali è imputabile agli effetti meccanici e termici prodotti dalla risalita di corpi astenolitici caldi, in uno spazio creato probabilmente dal progressivo distacco dello slab litosferico (DAL PIAZ & GOSSO, 1994; BLANKENBURG & DAVIES, 1995; BISTACCHI *et alii*, 2001).

- 7.- Al limite Oligocene-Miocene, il perdurare della convergenza Adria-Europa è accomodata da processi di accrezione bilaterale della catena, alla fronte e alle spalle del prisma austroalpino-pennidico, mentre la disattivazione tettonica delle sorgenti pone fine al magmatismo periadriatico. Le unità di basamento e copertura del dominio elvetico-delfinese sono traslate sopra l'avfossa subsidente della Molassa interna, mentre sul lato opposto si sviluppa ulteriormente la catena antitetica (*thrust-and-fold belt*) delle Alpi Meridionali. Le Alpi Meridionali sono una catena ensialica pellicolare circoscritta alla crosta continentale superiore, effetto dell'indentazione della litosfera adriatica medio-inferiore contro la schiena del prisma orogenico, sollevato e retroflesso, i cui prodromi risalgono al Cretacico superiore e al Paleogene, quanto meno nel Sudalpino centrale (POLINO *et alii*, 1990; ZANCHETTA *et alii*, 2011). In ogni caso, la retroflessione delle "radici" della catena a falde, comunemente attribuita alla fase "neoalpina" (neogenica), è chiaramente anteriore all'iniezione dei filoni oligocenici, come risulta chiaramente dai loro rapporti di giacitura in Valle d'Aosta (DAL PIAZ *et alii*, 1973, 1979c), nella sezione della Val d'Ossola (REINHARD, 1966) e nella Finestra dei Tauri (MANCKTELOW *et alii*, 2001; DAL PIAZ, 2010). Nel Neogene, la convergenza litosferica comprime il prisma austroalpino-pennidico, lo retroflette ulteriormente e lo estrude verso l'alto in concomitanza con la migrazione laterale delle unità di tetto lungo grandi faglie estensionali (Sempione, Brennero, ecc.). Estensione, *lateral escape*, sollevamento ed erosione generano le grandi finestre tettoniche dell'Ossola-Ticino e dei Tauri (MANCKTELOW, 1985; BIGI *et alii*, 1990). In Valle d'Aosta, la Linea dell'Ospizio Sottile, riattivata nel Miocene in trascorrenza sinistra, consente la migrazione verso sud-ovest del blocco di falde austroalpine e pennidiche medio-superiori delle Alpi Pennine e Graie, situate a tetto della Faglia del Sempione (BISTACCHI *et alii*, 2000, 2001). La vergenza bilaterale delle Alpi è solo una struttura crostale, mentre a scala litosferica la catena collisionale continua a mantenere la sua generale asimme-

tria, definita dalla sovrapposizione della litosfera adriatica su quella europea. Il profilo sismico CROP-ECORS (NICOLAS *et alii*, 1990; POLINO *et alii*, 1990; DAL PIAZ *et alii*, 2003) mostra chiaramente la posizione e la geometria del prisma collisionale austroalpino-pennidico: una catena di sottili falde crostali compressa a tergo dalla litosfera sudalpina, galleggiante su quella dell'avampaese europeo e comprendente le scaglie di basamento e le falde di copertura della Zona Elvetica-Ultraelvetica, situate al di sotto e all'esterno del Fronte Pennidico (Figg. 10B, 53).

- 8.- L'esumazione finale è il risultato del sollevamento tettonico e dell'erosione, con possibili variazioni legate a cambiamenti climatici (*e.g.*, ENGLAND & MOLNAR, 1990; GLOTZBACH *et alii*, 2011). Nel caso del Monte Bianco e delle unità elvetiche sovrastanti, la risalita del basamento granitico-gneissico con limitate coperture aderenti è successiva alla genesi ed alla messa in posto delle pieghe-falde di Morcles e Doldenhorn (RAMSAY, 1981) la cui evoluzione cinematica, desunta da datazioni $^{40}\text{Ar}-^{39}\text{Ar}$ delle miche nel *thrust* basale, è iniziata nell'Oligocene inferiore (ca 32 Ma, KIRSCHNER *et alii*, 1996; GLOTZBACH *et alii*, 2011, con rif. bibl.). L'esumazione del Monte Bianco inizia con una fase *top-to-NW* al limite Oligocene/Miocene (24-23 Ma) e si protrae sino al Burdigaliano (18-16 Ma), quando iniziano fenomeni di retroscorrimento con vergenza sud-orientale, generando una struttura *pop-up* legata cinematicamente all'attività transpressiva destra delle linee tettoniche Reno-Chamonix e alla faglia normale del Sempione (HUBBARD & MANCKTELOW, 1992; BISTACCHI & MASSIRONI, 2000; ROLLAND *et alii*, 2008). Il piano di taglio basale dell'unità del Monte Bianco raggiunge l'avampaese franco-svizzero lungo una rampa che si estende sino al Giura e al suo *thrust* frontale, struttura in evidenza nell'immagine sismica del progetto CROP-ECORS e nella sua interpretazione (Fig. 33B).
- 9.- La sismicità, le moderne misure GPS e la subsidenza dell'avampaese europeo e di quello padano-adriatico documentano il perdurare nel Quaternario dei processi di contrazione, trascorrenza ed estensione tettonica in distinti settori delle Alpi occidentali e nell'intera catena (*e.g.*, SUE & TRICART, 2003; CAPORALI *et alii.*, 2003; DELACOU *et alii.*, 2004; SUE *et alii*, 2007; CUFFARO *et alii*, 2010). L'incremento nel Pleistocene della velocità di esumazione riscontrato nel massiccio del Monte Bianco (0.9 ± 0.8 Ma) è attribuito non a cause tettoniche, ma alla principale glaciazione alpina, responsabile della profonda esarazione delle valli circostanti (GLOTZBACH *et alii*, 2011).

VII - AMBIENTE E GEORISORSE

Non è compito specifico di queste note geologiche illustrare le peculiari attrattive dell'ambiente naturale e del paesaggio valdostano, un *unicum* non solo dal punto di vista geologico. Il tema principale sono i dissesti. Le crisi meteorologiche, peraltro meno frequenti che nel settore centro-orientale delle Alpi, sono la causa scatenante di periodici eventi alluvionali, rapidi trasporti in massa (*debris flow*) e frane di vario tipo che hanno colpito e continueranno a colpire la Valle d'Aosta, favoriti da fattori predisponenti (acclività ed energia dei versanti, materiali sciolti facilmente erodibili, substrato roccioso fratturato, disgelo del *permafrost*), spesso aggravati da insediamenti umani in località a rischio (ANSELMO *et alii*, 1979; PORTER & OROMBELLI, 1981; FORNO & MASSAZZA, 1983; MORTARA *et alii*, 1992; OROMBELLI, 1998; MERCALLI *et alii*, 2003; SCHIERMEIER, 2003; ALBERTO *et alii*, 2007; HILKER *et alii*, 2009; HASLER *et alii*, 2011). Si tratta del succedersi di fenomeni ben noti, registrati già nel Medio Evo, una storia in realtà assai più antica documentata dai depositi alluvionali e gravitativi olocenici rappresentati nel foglio e dalla loro evoluzione morfologica.

La prima parte del capitolo è dedicata alla storia dei dissesti (alluvioni e frane) e al rischio idrogeologico a scala regionale e nel settore valdostano del foglio, con limitate osservazioni sul settore svizzero, tratte principalmente dalle note illustrative dei Fogli Chanrion-Velan (BURRI *et alii*, 1999) e Matterhorn (BUCHER *et alii*, 2004). Le biblioteche e gli archivi storici del CNR-IRPI di Torino e di altri enti pubblici sono ricchi di documenti che descrivono le numerose alluvioni avvenute in passato, il verificarsi o il riattivarsi di fenomeni gravitativi e i dissesti legati alla dinamica dei corsi d'acqua, tuttora rilevabili sul territorio. Le notizie storiche si riferiscono in prevalenza ai centri abitati della valle principale, rappresentata nei Fogli Aosta e Chatillon, mentre poche sono le informazioni sulle alte valli del Foglio Monte Cervino, un tempo quasi disabitate, ad eccezione della Valtournenche e della bassa Val di Bagnes, colpita quest'ultima dalle catastrofiche alluvioni

del 1595 e 1818, ricordate nel Capitolo II. Le note illustrative dei fogli sopra citati riassumono lo stato delle conoscenze agli inizi del nuovo millennio.

Un accurato censimento degli “eventi idrogeologici” avvenuti in Valle d’Aosta dal 800 al 2002 è fornito da MERCALLI *et alii* (2003). Documenti fondamentali per conoscere in dettaglio lo stato dell’arte e fronteggiare in modo adeguato il rischio idrogeologico alla luce dei suoi parametri predisponenti e scatenanti sono forniti dall’Inventario dei fenomeni franosi in Italia (Progetto nazionale IFFI; ALBERTO *et alii*, 2007; GIARDINO & RATTO, 2007; RATTO *et alii*, 2007, 2009), realizzato in seguito all’evento disastroso del 5 maggio 1998 a Sarno e in altre località dell’Italia Meridionale, e dal Catasto informatizzato dei dissesti della Valle d’Aosta, attivato recentemente dal Centro Funzionale della Regione, consultabile *on line* (<http://catastodissesti.partout.it/>).

I paragrafi che seguono sono dedicati ai dissesti (alluvioni, frane, deformazioni gravitative), alle mineralizzazioni a Cu-Fe coltivate in un passato ormai lontano ed ora abbandonate, e alla modesta attività estrattiva. Il capitolo termina con brevi cenni sulle sorgenti e sui principali impianti idroelettrici presenti nel territorio del foglio.

1. - DISSESTI

Il dissesto idrogeologico è definito in Regione come “insieme dei processi morfologici (dall’erosione superficiale ad opera delle acque di ruscellamento o dei corsi d’acqua, sino alle frane o alle esondazioni dei fiumi) che modificano il territorio in tempi relativamente rapidi o rapidissimi, provocando danni all’ambiente, ai manufatti, alle attività antropiche, sino a causare talvolta la perdita di vite umane”.

1.1. - IL CATASTO DEI DISSESTI

Il Catasto regionale dei dissesti nasce in veste embrionale nei primi anni 90’ (inizi del Progetto CARG, BONETTO & PASQUALOTTO, 1991), in versione analogica-descrittiva basata su documenti forniti dall’Istituto di Ricerca per la Protezione Idrologica nel bacino padano di Torino (CNR-IRPI), diretto da Mario GOVI, e da uffici e biblioteche della Regione. Dopo la devastante alluvione dell’ottobre 2000, oltre alle notizie storiche già acquisite, sono state raccolte e schedate tutte le informazioni fornite dal personale tecnico della Regione, da Enti di ricerca e da liberi professionisti, mentre la banca dati descrittiva è integrata con documenti cartografici. La banca dati è stata implementata con il progetto IFFI (2001-2004) e con attività successive, protratte sino al 2011, in collaborazione con il Dipartimento di Scienze della Terra dell’Università di Torino: in tale ambito sono stati acquisiti tutti i dati esistenti presso le Stazioni forestali della Regione, con validazione geologica delle informazioni raccolte e, ove possibile, arricchimento della base dati cartografica per i dissesti storici. A partire dal 2010 la banca dati è stata

arricchita e aggiornata periodicamente in base alle segnalazioni sul territorio fornite dalle Stazioni forestali, utilizzando una innovativa procedura di acquisizione automatica dei fenomeni segnalati; questi dati sono poi validati e inseriti nel Catasto dei dissesti a cura dei geologi del Centro Funzionale.

1.2. - EVENTI ALLUVIONALI

Nella Tabella 3 sono elencati, in ordine cronologico, i principali eventi alluvionali che hanno colpito il territorio della media e bassa Valle d’Aosta e le regioni circostanti. Ricordiamo alcuni aspetti degli eventi alluvionali principali, a partire da quello del 1846, con particolare riguardo al territorio del Foglio Monte Cervino, rimandando il lettore a MERCALLI *et alii* (2003), GIARDINO & RATTO (2007), RATTO *et alii* (2007) e al Catasto regionale dei dissesti per la storia precedente, maggiori dettagli e ulteriori notizie su questo ed altri settori della Regione.

Tabella 3 - *Elenco dei principali eventi alluvionali e dissesti correlati, censiti nella banca dati alfanumerica del Servizio Cartografia e Assetto Idrogeologico della Regione, aggiornato in base al Catasto dei Dissesti, integrato da dati tratti da MERCALLI et alii (2003); in grassetto le alluvioni più catastofiche.*

Alluvioni XI-XII secolo	Alluvione 1905 29 luglio
Alluvione 1390	Alluvione 1906 novembre
Alluvione 1519	Alluvione 1908 giugno
Alluvione 1594	Alluvione 1910 13-14 ottobre
Alluvione 1610	Alluvione 1914 22-23 luglio
Alluvione 1620 15-19 giugno	Alluvione 1920 settembre e
Alluvione 1640 12-20 settembre	novembre
Alluvione 1646 16-17 ottobre	Alluvione 1926 maggio e ottobre
Alluvione 1654 6-8 luglio	Alluvione 1929 12 giugno
Alluvione 1680 8 giugno	Alluvione 1939 maggio e giugno
Alluvione 1734 13 ottobre	Alluvione 1948 4-5 settembre
Alluvione 1755 14 ottobre	Alluvione 1951 20-27 maggio
Alluvione 1756 2 giugno	Alluvione 1957 13-16 giugno
Alluvione 1759 23-26 ottobre	Alluvione 1958 19-20 agosto
Alluvione 1772 17 settembre	Alluvione 1972 giugno e agosto
Alluvione 1840 30-31 ottobre	Alluvione 1977 7-8 ottobre
Alluvione 1846 16-17 maggio	Alluvione 1978 7 agosto
Alluvione 1846 17-18 ottobre	Alluvione 1980 7 agosto
Alluvione 1860 2 settembre	Alluvione 1981 22-27 settembre
Alluvione 1866 27 settembre	Alluvione 1993 22-25 settembre
Alluvione 1868 17 agosto,	Alluvione 1997 17 luglio
2-3 ottobre	Alluvione 2000 13-16 ottobre
Alluvione 1879 11-12 giugno	Alluvioni 2008-2011
Alluvione 1985 29 aprile	

- 1846 - Anno particolarmente funesto per la Valle d'Aosta: l'alluvione del 16-17 maggio colpisce gravemente il bacino del T. St Barthélemy, la Val-tourneche, il comune di Chambave (Foglio Chatillon) e l'intera Valle d'Aosta. Si registrano alcune vittime a Cleyvaz, frazione di Valpelline. Un secondo evento alluvionale avviene il 17 ottobre, interessando parte degli abitati già dissestati nei mesi precedenti. Forti piogge associate ad elevata fusione di neve e ghiaccio ingrossano la Dora Baltea e alcuni suoi tributari: in Valtourneche, dal Giomein a Châtillon, alcune case vicine ai torrenti sono danneggiate o distrutte, mentre grandi blocchi di ghiaccio sono trasportati dall'acqua sino a Châtillon.
- 1866 - Il 27 settembre, dopo quattro giorni di intensa pioggia, la Dora esonda in varie zone e il T. Buthier abbatte alcuni ponti a Valpelline e Roisan.
- 1868 - Il 17 agosto la Valle del Lys subisce un grave evento alluvionale che provoca due vittime e la distruzione di decine di ponti. Il 2-3 ottobre dello stesso anno il T. Buthier esonda nuovamente e demolisce uno stabilimento industriale di Aosta; la piana del Montjovet è inondata dalla Dora e a Donnas le acque invadono le strade del paese; straripano il Lys e molti suoi tributari: una lapide posta sul lato meridionale della chiesa parrocchiale di Gressoney St Jean indica che l'acqua superò al centro del paese l'altezza di due metri.
- 1879 - Il 12 giugno è segnalato lo "scivolamento" di una intera foresta a Cogne, evento che sembra anticipare il grande collasso avvenuto a Gimillan nel 2000. Frane ed esondazioni in Valpelline.
- 1885 - Il 29 aprile, verso le ore 20, una grande frana si stacca nella zona della Balma, sotto la Becca di Nona, e discende come *debris flow* verso la piana, trascinando un'enorme quantità di terra, blocchi rocciosi e alberi. I torrenti straripano, i villaggi di Cheneyre e di Pollein sono minacciati e gli abitanti abbandonano le case. Verso le ore 21 cade una seconda frana, seguita alle 23 da una terza, ancora maggiore (MERCALLI *et alii*, 2003).
- 1905 - Il 29 luglio una "bomba d'acqua" colpisce il comune di Bionaz, in Valpelline, e provoca una violentissima piena del T. Crête Sèche che travolge l'alpeggio Les Noyer, causando la morte di dodici persone e la distruzione di tre edifici.
- 1906 - Nella prima settimana di novembre, caratterizzata da piogge torrenziali, una frana di crollo distrugge la cappella seicentesca di Santa Barbara a Thoules Dessus, in bassa Valpelline, e danneggia alcune abitazioni della frazione.
- 1910 - Il 13 ottobre un'intensa perturbazione investe la vasta regione compresa tra il Piemonte nord-occidentale e la Val d'Ossola, generando numerose colate detritiche ed esondazioni dei torrenti che provocano gravissimi danni anche in bassa Valle d'Aosta, nel territorio dei comuni di Arnad, Hône, Bard e Donnaz. Ad Arnad muore una persona e le coltivazioni allagate sono distrutte. Nella frazione San Giovanni di Bard una grande frana invade l'alveo della Dora e ne devia il corso verso la strada provinciale, erosa

- o danneggiata per circa 500 m; la linea ferroviaria è interrotta. Gravi danni si registrano anche nelle valli di Gressoney e Champorcher, devastate dai corsi d'acqua, *debris flow* e innumerevoli frane. Le conseguenze più gravi dell'evento alluvionale avvengono nelle frazioni di Donnaz situate in riva destra della Dora: gli enormi apporti solidi dei torrenti Fer, Valbona (Valsorda) e Boretto travolgono le frazioni Outrefer, Clapey, Pramotton, Gran Vert e Montey; dodici case sono distrutte ed altre rese pericolanti.
- 1914 - L'esteso ed intenso evento alluvionale del 22-23 luglio provoca una grande piena del T. Marmore e del T. Buthier, con crollo di ponti, esondazioni e danni alla rete stradale; Aosta è allagata dal T. Buthier che esce dall'alveo e demolisce una fabbrica.
- 1920 - Il 22-24 settembre piogge torrenziali alimentano una violenta piena della Dora e di alcuni suoi tributari, tra cui il T. Marmore e il T. Buthier (il giorno 24 cadono 81 mm di pioggia ad Aosta, 81 mm a Valtourneche, 115 mm a Valpelline, 167 a Champorcher). I danni maggiori si registrano in Valsavarenche, in Val di Rhêmes e soprattutto in Valgrisenche, mentre la piana tra Sarre e Saint Marcel è inondata. Il giorno 14 novembre una massa di roccia e di ghiaccio si stacca improvvisamente dal Pilier d'Angle (Monte Bianco), precipita sul sottostante ghiacciaio della Brenva e si propaga velocemente sino al fondovalle. Cinque giorni dopo un'altra enorme massa di ghiaccio e roccia percorre l'intero ghiacciaio, sbarra il corso della Dora e risale il versante destro della Val Veny, distruggendo cinquanta ettari di bosco. Il materiale franato è dell'ordine di 6-7 milioni di m³ (VALBUSA, 1921; OROMBELLI & PORTER, 1981). L'evento si ripeterà con caratteri analoghi nel 1997. Nella prima decade di dicembre una frana interrompe la strada provinciale a Bard.
- 1926 - Il periodo 13-16 maggio è caratterizzato da violente piene torrentizie in Valpelline, Val di Rhêmes e Val di Cogne, con crollo di numerosi ponti; grave minaccia per il territorio comunale e l'abitato di Pollein per imponente trasporto in massa e formazione di un nuovo cono di deiezione; la piana tra Quart e Saint Christophe è inondata. Nella prima decade di ottobre una tromba d'acqua si abbatte su Le Pouilles (Aosta) e nelle strade l'acqua raggiunge i tre metri d'altezza, costringendo gli abitanti a rifugiarsi sui tetti; le campagne sono completamente allagate.
- 1929 - 12 giugno: forte piena della Dora Baltea e di alcuni corsi d'acqua principali, ponti demoliti e lesionati in Val Savarenche e in Val di Rhêmes.
- 1939 - Maggio-giugno: abbondanti piogge primaverili e fusione della neve sono probabilmente la causa della notevole accelerazione dei movimenti di una grande frana complessa sul versante nord-orientale del M. Pancherot (Valtourneche), già attiva l'anno precedente. Il materiale detritico-glaciale forma "un gran torrente di fango" che si suddivide in due rami, uno dei quali raggiunge l'alveo del T. Marmore. Il volume della frana, ancora in movimento nell'agosto, è stimato in circa 500.000 m³ (VANNI, 1940).
- 1948 - L'evento del 4-5 settembre colpisce specialmente la Valle del Lys, con

- estesi allagamenti a Gressoney, crollo di ponti, interruzioni stradali, frane (una ventina ad Issime). Le conseguenze peggiori ad Issime dove le acque spazzano via quattro abitazioni ed una persona perde la vita. Crolla il ponte ferroviario tra Donnaz e Pont-St-Martin
- 1951 - Evento alluvionale dal 20 al 27 maggio: in Valtournenche i torrenti Chamois e Suis causano gravi danni alla frazione Nuarsaz di Antey-Saint-André. A Donnaz, sul versante destro della valle, si rivivono i timori dell'ottobre 1910: una colata detritica del T. Val Sorda investe la frazione Montey. Segnalati danni anche in Valpelline e in Val d'Ayas.
- 1957 - Ancora più grave è l'alluvione che dal 12 al 15 giugno devasta il Piemonte e l'intera valle d'Aosta, con frane ed estese esondazioni della Dora Baltea, del Buthier e di molti altri torrenti laterali nel settore settentrionale del Gran Paradiso e in quello meridionale del Monte Rosa (Govi, 1973).
- 1958 - Le forti precipitazioni del 19 agosto interessano in particolare la Valtournenche, le valli d'Ayas e di Champorcher, e la valle principale tra Bard e Châtillon: nelle 24 ore si misurano 76 mm di pioggia a Bard, 82 a Perrères, 84 a Brusson, 94 a Montjovet, 104 a Champdepraz, 108 a Promiod, 130 a Champorcher e 154 a Châtillon, valore che per quest'ultima località rappresenta la massima precipitazione giornaliera nel periodo 1913-90 (MERCALLI *et alii*, 2003). In Valtournenche, esondazioni, *debris flow* e frane nel comune di Antey-Saint-André; un fabbricato è distrutto da una colata a Buisson di sopra.
- 1972 - In Valtournenche, la frana attiva dell'Alpe Suis, a sud di Chamois, contribuisce ad alimentare il carico solido del T. Sauverou che, il 5 e 7 giugno, genera due colate detritiche che raggiungono il settore sinistro del conoide presso la frazione Nuarsaz (Govi *et alii*, 1979). Nel periodo 13-17 agosto una perturbazione con epicentro in alta Valle dell'Orco colpisce con piogge violente le valli settentrionali del Gran Paradiso e marginalmente la Valle di Ollomont, originando violenti processi torrentizi con interruzioni alla rete stradale.
- 1977 - Un'intensa perturbazione in estensione dall'Alessandrino meridionale raggiunge la Valle d'Aosta. Il 7-8 ottobre numerosi torrenti esondano, con sensibili effetti in Val di Cogne e nella Valle di Champorcher. Lungo la valle principale la Dora straripa in vari tratti tra Nus e Donnaz, mentre un'imponente colata detritica prodotta dal T. Molinaz (Pontey) invade per circa 300 m e con spessori plurimetrici la sede autostradale (MERCALLI *et alii*, 2003).
- 1978 - Un violento nubifragio provoca in bassa valle la piena impetuosa della Dora e dei suoi tributari che esondano, causando danni nei comuni di Verres, Pont Saint Martin, Hône ed in particolare ad Arnad. Frane e piene sono segnalate anche nei bacini dei torrenti Ayasse, Evançon e Lys. Nei giorni 7-8 agosto si misurano 84 mm di pioggia a Gressoney-d'Ejola, 138 a Bard, 139 a Champorcher, 196 a Pont Boset.
- 1980 - In Valtournenche, il 7 agosto una colata detritica del T. Chamois invade il campeggio di Buisson (Antey-St-André), occupato da 900 ospiti. A pochi

chilometri di distanza, il torrente Petit Monde interrompe la strada regionale nei pressi di Fiernaz (MORTARA & TURITTO, 1989).

- 1981 - Dal 22 al 27 settembre piogge di forte intensità si abbattono su alcuni settori della regione. In Valpelline, Valtournenche, valli di Cogne, di Champorcher e del Lys sono segnalate numerose frane e piene in tributari minori. In novembre, una frana in località Frassinere (Valpelline) abbatte alcune case disabitate.
- 1982-1983 - Il 17 gennaio 1982 una grande frana di crollo si stacca dalla testata del ripido bacino che sovrasta l'abitato di Fiernaz, modellato nel lembo austroalpino di Etirol-Levaz, sul versante destro della media Valtournenche: il materiale franato - circa 500.000 m³ di roccia - si distribuisce sul conoide sottostante, interessando marginalmente l'abitato e la S.S. 406. Dopo giorni di pioggia, il 20-22 maggio 1983, nel canale di scarico del conoide prodotto dalla frana di Fiernaz si genera una colossale colata detritica che sommerge con spessori plurimetrici parte delle abitazioni e la strada statale della Valtournenche (MANDRONE, 1995).
- 1993 - Dal 22 al 25 settembre un severo evento alluvionale colpisce numerose vallate della Regione. Tra le più colpite la Val di Cogne, in cui la Grand'Eyvia devasta il campeggio di Epinel e abbatte il vecchio ponte di Aymavilles, la Valsavarenche e l'alta Valle del Lys, con gravi danni alla frazione di D'Ejola. Il 6 ottobre crolla una porzione rocciosa del versante che sovrasta l'abitato di Buisson in Valtournenche: grandi bocchi oltrepassano la strada statale in fondovalle arrestandosi a breve distanza dalla stazione della funivia per Chamois (MERCALLI *et alii*, 2003).
- 1997 - Il 18 gennaio una grande porzione di granito (circa 100.000 m³) si stacca dallo Sperone della Brenva del Monte Bianco e crolla sul sottostante ghiacciaio della Brenva dando origine ad una velocissima valanga mista che ingloba blocchi rocciosi, ghiaccio e neve. Una nube gigantesca, alta alcune centinaia di metri, spazza il ghiacciaio, raggiunge il fondovalle investendo un gruppo di sciatori (due perdono la vita), abbatte un bosco secolare di conifere e risale lungo il versante destro della bassa Val Veny, esaurendosi contro il Mont Chetif (BARLA *et alii*, 2000; BOTTINO *et alii*, 2002). Analogo fenomeno era avvenuto nel 1920. Nell'estate sono segnalati colamenti rapidi nella conca di Chamois.
- 2000 - La grande alluvione. Tra il 13 ed il 16 ottobre 2000 l'intera Valle d'Aosta è colpita da uno dei più severi eventi alluvionali avvenuti negli ultimi due secoli. Come ricordato nelle note del Foglio Chatillon (RATTO in DAL PIAZ *et alii*, 2010), l'estrema gravità dei suoi effetti è legata alla coazione dei seguenti fattori predisponenti e scatenanti: i) intense precipitazioni su tutto il territorio regionale; ii) presenza, all'interno del fenomeno, di alcune fasi di forti precipitazioni, in particolare durante le prime ore del 15 ottobre; iii) innalzamento dello zero termico da 2400 a 3000 m per effetto di venti di scirocco e conseguente scioglimento della coltre nevosa caduta in precedenza; iv) avanzato stato di saturazione delle coltri di materiali poro-

si che rivestono i versanti per effetto delle intense precipitazioni avvenute tra fine settembre e i primi di ottobre (100-200 mm); v) assetto litologico e morfologico. L'alluvione del 2000 fu caratterizzata dall'estensione regionale dei fenomeni e dalla loro varietà tipologica, con estese aree esondate, frane di scivolamento, colate rapide e fenomeni di trasporto in massa su conoidi. Essa provocò diciassette vittime tra la popolazione e danni alle infrastrutture per 500 milioni di euro. In successione cronologica, questi sono stati i principali fenomeni prodotti dall'evento dell'ottobre 2000: i) drastico aumento dei livelli idrici di tutti i corsi d'acqua sino a valori critici; per quanto riguarda la piena della Dora Baltea, il picco strumentale è transitato tra le ore 9.00 (media valle) e le 14.00 di domenica 15 ottobre (bassa valle), con una portata vicina a 3.100 m³/s e un tirante idrico superiore di 4 m rispetto al livello di esondazione; ii) innesco dei fenomeni di *debris-earth flows*, *soil slip* e frane tra il 14 ottobre (area di Gimillan, presso Cogne) e la mattina del 15, principalmente tra le ore 7.00 e le 9.00, nel settore centrale della valle (Pollein, Nus, Fenis, Chambave); iii) innesco di dissesti lungo le aste torrentizie tributarie, tra cui quelle del Buthier, del Marmore e del Lys; iv) attivazione o riattivazione di fenomeni gravitativi che coinvolgono estese superfici e grandi volumi. I principali dissesti registrati nel territorio del Foglio Monte Cervino sono stati l'erosione, il rimodellamento e la divagazione di vari tratti degli alvei nelle tre valli principali e nelle loro tributarie, la deposizione di materiale grossolano nelle piane esondate e i diffusi fenomeni di *debris flow* lungo molti conoidi alluvionali e con misti al piede dei versanti e nei ripidi gradini delle valli laterali sospese. Con riferimento alle zone abitate, vanno ricordati l'isolamento di Antey-St-André e dell'alta Valtournenche causato dalla esondazione dei torrenti Petit Monde e Covalou e dalla profonda erosione dell'alveo del Marmore a Grand Moulin, i *debris flow* che hanno interrotto le strade regionali della Valpelline e della Valle di St Barthélemy e, in quest'ultima, il crollo del ponte della strada per Lignan, ubicato a q. 1343, poco a valle di Issologne (al margine del Foglio Chatillon).

Eventi recenti - Piogge intense e dissesti correlati (esondate, *debris flow*) dal carattere prevalentemente locale sono avvenuti in Valtournenche e in Valpelline nel maggio-giugno 2008 e nell'estate 2011.

Valutando la distribuzione e la cronologia degli eventi alluvionali sulla base dei dati storici riportati nel catasto dei dissesti, appare chiaro che, salvo qualche caso particolare, i fenomeni più devastanti sull'ambiente naturale e sulle strutture antropiche si ripetono da secoli negli stessi luoghi, evidenza che gli abitanti tendono tuttavia a rimuovere, convinti che "non s'era mai visto un evento di tale gravità" o che "l'evento era imprevedibile". Dimenticare la storia è la causa prima del ripetersi degli stessi errori: molti sono i dissesti che si dovrebbero ricordare, dalla ripetuta attivazione di conoidi alluvionali, come quelli dei torrenti Comboé (1711, 1957, 2000), Chalamy (1110, 1654, 1673, 1766, 1958) e Saint-Barthélemy

(1846, 2000), alle piene della Dora Baltea, fenomeni che hanno provocato gravi danni durante svariati episodi alluvionali avvenuti nei secoli, senza dimenticare il crollo di numerosi ponti quasi sempre nei medesimi luoghi, tra cui il Pont Suaz di Charvensod, ai piedi del Monte Emilius, distrutto e ricostruito almeno quindici volte dal 1332 (RATTO in DAL PIAZ *et alii*, 2010). Ancora una volta, quindi, si conferma l'importanza di conservare ed utilizzare la memoria storica degli eventi pregressi quale elemento fondamentale nella valutazione della pericolosità e del rischio e, di conseguenza, nella pianificazione territoriale (GOVI *et alii*, 1979; RATTO *et alii*, 2007).

1.3. - FRANE

Nel territorio del Foglio Monte Cervino, la carta alla scala 1:25.000 distingue una dozzina di frane con trasporto glaciale, oltre duecento frane recenti e *debris flow* descritti in dettaglio nel capitolo dedicato alla stratigrafia dei depositi quaternari, a cui si rimanda. Gli accumuli di frana (sigla a1) e, in particolare, i *debris flow* (b4) assumono particolare rilevanza ai fini della valutazione delle condizioni di rischio. Il foglio riporta gli accumuli di frana di dimensioni maggiori, prodotti in prevalenza da fenomeni di crollo, concentrati nei bacini dei T. Marmore e di St Barthélemy, più scarsi in Valpelline e nel settore svizzero. Ulteriori notizie sono reperibili nel citato Progetto IFFI, che ha censito in Valle d'Aosta 5.218 fenomeni franosi (DGPV comprese), corrispondenti ad una superficie di circa 580 km²; tenendo conto delle numerose frane storiche di cui non è possibile definire l'estensione è ragionevole ritenere che il territorio regionale interessato dai fenomeni franosi sia il 24% circa. I fenomeni più frequenti sono i crolli, seguiti dalle frane di scivolamento, da quelle complesse e dai colamenti superficiali, mentre le dimensioni maggiori sono quelle delle deformazioni gravitative, seguite dai crolli e dalle frane complesse.

1.4. - ALCUNE FRANE STORICHE

I principali accumuli di frana presenti nell'area del foglio sono descritti nella parte del capitolo IV dedicata alla stratigrafia e alle facies dei depositi quaternari, nell'Inventario dei fenomeni franosi (ALBERTO *et alii*, 2007; RATTO *et alii*, 2007) e nel Catasto dei dissesti. Riprendiamo ora e completiamo la descrizione di alcuni episodi molto recenti e significativi, la frana della Becca de Leseney in Valpelline (1953) e quella della cresta del Leone al Cervino (2003), dissesti che si aggiungono alle frane di Randa in Vallese, del 1991 (SARTORI *et alii*, 2003), del Felik (4 agosto 1936; MONTERIN, 1937; DUTTO & MORTARA, 1992), alla testata della Val d'Ayas (Foglio Monte Rosa 1:50.000), del Monte Ersà, Chamois (VANNI, 1925) e Fiernaz-Buisson (MANDRONE, 1995) in Valtournenche ed a molte altre minori. Questi eventi sono la palese testimonianza della fragilità endemica dell'ambiente

di alta montagna, in evidente peggioramento soprattutto nella fascia altimetrica soggetta al recente disgelo del *permafrost*, fenomeno registrato anche in molti *rock glacier* e DGPV.

La frana della Becca de Lusenedy

Il maggiore dissesto recente della Valpelline è la frana della Becca di Lusenedy (Lesenedy), avvenuta l'8 giugno 1952 (CERUTTI, 1952; STRAGIOTTI & PERETTI, 1953; DUTTO & MORTARA, 1991). Si tratta di una *rock avalanche* staccata dalla parete occidentale della Becca di Lusenedy (3503 m), a 3150-2900 m di quota, scivolata lungo un piccolo ghiacciaio di placca, ormai sparito, e propagatasi verso nord entro la stretta comba di Arbières, fino al T. Buthier, con un dislivello complessivo di quasi 1500 m ed un percorso di 3,9 km (Fig. 117). Raggiunto il fondovalle, il materiale di frana ha rimontato il versante opposto per una cinquantina di metri, fino all'attuale strada regionale della Valpelline, seppellendo i casolari dell'alpeggio di Chamin (quattro vittime). L'enorme accumulo è costituito da blocchi di paragneiss kinzigitici della Serie di Valpelline in matrice sabbioso-limosa di origine glaciale e gravitativa: il suo volume è di almeno 4-5 milioni di m³, assai maggiore delle stime fornite in letteratura (0,3-1,5 milioni di m³). Il processo ha coinvolto anche un notevole volume di ghiaccio (almeno alcune decine di migliaia di m³), documentato dalla presenza nel corpo di frana, a 2050-2100 m e sul fondovalle, di caratteristici blocchi di ghiaccio compatto, di forma conica, alti alcuni metri e rivestiti da detrito minuto, fotografati da STRAGIOTTI & PERETTI (1953) una

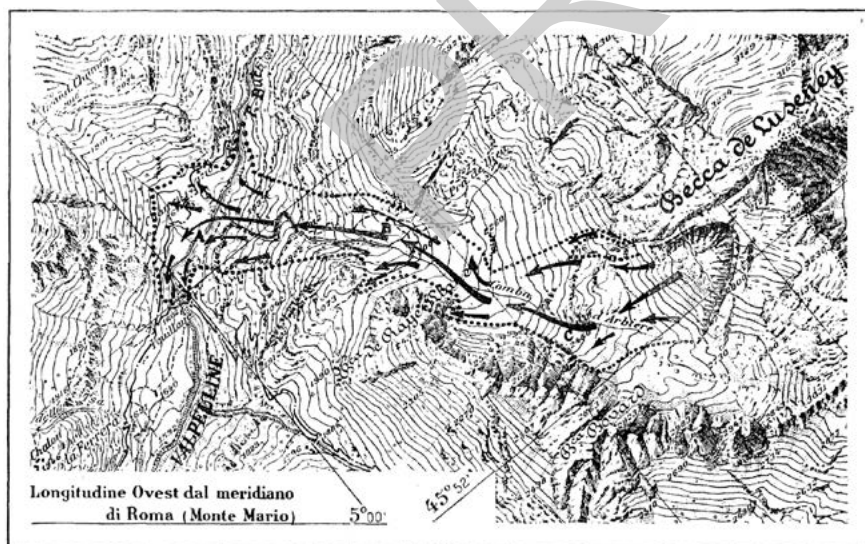


Fig. 117 - Frana della Becca de Lesenedy in Valpelline, 1952 (STRAGIOTTI & PERETTI, 1953): percorso e limiti della rock-avalanche nel vallone di Arbière.

settimana dopo l'evento. La frana sbarra il T. Buthier, creando un lago effimero di oltre 300.000 m³, motivo di fortissime preoccupazioni per tutta la Valpelline e per la città stessa di Aosta: due giorni dopo l'acqua, aprendosi violentemente un varco nell'accumulo, travolge due case nella frazione Poullaye.

Nell'ortofoto e nell'immagine LIDAR si vedono chiaramente la nicchia di distacco, il percorso della frana sulla sinistra di una vasta coltre di depositi detritici di origine mista, provenienti dalla parete nord-ovest della Becca, il superamento dell'incisione che marca la faglia di Praz de Dieu-Vofrede, in grande evidenza morfologia (Fig. 104A), i gradini finali e quello che resta dell'accumulo frontale, eroso dal Buthier e preservato in riva destra del fiume. La sua presenza è tanto più rilevante in quanto la Valpelline è una valle molto povera di grandi eventi di questo tipo.

La frana alla *cheminée* del Cervino nell'estate 2003

I detriti diffusi alla base delle pareti del Cervino sono l'evidenza di una lunga storia di crolli che caratterizza l'evoluzione recente della catena (GIORDANO, 1869a). Il 9 luglio 1943 crolla un tratto della cresta di Furggen e il fenomeno si ripete il 18 agosto; nel complesso sono circa 240.000 m³ di roccia che cadono sul ghiacciaio del Cervino (VANNI, 1943), generando un ampio conoide ancora ben visibile sotto la copertura glaciale.

Numerose frane di crollo sono avvenute in tutta la catena alpina nella caldissima estate del 2003, quando lo zero termico era rimasto a lungo sopra i 4500 m (e.g., SCHIERMEIER, 2003; GRUBER *et alii*, 2004; GRUBER & HAEBERLI, 2007). L'evento più noto nelle Alpi occidentali è quello che il 18 agosto ha sconvolto la cresta del Leone e la via di salita del Cervino dal versante italiano, nel tratto della cosiddetta "*cheminée*", poco sotto la Capanna Carrel (HARRIS *et alii*, 2009; AMITRANO *et alii*, 2010; HASLER *et alii*, 2012). In realtà, la "*cheminée*" era un diedro verticale, alto una quindicina di metri, attrezzato con un catena, un tempo con canapo (Fig. 118A). Il diedro era definito da due sistemi di giunti ortogonali entro un complesso di gneiss granitici della Serie di Arolla, solcati da un filone leucocratico sub-orizzontale (DAL PIAZ, 1992, 1996b). Si è trattato del crollo improvviso dell'intero sperone che costituiva il fianco sinistro (salendo) del diedro: il distacco è avvenuto lungo una frattura subverticale, diretta circa nord-sud e trasversale rispetto alla cresta del Leone, e alla base lungo S₂ e un sistema di giunti a franappoggio, meno inclinati del versante molto acclive. La frattura subverticale era piena di permafrost, come documentato dalla lastra di ghiaccio lucente esposta in parete a crollo avvenuto (Fig. 6). Lo sperone poggiava sul fianco normale, pendente dolcemente verso sud-ovest, della grande piega coricata con cerniera e pieghe parassite visibili nelle pareti sud ed ovest, a lato della cresta del Leone (profilo A a margine del foglio). Il crollo non ha fortunatamente causato vittime, anche se ha bloccato numerosi alpinisti alla Capanna Carrel (3829 m), riportati a valle con l'elicottero. Dopo una laboriosa opera di disaggio dei numerosi massi pericolanti e di parziale ripristino, la via del Leone è stata riaperta agli alpinisti. Permane tuttavia uno stato di estrema precarietà di questo tratto della Gran Becca (non il solo), caratterizzato



Fig. 118 - (A) Il diedro della Cheminée, fotografia storica. (B) Scistosità e sistemi di frattura nella cresta del Leone sotto la Capanna Carrel (per la cortesia di L. Trucco).

da ammassi rocciosi instabili, frammentati da sistemi di fratture beanti e con giacitura sfavorevole, come appare chiaramente in Fig. 118B.

In via sperimentale nel 2007 è stato installato presso la Capanna Carrel, a cura del CNR-IRPI di Torino e della Regione, un sistema di controllo telematico basato su misure *in situ* delle variazioni di temperatura della roccia e su una rete di geofoni per registrare le emissioni acustiche prodotte dall'apertura di fratture e per segnalare l'ulteriore evolversi delle condizioni di deformazione dell'ammasso roccioso (ARATTANO *et alii*, 2008). Le prime registrazioni hanno indicato una possibile correlazione tra la distribuzione degli eventi microsismici, concentrati in specifiche parti del settore sotto controllo, e l'andamento della temperatura (AMITRANO *et alii*, 2010, con rif. bibl).

Analoghi crolli erano avvenuti il 15-16 luglio lungo la cresta dell'Hörnli, causando la chiusura della via normale svizzera. Anche in questo caso le condizioni dell'ammasso roccioso e la sua evoluzione in rapporto alle variazioni climatiche e al degrado del permafrost sono state monitorate in via sperimentale con l'installazione, a 3440-3480 m, di una serie di sensori termici e di strumenti geotecnici per il controllo cinematico delle fratture (HASLER *et alii*, 2008, 2012, con rif. bibl).

Altri crolli nella zona della Capanna Carrel sono avvenuti nelle estati 2006 e 2010.

2. - DEFORMAZIONI GRAVITATIVE E GRANDI FRANE

Le deformazioni gravitative (*Sackung, tassement*) possono essere considerate frane molto lente, a lungo attive e che coinvolgono aree di estensione chilometrica e volumi di roccia dell'ordine delle centinaia di milioni di m³ o maggiori. In questi ultimi anni le ortofotografie e le immagini satellitari ad alta risoluzione hanno favorito notevolmente l'individuazione e l'analisi delle aree in dissesto. Secondo una definizione corrente, le "deformazioni gravitative profonde di versante" (DGPV) sono "fenomeni di movimento in massa in cui la presenza di una eventuale superficie di scorrimento continua non è macroscopicamente evidente e non è necessario postularla per rendere conto delle deformazioni osservate sia in superficie che in profondità. L'entità della deformazione è piccola rispetto alle dimensioni del fenomeno" (SORRISO-VALVO, 1995). In realtà le tipologie sono molteplici, espressione di condizioni locali o di stadi evolutivi differenti: i) in molti casi il processo ha carattere multilaterale, coinvolgendo una intera dorsale sottoposta a sistemi di deformazione variamente orientati, ii) possiede una superficie di scorrimento basale, esposta o sepolta, espressa da anisotropie litostratigrafiche, strutturali o meccaniche, iii) il grado di deformazione interna può essere elevato anche se lo spostamento laterale è in genere relativamente piccolo, tranne che per il settore distale, privo di sostegno dopo il ritiro glaciale e spesso caratterizzato dal rilascio di imponenti frane (e.g., BERTOLO, 1990; DAL PIAZ, 1992; GIANOTTI, 2010). L'innesco delle deformazioni gravitative e la loro evoluzione spazio-temporale richiedono condizioni morfologiche e strutturali favorevoli, con particolare riguardo ad una elevata energia del rilievo con decompressione laterale dei versanti dopo il ritiro del ghiacciaio di valle, alla presenza di potenziali piani di scivolamento e alla loro giacitura o a sistemi di giunti subverticali e a franappoggio, meno inclinati del versante. Elementi morfologici utili per il loro riconoscimento sono lo sviluppo di sdoppiamenti di cresta, crepacci, trincee e depressioni chiuse, anche di notevoli dimensioni, movimenti rotazionali documentati da superfici in contropendenza, scarpate, collassi della parte frontale se delimitata da una superficie libera (e.g., ZISCINSKY, 1969; CAVALLIN *et alii*, 1987; SORRISO-VALVO, 1988; BERTOLO, 1990; PASUTO & SOLDATI, 1990; CRESCENTI *et alii*, 1994; DRAMIS & SORRISO-VALVO, 1994; PASQUARÈ, 2001; MASSIRONI *et alii*, 2003). Oltre ai fattori predisponenti, è tuttora in discussione la causa determinante del dissesto: la pura gravità (come vorrebbe il nome) o una sua interazione con la tettonica recente e la sismicità (e.g., DRAMIS, 1984; GIARDINO *et alii*, 1997; BISTACCHI & MASSIRONI, 2001; CADOPPI *et alii*, 2007).

Nel Foglio Monte Cervino e in altri settori della Valle d'Aosta si osserva un campionario di deformazioni gravitative di notevole interesse, alcune note da tempo (MORTARA & SORZANA, 1984, 1987; BERTOLO, 1990; DAL PIAZ, 1992; DE GIUSTI *et alii*, 2004), altre segnalate recentemente (ALBERTO *et alii*, 2007; GIANOTTI, 2010; DAL PIAZ *et alii*, 2011b; MARTINOTTI *et alii*, 2011) o ancora inedite ed evidenti soprattutto nelle immagini LIDAR (Fig. 119A), rese disponibili nel 2011 (solo per la parte italiana), dopo la conclusione dei rilievi di campagna e la consegna di una

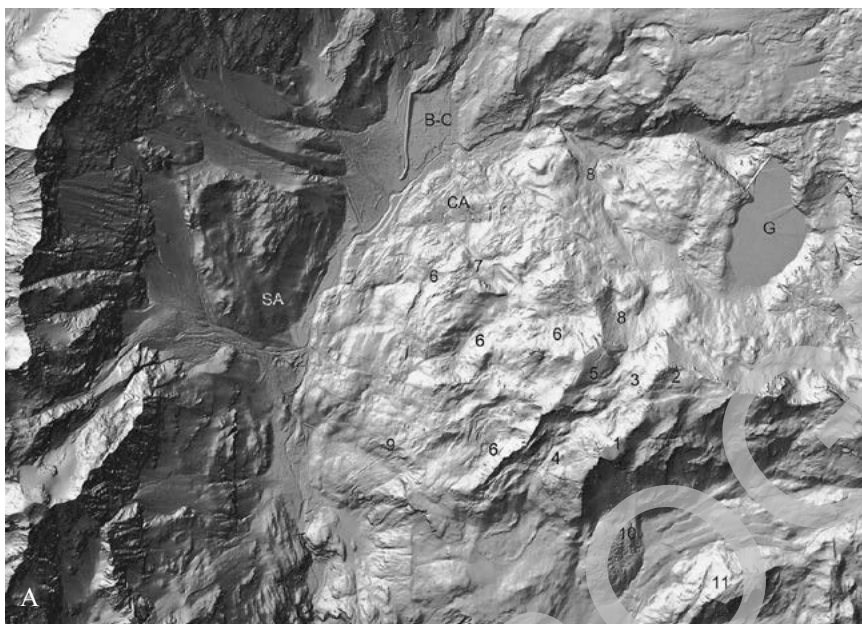


Fig. 119 - Le deformazioni gravitative contrapposte della Motta di Plèté (Motte de Plèté) e dei Jumeaux (SA), la cui fronte raggiunge l'alveo del T. Marmore. (A) (Sopra) Immagine Lidar; legenda: 1) Motta sud-ovest, q. 2840; 2) Motta nord, q. 2869; 3-4) faglia listrica superiore; 5) primo gradino; 6) altri gradini e scarpate di faglia minori a quote più basse; 7) Bec Pio Merlo, 2617 m; 8 e 9) scarpate laterali; 10) frana di crollo del Baracon, a sud della Motta, v. Fig. 98; 11) Grand Collet, DGPV delle Cime Bianche; B-C) Breuil-Cervinia, G) Lago Goillet; SA) Sackung (tassement) dei Jumeaux. (B) (Pagina a fianco) La deformazione gravitativa della Motta di Plèté, il Breithorn e il Monte Rosa, diapositiva dal Colle di Vofrede del 18/09/1990 (a fini glaciologici).

prima bozza digitale del foglio. Nel complesso sono state riconosciute alcune decine di zone soggette a deformazione gravitativa, di varie dimensioni e più o meno evolute, per un'area di circa 43 km², corrispondente al 10% del settore italiano del foglio. In carta sono stati indicati con il consueto sovrassegno solo i dissesti maggiori. In alcuni casi le deformazioni gravitative si estendono sino alla base del versante, raggiungendo il fondovalle. Il fenomeno è particolarmente evidente nei dintorni di Avuil, poco a valle di Cervinia, dove il fondo della Valtournenche è ridotto allo stretto alveo del Marmore per effetto di due grandi deformazioni gravitative che interessano i due versanti opposti (Fig. 119A): in sinistra la DGPV della Motta di Plèté, in destra quella dei Jumeaux. Si tratta di deformazioni gravitative non particolarmente estese, se confrontate con le maggiori DGPV della regione (≥ 20 km²): sono però tra le prime ad essere state individuate, sia per la loro marcata evidenza morfologica, sia per la presenza tra Cervinia (Cielo Alto) e la centrale CVA di Perrière di molteplici strutture (abitative, sciistiche, idroelettriche) soggette a deformazione. Il lento scivolamento verso il fondovalle e la conse-



guente perdita di contrasto laterale hanno comportato un marcato allentamento del substrato roccioso e la sua suddivisione in blocchi e ammassi separati da fratture aperte, di ogni dimensione e variamente orientate; queste ultime, colmate da detriti, assumono l'aspetto di trincee e depressioni chiuse, come quelle esemplari delle Cime Bianche (versante occidentale) e del paese di Valtournenche. Le maggiori trincee con decorso subparallelo al pendio finiscono per ospitare corsi d'acqua effimeri, oppure, se il clima lo consente, piccoli ghiacciai.

Motte de Plèté - La deformazione gravitativa della Motte de Plèté, tuttora attiva, coinvolge il massiccio omonimo costituito da una vetta sud-occidentale (2840 m), da una vetta centro-settentrionale (2869 m) e da una vetta orientale (2962 m nella CTR), situate all'estremità della cresta spartiacque che, partendo dalla Gran Sometta (3166 m, Foglio Monte Rosa), separa il circo del Breuil da quello minore delle Cime Bianche-Gran Collet-Illiaz (Saletta) (Fig. 119A-B). La sommità della dorsale ha una caratteristica forma pianeggiante con superficie inerbata: verso ovest essa è delimitata dalla regolare scarpata con cui inizia la deformazione principale che coinvolge l'intero versante e si estende sino a Cielo Alto (Cervinia) e al Marmore (2000-1900 m), nella zona dei tornanti sopra Perrière; la fronte del dissesto è lunga quasi 3 km e l'area coinvolta supera i 6 km². Negli altri due lati la dorsale Gran Sometta-Motte de Plèté è delimitata da versanti esarati dai ghiacciai, poi erosi e soggetti a frane di crollo, anche se non mancano fratture e gradini longitudinali (diretti circa est-ovest) che documentano incipienti

fenomeni di estensione e collasso in senso trasversale, con abbassamento relativo di qualche metro del settore settentrionale del pianoro sommitale erboso.

Come indicato nello schema tettonico a margine del foglio, la dorsale della Motte de Plété è modellata in litotipi riferibili alle tre unità tettoniche della Zona del Combin (DAL PIAZ *et alii*, 1979a; DAL PIAZ, 1988, 1992; BERTOLO, 1990; VANNEY & ALLEMANN, 1990; DE GIUSTI *et alii*, 2004): i) l'unità ofiolitica del Combin, nel tratto superiore, ii) l'unità di scollamento Pancherot-Cime Bianche, tra 2700 e 2450 m circa sul lato meridionale, iii) l'unità ofiolitica del Combin inferiore (BUCHER *et alii*, 2003, 2004), mascherata in larga misura da detrito di falda e frane ed estesa sino alla base dei due versanti, dove poggia, con contatto tettonico, sull'unità eclogitica di Zermatt-Saas. La prima unità è costituita da dominanti prasiniti tabulari, con qualche intercalazione di calcescisti, rare quarziti a manganese e serpentiniti milonitiche. La seconda è costituita da marmi, dolomie, quarziti e scisti quarziticci permo-mesozoici in affioramenti piccoli e distanziati. La terza, visibile solo nel tratto inferiore del versante meridionale, ha spessore di 150-200 m ed è costituita da anfiboliti albitiche e prasiniti, talora a granato, con qualche lente di serpentiniti milonitiche.

L'assetto morfologico e strutturale della deformazione gravitativa è apprezzabile, nel suo insieme, in fotografie riprese dai pressi del Mt Blanc du Creton (Fig. 119B), nelle ortofoto e soprattutto nella splendida immagine LIDAR (Fig. 119A). Partendo dall'alto, la prima grande scarpata corrisponde al piano della faglia gravitazionale (Fig. 120A) che, con rigetto di circa 150 m, ribassa i calcescisti del pianoro sommitale a formare il grande gradino erboso che culmina a q. 2726 (Fig. 120B); il carattere listrico della faglia è documentato dalla rotazione del gradino con inclinazione in contropendenza di una ventina di gradi. Profondi crepacci e cavità carsiche, più o meno mascherati dal manto erboso, descrivono il sistema di sforzi tensionali in atto nella zona, diretti verso ONO (principale), nord-est e sud (Fig. 120B). Il gradino, lungo circa 700 m e largo 300-400 m, è suddiviso in tre parti: quella centrale, erbosa, e due laterali, ribassate rispettivamente verso nord-est e verso sud da marcati gradini trasversali. Verso valle, il gradino principale è delimitato da una seconda scarpata, più lunga e articolata della precedente. Procedendo da nord verso sud, il primo tratto della seconda scarpata pende a nord, si estende sino a q. 2726 m e costituisce la corona di un circo delimitato sulla sinistra dal Bec Pio Merlo (2617 m). Il tratto sottostante immerge ad occidente, è interrotto e ribassato dal gradino diretto est-ovest che forma il fianco destro dell'alto vallone sopra Cleyves de la Seyvaz e prosegue lungo la cresta collassata che separa tale vallone da quello di Champ Long, ricco di grandi accumuli di frana e in cui è insediata la condotta forzata della centrale idroelettrica di Perrière. Non mancano i blocchi ruotati anche a quote inferiori (Fig. 120C). Gradini irregolari, rimodellati da erosione e collassi, si osservano percorrendo la pista della vecchia *decauville* per la diga del Goillet, in particolare a nord del Bec Pio Merlo, a 2500 m circa (con depositi glaciali e falesia di prasiniti, calcescisti e marmi), nella dorsale di q. 2304 m (prasiniti con sottostanti calcescisti e dolomie), in località Chapellette (2377 m, prasiniti e dolomie) e, ancora più in basso, tra Ivette

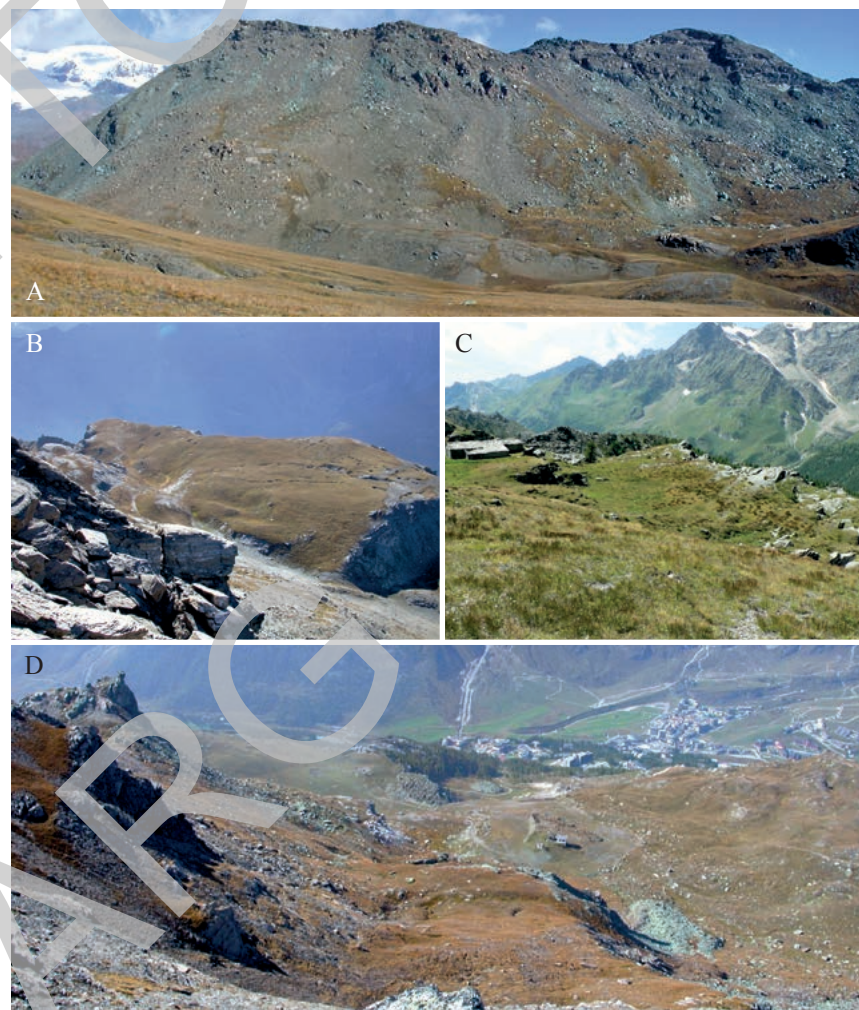


Fig. 120 - Aspetti della deformazione gravitativa della Motte di Plété: (A) la grande faglia listrica sommitale; (B) la superficie erbosa del primo gradino, ruotato rispetto alla posizione suborizzontale originaria, con numerosi crepacci; (C) altro blocco ruotato in contropendenza; (D) il Bec Pio Merlo e la parte bassa, fortemente disgregata, della DGPV.

e Cielo Alto (Fig. 120D). Man mano che si procede verso valle, diminuiscono gli affioramenti rocciosi di una certa estensione e divengono predominanti i prodotti sciolti derivati dal loro estremo collasso, con aspetto spesso di vere e proprie frane, assieme a depositi quaternari coinvolti nella deformazione o prodotti dalla locale erosione di forme rilevate.

La Motte de Plété è una tipica DGPV. Le cause predisponenti del dissesto sono la presenza di un ammasso roccioso con caratteristiche meccaniche in genere scadenti, una fratturazione spesso pervasiva e la generale giacitura a franappoggio con moderata inclinazione (5-30°) del *bedding* litostratigrafico, della conforme scistosità regionale S₂, dei contatti tettonici interni e di quello basale della Zona del Combin, caratterizzato quest'ultimo dalla presenza di lame di serpentiniti milonitiche e cloritoscisti. Un ruolo importante nell'evoluzione del processo è assunto dalle acque di fusione delle nevi e delle piogge, completamente assorbite dall'area del dissesto che appare priva di un reticolato idrografico; esse sono convogliate sopra il piano di scivolamento basale e riemergono al contatto tra le frane frontali e i sottostanti depositi glaciali di fondo (e.g., Villa Rey). La causa determinante va attribuita alla redistribuzione degli sforzi in seguito al ritiro dell'antico ghiacciaio di valle che, appoggiato al versante, lo sosteneva: in altre parole alla gravità e alla decompressione di un versante sovracompresso e ad alta energia (DAL PIAZ, 1992). Schematizzando l'evoluzione del processo, l'insieme di questi fattori ha prodotto nello stadio iniziale l'apertura di vecchi giunti e di nuove fratture parallele al versante e la loro migrazione verso l'alto, con disarticolazione dell'ammasso roccioso e la formazione di depressioni chiuse. Segue lo stadio intermedio, caratterizzato da lenti fenomeni di scivolamento dell'ammasso roccioso lungo le rocce carbonatiche tettonizzate dell'unità Pancherot-Cime Bianche e soprattutto lungo il sottostante contatto milonitico-cataclastico tra la Zona del Combin inferiore e la Zona di Zermatt-Saas: il processo è governato da faglie gravitazionali, subverticali o listriche, con formazione di una successione di grandi gradini che progressivamente si abbassano, ruotano e si rompono ulteriormente, dando luogo alle prime frane nel settore frontale e in quelli più acclivi. Lo stadio finale, tuttora in atto, è caratterizzato dal collasso dell'intera dorsale, con sviluppo di frane e di campi di grandi massi che rivestono vasti settori alla base del versante. Nel loro insieme, il pianoro sommitale della Motte de Plété e la sottostante gradinata di blocchi ruotati e ribassati costituiscono un analogo naturale, a piccola scala, della spalla e degli alloctoni estensionali di un margine continentale passivo di tipo asimmetrico.

Jumeaux - Già nota e cartografata come *région écroulée* (ARGAND, 1908), frana (HERMANN, 1938), frana dei Jumeaux (BERTOLO, 1990; DAL PIAZ, 1992) o *Sackungmasse* del Rif. Bobba (BUCHER *et alii*, 2003, 2004), la deformazione gravitativa dei Jumeaux si distingue dalla DGPV della Motte de Plété per i suoi caratteri peculiari, simili a quelli di una frana di scivolamento in blocco in un versante roccioso molto acclive (è stata inserita in questo capitolo per le dimensioni dell'accumulo e per la sua posizione in fronte alla DGPV della Motta di Plété). Si tratta di uno o più frammenti di basamento cristallino (paragneiss kinzigitici in genere alterati, con pegmatiti, occasionali anfiboliti e rari marmi a silicati), formanti un ammasso ancora unitario anche se fratturato, allentato o fortemente disarticolato al suo interno, ma tale da suscitare l'errata impressione della presenza di roccia in posto, indicata come tale nel Foglio Monte Rosa alla scala 1:100.000 (1912) e riferita alla Serie di Arolla. Il corpo ha forma subtriangolare e notevole spessore,

si estende per circa 2.5 km² dallo sperone del Rif. Bobba (2770 m) al letto del Marmore (2000-1950 m), con una fronte di 1.5 km, ed è delimitato lateralmente dai valloni di Maberger e Vofrede (Fig. 119A): il volume coinvolto è dell'ordine di 200 milioni di m³. Il profilo topografico mostra due principali rotture di pendenza (a 2570 e 2250 m) e altre minori, parallele all'asse vallivo; verso la parte frontale il corpo mostra una crescente frammentazione sino ad apparire, a tratti, come un ammasso di grandi blocchi sciolti, frammisti a materiale fine. La zona di distacco non ha particolare evidenza morfologica, ma in ogni caso è riferibile all'unità kinzigitica del lembo Mont Mary-Cervino che affiora tra i 3300 e i 2400 m di quota nella parte inferiore della grande parete delle Murailles, nel tratto Becca di Guin-Jumeaux. Il fenomeno è avvenuto lungo uno o più piani di scivolamento ravvicinati, costituiti da un sistema di fratture a franappoggio inclinate meno della parete, accoppiate a discontinuità parietali e discordanti rispetto alla scistosità e alle strutture regionali, disposte entrambe a reggipoggio (vedi sezione geologica B); l'orizzonte di scorrimento è marcato da cataclasi e breccie di frizione nerastre e rugginose, affioranti localmente presso il Rif. Bobba, con pendenza di 40-50° e spessore sino a 20 m circa. Il rigetto verticale è di oltre 400 m e la traslazione sul piano orizzontale di circa 1700 m. Alla fronte, il corpo ha uno spessore attorno ai 300 m ed è ubicato in riva destra del Marmore, senza occupare l'intero fondovalle, situazione forse spiegabile ipotizzando che esso si sia arrestato contro il ghiacciaio del Marmore, ancora presente. Il corpo di frana presenta, soprattutto nel settore settentrionale (sinistro idrografico), chiari segni di rimodellamento e di deposito ad opera del ghiacciaio di valle e di quelli una volta esistenti ai suoi lati, risultando quindi antecedente alle loro ultime riavanzate maggiori (BERTOLO, 1990; DAL PIAZ, 1992): buona parte del dissesto era già avvenuto nel Tardoglaciale quando la "linea di equilibrio" (ELA) si attestava ancora sotto i 2400 m (cfr. IV.4.1).

Cresta della Forca, Grand Collet, Becca d'Aran - Deformazioni gravitative con distacco e scivolamento di fette di pareti rocciose lungo fratture subverticali e discontinuità tettono-stratigrafiche a basso angolo sono presenti al margine nord-orientale del foglio, nella conca del Breuil e nel versante sinistro dell'alta Valtoumenche, ove costituiscono la parte frontale di dissesti ubicati nel contiguo Foglio Monte Rosa. Il primo caso è situato alla base della parete sud della Cresta della Forca (Furggrat) e coinvolge le successioni carbonatiche e silicoclastiche dell'unità Pancherot-Cime Bianche, ribassate di circa 250 m ed appoggiate su un substrato di metabasalti con banda di quarziti a manganese. Il dissesto si estende lateralmente alla zona dei Trinceramenti dei Fornets, a est del foglio, dove il rigetto si riduce a circa 150 m (Fig. 103).

Il Grand Collet (2725 m) è una propaggine frontale della grande DGPV delle Cime Bianche (Foglio Monte Rosa), una caratteristica bassa dorsale che attualmente divide in due parti il circo glaciale tra la Motte de Plété e la Becca d'Aran, in origine molto ampio. Si tratta di un gigantesco blocco della Zona del Combin, formato da calcescisti, prasiniti, dolomie e quarziti triassiche, scivolato lungo il contatto tettonico con la sottostante Zona di Zermatt-Saas, dolcemente inclinato verso valle (ovest). Come appare chiaramente nell'immagine LIDAR

(Fig. 119A), il Grand Collet è una specie di “ferro da stiro” a pianta lenticolare, con sommità piatta (paleosuperficie erbosa tipo quella della Motta), fianchi acclivi e ampio settore frontale deformato da trincee e gradini diretti NE-SO. Verso monte si osserva il complesso sistema di trincee e gradini diretti nord-sud che deformano il lato occidentale della cresta spartiacque delle Cime Bianche (Bec Carré-Pointe Sud, CTR), costituita dalle successioni calcareo-dolomitiche dell'unità omonima. Prendendo come riferimento la quota del contatto tra l'unità Pancherot-Cimne Bianche e i calcescisti con prasinita del Combin superiore lungo la cresta nord del M. Roisetta (2970 m), apparentemente esente da significative deformazioni gravitative, e supponendo che il blocco del Gran Collet provenga dalla depressione tra la Pointe Sud e il colle q. 2826 m, si ottengono una traslazione orizzontale di almeno 1300 m e un ribasso di circa 300 m. Il dissesto delle Cime Bianche-Grand Collet è una tipica DGPV caratterizzata da fratture, gradini e grandi depressioni chiuse, espressione di lente deformazioni ricorrenti lungo un piano di scivolamento ben definito, rappresentato dal contatto tettonico tra le unità del Combin e di Zermatt-Saas.

L'esempio di un analogo dissesto gravitativo allo stato embrionale è offerto dalla impervia parete occidentale della q. 2864 m (IGM), a sud della Becca d'Aran (Fig. 84); essa è costituita dalle successioni silicoclastiche e carbonatiche permo-mesozoiche dell'unità Pancherot-Cime Bianche e da un cappello di calcescisti con intercalazioni di prasinita e di serpentinita milonitiche. Un sistema pervasivo di fratture ha favorito il distacco dalla parete di alcuni blocchi e torrioni isolati, mentre nella sovrastante conca erbosa, sul lato orientale della cresta, la deformazione incipiente ha prodotto alcune trincee dirette nord-sud, come la parete.

Valtournenche paese - La DGPV attiva del paese di Valtournenche (Fig. 121A) è ubicata sul fianco sinistro della valle e copre un'area di circa 1 km² per la parte morfologicamente più evoluta, modellata su un substrato costituito da metagabbri, metabasiti, serpentinita e marmi dell'unità eclogitica Zermatt-Saas. Si tratta di un'area variamente ribassata, delimitata a monte da un gradino di scivolamento espresso dalla grande scarpata semicircolare visibile a sud-est di Bringaz, con coronamento a 1840 m, al margine della piana glaciale e palustre di Chanleve (Champ de l'Eve, campo dell'acqua, CTR-IGM). Verso sud (Muranche), la presenza di alti morfologici separati da vallecole (Fig. 121B) sono il segno di un rilascio dell'ammasso roccioso verso il T. Cheney. Un secondo gradino di scivolamento, di forma arcuata ed esteso da 1650 a 1550 m circa, delimita un settore con maggiori evidenze di collasso su cui poggiano l'abitato di Cretaz (1500 m) e le frazioni sottostanti. Il parcheggio a sud del paese è insediato nella maggiore depressione chiusa della zona.

L'intensa fratturazione e lo stato di allentamento del substrato roccioso favoriscono la produzione di estese e potenti coltri di natura gravitativa (accumuli di crollo, falde detritiche e prodotti detritico-colluviali) che vanno a coprire la maggior parte della superficie, mascherando affioramenti e coperture originarie. In particolare, la frammentazione dei metagabbri ha prodotto alla base della DGPV di Valtournenche un deposito a blocchi decimetrici spigolosi in matri-



Fig. 121- DGPV di Valtournenche: (A) visione d'insieme; (B) elementi morfologici.

ce sabbioso-ghiaiosa (10-30%) che localmente passa, per comminata cataclasi della roccia, a potenti lenti di sabbie finissime di colore giallognolo inglobanti rari granuli. Tali prodotti fini costituiscono parte della coltre che ammantava il tratto inferiore della DGPV. Le serie lesioni alla chiesa parrocchiale e ai riparti presso il municipio sono l'effetto di deformazioni locali dovute ad erosione al piede della DGPV da parte del T. Marmore; il dissesto è stato arrestato, almeno per il momento, con importanti lavori di consolidamento (palificate e opere di sostegno) effettuati nel 2005.

Chamois - Una deformazione gravitativa allo stato iniziale è visibile lungo la cresta spartiacque che separa la comba di Chamois da quella di Cheneil (Cheneil), nel tratto tra P. Fontana Freida e P. Faliner e nel suo versante meridionale. Anche in questo caso il dissesto coinvolge le successioni di calcescisti con pietre verdi del Combin superiore e l'unità Pancherot-Cime Bianche: è segnalato dallo sdoppiamento della cresta presso q. 2535 e da un insieme di piccoli gradini, trincee e rigonfiamenti del versante che si estendono, verso ovest, sino alla cresta rocciosa (metagabbri) del M. Charvaz (2248 m) e, verso valle, almeno sino agli alpeggi di Charavellessaz (2136 m). Si tratta di un dissesto destinato ad ulteriore evoluzione. Analoghe deformazioni si osservano nel versante occidentale della P. Fontana Freida, sopra la mulattiera per Cheneil che corre lungo la spalla glaciale al contatto tettonico tra le zone del Combin e di Zermatt-Saas.

Tantanè - Sul versante orientale del M. Tantanè, versante di Ayas, il basamento cristallino del lembo del Pillonet (gneiss occhiadini, minuti e milonitici, con micascisti verso nord) ed il suo substrato tettonico (calcescisti e subordinate prasiniti del Combin) sono ribassati di circa 150 m lungo un piano di scivolamento ad alto angolo, subparallelo al versante, discordante rispetto alle anisotropie tettono-stratigrafiche della regione. Il dissesto si distingue per un insieme di zone rigonfiate e depresse, gradini e trincee, talora di notevoli dimensioni, chiaramente visibili nell'immagine satellitare, comprendente anche lo spettacolare *rock glacier* del circo sud-occidentale del Tantanè (DAL PIAZ, 1976).

La pietraia ai piedi del versante occidentale del M. Tantanè (metagabbri permiani intesamente fratturati) ospita, a 2450 m, i resti di un insediamento del primo sec. a.C. (Età del Ferro) (Fig. 122A).

Torgnon-Cima Bianca - Altre deformazioni gravitative sono presenti nel versante destro della Valtournenche, nella zona di Torgnon, lungo il vallone che conduce al massiccio della Cima Bianca e ai piedi della P. Cian (Tsan). La prima DGPV, tra le maggiori dell'area (10 km²), coinvolge il versante orientale della cresta Becca d'Aver-La Fenêtre, costituita da calcescisti e pietre verdi della Zona del Combin, e si estende per circa 4 km sino al T. Marmore, deformando una potente coltre di depositi glaciali; su di essa sorgono le numerose frazioni del comune di Torgnon. Il settore inferiore, maggiormente collassato (Navillod) e ampio oltre 1,5 km², ha raggiunto e sbarrato il fondovalle di Antey, creando a monte una depressione lacustre poi colmata da apporti alluvionali. La seconda DGPV, di piccole dimensioni, è ubicata sul versante opposto del vallone e si estende da poco sotto la Fenêtre d'Ersaz (2290 m) all'alpeggio di Varetton e al fianco sinistro della palude di Detor (1920 m), ricoprendo un'area di circa 1 km²: si tratta di un pendio erboso e boschivo, costituito da un substrato di prasiniti con intercalazioni di calcescisti e serpentiniti affioranti localmente sotto estesi depositi quaternari. La DGPV è messa in evidenza da collassi e rigonfiamenti e da due sistemi di gradini, trincee e depressioni chiuse, diretti rispettivamente NNE e ONO, paralleli alle due creste rocciose che delimitano il dissesto a monte e lateralmente. Dal punto di vista strutturale siamo nell'ambito della Zona del Combin, nel tratto dove l'unità è interposta tra il lembo eclogitico di Etirol-Levaz, a letto, e il lembo del Cervino



Fig. 122 - (A) M. Tantanè, versante occidentale: resti di un insediamento del primo sec. a.C. (Età del Ferro). (B) Cava di interti nella conoide del T. Vofrede in riva destra del Marmore a monte di Vorpilles e panorama del settore sud-occidentale della DGPV della Motta di Pleité.

a tetto. Salendo di quota e passando sul versante destro del vallone si incontrano le deformazioni gravitative che coinvolgono gli gneiss minuti della Serie di Arolla con intercalazioni carbonatiche della Zona di Roisan: si osservano nel circo ad oriente della Cima Bianca, nella dorsale che lo delimita a sud (sdoppiamento di cresta) e nel suo settore frontale, tra Crot des Labies e Crot di Loy. Ancora nel massiccio della Cima Bianca, ma sul lato opposto, ricordiamo il dissesto gravitativo che deforma, con fratture, gradini e collassi, il basamento milonitico e le rocce carbonatiche mesozoiche esposte nel ripido versante sinistro della Valle di St Barthélemy, tra q. 2555 m e il fondovalle presso l'alpeggio di Ollièr (2007 m). Nel 2010, in un tratto di cresta sdoppiata che interessa il fianco occidentale del M. Miracle è stato scoperto un insediamento preistorico riferibile all'Età del Ferro, analogo a quello del Tantanè (segnalazione Uff. Beni Archeologici della Regione).

Gran Pays - Una DGPV in fase iniziale, tipica nelle forme, ma di piccole dimensioni (circa 1.2 km²), si osserva lungo la cresta sdoppiata del M. Grand Pays (Fig. 45A) e nel suo versante occidentale, sino al fondo (2100 m circa) della Comba Deche. La cresta di vetta e il tratto superiore del versante sono modellati nelle successioni carbonatiche triassiche (CIARAPICA *et alii*, 2010) della Zona di Roisan, con subordinate miloniti, caratterizzate da un marcato ripiano erboso, ribassato e dolcemente ruotato in contropendenza. La parte sottostante è costituita da ortogneiss minuti e milonitici e da paragneiss kinzigitici del Mont Mary, fratturati, a tratti collassati e coperti da estesi depositi di frana.

Valpelline - Piccole deformazioni gravitative allo stadio embrionale sono presenti nel fianco sinistro della bassa Valpelline. L'esempio principale è fornito dal versante settentrionale della Becca di Noail (Novailloz, 2587 m), costituito da gneiss minuti e milonitici della Serie di Arolla (Iembo Dent Blanche), situati a tetto della Zona di Roisan e a letto della Serie di Valpelline: l'ammasso roccioso non appare sostanzialmente dislocato, ma un certo grado di allentamento è segnalato da un gradino arcuato a monte, da grandi fratture aperte e da colate detritiche che rivestono il ripido versante sino all'alpeggio di Verdignolettaz (1408 m).

Sul versante destro della media Valpelline, un collasso a gradinata con trincee e fratture aperte deforma la falesia di gneiss granitici della Serie di Arolla posta sul fianco destro della comba sospesa di Faudery, tra 2200 e 2000 m.

Incipienti deformazioni gravitative si osservano nel complesso kinzigitico in cui è modellato il ripido versante sinistro della Valpelline.

3. - RISORSE MINERARIE E ATTIVITÀ ESTRATTIVA

Nel foglio sono comprese alcune mineralizzazioni a Cu-Fe che hanno dato luogo, in un passato ormai lontano, a modesta attività estrattiva o di ricerca. Sono insediate nel basamento cristallino del lembo della Dent Blanche in Valpelline e, in prevalenza, nelle successioni di calcescisti con pietre verdi della Zona Piemontese in Valtourneche (CASTELLO, 1981). Nessuna delle numerose mineralizzazioni a silicati ed ossidi di Mn è stata oggetto di lavori minerari, a differenza dei giacimenti di Alagna-Feglierec e di Praborna-St Marcel (DAL PIAZ *et alii*, 1979, 2010; MARTIN-VERNIZZI, 1982).

3.1. - MINERALIZZAZIONI DI CALCOPIRITE E PIRROTINA NELLA SERIE DI VALPELLINE

La miniera di la Servaz presso Bionaz

La miniera di rame di Bionaz, più propriamente de la Servaz, è situata nella falesia in riva destra del T. Buthier, a est della frazione di Dzovenno. La sua ubicazione è indicata nella carta geologica allegata alla monografia di DIEHL *et alii* (1952), al limite tra kinzigiti e una intercalazione di anfiboliti. La miniera, da tempo abbandonata, sfruttava un filone di quarzo latteo sterile e di quarzo grigio impregnato di

calcopirite, spesso 2-3 m. Il filone è incassato in discordanza nei paragneiss a biotite, granato, sillimanite e grafite con intercalazioni di anfiboliti e marmi cristallini del complesso kinzigitico, immerge a sud-ovest di circa 85° e raggruppa cinque affioramenti principali, deformati da faglie e fratture, per una lunghezza complessiva di circa 200 m. Seguendo la descrizione di MONTIBELLI (1927), la coltivazione avveniva in tre livelli: il primo (1574 m) ubicato al bordo della strada comunale di Bionaz, 15 m dalla superficie, il secondo 25 m sotto il primo e il terzo 46 m sotto il secondo. Il filone è troncato da una grande zona di faglia, visibile in sotterraneo, di ampiezza variabile dai 3 m (II livello) ai 20 m (III livello): il tratto settentrionale, situato a letto della faglia, era la parte più interessante dal punto di vista della coltivazione, quello meridionale, a tetto della faglia, costituiva la parte più deformata e frammentata del filone. Vi sono inoltre faglie minori con direzione conforme a quella degli gneiss kinzigitici. Secondo le valutazioni di MONTIBELLI, il tenore in Cu nel *tout-venant*; era del 5 % e, separando il minerale dalla ganga, si otteneva un prodotto al 22% circa in Cu, stime molto ottimistiche come risulta dalla scarsa fortuna della miniera. Gallerie in direzione, traverse, livelli, pozzi e camminamenti hanno permesso a MONTIBELLI di valutare l'estensione del filone mineralizzato per 100 m di lunghezza e 87 m di altezza. La mineralizzazione tenderebbe ad arricchirsi in profondità e vi sono altri 80 m di filone da esplorare, con buona probabilità che la mineralizzazione continui anche al di sotto.

Attualmente la miniera non è più accessibile. Osservazioni geologiche di superficie suggeriscono che si tratti di una mineralizzazione idrotermale relativamente recente, alimentata o riattivata dai fluidi veicolati dalle grandi faglie del Buthier e Praz de Dieu-Vofrede, di possibile età oligocenica se riferite alle manifestazioni di quarzo aurifero e alle listveniti della Val d'Ayas e della faglia Aosta-Ranzola (BISTACCHI *et alii*, 2001).

Filoni idrotermali di quarzo a pirrotina

Alcuni filoni di quarzo con modesta mineralizzazione di pirrotina sono segnalati in Valpelline a sud della frazione di Closé (Oyace) e a nord-est di Chez-Chenauz (Bionaz), indicati entrambi nella carta di DIEHL *et alii* (1952): i filoni sono potenti sino a un metro e hanno giacitura discordante rispetto alla foliazione del complesso kinzigitico.

3.2. - MINIERE E MINERALIZZAZIONI DI PIRITE-CUPRIFERA NELLA ZONA PIEMONTESE

Petit Monde

Il giacimento piritoso-cuprifero di Petit Monde è situato nel versante destro della media Valtourneche, sotto il paese di Triatel, poco a monte di Antey-St-André. Planimetrie e rappresentazioni schematiche della miniera, riportate da PIEPOLI (1934) e BURTET-FABRIS *et alii* (1971), indicano la presenza di una galleria principale (1350 m), con discenderia, e i ribassi Felice (1335 m) e Catullo (1312

m), in parte ancora accessibili con le dovute cautele: l'ubicazione degli imbocchi è indicata nella Carta dei sentieri n.7, Valtourneche, edita da l'Escursionista. Il giacimento è stato oggetto di ricerche nell'Ottocento (citato nel 1880 dalla Rivista del Servizio Minerario) e soprattutto nel primo quarto del Novecento, con sospensione delle attività nel 1927, ripresa nel 1941 ad opera della "Società anonima ricerche e coltivazioni miniere" di Milano ed abbandono definitivo nel 1946. In base ai dati forniti nel 1927 dal Ministero dell'Economia Nazionale i tenori in Cu erano del 1-2%, mentre i concentrati al 12% in Cu e al 24-40% in S avrebbero contenuto 50-80 g di argento e 4-23 g di oro per tonnellata; dal 1942 al 1945 sono state estratte 46.000 tonnellate di *tout-venant* con tenore in Cu dello 0.95% (BURTET-FABRIS *et alii*, 1971), insufficiente per una gestione economica del giacimento. Con riferimento ai due articoli sopra citati, la mineralizzazione è costituita da pirite, subordinata calcopirite e limitate quantità di bornite e pirrotina in fini impregnazioni diffuse entro anfiboliti albitiche ad anfiboli sodici e calcici, epidoto, granato, mica bianca, biotite, clorite \pm calcite e raro quarzo. La mineralizzazione tende a concentrarsi in lenti molto appiattite che, nel loro complesso, formano un orizzonte dai contorni mal definiti, esteso per qualche centinaio di metri, spesso da 0.5 a 1.5 m, concordante con la scistosità regionale delle rocce incassanti, inclinato verso nord-ovest (reggipoggio) di una ventina di gradi e deformato da pieghe, ondulazioni e fratture; vi si associano venette discordanti di albite, anfibolo verde, calcopirite \pm pirite, che si estendono sovente alle metabasiti incassanti. Il giacimento mostra un "brucione" d'alterazione con roccia sfatta di colore bruno (limonite) e con chiazze verdi e azzurre (carbonati di rame). L'orizzonte mineralizzato è situato nel tratto superiore di un potente corpo di magnesio-metagabbri dell'unità eclogitica di Zermatt-Saas, esposto in modo discontinuo a causa del fitto bosco che ricopre il ripido versante. La roccia ha struttura da *flaser* a scistoso-laminata ed è costituita da aggregati verdognoli di orneblenda verde-azzurra, actinolite, clorite \pm clinopirosseno con estesa alterazione nefritica e da aggregati beige-giallognoli di albite, epidoti e zoisite che sostituiscono, rispettivamente, i minerali femici e il plagioclasio calcico del protolite gabbriaco. Vi si associano porfiroblasti di granato con alterazione in clorite da incipiente a pervasiva e, in quantità accessoria, rutilo, titanite e carbonato. Nei tipi più deformati il *fabric* fibroso-lenticolare o lineato è sostituito da una struttura milonitica a bande, con alternanza di liste mm-cm verdognole e di liste chiare. Non mancano infine, nel giacimento, varietà con abbondante albite a sviluppo porfiroblastico o ricche in clorite, d'aspetto prasinitico-ovarditico, ma con relitti di granato. Come indicato nella carta geologica, il grande corpo di metagabbri si estende al versante sinistro della Valtourneche ed è coperto da una potente successione di metagabbri e melagabbri eclogitici con intercalazioni di eclogiti glaucofaniche, glaucofaniti granatiferi e loro prodotti di retrocessione in facies scisti verdi, derivati da basalti tholeiitici alti in Fe-Ti, con vario grado di alterazione oceanica (KIENAST, 1983).

Tornando alla mineralizzazione, oltre alla pirite e ai già citati altri solfuri visibili ad occhio nudo lo studio al microscopio in luce riflessa segnala la presenza nei blasti di pirite dei seguenti inclusi: cubanite, blenda, galena, oro nativo,

molibdenite, tetradimite, millerite, tetraedrite, bismutinite e, tra gli ossidi, rutilo, ilmenite, ematite e rara magnetite (OMENETTO, 1969; BURTET-FABRIS *et alii*, 1971). Tali inclusi, analoghi a quelli rinvenuti nella miniera piritoso-cuprifera di Alagna e interpretati come microrelitti della paragenesi magmatica primaria (DAL PIAZ & OMENETTO, 1966), sono tutti riferibili al metamorfismo alpino (OMENETTO, 1969). A Petit Monde mancano i relitti di pirite d'aspetto "colloforme" rinvenuti ad Alagna e in altri giacimenti piritoso-cupriferi della Zona Piemontese (NATALE, 1969), a testimonianza della loro origine idrotermale di ambiente oceanico, attribuibile anche al giacimento di Petit Monde.

Vorpilles

Piccolo giacimento di pirite cuprifera associata ad un orizzonte di quarziti, marmi e micascisti quarzoso-granatiferi intercalati in una potente successione di prasiniti epidotiche, talora a carbonato e tormalina, contenenti qualche livello di calcescisti e che passano a cloritoscisti albitici (ovarditi) nel settore settentrionale. Il giacimento è situato sul versante destro dell'alta Valtourneche, alla quota di circa 2030-2040 m, 400 m ad ovest dell'alpeggio Vorpilles (GLOM, 1977; DAL PIAZ & OMENETTO, 1978). In tempi lontani è stato oggetto di limitata attività estrattiva, documentata da piccole coltivazioni a cielo aperto e da una galleria di carreggio (2015 m) con *decauville* e scarica al di sotto del suo imbocco. La successione ofiolitica è compresa tra gli scisti argentei permiani dell'unità Pancherot-Cime Bianche, a tetto, ed il potente corpo di serpentiniti di Les Perères-Gouffre de Bousserailles, a letto (Figg. 60, 81): riferita inizialmente ad una unità sommitale della Zona di Zermatt-Saas (DAL PIAZ & ERNST, 1978), la successione vulcano-sedimentaria è stata poi attribuita alla Zona del Combin inferiore (BUCHER *et alii*, 2004).

La mineralizzazione ha tipica giacitura stratiforme ed è costituita da prevalente pirite massiccia di colore giallo oro che si concentra in un letto maggiore, potente 30-50 cm, e in alcuni livelli centimetrici, associati intimamente a scisti quarzoso-micacei e a quarziti di vario tipo. Si riconoscono micascisti carbonatici a clorite, granato e cloritoide, quarziti a fengite, clorite \pm epidoto, minori orizzonti sottili di marmi a quarzo, granato, clorite, mica bianca \pm anfibolo e minerali opachi, calcescisti granatiferi a clorite ed epidoto, fels epidotico-granatiferi a mica bianca, clorite, cloritoide, anfibolo. Micascisti granatiferi e fels silicatici si distinguono per la presenza di abbondante cloritoide, minerale generalmente assente nella Zona del Combin. L'intera successione mineralizzata, spessa 1-1.3 m, è intercalata nella barra di metabasalti prasinitici sopra ricordati, alcuni metri sotto un livello di micascisti carbonatici a clorite e granato. Verso sud l'orizzonte mineralizzato si avvicina progressivamente al contatto tra prasiniti e metasedimenti, sino ad affiorare alla base di questi ultimi.

Al microscopio la mineralizzazione piritoso-cuprifera appare in due distinte tipologie, legate da rapporti transizionali (DAL PIAZ & OMENETTO, 1978): i) tipo essenzialmente piritoso, con pirite in aggregati granulari (≥ 1 mm) e scarse in-

clusioni di calcopirite, calcopirite + bornite e blenda; la matrice interstiziale è essenzialmente quarzosa, talora con mica bianca, clorite e scarsa calcopirite; ii) tipo piritoso-cuprifero *s.s.*, con aggregati di idroblasti e granoblasti di pirite ad inclusi di calcopirite, calcopirite + bornite, calcopirite + mackinawite, con pirite mobilizzata in piccole fratture e con calcopirite + blenda. La matrice è anche in questo caso quarzoso-silicatica, con porfiroblasti di granato, plaghe carbonatiche, titanite con orlo di rutilo. La mineralizzazione a Cu-Fe-Zn e il suo contesto litostratigrafico mostrano sensibili analogie con altre mineralizzazioni piritoso-cuprifere della Zona Piemontese, specie con quelle associate alle successioni vulcano-sedimentarie dell'unità del Combin. La mineralizzazione non è in diretta contiguità con le metabasiti circostanti: è insediata in una successione sedimentaria ad elevato contenuto in silice biogenica e/o idrotermale ed è riferibile all'attività dei fluidi durante l'espansione del bacino mesozoico ligure-piemontese, in analogia con le mineralizzazioni idrotermali rinvenute nei moderni oceani (BONATTI *et alii*, 1976) da cui si differenzia per aver subito una intensa ricristallizzazione metamorfica alpina.

Conca di By

Nei metasedimenti della Zona del Combin situati a letto e all'esterno del lembo della Dent Blanche è insediata una mineralizzazione di pirite e calcopirite, coltivata in un passato certamente remoto (discenderia e galleria di carreggio franata, 2640-2620 m). La sua ubicazione è indicata nel Foglio Aosta della Carta Geologica d'Italia alla scala 1:100.000 (1912, rilievi di NOVARESE), nella carta geologica alla scala 1:25.000 di DIEHL *et alii* (1938, 1952) e nella carta schematica che accompagna l'inventario delle mineralizzazioni nella Zona piemontese compilato da CASTELLO (1981), che la riporta col nome di "filone" di Grange de Balme; è inoltre segnalata da ENGASSER (1923) e citata brevemente nelle note del Foglio Chanrion-Velan (BURRI *et alii*, 1999). Il "filone" è compreso nel Foglio Gran San Bernardo, a nord-est del Col de la Bonne Mort (CTR), 700 m circa a nord-ovest dell'Alpe Filon (2483 m), presso il limite occidentale del Foglio Monte Cervino. Si tratta di una mineralizzazione idrotermale con giacitura stratiforme, ricristallizzata e deformata ad opera dell'orogenesi alpina, degna di nota perché, come quella di Vorpilles, è insediata in quarziti e calcescisti e non è in contatto diretto con metavulcaniti prasinitiche, come avviene di norma.

Nella stessa unità tettonica è ubicata, più a valle, la miniera inattiva di Ollomont (Foglio Gran San Bernardo), con mineralizzazioni piritoso-cuprifere situate in prevalenza nella zona di contatto tra calcescisti, quarziti e prasiniti (PIEPOLI, 1933; GAMALERO, 1969; CASTELLO, 1981).

3.3. - CAVE

L'attività estrattiva presente nel Foglio Monte Cervino è molto modesta a differenza di quella, ancora fiorente, nell'area del Foglio Chatillon. Essa è da tempo

limitata alla sola cava di inerti aperta in riva destra del Marmore poco a monte di Vorpilles, alla base del grande conoide di origine mista, con ricorrenti *debris flow* legati alle piene del torrente Vofrede e dei suoi affluenti, disposti a ventaglio tra lo sbocco dell'omonimo vallone glaciale ed il fianco destro della DGPV dei Jumeaux (Fig. 122B).

Una grande cava di inerti era stata aperta nei depositi morenici e detritici per il calcestruzzo della diga di Place Moulin, cave minori per le dighe di Cignana e del Goillet.

In passato era stata aperta una cava per coltivare le quarziti lastroidi alla base della cresta nord del M. Pancherot, 100 m a sud dell'Alpe Croux de Dza (Fig. 85A-C); la zona era servita da una strada bianca a partire da Crepin (1594 m), frazione di Valtourneche, rappresentata nella CTR e attualmente impraticabile. Le quarziti appartengono all'unità Pancherot-Cime Bianche, sono rappresentate in carta con il codice PCBc. Si tratta di quarziti bianche, molto pure, facilmente suddivisibili in lastre spesse qualche cm. Erano usate allo stato grezzo per lastricati e palladiane, non come "lose" per tetti essendo in genere troppo piccole a causa della fratturazione. Dettagli sulla loro composizione sono descritti nel capitolo IV, dedicato alla stratigrafia.

4. - SORGENTI

Le sorgenti nel foglio Monte Cervino sono situate al limite tra corpi porosi (permeabilità primaria) o fratturati (permeabilità secondaria) e un substrato impermeabile di varia natura. La prima tipologia, del tutto prevalente, si riscontra in depositi gravitativi, alluvionali o glaciali la cui permeabilità dipende dalle dimensioni dei clasti, dal loro addensamento e dalla percentuale di matrice fine. I principali *reservoir* sono costituiti da detrito di falda, colate di pietre, accumuli di frana, depositi glaciali di ablazione e *rock glacier*, con ubicazione delle sorgenti alla loro fronte, lungo il contatto con depositi glaciali di fondo, con depositi colluviali fini o con il substrato roccioso. Qualche esempio: Villa Rey a Cervinia; la Saletta-Illiaz e Chanleve a Valtourneche; Cheney; la Magdaleine; Chavalary, Salvé e alta Valle di St Barthélemy; combe di Montagnayes, Vessonaz e Verdonaz, sul versante sinistro della Valpelline, e combe d'Oren, Grand Chamin, Vertsan e Crête Sèche in quello opposto. In rapporto con la natura, la permeabilità e le dimensioni del *reservoir* e con il tipo di alimentazione la portata delle sorgenti può essere quasi costante o variare notevolmente, con massimi estivi e minimi invernali.

Passando alla seconda tipologia, la permeabilità degli ammassi rocciosi fratturati rimane costante o può aumentare nel tempo, a seconda che la roccia sia insolubile o solubile. Nel primo caso rientra ad esempio la piccola sorgente che si incontra a circa 2230 m lungo il sentiero che sale al Rifugio Crête Sèche: sgorga da una fessura in metagranitoidi della Serie di Arolla ed era provvista, e forse lo è ancora, di un bicchiere metallico con catenella agganciata alla roccia. Il secondo caso è rappresentato dai sistemi carsici attivi in alcuni ammassi carbonatici della

Zona di Roisan, a contatto con gneiss minuti o miloniti della Serie di Arolla: come ricordato nel Capitolo II, gli esempi migliori si osservano alla testata della valle del T. Petit Mond-Torgnon, sia sul lato orientale, nella comba che porta al Colle Saleron, sia su quello occidentale, con l'inghiottitoio di q. 2534 m a monte del Lago Tzan e sorgente captata a nord-ovest dell'Alpe Grand Raye.

Un catasto delle sorgenti e informazioni di dettaglio sugli acquedotti della Valtournenche, della Valle di St Barthélemy e della Valpelline sono reperibili in Regione e presso gli uffici tecnici comunali.

Nel settore svizzero del foglio è rimarchevole la serie di sorgenti allineate lungo il contatto tettonico tra i calcescisti con pietre verdi dell'unità della Luette e i marmi quarzoso-micacei con orizzonti quarziticci della sottostante unità di Mauvoisin, tra Ecuries du Giéto, Fontaines e Tsofeiret (BURRI *et alii*, 1998).

5. - IMPIANTI IDROELETTRICI

Le direttive di governo in favore della privatizzazione del mercato energetico hanno favorito lo sviluppo di trattative, concluse nell'accordo del 19 Aprile 2000, che hanno sancito l'intesa per la vendita, da parte di Enel, dei suoi 25 impianti esistenti nel territorio della Regione; nello stesso tempo veniva costituita una società per la distribuzione dell'energia elettrica con il 51% di Enel e il 49% della Regione. In questo modo la Valle d'Aosta era la prima regione in Italia a gestire in modo autonomo le acque e le relative risorse: l'accordo è diventato esecutivo il 1° giugno 2001 con la creazione della società Geval S.p.A., poi denominata C.V.A. S.p.A., Compagnia Valdostana delle Acque - Compagnie Valdôtaine des Eaux S.p.A., il 1° gennaio 2002. Nel territorio del Foglio Monte Cervino sono attivi gli impianti idroelettrici della Valpelline (Place Moulin) e della Valtournenche (Goillet, Cignana).

5.1. - PLACE MOULIN

Nel comune di Bionaz, in alta Valpelline, il T. Buthier è sbarrato dalla diga di Place Moulin, una delle più grandi d'Europa (Fig. 9A). Il lago artificiale raccoglie 105 milioni di m³ di acqua, raggiunge a massimo invaso i 1965 m di quota ed è alimentato da un bacino imbrifero di 137 km², costituito in origine per quasi il 20% da ghiacciai, ora molto ridotti; il bacino sotteso è di 74 km² e la parte rimanente è raccolta da un canale di gronda, in regresso, in sponda sinistra, e dal canale di derivazione in pressione sul versante destro. La diga è stata costruita tra il 1955 e il 1964. Dati tecnici: diga in calcestruzzo ad arco-gravità, alta 155 m, spessa 47 m alla base e 6,43 m alla sommità, lunga 678 m al coronamento, con pulvino di fondazione ed arco a doppia curvatura. La Fig. 123A mostra un'immagine del cantiere. La diga contiene, al suo interno, due cunicoli perimetrali e otto cunicoli orizzontali percorribili dai tecnici per controllare, con pendoli ed altri



Fig. 123 - Diga di Place Moulin. (A) Il cantiere e l'avandiga dalla spalla destra. (B) Consolidamento ed impermeabilizzazione dell'ammasso kinzigitico fratturato alcune centinaia di m sopra la spalla sinistra della diga di Place Moulin.

strumenti di precisione, i movimenti e le deformazioni dello sbarramento.

La diga è incastrata profondamente nel complesso kinzigitico della Serie di Valpelline, denudato dai depositi quaternari e ripulito dalle rocce d'alterazione superficiale. Il complesso è costituito dalla consueta *suite* di paragneiss e migmatiti con intercalazioni di metabasiti e marmi a silicati ed alcuni canali milonitico-cataclastici prodotti, almeno in parte, dalla faglia del Buthier. La diga è quasi ortogonale rispetto al *bedding* litologico ed alla scistosità regionale, la cui giacitura varia da subverticale a mediamente inclinata verso sud-est procedendo dal lato destro a quello sinistro della zona d'imposta.

L'impianto per il calcestruzzo era ubicato sopra la spalla destra: il cemento proveniva con teleferica da Valpelline, gli inerti dai potenti depositi glaciali e detritici situati sul fianco destro della valle, a 2100-2150 m, circa a metà del futuro invaso. Il canale di derivazione corre in galleria lungo il versante destro della valle sino a quota 1730 m, sopra le località Gay e Arsinez (CTR), dove inizia la condotta forzata per la centrale Enel (ora C.V.A.) di Valpelline. Il canale di derivazione attraversa il complesso kinzigitico sino al suo contatto milonitico-cataclastico con gli gneiss granitoidi e minuti della Serie di Arolla e prosegue in questi ultimi sino a Valpelline, condotta forzata compresa. La centrale di Valpelline è stata costruita assieme alla diga, raggiungendo la piena potenza di produzione nel 1962. La diga di Place Moulin è entrata in servizio nel 1964.

L'energia dei versanti acquisita per gravità e decompressione dopo il ritiro del ghiacciaio olocenico ha prodotto fenomeni di fratturazione e di rilascio parietale nei parascisti della Serie di Valpelline esposti in parete, alcune centinaia di metri sopra la spalla sinistra della diga, in prossimità della faglia Praz de Dieu (Fig. 104C): la zona è stata risanata nel 1989 con opere di impermeabilizzazione e consolidamento dell'ammasso roccioso e con la deviazione delle acque superficiali mediante una canaletta di gronda (Fig. 123B).

5.2. - LAGO GOILLET

Il lago artificiale del Goillet è situato nel bacino idrografico del T. Marmore, a monte di Cervinia, al limite con il Foglio Monte Rosa (Fig. 9B). È sostenuto da una diga a gravità massiccia e le sue acque alimentano la centrale idroelettrica di Perreres (Perrière). Dati tecnici: i) diga in calcestruzzo rivestita in pietra, rettilinea, altezza dal punto più depresso delle fondazioni: 48,60 m, spessore massimo alla base: 16,50 m, spessore al coronamento: 5 m, lunghezza del coronamento: 300 m a 2163,8 m s.l.m., volume: 147.000 m³; ii) bacino artificiale: livello di massimo invaso: 2.526 m (2.515,8 m in carta), livello di minimo invaso: 2495,60 m, capacità utile: 11.826.000 m³, superficie del bacino sotteso 13,80 km², costituito in parte dal ghiacciaio del Ventina. Dalla diga parte una condotta metallica in galleria, lunga 3.400 m circa, sino al pozzo piezometrico (CTR, 2.389 m) in cui si innesta la condotta forzata che scende per 1520 m lungo un piano inclinato sino alla centrale di Perreres (CTR 1.845,28 m). Nella centrale sono installati due gruppi in grado di fornire una potenza efficiente di 18 MW, con portata massima di 3,3 m³/sec e 681,35 m di salto. L'impianto è stato automatizzato nel 1979 e la sua conduzione è telecomandata dalla centrale di Pont St. Martin. Le acque rilasciate dalla centrale e quelle del Marmore a Perreres sono captate con una piccola diga e derivate nella stazione intermedia (Promoron) dell'impianto Cignana-Maen lungo il versante destro della Valtournenche.

La diga e il bacino d'invaso sono impostati su serpentiniti con contatti rodingitici, metabasiti, micascisti, marmi impuri e quarziti dell'unità di Zermatt-Saas. La galleria di derivazione dopo circa 1 km entra nella Zona del Combin fortemente dissestata dalla DGPV della Motta di Pletè, su cui è appoggiata anche la prima parte della condotta forzata soggetta a lente deformazioni (DAL PIAZ, 1992).

5.3. - LAGO DI CIGNANA

Il lago artificiale di Cignana è sostenuto da due dighe a gravità massiccia, la prima in calcestruzzo, la seconda, sulla sinistra, in muratura di pietrame a secco con paramento impermeabile (Fig. 86B). I lavori di costruzione, iniziati nel 1925, si sono conclusi nel 1928. Dati tecnici: i) diga in calcestruzzo: altezza dal punto più depresso delle fondazioni: 58,30 m; spessore massimo alla base: 40 m, spes-

sore al coronamento: 5 m, lunghezza del coronamento: 415 m a 2163,8 m, volume della diga: 153.000 m³; ii) diga in muratura: altezza dal punto più depresso delle fondazioni: 24,50 m, spessore massimo alla base: 40 m, spessore al coronamento: 2,70 m, lunghezza: 105 m, volume della diga: 25.000 m³; iii) bacino artificiale: livello di massimo invaso: 2.157 m., livello di minimo invaso: 2.129,10 m, capacità utile 16.125.000 m³, superficie del bacino imbrifero sotteso 66,40 km². Dal lago di Cignana le acque erano convogliate alla Centrale di Maen (Mayen, 1339 m) mediante un canale di derivazione e una condotta forzata di superficie; recentemente la condotta è stata potenziata e posta in una galleria lunga 1750 m, con diametro di 4.20 m, inclinata verso N128 di 24-35°, scavata con fresa Wirth 340/420 E (BETHAZ *et alii*, 2000; SAPIGNI *et alii*, 2002). A Promoron (IGM, 1796 m), stazione di pompaggio intermedia, l'impianto accoglie anche le acque del Marmore captate alla piccola diga di Perreres (IGM 1836 m) e derivate a Promoron con un canale coperto lungo circa 4 km, percorso da una strada bianca (segnavia n. 8, con tratti in galleria) che sostituisce l'antica *decauville*.

Come indicato in carta e nello schema tettonico a margine, le dighe di Cignana sono fondate nel tratto sommitale dell'unità di Zermatt-Saas, al limite con l'unità del Combin inferiore. Il bacino e la zona sono modellati dall'azione del ghiacciaio e dei torrenti subglaciali. La diga in calcestruzzo è fondata su metabasalti eclogitici, in genere abbastanza retrocessi, metagabbri (lato nord) e locali quarziti manganesiferi. In riva al lago, sulla destra della diga, si osservano i micascisti granatiferi che, assieme alle quarziti a manganese, contengono relitti di coesite (REINECKE, 1991; FORSTER *et alii*, 2004). Il substrato roccioso della piccola diga in muratura di pietrame è nascosto dal lago e da depositi fluvio-glaciali e gravitativi. Il canale di derivazione percorre una zona di metabasiti con accumuli di frana e depositi glaciali di fondo. Da monte a valle, la condotta forzata attraversa la seguente successione (sezione geologica schematica in SAPIGNI *et alii*, 2002): i) anfiboliti albitiche di origine basaltica a granato e altri relitti eclogitici, ii) metagabbri con struttura pegmatoide, *flaser* e milonitica, iii) scaglia di serpentiniti con scisti cloritico-talcosi a tetto, all'interno e a letto, iv) seconda unità di anfiboliti a relitti eclogitici, v) potente successione di calcescisti con bande di metabasiti e scaglie di serpentiniti e cloritoscisti, vi) corpo basale delle serpentiniti di Valmartin, con livelli di cloritoscisti nel tratto superiore e boudins di gabbri rodingitici. La presenza di una zona di taglio spessa una ventina di metri al contatto tra metagabbri e serpentiniti, costituita da una breccia tettonica con matrice milonitica di scisti cloritico-talcosi e actinolitici, ha causato un esteso collasso della volta, il blocco della fresa e l'arresto dei lavori per quattro mesi (BETHAZ *et alii*, 2000). Dettagli tecnici sulla qualità dell'ammasso roccioso e sulle prestazioni della fresa sono esposti in SAPIGNI *et alii* (2002). Il canale di derivazione da Perreres a Promoron attraversa a lungo il grande corpo di serpentiniti a olivina-titanclinohumite di Perreres-Singlin, i metagabbri di Rayes de Proz (1816 m), estese falde detritiche sino allo sperone sopra Crepin, dove iniziano affioramenti di metagabbri e metabasalti eclogitici più o meno retrocessi, serpentiniti e calcescisti dell'unità di Zermatt-Saas, estesi sino a Promoron.

5.4. - MAUVOISIN

Il lago artificiale di Mauvoisin è situato in Val di Bagnes (Distretto di Entremont), nell'angolo nord-occidentale del foglio (Fig. 90A). La diga è stata inaugurata nel 1957 e nel 1990 è stata innalzata, passando da 237 metri agli attuali 250 metri d'altezza: è la diga ad arco più alta d'Europa. È lunga al coronamento 520 metri e il suo volume è di 2.030.000 m³. Il bacino è alimentato dalle acque che scendono dall'alta valle e, in particolare, da quelle rilasciate dai ghiacciai del Giétro e di Otemma, in forte ritiro nell'ultimo ventennio; il lago è lungo 4.9 km e ha un volume di 211,5 milioni di metri cubi, circa il doppio di Place Moulin, con livello di massimo invaso a 1975 m. Le acque sono sfruttate dall'azienda Forces Motrices de Mauvoisin SA di Sion. La diga sbarrava una stretta della valle ed è fondata sui marmi micaceo-cloritici a patina rossastra, con liste di quarziti impure e livelli di microbreccie, appartenenti all'unità di Mauvoisin e riferiti al Giurassico inferiore (BURRI *et alii*, 1998, 1999). La complessa struttura della zona è illustrata nelle sezioni B e C a margine del foglio.

Come ricordato nel capitolo II, la Val di Bagnes aveva subito una disastrosa inondazione nel 1818 per l'improvviso svuotamento del lago generato dal ghiacciaio di Giétro che, durante la PEG, era avanzato sino a sbarrare la valle principale.

VIII - BANCA DATI GEOLOGICA

La creazione di una Banca Dati Geologica digitale (BD) alla scala 1:25.000 è parte integrante del Progetto CARG per la realizzazione e l'aggiornamento della cartografia geologica del territorio nazionale alla scala 1:50.000.

La Banca Dati Geologica, intesa come un *database* spaziale con una componente alfanumerica descrittiva, è un strumento fondamentale per l'organizzazione e la gestione dinamica di tutte le informazioni di interesse (esistenti o prodotte in futuro), facilitando in modo decisivo sia l'attività di analisi che la creazione di cartografia tematica.

La progettazione e la struttura della Banca Dati è stata curata da ISPRA (SGN), mentre la sua realizzazione è demandata ai soggetti responsabili dei fogli (Regioni, Province Autonome, Università, ecc.)

Il Servizio Geologico Nazionale ha pubblicato le Linee Guida per la realizzazione della BD nell'ambito dei Quaderni, in particolare il Quaderno serie III, n.6 e successivi aggiornamenti. In esso sono indicati gli strati informativi in cui vengono organizzate le geo-informazioni, completi delle indicazioni spaziali, ovvero dell'elemento geometrico (vettoriale) che rappresenta le *features*, nonché il contenuto alfanumerico descrittivo associato all'elemento.

La BD del Foglio 070-Monte Cervino è stata realizzata da Land Technology & Services S.r.L. con il coordinamento e sotto la responsabilità della Regione Autonoma Valle d'Aosta.

Il flusso di lavoro può essere sintetizzato come segue:

Creazione della database geologica alla scala 1:10.000, partendo dagli originali d'autore secondo specifiche della Regione;

Realizzazione della BD geologica alla scala 1:25.000 secondo specifiche ISPRA, attraverso processi di generalizzazione, sia automatici che manuali, normalizzazione e transcodifica della BD al 1:10.000, cercando di mantenere il più

alto contenuto informativo possibile in funzione della scala di rappresentazione e della struttura della BD di progetto.

Dalla BD geologica alla scala 1:25.000 sono state realizzate le primitive geometriche per l'allestimento alla stampa del campo carta alla scala 1:50.000 attraverso i seguenti passaggi:

- 1.- Acquisizione ed elaborazione della base topografica svizzera alla scala 1:50.000 in formato raster, non essendo disponibile quella IGM;
- 2.- Migrazione, normalizzazione e transcodifica del settore svizzero del foglio, fornito in formato digitale dal servizio cartografico svizzero ma con struttura e codifica differente;
- 3.- Generalizzazione della BD alla scala 1:25.000 cercando di mantenere inalterato il contenuto informativo del foglio.

Il Monte Cervino è l'ultimo dei quattro fogli geologici alla scala 1:50.000 del progetto CARG, mentre gli altri tre fogli (Aosta, Courmayeur, Chatillon) sono finanziati e pubblicati dalla Regione. Venuti a mancare i finanziamenti statali, la Regione ha continuato l'attività di rilevamento di dettaglio, sempre seguendo le specifiche tecniche stabilite dal Progetto CARG, con l'obiettivo di realizzare una cartografia geologica moderna e completa del proprio territorio.

In particolare, la continuità del Progetto è stata garantita procedendo al rilievo del settore valdostano dei fogli Verres, Monte Rosa e Gran San Bernardo.

Nel 2010 la Regione, considerato che con i progetti in corso (escluso il Gran San Bernardo) aveva circa il 75% del territorio coperto da rilievi geologici originali alla scala 1:10.000, ha deciso di realizzare un continuum geologico regionale normalizzando, transcodificando e validando l'intera banca dati disponibile. L'obiettivo era quello di pubblicare l'intero *dataset* geologico su piattaforma WEB e nella primavera del 2014 la Regione ha reso disponibile quanto realizzato fino ad ora presentando al pubblico, con un convegno, il portale geologico (<http://geologiavda.partout.it>) e ponendo le basi per la gestione integrata e dinamica dei dati geologici.

ABSTRACT

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

Introduction (I) - The Monte Cervino sheet (070) of the Geological Map of Italy, scale 1:50.000 (CARG Project - ISPRA), covers the high mountains of the Pennine Alps from the northern flank of the middle Aosta valley (423 km²) to the southern Valais (149 km²). On the Italian side it covers the upper part of the Valtourmenche and St Barthélemy valleys, the entire Valpelline and the eastern edge of the Conca di By (Ollomont). On the Swiss side it covers the Bagnes valley from the Mauvoisin lake upwards, and the glacial area towards the Zermatt valley (Mattertal), including the Matterhorn (Mt Cervino, 4478 m), the Dent d'Hérens (4175 m), and many peaks over 3500 m in altitude. This is a key area of the western Alps due to the birth and development of geological studies on Alpine tectonics, and is dominated by the Austroalpine-Penninic collisional wedge, a fossil subduction complex of continental and oceanic nappes. The Italian part of the sheet was surveyed on a scale of 1:10.000 and integrated by the interpretation of aerial and satellite images, structural analysis and laboratory work, including micropalaeontology, petrography, mineral and whole-rock chemistry and isotope dating. The Italian working group was coordinated by Giorgio V. DAL PIAZ and was composed of Andrea and Nicola BISTACCHI, Giovanni DAL PIAZ, Franco GIANNOTI, Antonio GUERMANI, Matteo MASSIRONI, Bruno MONOPOLI, Giorgio PENNACCHIONI, Alessio SCHIAVO and Giovanni TOFFOLON, and also greatly benefited from collaboration by Leonsevero PASSERI and Gloria CIARAPICA. Starting from the authors' original maps, a geological database first at 1:10.000 and then at 1:25.000 scales was processed by Bruno MONOPOLI, according to the technical specifica-

tions of the *Regione Autonoma Valle d'Aosta* and ISPRA, respectively. The Swiss part of the sheet was prepared at 1:50.000 scale, thanks to Yves GOUFFON (swisstopo) and based on the modern Chanrion-Mont Velan (BURRI *et alii*, 1998) and Matterhorn sheets (BUCHER *et alii*, 2004) of the *Geologischer Atlas der Schweiz*, scale 1:25.000. These maps were carefully “generalised” by Alessio SCHIAVO to a scale of 1:50.000 and harmonised to the Italian side and its legend. Lastly, the geometric primitives for setting up printing of the Monte Cervino sheet, scale 1:50.000, were prepared by Bruno MONOPOLI and La NUOVA LITO.

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

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

The subduction-related collisional wedge represented in the Monte Cervino sheet and its surroundings from the Aosta valley to southern Valais (Fig. 60) consists of i) upper and lower Austroalpine outliers (Dent Blanche nappe *s.l.*) and the Sesia-Lanzo inlier; ii) the structurally composite ophiolitic Piemonte zone; iii) the underlying Monte Rosa-Gran Paradiso and Gran St Bernard (Briançonnais) nappe system, derived from the European passive continental margin. The upper Austroalpine outliers are represented by the Dent Blanche *s.s.*-Mt Mary-Cervino-Pillonet thrust system (subnappes) located on the top of the orogenic wedge, above the Combin zone, the upper tectonic element of the Piemonte zone: both are characterised by blueschist relics and a pervasive greenschist-facies overprint. The blueschist-facies imprint in the Pillonet klippe is dated to the Late Cretaceous, like the well-preserved eclogitic metamorphism in the Sesia-Lanzo zone (COMPAGNONI *et alii*, 1977). In contrast, the Mt Emilius, Glacier-Rafray, Etirol-Levaz and other lower Austroalpine outliers, all eclogitic, are inserted in the ophiolitic Piemonte zone, between its upper (Combin zone) and lower (Zermatt-Saas nappe) tectonic elements, or within the latter. Robust isotope dating documents the Eocene age of the eclogitic imprint in the lower Austroalpine outliers, as well as in the Zermatt-Saas unit and underlying Monte Rosa and Gran Paradiso continental nappes. To sum up, contrasting P-T-time histories identified two continental-oceanic groups of nappes cutting across the classic Austroalpine-Piemonte boundary, clearly separated by a temporal and metamorphic gap: 1) the upper, older group is composed of the blueschist upper Austroalpine outliers and the Combin zone; 2) the underlying younger group of the lower Austroalpine outliers and ophiolitic Zermatt-Saas nappe, both displaying an eclogitic imprint of Eocene age.

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

In the Aosta valley and southern Valais, the upper ophiolitic element (Combin zone) is dominated by carbonate and terrigenous flysch-type calcschists, alternating with tabular beds of greenschist-facies tholeiitic metabasalt (prasinite). In places, especially near the top, it hosts large olistoliths or tectonic slices of prasinite, metagabbro and serpentinite (DAL PIAZ, 1965, 1999; BEARTH, 1967; KIENAST, 1973; MARTHALER, 1984; SARTORI, 1987; VANNAY & ALLEMANN, 1990; BURRI *et alii*, 1998). Disregarding the metamorphic overprint, these sequences may tentatively be compared with the external Ligurian units in the northern Apennines. A Permian-Mesozoic *décollement* cover unit with continental affinity occurs discontinuously in the lower part or at the base of the Combin zone, *i.e.* the Pancherot-Cime Bianche and Frilhorn units on the Italian (DAL PIAZ, 1988; VANNAY & ALLEMANN, 1990) and Swiss sides respectively (MARTHALER, 1984; SARTORI, 1987). Extensively transposed by isoclinal folding, its stratigraphy can tentatively be reconstructed as follows: basal siliciclastic successions (Permian-Eotriassic?), dolostones and marbles (Middle-Late Triassic), slope breccias with dolomitic fragments (Jurassic?) and brownish calcschists (Cretaceous?). Since the facies affinity is not conclusive, partly recalling either the Briançonnais cover or the Southalpine domain, various paleogeographic sources have been suggested for the origin of these exotic sheets, *e.g.* the European (pre-Piedmont) distal passive margin (ELTER, 1971, 1972; DAL PIAZ, 1974; ESCHER, 1988), Adriatic margin (CABY *et alii*, 1978), or extensional allochthons between them (DAL PIAZ, 1999). As a whole, the upper ophiolitic nappe and its exotic interleavings constitute the

Combin zone, an Argandian term which is still useful to indicate the eclogite-free footwall of the Dent Blanche-Mt Mary-Cervino-Pillonet thrust system.

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

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

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

Metamorphism (V) - This chapter focuses on the principal metamorphic features of the collisional nappe stack (Fig. 99). The prealpine high-grade metamorphism is well preserved only in the kinzigitic complex of the Valpelline unit, recorded by felsic and mafic granulites grading to amphibolite-facies conditions and partial melting (PENNACCHIONI & GUERMANI, 1993; GARDIEN *et alii*, 1994; BUCHER *et alii*, 2004; MANZOTTI & ZUCALI, 2013). Amphibolite-facies assemblages and anatexitic migmatites are also preserved in the pregranitic roof pendants associated with the Arolla series of Mt Morion (BUCHER *et alii*, 2004). Minor high-T relics occurring in the Pillonet klippe (DAL PIAZ, 1976) are dated to the Variscan (CORTIANA *et alii*, 1998). Thermal perturbation with resetting of isotope systems and bimodal igneous activity are recorded during the Permian in the Valpelline and Arolla series, respectively.

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

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

Tectonics and Geodynamics (VI) - This chapter begins by describing the tectonic schemes at the margin of the maps and as Figs. 52 and 60, as well as the five geological profiles, scale 1:50.000, focusing on nappes, tectonic elements (subnappes), mylonitic horizons and ductile post-nappe deformations, from the capping upper Austroalpine outliers to the Mont Fort nappe through the Combin (Tsaté) and Zermatt-Saas nappes. Pre-Alpine high-T isoclinal folding, a second schistosity and amphibolite-facies mylonites are preserved in the Valpelline unit of the Dent Blanche and Mont Mary subnappes (GARDIEN *et alii*, 1994; PENNACCHIONI & CESARE, 1997). Three main Alpine folding phases (D₁-D₃) can be identified throughout the Austroalpine, Piedmont and Penninic nappes (DAL PIAZ & SACCHI, 1969; VANNAY & ALLEMANN, 1990; BALLÈVRE & MERLE, 1993; PENNACCHIONI & GUERMANI, 1993; VAN DER KLAUW *et alii*, 1997; REDDY *et alii*, 2003; FORSTER *et*

alii, 2004; RODA & ZUCALI, 2008; MALASPINA *et alii*, 2011; MANZOTTI & ZUCALI, 2012). Continuous mylonitic horizons occur along the first-rank tectonic contact between the continental and ophiolitic nappes and inside them, for instance the kilometric shear zone between the Dent Blanche *s.s.* and Mont Mary-Cervino subnappes, where most of the Roisan metasediments were trapped. The Alpine regional schistosity is S_2 , whereas S_1 is well preserved mainly at microscopic scale and, in the field, by some crenulated rocks. Many tectonic lines cut the nappe pile in the Monte Cervino sheet and surroundings (Figs. 52 and 60). The important role played by the Oligocene Aosta-Ranzola normal fault (BALLÈVRE *et alii*, 1986; BISTACCHI *et alii*, 2001) is emphasised, as it explains the tectonic lowering and preservation in the area of the Monte Cervino sheet of the eclogitic lower Austroalpine Etirol-Levaz outlier and Crebuchette slice. The ultramylonitic-pseudotachylytic segment along the Valpelline/Arolla contact of the Dent Blanche subnappe (DIEHL *et alii*, 1952; MENEGON *et alii*, 2007) is reinterpreted as brittle reactivation of the previous ductile shear zone by the Buthier fault. The Praz de Dieu-Vofrede fault clearly extends across the Dent Blanche-Cervino subnappes and Combin unit, from the Buthier fault (Valpelline) to the right slope of Valtournenche, vanishing in the large Motta di Pletè deep-seated gravitational deformation (Figs. 60 and 104). The moderate seismicity and related tectonics in the North-Western Alps are briefly reviewed (Fig. 112, Table 3). Lastly, the evolutionary history of this area is discussed, from the Variscan and older events to the polyphase Alpine orogeny, through the Permian-Triassic lithospheric thinning, thermal perturbation and Mesozoic continental rifting. Classic models of Western Tethys, characterised by oceanic channels alternating with one or more lithospheric microcontinents, are replaced by new palaeostructural reconstructions based on mantle denudation, hyper-extended margins and extensional allochthons (DAL PIAZ *et alii*, 2003; MANATSCHAL, 2004; BELTRANDO *et alii*, 2010, 2013; MOHN *et alii*, 2012).

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

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

- Geological DB, 1:10.000 scale, starting from the Authors’ field maps, according to Region specifications;
- Geological DB, 1:25.000 scale, according to ISPRA specifications, through processes of generalisation, normalisation and transcoding of the DB at 1:10.000 scale.

The following steps were done for the cartographic layout and letterpress at 1:50.000 scale: i) acquisition and processing of the Swiss topographic base, scale 1:50.000, in raster format; ii) migration, normalisation and transcoding of the DB for the Swiss sector, received in digital format with different structure and coding; iii) generalisation of DB at 1:25.000 scale.

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

LEGEND OF GEOLOGICAL MAP

NEOGENE-QUATERNARY CONTINENTAL DEPOSITS

Recent and Present Deposits (UID_{b2})

Detrital, landslide, debris flow, mixed and marsh deposits; active detrital-colluvial blanket, mainly from altered basement and inferred gravitational deposits.

OLOCENE - PRESENT

DORA BALTEA AND RHONE BASINS

MIAGE SYNTHEM (postglacial unit) *OLOCENE-PRESENT*

Les Iles Subsynthem (MGE₂) (active postglacial unit *p.p.*)

Fluvial deposits of present riverbed and lower alluvial terraces. Undifferentiated glacial deposits of present glacial margins. *PRESENT*

Château Blanc Subsynthem (MGE₁) (completely formed postglacial unit *p.p.*)

Ablation till of glacial systems at the head of the valleys, including most of glacial deposits in the Swiss side of the map. *OLOCENE*

IVREA SYNTHEM (last glacial episode)

LATE PLEISTOCENE-EARLY OLOCENE

Pileo Subsynthem (IVR₄)

Glacial and minor fluvio-glacial deposits along the bottom and lower slopes of principal and tributary valleys.

*LATE PLEISTOCENE (LGM *p.p.* - Tardiglacial)*

Excenex Subsynthem (IVR₃)

Undifferentiated, ablation and lodgement till; landslide deposits with glacial transport; skeletal till; contact, glaciolacustrine and fluvio-glacial deposits; wide and thick strips mainly at low altitudes of the principal valley.

LATE PLEISTOCENE (LGM p.p.)

Colle San Carlo Subsynthem (IVR₂)

Undifferentiated, lodgement and skeletal till, contact and glaciolacustrine deposits at middle altitudes of principal valley slopes and hanging strips of tributary basins (St Barthélemy, Valtournenche).

LATE PLEISTOCENE (LGM p.p.)

Nissod Subsynthem (IVR₁)

Hanging sheets of undifferentiated and skeletal till and minor glaciolacustrine deposits along slopes of the principal and some tributary valleys, related to maximum glacial development.

LATE PLEISTOCENE (LGM p.p.)

AUSTROALPINE

Tectonic system derived from the hyperextended Adriatic continental margin and/or extensional allochthons within the Mesozoic Ligurian-Piedmont ocean, formed by upper and lower Austroalpine outliers (Dent Blanche nappe *s.l.*) and the Sesia-Lanzo inlier.

UPPER AUSTRALPINE OUTLIERS, NON ECLOGITIC: DENT BLANCHE S.S., MONT MARY-CERVINO, PILLONET

Detached Mesozoic cover and basement units with Eocene greenschist facies metamorphism and Late Cretaceous blueschist relics, north of the Aosta-Ranzola normal fault.

Mesozoic cover units and related rocks

Mainly carbonate successions, detached and transposed along the ductile shear zone between the Dent Blanche *s.s.* and Mont Mary-Cervino nappes (Roisan Zone Auct.) and in Pillonet klippe.

Calschists and marbles (RKJ)

Normal to carbonate-rich calcschists, yellowish arenaceous marbles with silicoclastic and pelitic interbeddings, grey crystalline limestones and metamorphic sedimentary breccias, locally including lenses and tectonic sheets of Triassic marbles and dolostones, carbonaceous breccias, marbles with thin quartzitic beds and basement mylonites, unrepresentable at the map scale.

JURASSIC - EARLY CRETACEOUS ?

Roisan Marbles (ROI)

Marbles, dolomitic marbles, fine-grained dark crystalline dolostones, coarser and bedded whitish dolostones, marbles with thin quartzitic beds, local dolomitic and calcareous-dolomitic breccias; Col de S. Barthélemy, M. Grand Pays, Bivacco Tzan and M. Blanc du Creton area. Stromatolytic laminae, massive horizons with dasycladali algae (*Griphorella curvata*), suggesting a carbonate platform environment; benthic forams (*Aulotortus* spp., *Gandinella* spp., *Glomospirella* spp.) at M. Grand Pays. *LATE TRIASSIC*. Rare massive white quartzites at the base of carbonate sequences.

EARLY TRIASSIC ?

Alpine mylonites and phyllonites (DBK)

Lead-enriched gray phyllonites and black mylonites derived from Mesozoic terrigenous metasediments and crystalline basement (mainly granitoids), greenish mylonites from intermediate-mafic protoliths, including sheets of dolomitic marbles and being associated to the Mesozoic carbonate successions and ductile shear zones.

Marbles and Fe-Mn quartzites from Cignana (MQC)

Impure marbles and finely bedded quartzites with Mn-rich garnet and micas, hematite, sodic amphiboles, epidote and stilpnomelane, north-west of Cignana lake. Age of protoliths: *PREVARISCAN ?*

Upper basement units

Top units of the Dent Blanche *s.s.* and Mont Mary - Cervino thrust sheets (Valpelline Series Auct.):

Lower continental crust with prealpine high-grade metamorphism and partial Alpine retrogression.

High-grade paragneiss (Kinzigitic complex Auct.) (MYS)

Coarse-grained biotite-garnet-sillimanite gneiss and anatectic migmatites, with pegmatitic-leucogranitic dykes and interbeddings of crystalline marbles and mafic rocks; granulite-amphibolite facies metamorphism and feeble to pervasive Alpine retrogression.

Amphibolites and mafic granulites (MYS_c)

Metric-hectometric plagioclase-calcic amphibole ± biotite bodies, garnet-amphibolites, mafic granulites and their greenschist facies Alpine derivatives.

Old marbles (MYS_d)

Yellowish pure and silicate-rich crystalline marbles from prevariscan protoliths, including white mica, phlogopite, diopside, amphiboles, epidote, garnet, calcic plagioclase, scapolite.

Prealpine Mont Mary mylonites (MYS_c)

Very fine, hard and blackish biotite-rich mylonites with ovalized porphyroclasts of plagioclase, garnet and sillimanite.

Biotite-garnet-sillimanite paragneiss (MYS_c)

Generally coarse-grained high-grade paragneiss, cordierite migmatites and minor granulites with well preserved pre-alpine fabric (Kinzigite Auct.).

Felsic granulites (MYS_i)

Major occurrences of light gray garnet, pyroxene, plagioclase ± kyanite felsic granulites, partly evolved to prealpine amphibolite-facies derivatives.

Strongly retrogressed kinzigitic gneiss (MYS_i)

Micaschists, phyllonites and mylonites with alpine fabric, mainly located along the contact between the Valpelline and Arrolla tectonic units.

Lower basemet units

Upper-intermediate continental crust with poorly to pervasive polyphase alpine overprint.

Metagranitoids - Arolla Series Auct.**Undifferentiated gneissic granitoids (DBA)**

Biotite and/or phengite granitic gneiss, migroaugengneiss and augengneiss (Arolla gneiss Auct.), fine-grained albite-biotite-amphibole-epidote ± chlorite gneiss and mylonites from calc-alkaline granitoids dominated by often crenulated Alpine S₂. Age of protoliths: *EARLY PERMIAN* (U-Pb zircon: 289±2 Ma)

Augengneiss (DBA_a)

Granitic gneiss with eudral to ovalized K-feldspar phenocrysts, partly replaced by chessboard albite, derived from biotite ± hornblende porphyritic granite.

Greenschist facies mylonitic gneiss (DBA_b)

Fine-grained homogeneous or banded gneiss, with albite-phengite-chlorite-epidote ± biotite, calcic amphiboles, stilpnomelane, derived from granitic-quartzdioritic protoliths; mylonitic gneiss with cataclastic horizons, local black mylonites.

Fine-grained gneiss (DBA_c)

Fine-grained gneiss associated with intercalations of micaschists, marbles, metabasites and mylonites unrepresentable at the map scale; Pillonet klippe.

Alpine tectonites of St Barthélemy valley (DBA_d)

Dark mylonitic gneiss with reddish alteration surface, phyllonites and cataclasites from granitoids and paraschists of the crystalline basement, at the base of Cima Bianca carbonate successions, and associated with mylonitic orthogneiss in the southern side.

Metagranitoids (DBB)

Massive or poorly foliated principal bodies of isotropic to porphyritic metagranitoids of granitic-quartzdioritic composition, with abundant igneous relics (K-feldspar, quartz, partly saussuritized plagioclase, red-brown biotite ± centimetric hornblende), and Alpine weak to moderate coronitic overprint (albite, chessboard albite, epidote, quartz II, white mica, olive green biotite II, actinolite, stilpnomelane); Mt Morion, P. Tzan, Bouquetins, P. d'Otemma. Schistose varieties in the Swiss side.

Metagranitoids with mafic enclaves (DBB_a)

Metagranitoids filled with decimetric-plurimetric-sized lenticular enclaves of fine-grained comagmatic mafic rocks; Comba Crête Sèche, Becca Morion, P. Tzan.

Punta d'Otemma metagranodiorites (DBO)

Massive metamorphic granodiorites and schistose-gneissic varieties with pervasive foliation and peculiar brownish weathering; mineral assemblage: K-feldspar, generally altered oligoclase, relict hornblende and biotite within a matrix of quartz, albite, epidote, sericite and stilpnomelane.

Bouquetins metaquartzdiorites (DBQ)

Metamorphic quartzdiorites with green hornblende, partly altered plagioclase and minor quartz, weak to pervasive foliation; schistose varieties consist of albite-chlorite-epidotes ± actinolitic amphiboles, biotite and white mica, in places finely-zoned, sheared or mylonitic.

Metagabbros and cumulitic peridotites**Metagabbros (DBG)**

Gabbros, olivine gabbros and local cumulitic peridotites (Cervino, Mont Colón, la Sassa) in mylonitic contact with the Arolla gneiss. Locally well preserved, these rocks display greenschist facies alteration and pervasive fracturing and are cut by small acidic and mafic dikes. Age of protoliths: *EARLY PERMIAN* (U-Pb zircon: 284.2±0.6 - 282.9±0.6 Ma; Ar⁴⁰-Ar³⁹ kaersutite: 260.2±0.7 Ma, K-Ar phlogopite: 250±5 Ma)

Metamorphic diorites and amphibolic gabbros (DBG_a)

Metamorphic diorites and gabbros with relics of igneous plagioclase, brown amphibole and rare pyroxene within a schistose matrix of green amphibole, chlorite, epidotes and albite; some schistose-mylonitic derivatives from cumulitic peridotites; Tantané, la Sassa, Stockji, La Lire, Bouquetins, Ruinette. *EARLY PERMIANO ?*

Cumulitic peridotites (DBG_b)

Peridotites associated to the Permian gabbros, consisting of cumulitic olivine, orthopyroxene ± plagioclase and intercumulus clinopyroxene, reddish-brown paragonitic amphibole and phlogopite, together with various amounts of alteration products (talc, chlorite, white mica, ore minerals); only the body associated to la Sassa metagabbro can be represented at the map scale.

Mylonitic gabbros (DBG_c)

Fine-grained and whitish rocks, often including emerald green fuchsite, and occurring as continuous horizons around the megabbro bodies of Cervino and Tantané (Pillonet).

Dykes

Acidic dykes: principal dykes of gneissic aplites and leucogranites inside the Permian igneous bodies, variously transposed by Alpine ductile deformations (**fa**). Basic dykes: biotite-rich amphibolites (from basalts and lamprophyres) and fine-grained foliated metagabbros with greenschist facies overprint; Leone glacier, Crête Sèche (**fb**). Leucocratic dykes inside metagabbros: principal aplite-pegmatite and trondhjemite dykes with weak to pervasive metamorphic overprint (**fc**).

Polymetamorphic crystalline basement**Undifferentiated polymetamorphic complex (MMY)**

Paraschists with relics of prealpine garnet and red-brown biotite and pervasive polyphase alpine overprint under blueschist facies (garnet, sodic amphiboles ± aegirine micaschists in the Pillonet klippe) and greenschist facies conditions (everywhere); locally intercalated pegmatites, crystalline marbles and mafic rocks.

Banded paraschists (MMY_c)

Alpine greenschist facies variety of paragneiss and micaschists with multiple interbeddings of white mica leucocratic gneiss derived from mylonitic pegmatites, Mont Mary element *s.s.*

Comba di Arpisson plagioclase-amphibolites (MMY_c)

Body of prealpine hornblende-calcic plagioclase amphibolite with feeble alpine greenschist facies alteration, Comba di Arpisson, Valpelline.

Red-brown schists (MMY_h)

Micaschists, phyllonites and alpine mylonites, often crenulated and with very marked red-brown alteration surface.

Pillonet old marbles (MMY_i)

Principal interbeddings of pure and silicate-bearing (diopside, epidote ± garnet) crystalline marbles from prevariscan protoliths, north of Col Pillonet.

Pillonet amphibolites (DBY)

Albite-epidote amphibolites from protoliths of unknown age, in places with abundant relics of eoalpine sodic amphiboles (Rb-Sr, Ar⁴⁰-Ar³⁹ phengite: 75-73 Ma), west of Col Pillonet.

Mt Morion pre-granitic complex (DBP)

Biotite-garnet paragneiss and migmatites intruded by Mt Morion - Crête Sèche granitoids, and greenschist facies alpine derivatives (micaschists and phyllonites).

Amphibolites (DBP_a)

Prealpine amphibolites and leucocratic varieties with feeble to significant alpine retrogression, associated to pre-granitic paraschists; Mt Morion - Crête Sèche.

LOWER AUSTRALPINE OUTLIERS, ECLOGITIC: ETIROL-LEVAZ AND CREBUCHETTE SLICE

Basement units with Eocene eclogitic metamorphism, along the tectonic contact between the Combin and Zermatt-Saas ophiolitic Piedmont units, Val-tourneche.

Etiro!-Levaz micaschists (ETL)

Garnet micaschists with variscan relics and minor igneous bodies, with eclogitic imprint of Eocene age (Rb-Sr phengite, U-Pb zircon: 47-45 Ma), and feeble to pervasive greenschist facies retrogression.

Enclaves-rich leucocratic schists (ETL_a)

Light eclogitic schists with abundant lenses and nodules of more or less retrogressed Eocene glaucophane-white mica eclogites, probably derived from Permian leucocratic granitoids.

Etiro!-Levaz mafic rocks (ETL_b)

Main bodies of eclogites, eclogitic gabbros and albite-epidote-garnet amphibolites.

Eclogitic gabbros with granulite relics (ETL_c)

Noritic gabbros with layers and lenses of cumulitic websterites, prealpine granulitic fabric and alpine eclogitic overprint, marked by coronitic development of zoisite-kyanite-quartz-jadeite (on plagioclase), omphacite-garnet-talc-phengite (cpx), talc-garnet-kyanite-chlorite (opx), chlorite-garnet-cordierite-chloritoid-talc-kyanite (spinel).

PIEDMONT ZONE OF CALCSCHISTS AND GREENSTONES

Ophiolitic units issued from the closure of the Mesozoic Ligurian-Piedmont ocean, including some Permian-Mesozoic units with continental affinity.

UPPER UNITS

Combin Zone *Auct.*, also called Tsaté nappe (Valais), non eclogitic: tectonic sole of the upper Austroalpine outliers, this zone groups greenschist facies ophiolitic units with rare blueschist relics, and Permian-Mesozoic units derived from a continental basement.

Combin unit (Italy) and Luetete unit (Valais)

Calcschists s.l. (ZCO)

Undifferentiated pelitic and carbonate calcschists with interbeddings of arenaceous marbles, phyllitic schists, quartzites and metamorphic ophiolites. *JURASSIC-CRETACEOUS*

Calcschists with multiple prasinite interbeddings (ZCO_a)

Alternances of metasediments and minor tabular metabasalts (prasinites), unrepresentable at the map scale.

Quartzitic-micaceous schists, quartzites and mineralized quartzites (ZCO_b)

Micaceous schists with quartz strips and lenses, micaceous quartzites with chlorite ± garnet, in places with discrete Mn-mineralization; quartzites with sodic amphiboles, garnet-bearing marbles and Cu-Fe-rich quartzites, Les Vorpilles, Valtournenche.

Prasinites (ZCP)

Tholeiitic metabasalts with porphyroblastic albite, actinolite, chlorite, epidote ± carbonate, as major bodies and tabular interbeddings inside calcschists; albite-epidote amphibolites and ocellar-albite-rich varieties (ovardites *Auct.*)

Prasinites with multiple calcschists interbeddings (ZCP_b)

Alternances of prasinites and minor calcschists, unrepresentable at the map scale.

Metagabbros (ZCG)

Greenschist facies metagabbros (aggregates of calcic amphiboles within a matrix of albite, epidote ± chlorite), characterized by a coarse-grained flaser texture and a generally pervasive or mylonitic schistosity, as small bodies scattered within the calcschist-prasinite successions; Pancherot, Fenêtre Durand, Val de Bagnes.

Serpentinities (ZCS)

Massive, schistose, fractured or mylonitic antigorite-magnetite serpentinites; Pancherot, Mt Meabè-Becca d'Aver, Motta di Pleté, Conca di By. Rodingitic reaction zones at the contact with some calcschists and metabasites; Testa di Balme-M. Avril, Conca di By.

Mt Meabé serpentinitic breccias (ZCS_b)

Tectonic breccias with centimetric calcareous-dolomitic fragments within a mylonitic serpentinite matrix.

NON OPHIOLITIC UNITS**Pleureur and Mauvoisin units****Pleureur unit (PEU)**

Light phyllitic marbles, metasedimentary breccias with calcareous and dolomitic fragments, quartz-micaceous calcschists with reddish surface alteration; Swiss side of the map. *CRETACEOUS?*

Mauvoisin unit (MUV)

Light quartz-micaceous marbles, reddish marbles with albite, chlorite and scarce epidote, and intercalations of quartzites, carbonate breccias, calcschists, quartzites and basal breccias; Boussine window, near the Mauvoisin lake (Switzerland), on the top of the Mont Fort nappe. *JURASSIC-CRETACEOUS?*

Pancherot - Cime Bianche unit**Undifferentiated carbonatic and siliciclastic metasediments (PCB)**

Ophiolite-free brownish carbonate-rich calcschists, phyllitic calcschists and scarce metasedimentary breccias with dark dolomitic fragments. *JURASSIC-CRETACEOUS?*; dolostones and calcareous-dolomitic marbles, *MIDDLE-UPPER TRIASSIC?*; tabular white quartzites, *LOWER TRIASSIC?*; quartz-micaceous schists with porphyroblastic albite, *PERMIAN?*

Carbonatic successions (PCB_b)

Dolostones, marbles and dolomitic marbles, and associated metasedimentary breccias with dolomitic fragments; Becca d'Aran, Chamois-Cheneil, Pancherot. *MIDDLE-UPPER TRIASSIC?*

Tabular quartzites (PCB_c)

Tabular, generally pure white quartzites, with spaced films of white micas and local microclasts of quartz and microcline, Becca d'Aran, Chamois-Cheneil, Pancherot; micaceous quartzites with rust red dy alteration, Mt Meabè.
LOWER TRIASSIC?

Quartzitic schists (PCB_d)

Quartz-micaceous gray-silvery schists with porphyroblastic albite, minor fine-grained metaconglomerates with quartz-feldspathic clasts; Becca d'Aran-Cheneil, Vofrede-Fenêtre de Tsignanaz (Cignana). *PERMIAN?*

Madzeria unit and minor Triassic strip

Marbles and dolostones (MZD)

Small slices and slivers of marbles, dolomitic marbles, dolostones, metasedimentary breccias and carnioles, on the top or inside the Métailler unit, Swiss side of the map, doubtfully attributed to the Tsaté nappe in the Chanrion map.
MESOZOIC

LOWER OPHIOLITIC UNIT

Zermatt-Saas unit: fragments of oceanic lithosphere with oceanic alteration, Eocene eclogitic imprint, locally coesite-bearing (Cignana lake), and discontinuous greenschist facies retrogression, located below the Combin Zone and the Etirol-Levaz unit and over the Monte Rosa nappe.

Undifferentiated calcschists (ZZS)

Pelitic and carbonaceous calcschists and eclogitic micaschists with calcite and/or ankerite, garnet ± Mg-chloritoid, glaucophane and rare sodic pyroxene, including marbles, phyllitic schists, micaceous quartzites and small ophiolitic bodies, unrepresentable at the map scale. *JURASSIC-EARLY CRETACEOUS?*

Metasediments with intercalation of metabasites (ZZS_a)

Alternances of metasediments and generally retrogressed, unrepresentable glaucophane-rich eclogites; Plan Maison, Champ Long - Promindo-Cleyva Groussa.

Quartzites and terrigenous metasediments (ZZS_b)

Principal intercalations of quartzites, garnet-bearing quartzitic schists (torrent Marmore), carbonate or albitic phyllites, leaden phyllonites ± garnet (Goillet lake).

Coesite metasediments and eclogites of Cignana lake (ZZS_b)

Quartz-phengite-garnet schists and phengitic quartzites with interbeddings of garnet ± green emerald sodic pyroxene and calcschists, associated to eclogitic metabasalts and grading downward to manganiferous varieties; right shoulder of the Cignana dam. *JURASSIC*

Manganiferous quartzites (ZZS_f)

Quartzites and quartz-chlorite-micaceous schists with multicolored nodules, lenses and beds of spessartine, piemontite and braunite; NE of Plan Maison, Cignana dam. *LATE GIURASSIC?*

Albite amphibolites with eclogitic relics (ZSA)

Diablastic aggregates of calcic amphibole-albite, epidote, chlorite and relics of HP garnet ± glaucophane, derived from retrogression of eclogites and glaucophanites (former MORB); epidote-rich amphibolites and minor prasinitic varieties.

Eclogites (ZSA_b)

Eclogites and glaucophane-eclogites consisting of garnet, omphacite, rutile ± glaucophane, zoisite, Na-Ca amphiboles, white mica and carbonate, with weak and discontinuous greenschist facies alteration; Breuil, Gran Plan, Cignana.

Glaucophanites (ZSA_c)

Garnet ± carbonate glaucophanites, including losange-shaped pseudomorphs of zoisite and white mica after lawsonite, derived from tholeiitic basalts with strong oceanic alteration; Breuil, Antey-Herin.

Metagabbros (ZSG)

Coarse-grained massive to flaser Mg-metagabbros, with calcic amphiboles, clinzoisite, chlorite ± garnet; light green mylonitic gabbros, in places with Cr-mica; Valtournenche.

Eclogitic gabbros (ZSG_a)

Eclogitic Fe-Ti gabbros, with massive, flaser and mylonitic texture, and intercalations of eclogites, glaucophanites and garnet amphibolites (road to Herin, slope below Etirol); metagabbros and massive metatroctolites with HP coronitic assemblages; Crepin.

Serpentinites (ZSS)

Antigorite-magnetite serpentinites with aggregates and veins of alpine titan-clinohumite-olivine-diopside and thin intercalations of chlorite-schists; Valtournenche, Breuil.

Rodingites (fr)

Principal dykes and boudins, inside serpentinites, of rodingitic metagabbro (grossularite-andradite, diopside, epidote, vesuvianite) mantled by chloritic schists (Barmaz, Perrière-Gouffre de Busserailles-Valtournenche); rodingitic reaction zones between serpentinites and some surrounding rocks (Goillet lake).

MIDDLE-PENNINIC GRAN ST BERNARD TECTONIC SYSTEM

Tectonic multinappe system derived from the European continental margin and referred to the Briançonnais domain.

MONT FORT NAPPE

Uppermost and internal tectonic element of the Gran St Bernard system, including units with alpine blueschist and greenschist facie metamorphism, free of high-grade variscan relics; Boussine window, Bagnes valley, Swiss side.

Métailler unit (MTL)

Albitic gneisses, chloritoid ± garnet and sodic amphiboles micaschists, minor quartzites and carbonate-bearing schists (Métailler complex in the Sheet 090 Aosta). *CAMBRO - ORDOVICIAN?*

Métailler metabasites (MTL_a)

Main intercalations of pretriassic metabasalts with alpine blueschist and greenschist facies imprint: glaucophanites, prasinites, ovardites, albite-chlorite ± carbonate schists.

Mont Fallère unit (FLR)

Micaschists with chlorite, chloritoid and garnet, albitic gneiss and multiple prasinitic interbeddings, reddish alteration surface (Mt Fallère complex in the Sheet 090 Aosta). *CAMBRIAN?*

TECTONIC AND HYDROTHERMAL ROCKS

Principal cataclasites, fault breccias and pseudotachylytes inside Arolla metagranitoids (Chavacour - Trois Villes fault), metagabbros (Col de Crête Sèche) and along the reactivated segments of the tectonic contact between the Valpelline and Arolla units, right slope of lower Valpelline (**ca**).

Carnieules and carbonate breccias related to the tectonic and fluid activity along late-alpine faults (**cc**).

BIBLIOGRAFIA

- ABBATE E., BORTOLOTTI V., CONTI M., MARCUCCI M., PRINCIPI G., PASSERINI P. & TREVES B. (1988) - *Apennines and Alps ophiolites and the evolution of the western Tethys*. Mem. Soc. Geol. It., **31**: 23-44.
- AGARD P., YAMATO P., JOLIVET L. & BUROV E. (2009) - *Exhumation of oceanic blueschists and eclogites in subduction zones: timing and mechanisms*. Earth Science Reviews, **92**: 53-79.
- ALBERTO W., ARMAND M., BOIS M., GIARDINO M., GIORDAN D. & RATTO S. (2007) - *Analisi del dissesto in Valle d'Aosta e applicazione della "buffer analysis" per l'integrazione e la validazione della banca dati*. Progetto IFFI, Inventario dei Fenomeni franosi in Italia, Workshop Roma 13-14 novembre 2007.
- ALLMANN M. (1987) - *La nappe du Mont Fort dans le Val d'Hérens*. Bull. Soc. Vaudoise Sci. nat., **78**: 431-444.
- AMATO J.M., JOHNSON C., BAUMGARTNER L.P. & BEARD B.L. (1999) - *Rapid exhumation of the Zermatt-Saas ophiolite deduced from high-precision Sm-Nd and Rb-Sr geochronology*. Earth Planet. Sci. Lett., **171**: 425-438.
- AMITRANO D., ARATTANO M., CHIARLE M., MORTARA G., OCCHIENA C., PIRULLI M. & SCAVIA C. (2010) - *Microseismic activity analysis for the study of the rupture mechanisms in unstable rock masses*. Nat. Hazards Earth Syst. Sci., **10**: 831-841.
- AMSTUTZ A. (1954) - *Nappe de l'Emilius*. Archives Sci Genève, **7**: 463-473.
- AMSTUTZ A. (1962) - *Notice pour une carte géologique de la vallée de Cogne et de quelques autres espaces au sud d'Aoste*. Archives Sci Genève, **15**: 1-104.
- ANGIBOUST S. & AGARD P. (2010) - *Initial water budget: The key to detaching large volumes of eclogitized oceanic crust along the subduction channel*, Lithos., **120**: 453-474.
- ANGIBOUST S., AGARD P., JOLIVET L. & BEYSSAC O. (2009) - *The Zermatt-Saas ophiolite: the largest (60-km wide) and deepest (c. 70-80 km) continuous slice of oceanic lithosphere detached from a subduction zone*, Terra Nova, **21**: 171-180.
- ANSELMO V., GOVI M., LEPORATI P. & TROPEANO D. (1979) - *L'evento alluvionale del 12-14 giugno 1957. I danni nei bacini del Piemonte e della Valle d'Aosta*. Boll. Ass. Min. Subalpina, **16**: 119-131.
- ANTOINE P. (1971) - *La zone des brèches de Tarentaise entre Bourg Saint Maurice (vallée de l'Isère) et la frontière italo-suisse*. PhD Univ. Grenoble, 367 pp.
- ANTOINE P. et alii (1978). *Carte géologique de la France 1:50.000, feuille 704 : Mont Blanc, avec Notice explicative*. BRGM, Orléans, 22 pp.
- APAT (2004) - *Mapset. Repertorio completo della cartografia geologica d'Italia*. Dipartimento Difesa del Suolo, Servizio Geologico d'Italia, Roma.
- ARATTANO M., BALDO M., CHIARLE M., GODONE F. & MORTARA G. (2008) - *Rilevamenti topografici GPS realizzati presso la Capanna Carrel (Monte Cervino) per l'installazione di una rete micro-sismica*. Atti XII Conf. Naz. ASITA, Scuola Ispettori G.d.F., l'Aquila 21-24 ottobre 2008, 6 pp.
- ARBENZ P. (1930) - *Crinoidenfunde im Lias der Dent Blanche am Mt Dolin bei Arolla un in den Bündnerschiefern der Alp Monterasio südlich der Greina (Kt. Tessin)*. Eclogae Geol. Helv., **23**: 564-565.
- ARGAND E. (1906) - *Contribution à l'histoire du géosynclinal piémontais*. C.R. Acad. Sci. Paris, 26 mars 1906, **142**: 809-814.
- ARGAND E. (1908) - *Carte géologique du massif de la Dent Blanche, 1:50.000*. Mat. Carte géol. Suisse, N.S., 23, carte spéc. n. **52**, Berne.
- ARGAND E. (1909a) - *L'exploration géologique des Alpes pennines centrales*. Bull. Soc. Vaudoise Sci. nat., **45**: 217-276.
- ARGAND E. (1909b) - *La Doire Baltée en aval d'Aoste*. Rev. Géographie annuelle, **3**: 12 pp.

- ARGAND A. (1911a) - *Les nappes de recouvrement des Alpes pennines et leurs prolongements structuraux*. Mat. Carte géol. Suisse, **31**: 1-26, Berne.
- ARGAND A. (1911b) - *Les nappes de recouvrement des Alpes pennines et les territoires environnants. Essai de carte structurale au 1:500 000, avec 3 planches de coupes au 1:400 000 et au 1:800 000*. Mat. Carte géol. Suisse, N.S., **27**, carte spéc. n. 64, Berne.
- ARGAND A. (1911c) - *Sur le plissements en retour et la structure en éventail dans les Alpes occidentales*. Bull. Soc. Vaudoise Sci. Nat., **47**: 33-36.
- ARGAND A. (1912a) - *Phases de déformation des grands plis couchés de la zone pennique*. Bull. Soc. Vaudoise Sci. Nat., **48**: 13-16.
- ARGAND A. (1912b) - *Encore sur les phases de déformation des grands plis couchés de la zone pennique*. Bull. Soc. Vaudoise Sci. Nat., **48**: 20-22.
- ARGAND A. (1916) - *Sur l'arc des Alpes occidentales*. Eclogae Geol. Helv., **14**: 145-191.
- ARGAND E. (1924a) - *La tectonique de l'Asie*, Comptes Rendus XIII Congr. Géol. Intern. Belgique, **5**: 171-372.
- ARGAND A. (1924b) - *Des Alpes et de l'Afrique*. Bull. Soc. Vaudoise Sci. Nat., **214**: 233-236.
- ARGAND A. (1934) - *La zone pennique*. Guide géol. Suisse, Wepf & Co., Basel, 149-189.
- AROBBIA D., CALDERONI G., CARAMIELLO R., CARRARO F., GIARDINO M. & QUAGLIOLIO P. (1997) - *Palynological and radiometric evidence of a last glacial-interstadial from peat sediments in the Ivrea morainic amphitheatre (NW-Italy)*. Geol. Insubrica, **2**: 143-148.
- AUBOUIN J. (1965) - *Geosynclines*. Developments in Geotectonics, Elsevier, Amsterdam, 335 pp.
- AUZENDE J.M., POLINO R., LAGABRIELLE I. & OLIVET J.L. (1983) - *Considérations sur l'origine et la mise en place des ophiolites des Alpes Occidentales: apport de la connaissance des structures océaniques*. C.R. Acad. Sci. Paris, **296**: 1527-153.
- AYRTON A., BUGNON C., HAARPAINHER T., WEIDMANN M. & FRANK E. (1982) - *Géologie du front de la Nappe de la Dent-Blanche dans la région des Mont-Dolins, Valais*. Eclogae Geol. Helv., **75**: 269-286.
- BABIST J., HANDY M.R., KONRAD-SCHMOLKE M. & HAMMERSCHMIDT K. (2006) - *Precollisional, multi-stage exhumation of subducted continental crust: the Sesia Zone, western Alps*. Tectonics, **25**: TC6008, (doi:10.1029/2005TC001927, 2006).
- BAIRD A.W. & DEWEY J.F. (1986) - *Structural evolution in thrust belts and relative plate motion: the upper pennine Piemont zone of the internal Alps, southwest Switzerland and northern Italy*. Tectonics, **5**: 375-387.
- BALDACCI L. (1911) - *La Carta Geologica d'Italia*. Boll. R. Comit. Geol. It., ser. 5, **2/2**: 99-169.
- BALDELLI C., DAL PIAZ G.V. & POLINO R. (1983) - *Le quarziti a manganese e cromo di Varenche-St. Barthélemy, una sequenza di copertura oceanica delle falda Piemontese*. Ofioliti, **8**: 207-221.
- BALDELLI C., DAL PIAZ G.V. & LOMBARDO B. (1985) - *Ophiolite eclogites from Verres, Val d'Aosta, Western Alps, Italy*. Chemical Geol., **50**: 87-98.
- BALETTI L. (2003) - *Analisi meso e microstrutturale del complesso gabbro della Sassa (Falda Dent Blanche, Alpi occidentali): tettonica intrusiva e orogenica*. Tesi Laurea Sci. Geol. Univ. Milano, 312 pp.
- BALETTI L., ZANONI D., SPALLA M.I. & GOSSO G. (2012) - *Structural and petrographic map of the Sassa gabbro complex (Dent Blanche nappe, Austroalpine tectonic system, Western Alps, Italy)*. Journal of Maps, **8/4**: 413-430.
- BALLÈVRE M. & KIENAST J.R. (1987) - *Découverte et signification de paragenèses à grenat-amphibole bleue dans la couverture mésozoïque de la nappe de la Dent-Blanche (Alpes occidentales)*. C.R. Acad. Sci. Paris, **305**: 43-47.
- 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.
- BALLÈVRE M. & MERLE O. (1993) - *The Combin Fault: reactivation of a detachment fault*. Schweiz. mineral. petrogr. Mitt., **73**: 205-227.
- BARELLI V. (1835) - *Cenni di statistica Mineralogica degli stati di S. M. il Re di Sardegna*. Tipografia G. Fodratti, Torino, 686 pp.
- BARETTI M. (1877) - *Studi sul Gruppo del Gran Paradiso*. Mem. R. Acc. Lincei, ser. 3, **1**: 122 pp.
- BARETTI M. (1881) - *Aperçu géologique sur la Chaîne du Mont Blanc en rapport avec le trajet probable d'un tunnel pour la nouvelle ligne de chemin de fer*. Mem. Comité local d'Aoste promoteur de la percée du Mont Blanc, J. Candeletti Editeur-Imprimeur, Turin, 38 pp., *Esquisse géognostique* 1:50.000 (Tav. I), *Coupe longitudinale* (Tav. II), *Coupe horizontale* (Tav. III).
- BARETTI M. (1893) - *Geologia della Provincia di Torino*. Francesco Casanova Editore, Torino, 732 pp.
- BARETTI M., BRUNO C., BRUNO L., GASTALDI B. & GERLACH H. (1860-79 ca.) - *Carta Geologica delle Alpi Piemontesi. Gran Carta degli Stati Sardi in terraferma alla scala 1:50.000*. 29 fogli manoscritti ridotti alla scala 1:380.000 e stampati a cura di F. CAMPANINO & R. POLINO, 2002. Museo Regionale Sci. Nat. Piemonte e CNR.
- BARLA G., DUTTO F. & MORTARA G. (2000) - *Brenva Glacier Rock Avalanche of 18 January 1997 on the Mount Blanc Range, Northwest Italy*. Landslide News, **13**: 2-5.
- BARNICOAT A.C. & BOWTELL S.A. (1995) - *Sea-floor hydrothermal alteration in metabasites from high-pressure ophiolites of the Zermatt-Aosta area of the western Alps*. Boll. Museo Regionale Sci. Nat. Torino, **13**: 191-220.
- BARNICOAT A.C. & FRY N. (1986) - *High-pressure metamorphism of the Zermatt-Saas ophiolite zone, Switzerland*. J. Geol. Soc., London, **143**: 607-618.
- BARNICOAT A.C., REX D.C. & CLIFF R.A. (1995) - *The timing and nature of greenschist facies deformation and metamorphism in the upper Pennine Alps*. Tectonics, **14**: 279-293.
- BARTHOLMÉS F. (1920) - *Contribution à l'étude des roches eruptives basiques contenues dans le massif de la Dent Blanche*. Bull. Lab. Géol., Géogr. phys., Min. Paléont. Univ. Lausanne, **27**: 1-92.
- BATTISTON P., BENCIOINI L., DAL PIAZ G.V., DE VECCHI G., MARCHI G., MARTIN S., POLINO R. & TARTAROTTI P. (1987) - *Geologia di una traversa dal Gran Paradiso alla Zona Sesia-Lanzo in alta Val Soana, Piemonte*. Mem. Soc. Geol. It., **29** (1984): 209-232.
- BAUDIN T. (1987) - *Etude géologique du massif du Ruitor (Alpes franco-italiennes): évolution structurale d'un socle Briançonnais*. PhD Thèse, Univ. Grenoble, 259 pp.
- BEARTH P. (1952) - *Geologie und Petrographie des Monte Rosa*. Beitr. Geol. Karte Schweiz, **96**: 94 pp.
- BEARTH P. (1953) - *Geologischer Atlas der Schweiz 1:25.000, Blatt Zermatt (Nr. 29), mit Erläuterungen*. Schweiz. Geol. Kommission, Bern.
- BEARTH P. (1958) - *Über einen Wechsel der Mineralfazies in der Wurzelzone des Penninikums*. Schweiz. mineral. petrogr. Mitt., **38**: 363-373.
- BEARTH P. (1959) - *Über Eklogite, Glaucophanschiefer und metamorphe Pillowlaven*. Schweiz. mineral. petrogr. Mitt., **39**: 267-286.
- BEARTH P. (1963) - *Contribution a la subdivision tectonique et stratigraphique du cristallin de la nappe du Grand-Si-Bernard dans le Valais (Suisse)*. Geol. Soc. France, mem. h. sér. 1960-63, **2**: 407-418.
- BEARTH P. (1964) - *Geologischer Atlas der Schweiz 1:25.000, Blatt Randa (43) mit Erläuterungen*. Schweiz. Geol. Kommission, Bern.
- BEARTH P. (1967) - *Die Ophiolite der Zone von Zermatt-Saas Fee*. Beitr. Geol. Karte Schweiz, **132**: 130 pp.
- BEARTH P. (1973) - *Gesteins- und Mineralparagenesen aus den Ophiolithen von Zermatt*. Schweiz. mineral. petrogr. Mitt., **53**: 299-334.
- BEARTH P. (1974) - *Gliederung und Metamorphose der Ophiolite der Westalpen*. Schweiz. mineral. petrogr. Mitt., **54**: 385-397.
- BEARTH P. (1978-80) - *Geologischer Atlas der Schweiz 1:25.000, Blatt 71 St Niklaus mit Erläuterungen*, Schweiz. Geol. Kommission, Bern.
- 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**: 226-240.
- BEARTH P. & LOMBARDO A. (1964) - *Carte géologique générale de la Suisse 1:200.000, Feuille 6 Sion, notice explicative*. Comm. Géol. Suisse, Kümmerley & Frey, Berne, 59 pp.

- BEARTH P. & SCHWANDER H. (1981) - *The post-Triassic sediments of the ophiolite zone Zermatt-Saas Fee and the associated manganese mineralizations*. *Eclogae Geol. Helv.*, **74**: 189-205.
- BEARTH P. & STERN W. (1971) - *Zum Chemismus der Eklogite und Glaukophanite von Zermatt*. *Schweiz. mineral. petrogr. Mitt.*, **51**: 349-359.
- BEARTH P. & STERN W. (1979) - *Zur Geochemie von Metapillows der Region Zermatt-Saas*. *Schweiz. mineral. petrogr. Mitt.*, **59**: 349-373.
- BECCALUVA L., DAL PIAZ G.V., MACCIOTTA G. & ZEDA O. (1979) - *The Austroalpine harzburgite body of the Artogna valley (Italian Western Alps)*. *Mem. Sci. Geol.*, **33**: 173-181.
- BECCALUVA L., DAL PIAZ G.V. & MACCIOTTA G. (1984) - *Transitional to normal-MORB affinities in ophiolitic metabasites from the Zermatt-Saas, Combin and Antrona units, Western Alps: implications for the paleogeographic evolution of the Western Tethyan basin*. *Geol. en Mijnbouw*, **63**: 165-177.
- BELTRANDO M., HERMANN J., LISTER G.S. & COMPAGNONI R. (2007a) - *On the evolution of orogens: pressure cycles and deformation mode switches*. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **256**: 372-388.
- BELTRANDO M., RUBATTO D., COMPAGNONI R. & LISTER G. (2007b) - *Was the Valais basin floored by oceanic crust? Evidence of Permian magmatism in the Versoyen unit (Valaisan domain, NW Alps)*. *Ophioliti*, **32/2**: 85-99.
- BELTRANDO M., LISTER G., FORSTER M., DUNLAP W.J., FRASER G. & HERMANN J. (2009) - *Dating microstructures by the ^{40}Ar - ^{39}Ar step-heating technique: deformation-pressure-temperature-time history of the Penninic units of the Western Alps*. *Lithos*, **113** (doi: 10.1016/j.lithos.2009.07.006).
- BELTRANDO M., COMPAGNONI R. & LOMBARDO B. (2010a) - *(Ultra-) High-pressure metamorphism and orogenesis: An Alpine perspective*. *Gondwana Research* (doi:10.1016/j.gr.2010.01.009).
- BELTRANDO M., RUBATTO D. & MANATSCHAL G. (2010b) - *From passive margins to orogens: The link between Ocean-Continent Transition zones and (Ultra-)High-Pressure metamorphism*. *Geology*, **38**: 559-562.
- BELTRANDO M., FRASCA G., COMPAGNONI R. & VITALE BROVARONE 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.
- BELTRANDO M., COMPAGNONI R., BARNES J., FREZZOTH M.L., REGIS D., FRASCA G., FORSTER M. & LISTER G. (2013) - *From passive margins to orogens: the link between zones of exhumed subcontinental mantle and (U)HP metamorphism*. 10th Int. Eclogite Conference, Courmayeur (Aosta, Italy), Pre-conference excursion: September 2-3, 2013, GFT - Geological Field Trips, Preview version, 53 pp.
- BENCIOLINI L. (1996) - *Eclogitized websterite-rich subcontinental mantle slice in the austroalpine Mt Emilius nappe*. *Mem. Sci. Geol.*, **48**: 73-91.
- BENCIOLINI L., MARTIN S. & TARTAROTTI (1987) - *Il metamorfismo eclogitico nel basamento del Gran Paradiso ed in unità piemontesi della Valle di Campiglia*. *Mem. Soc. Geol. It.*, **29** (1984): 127-151.
- BENCIOLINI L., LOMBARDO B. & MARTIN S. (1988) - *Mineral chemistry and Fe/Mg exchange geothermometry of ferrogabbro-derived eclogites from the Northwestern Alps*. *N. Jb. Min. Abh.*, **159**: 199-222.
- BERNABINI M., NICOLICH R. & POLINO R. (2003) - *Seismic lines CROP-ECORS across the Western Alps*. *Mem. Descr. Carta Geol. d'It.*, LXII, pp. 89-96.
- BERNARDIS G. (1958) - *Rilevamento geologico e prospezione radiometrica del versante meridionale del Mont Mary (Aosta)*. Tesi Laurea Sci. Geol. Univ. Padova, inedita.
- BERNOULLI D. & C. JENKYN H.C. (2009a) - *Ophiolites in ocean-continent transitions: From the Steinmann Trinity to sea-floor spreading*. *C.R. Geoscience*, **341**: 363-381.
- BERNOULLI D. & C. JENKYN H.C. (2009b) - *Ancient oceans and continental margins of the Alpine-Mediterranean Tethys: deciphering clues from Mesozoic pelagic sediments and ophiolites*. *Sedimentology*, **56**: 149-190.
- BERNOULLI D. & LEMOINE M. (1980) - *Birth and early evolution of the Tethys: the overall situation*. XXVI Int. Geol. Congr. Paris, **C5**: 168-178.
- BERTOLO D. (1990) - *Le grandi frane dell'alta Valtournanche e le loro relazioni con il basamento cristallino*. Tesi Laurea Sci. Geol. Univ. Torino, inedita, 188 pp.
- BERTOTTI G., PICOTTI V., BERNOULLI D. & CASTELLARIN A. (1993) - *From rifting to drifting: tectonic evolution of the Southalpine upper crust from the Triassic to the Early Cretaceous*. *Sedimentary Geology*, **86**: 53-76.
- BERTRAND J.M., GUILLOT F., LETERRIER J., PERRUCHOT M.P., AILLÈRES L. & MACAUDIÈRE J. (1998) - *Granitoïdes de la zone houillère briançonnaise en Savoie et en Val d'Aoste (Alpes occidentales): géologie et géochronologie U-Pb sur zircon*. *Geodinamica Acta*, **11**: 33-49.
- BERTRAND J.-M., GUILLOT F. & LETERRIER J. (2000a) - *Âge Paléozoïque 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.
- BERTRAND J.-M., PIDGEON R.T., LETERRIER G., GUILLOT F., GASQUET D. & GATTIGLIO M. (2000b) - *SHRIMP and IDTIMS U-Pb zircon ages of the pre-Alpine basement in the internal Western Alps (Savoie and Piemonte)*. *Schweiz. mineral. petrogr. Mitt.*, **80**: 225-248.
- BERTRAND M. (1884) - *Rapports de structure des Alpes de Glaris et du bassin houiller du Nord*. *Bull. Soc. géol. France*, **12**: 318-330.
- BETHAZ E., FUOCO S., MARIANI S., PORCARI P. & ROSAZZA BONDIBENE E. (2000) - *Scavo in rimonta con TBM: l'esperienza del cunicolo di Maen*. *Gallerie e Grandi Opere Sotterranee*, **61**: 67-75.
- BEZZI A. & PICCARDO G.B. (1971) - *Structural features of the Ligurian ophiolites: petrologic evidence for the 'oceanic' floor of Northern Apennines geosyncline*. *Mem. Soc. Geol. It.*, **10**: 53-63.
- BIANCHI A. & DAL PIAZ G.B. (1963) - *Gli inclusi di «micascisti eclogitici» della Zona Sesia nella formazione porfiriteica permiana della Zona del Canavese fra Bielle ed Aropa. Caratteristiche ed età dei fenomeni metamorfici*. *Giornale di Geologia, Sez. 2*, **31**: 39-76.
- 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. (1995) - *Pre-Variscan evolution of the eclogitized mafic rocks from the Helvetic basement of the central Alps*. *European J. Mineral.*, **7**: 57-70.
- 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.
- BILL M., BUSSY E., COSCA M., MASSON H. & HUNZIKER J.C. (1997) - *High-precision U-Pb and $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating of an Alpine ophiolite (Gets nappe, French Alps)*. *Eclogae Geol. Helv.*, **90**: 43-54.
- BINI A., CITA M.B. & GAETANI M. (1978) - *Southern Alpine lakes. Hypothesis of an erosional origin related to the Messinian entrenchment*. *Marine Geol.*, **27**: 271-288.
- BISTACCHI A., DAL PIAZ G.V., MASSIRONI M., ZATTIN M. & BALESTRIERI M.L. (2001) - *The Aosta-Ranzola extensional fault system and Oligocene-Present evolution of the north-western Alpine nappe stack*. *Int. J. Earth Sci.*, **90**: 654-667.
- BISTACCHI A., EVA E., MASSIRONI M. & SOLARINO S. (2000) - *Miocene to Present kinematics of the NW-Alps: evidences from remote sensing, structural analysis, seismotectonics and thermochronology*. *J. Geodynamics*, **30**: 205-228.
- BISTACCHI A. & MASSIRONI M. (2000) - *Post-nappe brittle tectonics and kinematic evolution of the north-western Alps: an integrated approach*. *Tectonophysics*, **327**: 267-292.
- BISTACCHI A. & MASSIRONI M. (2001) - *Introduzione alla tettonica fragile nealpina e sua influenza sull'instabilità dei versanti*. In PASQUARÈ G. (a cura di): *Tettonica recente e instabilità di versante nelle Alpi Centrali*. Fondazione Cariplo per la Ricerca Scientifica, 9-33.
- BLANKENBURG F. VON & DAVIES J.H. (1995) - *Slab breakoff. A model for syncollisional magmatism and tectonics in the Alps*. *Tectonics*, **14**: 120-131.
- BOBBA G. & VACCARONE L. (1896) - *Guida delle Alpi Occidentali. Vol. II: Graie e Pennine, parte seconda*. Club Alpino Italiano, Sezione di Torino, 553 pp.

- BOCCHIO R., BENCIOLINI L., MARTIN S. & TARTAROTTI P. (2000) - *Geochemistry of eclogitized Fe-Ti-gabbros from various lithological setting (Aosta valley ophiolites, Italian western Alps). Protolith composition and eclogitic paragenesis*. Periodico Min., **69**: 217-237.
- BOCQUET J. (1974) - *Etudes minéralogiques et pétrologiques sur les métamorphismes d'âge alpin dans les Alpes françaises*. Thèse Univ. Grenoble, 489 pp.
- BOCQUET J., DELALOYE M., HUNZIKER J.C. & KRUMMENAKER D. (1974) - *K-Ar and Rb-Sr dating of blue amphiboles, micas and associated minerals from the Western Alps*. Contrib. Mineral. Petrol., **47**: 7-26.
- BOILLOT G., BESLIER M.O., KRAWCZYK C.M., RAPPIN D. & RESTON T.J. (1995) - *The formation of passive margins: constraints from the crustal structure and segmentation of the Galicia margin, Spain*. Geol. Soc. Spec. Publ. London, **90**: 71-91.
- BONATTI E. (1975) - *Metallogenesis at oceanic spreading centers*. Ann. Rev. Earth Planet. Sci., **3**: 401-431.
- BONATTI E., ZERBI M., KAY R. & RYDELL H. (1976) - *Metalliferous deposits from the Apennine ophiolites: Mesozoic equivalents of modern deposits from ocean spreading centers*. Geol. Soc. Am. Bull., **87**: 83-94.
- BONETTO F. & PASQUALOTTO D. (1991) - *Landslides-Archivio informatizzato dei movimenti franosi. Regione Autonoma Valle d'Aosta, Ass. Agricoltura, Foreste e Risorse naturali*, 9 pp.
- BONETTO F., DAL PIAZ G.V., DE GIUSTI, MASSIRONI M., MONOPOLI B. & SCHIAVO A. (2010) - *Carta geologica della Valle d'Aosta alla scala 1:100.000*. Regione Autonoma Valle d'Aosta, Dipartimento difesa del suolo e risorse idriche, Tipografia Valdostana, Aosta, 23 pp.
- BONIN B., BRANDLEIN P., BUSSY F., DESMONS J., EGGENBERGER U., FINGER F., GRAF K., MARRO C., MERCOLLI I., OBERHÄNSLI R., PLOQUIN A., VON QUADT A., VON RAUMER J., SCHALTEGGER U., STEYRER H.P., VISONÀ D. & VIVIER G. (1993) - *Late Variscan magmatic evolution of the Alpine basement*. In VON RAUMER J. & NEUBAUER F. (Eds): Pre-Mesozoic geology in the Alps. Springer-Verlag, Heidelberg, 171-201.
- BORGHI A., COMPAGNONI R. & SANDRONE R. (1996) - *Composite P-T paths in the Internal Penninic massifs of the Western Alps: petrological constraints to their thermomechanical evolution*. Eclogae Geol. Helv., **29**: 345-367.
- BORIANI A., DAL PIAZ G.V., HUNZIKER J.C., VON RAUMER J. & SASSI F.P. (1976) - *Caratteri, distribuzione ed età del metamorfismo prealpino nelle Alpi*. Atti colloquio Orogenesi Ercinica nelle Alpi, Bergamo 14-16 marzo 1994, Mem. Soc. Geol. It., **13** (1974), suppl. 1: 165-225.
- BOTTINO G., CHIARLE M., JOLY A., MORTARA G. (2002) - *Modelling rock avalanches and their relation to permafrost degradation in glacial environments*. Permafrost and periglacial processes, **13**: 283-288.
- BOUSQUET R. (2008) - *Metamorphic heterogeneities within a same HP unit: overprint effect or metamorphic mix?* Lithos, **103**: 46-69.
- BOUSQUET R., GOFFE B., VIDAL O., OBERHÄNSLI R. & PATRIAT M. (2002) - *The tectono-metamorphic history of the Valaisian domain from the Western to the Central Alps: new constraints on the evolution of the Alps*. Geol. Soc. Am. Bull., **114**: 207-225.
- BOUSQUET R., ENGI M., GOSSO G., OBERHÄNSLI R., BERGER A., SPALLA M.I., ZUCALI M. & GOFFE B. (2004) - *EXPLANATORY NOTES TO THE MAP: METAMORPHIC STRUCTURE OF THE ALPS. TRANSITION FROM THE WESTERN TO THE CENTRAL ALPS*. Mitt. Oesterr. Mineral. Ges., **149**: 145-156.
- BOWTELL S.A., CLIFF R.A. & BARNICOAT C. (1994) - *Sm-Nd isotopic evidence on the age of eclogitization in the Zermatt-Saas ophiolite*. J. metam. Geol., **12**: 187-196.
- BRACK P., DAL PIAZ G.V., BARONI C., CARTON A., NARDIN M., PELLEGRINI G.B., PENNACCHIONI G. et alii, (2008) - *Carta Geologica d'Italia alla scala 1:50.000: foglio 58 Monte Adamello e Note illustrative*. APAT, Provincia Autonoma di Trento, 140 pp.
- BRUN A. (1892) - *Roche à Péridot d'Arolla et ses dérivés*. Arch. Sci. phys. nat. Genève, 3e per, **27**: 299-307.
- BRUN A. (1894) - *Notes sur les gabbros d'Arolla*. Arch. Sci. phys. nat. Genève, 3e per, **32**: 102-109.
- BRUN A. (1899) - *Péridolites et gabbros du Matterhorn*. Arch. Sci. phys. nat. Genève, 4e per, **7**: 61-69.
- BRUN J.H. (1956) - *Contribution à l'étude géologique du Pinde septentrional et d'une partie de la Macédoine occidentale*. Ann. Géol. Pays Helléniques, **7**: 358 pp.
- BRUN J.H. (1961) - *Les structures ophiolitiques, contribution à l'étude des relations entre phénomènes magmatiques et orogéniques*. Rev. Géogr. Phys. Géol. Dyn., sér. 2, **4/2-3**: 89-96 et 181-202.
- BRUNO L. (1956) - *Studi intorno al fenomeno glaciale nella vallata della Dora Baltea*. Rivista Geogr. It., **4**: 253-260.
- BUCHER K., DAL PIAZ G.V., OBERHÄNSLI R., GOUFFON Y., MARTINOTTI G. & POLINO R. (2003) - *Blatt 1347-Matterhorn*. Atlas géol. Suisse 1:25.000. Serv. hydrol. et géol. nat., Berne.
- BUCHER K., DAL PIAZ G.V., OBERHÄNSLI R., GOUFFON Y., MARTINOTTI G. & POLINO R. (2004) - *Blatt 1347-Matterhorn, Erleuterungen*. Atlas géol. Suisse 1:25.000, Serv. hydrol. et géol. nat., Berne, **107**, 73 pp.
- BUCHER K., FAZIS Y., DE CAPITANI CH. & GRAPES R. (2005) - *Blueschists, eclogites and decompression assemblages of the Zermatt-Saas ophiolite: high-pressure metamorphism of subducted Tethys lithosphere*. American Mineralogist, **90**: 821-835.
- BURRI M. (1983a) - *Description géologique du front du Saint-Bernard dans les vallées de Bagnes et d'Entremont (Valais)*. Bull. Lab. Mus. Géol. Univ. Lausanne, **270**: 88 pp.
- BURRI M. (1983b) - *Le front du Grand St-Bernard du Val d'Hérens au Val d'Aoste*. Eclogae Geol. Helv., **76**: 469-490.
- BURRI M. & MARRO C. (1993) - *Feuille 1345 Orsières*. Atlas géol. Suisse 1:25.000, Serv. hydrol. et géol. national, Berne, 75 pp.
- BURRI M., ALLIMAN M., CHESSEX R., DAL PIAZ G.V., DELLA VALLE G., DU BOIS L., GOUFFON Y., GUERMANI A., HAGEN T., KRUMMENACHER D. & LOOSER M.O., (1998) - *Feuille 1346 Chanrion, avec partie nord de la feuille 1366 Mont Vêlan*. Atlas géol. Suisse 1:25.000, Serv. hydrol. et géol. national, Berne.
- BURRI M., DAL PIAZ G.V., DELLA VALLE G., GOUFFON Y. & GUERMANI A. (1999) - *Feuille 1346 Chanrion, avec partie nord de la feuille 1366 Mont Vêlan, Notice explicative*. Atlas géol. Suisse 1:25.000, Serv. hydrol. et géol. national, Berne, 79 pp.
- BURTET-FABRIS B., DAL PIAZ G.V. & OMENETTO P. (1971) - *Le paragenesi a solfuri e il significato delle inclusioni microscopiche in pirite nel giacimento piritoso-cuprifero di Petit Monde (Valle d'Aosta)*. Atti Acc. Patavina Sci. Lett. Arti, Cl. Sci. mat. nat., **83**: 33-48.
- BUSSY F., DERRON M.-H., JACQUOD J., SARTORI M. & THÉLIN P. (1996a) - *The 500 Ma-old Thyon meta-granite: a new A-type granite occurrence in the western Penninic Alps (Valais, Switzerland)*. Eur. J. Mineral., **8**: 565-575.
- BUSSY F., SARTORI M. & THÉLIN P. (1996b) - *U-Pb zircon dating in the middle Penninic basement of the Western Alps (Valais, Switzerland)*. Schweiz. mineral. petrogr. Mitt., **76**: 81-84.
- BUSSY F., HERNANDEZ J. & VON RAUMER J. (2000) - *Bimodal magmatism as a consequence of the post-collisional readjustment of the thickened Variscan continental lithosphere (Aiguilles Rouges-Mont Blanc massifs, western Alps)*. Transactions Royal Soc. Edinburgh, **91**: 221-233.
- BUSSY F., VENTURINI G., HUNZIKER J.C. & MARTINOTTI G. (1998) - *U-Pb ages of magmatic rocks of the western Austroalpine Dent-Blanche-Sesia Unit*. Schweiz. mineral. petrogr. Mitt., **78**: 163-168.
- CABY R. (1968) - *Contribution à l'étude structurale des Alpes Occidentales. Subdivision stratigraphiques et structure de la zone du Grand-Saint-Bernard dans la partie sud du Val d'Aoste (Italie)*. Géol. Alpine, **44**: 95-111.
- CABY R. (1974) - *Gneiss permocarbonifères d'origine magmatique et volcanique dans la zone houillère et la zone du Grand-Saint-Bernard en Val d'Aoste (Italie)*. Géol. Alpine, **50**: 39-44.
- CABY R. (1981) - *Le Mesozoïque de la zone du Combin en val d'Aoste (Alpes Graïes): imbrications tectoniques entre séries issues des domaines pennique, austroalpin et océanique*. Géol. Alpine, **57**: 5-13.

- CABY R. & KIENAST J.R. (1989) - *Meso-alpine high pressure assemblages and excavation of the Ruitor Briançonnais basement (Savoie, Val d'Aoste, Graie Alps)*. Terra Abstracts, **1**: 226.
- CABY R., KIENAST J.R. & SALIOT P. (1978) - *Structure, métamorphisme et modèle d'évolution tectonique des Alpes occidentales*. Rev. Géogr. Phys. Géol. Dyn., **20**: 307-322.
- CADOPPI P., GIARDINO M., PERRONE G. & TALLONE S. (2007) - *Litho-structural control, morphotectonics, and deep-seated gravitational deformations in the evolution of Alpine relief: A case study in the lower Susa Valley (Italian Western Alps)*. Quaternary International, **171-172**: 143-159.
- CALLEGARI, E. & DE PIERI, R. (1967) - *Crystallographical observations on some ches-board albites*. Schweiz mineral. petrogr. Mitt., **47**: 99-110.
- CALLEGARI E., CIGOLINI C., MEDEOT O. & D'ANTONIO M. (2004) - *Petrogenesis of calc-alkaline and shoshonitic post-collisional Oligocene volcanics of the Cover Series of the Sesia Zone, Western Italian Alps*. Geodinamica Acta, **17**: 1-29.
- CAMPANINO F. & POLINO R. (2002) - *Carta geologica delle Alpi Piemontesi (1860-1879 ca.)*. Fotomosaico al 1:380.000 dei 29 fogli al 1:50.000 rilevati da M. Baretto, B. Gastaldi, H. Gerlach, con la collaborazione di C. Bruno, L. Bruno e G. Michelotti. Regione Piemonte, Museo Regionale di Sci. Nat. di Torino, Litografia Geda.
- CANEPA M., CASTELLETTO M., CESARE B., MARTIN S. & ZAGGIA L. (1990) - *The Austroalpine Mont Mary nappe (Italian Western Alps)*. Mem. Sci. Geol., **42**: 1-17.
- CANNIC S. (1996) - *L'évolution magmatique et tectono-métamorphique du substratum du Domain Valaisan (complexe du Versoyen, Alpes Occidentales): implications dans l'histoire alpine*. PhD. Thèse, Université de Grenoble, 142 pp.
- CAPORALI A., MARTIN S. & MASSIRONI M. (2003) - *Average strain rate in the Italian crust inferred from a permanent GPS network-II. Strain rate versus seismicity and structural geology*. Geophysical Journal International, **155**: 254-268.
- CARPANESE T. (1932) - *I giacimenti di minerali del Monte Rosso di Verra (gruppo del Monte Rosa). Parte I*. Rend. R. Acc. Lincei, Cl. Sci. Fis., ser. 6, **16**: 641-645.
- CARPANESE T. (1933a) - *I giacimenti di minerali del Monte Rosso di Verra (gruppo del Monte Rosa). Parte II*. Rend. R. Acc. Lincei, Cl. Sci. Fis., ser. 6, **17**: 192-194.
- CARPANESE T. (1933b) - *Contributo alla conoscenza della titanolivina*. Periodico Min., **4**: 339-372.
- CARRARO F. (1992) - *Evoluzione Plio-Quaternaria*. In G.V. DAL PIAZ (a cura di): Alpi dal M. Bianco al Lago Maggiore. Guide Geologiche Regionali, Soc. Geol. It., BE-MA Milano, **3/1**: 82-90.
- CARRARO F., DAL PIAZ G.V. & SACCHI R. (1970) - *Serie di Valpelline e Il Zona Diorito-Kinzigitica sono i relitti di un ricoprimento proveniente dalla Zona Ivrea-Verbano*. Mem. Soc. Geol. It., **9**: 197-224.
- CARREL G. (1865) - *Gouffre des Busserailles. Lettre aux Demoiselles Cécile et Cornélie Mayerbeer à Berlin*. Boll. Trimestrale Club Alpino di Torino, Tipografia Cassone, Torino, 1865/3: 79-86.
- CARREL G. (1868) - *La Vallée de Valtorrenche*. Boll. Club Alpino It., **12**: 1-74.
- CARTWRIGHT I. & BARNICOAT A.C. (2002) - *Petrology, geochronology, and tectonics of shear zones in the Zermatt-Saas and Combin zones of the Western Alps*. J. metamorph. Geol., **20**: 263-281.
- CARUSONE A., MORRONI E., ZANFRÀ S., CREMONA M. & SALAMONE G. (1996) - *La Carta geologica d'Italia. Un itinerario bibliografico*. Ist. Poligrafico e Zecca dello Stato, 149 pp.
- CASTELLARIN A., NICOLICH R., FANTONI R., CANTELLI L., SELLA M. & SELLI L. (2006) - *Structure of the lithosphere beneath the Eastern Alps (southern sector of the TRANSALP transect)*. Tectonophysics, **414**: 259-282.
- CASTELLI D. (1985) - *La falda piemontese alla base del margine sud-occidentale del lembo dell'Emilia - media Valle d'Aosta*. Ofioliti, **10**: 19-34.
- CASTELLI D., ROLFO F. & ROSSETTI P. (1995) - *Petrology of ore-bearing rodingite veins from the Balangero asbestos mine (Western Alps)*. In B. Lombardo (Ed): *Studies on metamorphic rocks and minerals of the western Alps*. Boll. Museo Regionale Sci. Nat., Torino, **13/2**, 153-189.
- CASTELLO P. (1981) - *Inventario delle mineralizzazioni a magnetite, ferro-rame e manganese del Complesso piemontese dei calcescisti con pietre verdi in valle d'Aosta*. Ofioliti, **6**: 5-46.
- CASTELLO P. (1990) - *Nota sulle mineralizzazioni a ferro-rame e manganese del Complesso piemontese dei calcescisti con pietre verdi*. Rev. Valdôtaine Hist. Nat., **44**: 41-50.
- CASTELLO P., DAL PIAZ G.V., GOSSO G., KIENAST J.R., MARTIN S., NATALE P., NERVO R., POLINO R. & VENTURELLI G. (1980) - *Western Alps Ophiolites. Excursion J: The Piemonte ophiolite nappe in the Aosta valley and related ore deposits*. VIth Ophiolite field conf., Italy 1980, Field excursion guidebook, Ofioliti spec. Issue, 171-192.
- CAVALLIN A., CRESCENTI U., DRAMIS F., PRESTININZI A. & SORRISO-VALVO M. (1987) - *Tipologia e diffusione delle deformazioni gravitative profonde di versante in Italia: prime valutazioni*. Mem. Soc. Geol. It., **37**: 241-252.
- CENKI-TOK B., OLIOT E., RUBATTO D. ET ALII (2011) - *Preservation of Permian allanite within an Alpine eclogite facies shear zone at Mt Mucrone, Italy: Mechanical and chemical behavior of allanite during mylonitization*. Lithos, **125**: 40-50.
- CERUTTI A.V. (1952) - *La frana della Becca di Luseney*. Augusta Praetoria, **5/2**: 72-81.
- CERUTTI A.V. (1977) - *Variazioni climatiche, alimentazione ed oscillazioni nel Massiccio del Monte Bianco*. Boll. Comit. Glaciol. It., **25**: 53-88.
- CESARE B. (1987) - *Studio geologico e strutturale del lembo del M. Mary (settore occidentale)*. Thesi Sci. Geol. Univ. Padova, inedita, 202 pp.
- CESARE B., MARTIN S. & ZAGGIA L. (1989) - *Mantle peridotites from the Austroalpine Mont Mary nappe (Western Alps)*. Schweiz. mineral. petrogr. Mitt., **69**: 61-69.
- CHAMPAGNAC J-D., SUE CH., DELACOU B. & BURKHARD M. (2004) - *Brittle deformation in the inner NW Alps: from early orogen-parallel extrusion to late-orogen-perpendicular collapse*. Terra Nova, **16**: 232-242.
- CHESSEX R. (1995) - *Tectonomagmatic setting of the Mont Fort nappe basement, Penninic domain, Western Alps, Switzerland*. Proceeding Intern. Earth Sci. Colloquium Aegean Region, Turkey, **1**: 19-35.
- CHIARI M., MARCUCCI M. & PRINCIPI G. (2000) - *The age of the radiolarian cherts associated with the ophiolites in the Apennines (Italy) and Corsica (France): a revision*. Ofioliti, **25**: 141-146.
- CHIARLE M., FIORASO G., ARATTANO M., MORTARA G., TURITTO O. (1995) - *Debris flow hazard in alpine environment: the case of the T. Fiernaz (AO) and T. di Valle Materlo (SO), Northern Italy*. Atti 2° Incontro Intern. Giovani Ricercatori in Geol. Applicata (IMYRAG), Peveragno, 11-12 ott.1995, Politecnico di Torino, 38-43.
- CHINNER G.A. & DIXON J.E. (1973) - *Some high pressure parageneses of the Allalin gabbro, Valais Switzerland*. J. Petrology, **14**: 185-202.
- CHOPIN C. (1984) - *Coesite and pure pyrope in high-grade blueschists of the Western Alps: a first record and some consequences*. Contrib. Mineral. Petrol., **86**: 107-118.
- CHRIST P. (1942) - *Feuille 6 Sion*. Carte géologique générale de la Suisse 1:200.000, Comm. géol. Suisse.
- CIARAPICA G., DAL PIAZ G.V. & PASSERI L. (2010) - *Late Triassic microfossils in the Roisan zone, Austroalpine Dent Blanche-Mont Mary nappe system, NW-Alps*. Rendiconti on line, vol. 11/2010, 85° Congr. Naz. Soc. Geol. It., Riassunti, 259-260.
- CITA M.B. (1953) - *Studi geologici sulla Val Ferret italiana (Alta Val d'Aosta)*. Boll. Serv. Geol. d'It., **75/1**: 65-172.
- CITA M.B. & FORCELLA F., a cura di (1991) - *Alpi e Prealpi Lombarde*. Guide Geol. Regionali, Soc. Geol. It., BE-MA Milano, **1**: 292 pp.
- CLARKE G.L., POWELL R. & FITZHERBERT J.A. (2006) - *The lawsonite paradox: a comparison of field evidence and mineral equilibria modelling*. J. metamorphic Geol., **24**: 715-725.
- COLEMAN R.G. (1967) - *Low-temperature reaction zones and Alpine ultramafic rocks of California, Oregon and Washington*. U.S. Geol. Survey Bull., **1247**: 49 pp.
- COLEMAN R.G. (1977) - *Ophiolites*. Springer Verlag, New York, 229 pp.
- COMPAGNONI R. (2003) - *HP metamorphic belt of the western Alps*. Episodes, **26/3** September 2003, 200-204.

- COMPAGNONI R., DAL PIAZ G.V., HUNZIKER J.C., GOSSO G., LOMBARDO B. & WILLIAMS P.F. (1977a) - *The Sesia-Lanzo zone, a slice of continental crust with Alpine high pressure-low temperature assemblages in the Western Italian Alps*. Rend. Soc. It. Min. Petr., **33**: 281-334.
- COMPAGNONI R., DAL PIAZ G.V., FIORA L., GOSSO G., LOMBARDO B., MAFFEO B. & WILLIAMS P.F. (1977b) - *Excursion to the Sesia-Lanzo zone and Valtournanche metamorphic ophiolites. Guide book*. Rend. Soc. It. Min. Petr., **33**: 473-491.
- COMPAGNONI R., FERRANDO S., LOMBARDO B., RADULESCO N. & RUBATTO D. (2010) - *Paleo-European crust of the Italian Western Alps: Geological history of the Argentera Massif and comparison with Mont Blanc-Aiguilles Rouges and Maures-Tanneron Massifs*. Journal of the Virtual Explorer, Electronic Edition, ISSN 1441-8142, **36/3**, doi:10.3809/jvirtex.2010.00228
- COMPAGNONI R. & MAFFEO B. (1973) - *Jadeite-bearing Metagranites l.s. and related Rocks in the Mount Mucrone Area (Sesia-Lanzo Zone, Western Italian Alps)*. Schweiz. mineral. petrogr. Mitt., **53**: 355-378.
- COMPAGNONI R. & ROLFO F. (2003) - *UHPM units in the Western Alps*. In CARSWELL T., COMPAGNONI R. & ROLFO F. (Eds): EMU notes in Mineralogy, **5**: Ultrahigh Pressure Metamorphism, 13-50.
- CORNELIUS H.P. (1935) - *Profile aus der oberen Val Tournanche*. Mitt. Geol. Ges. Wien, **28**: 103-114.
- CORSI P. (2003) - *La Carta Geologica d'Italia: agli inizi di un lungo contenzioso*. In G.B. VAI & W. CAVAZZA (Eds): Four centuries of the word 'Geology', Ulisse Aldrovandi 1603 in Bologna. Minerva Edizioni, Bologna, pp. 255-279.
- CORSI P. (2007) - *Much ado about nothing: the Italian Geological Survey, 1861-2006*. Earth Sciences History, **26/1**: 97-125.
- CORTESOGNO L., CASSINIS G., DALLAGIOVANNA L., GAGGERO L., OGGIANO G., RONCHI A., SENO S. & VANOSSO M. (1998) - *The Variscan post-collisional volcanism in Late Carboniferous-Permian sequences of Ligurian Alps, Southern Alps and Sardinia: a synthesis*. Lithos, **45**: 305-328.
- CORTIANA G., DAL PIAZ G.V., DEL MORO A., HUNZIKER J.C. & MARTIN S. (1998) - *⁴⁰Ar-³⁹Ar 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.
- COSSA A. (1880) - *Rutil von Gastaldit-Eklogit von Val Tournanche*. N. Jb. Min., 1880: 162-163.
- COSTA S. & CABY R. (2001) - *Evolution of the Ligurian Tethys in the Western Alps: Sm/Nd and U/Pb geochronology and rare-earth element geochemistry of the Montgenèvre ophiolite (France)*. Chemical Geol., **175**: 449-466.
- CRESCENTI U., DRAMIS F., PRESTININZI A. & SORRISO-VALVO M. (1994) - *Deep-seated gravitational slope deformations and large-scale landslides in Italy*. Intern. Congress IAEG, Special vol., 71 pp.
- CUFFARO M., RIGUZZI F., SCROCCA D., ANTONIOLI F., CARMINATI E., LIVANI M. & DOGLIONI C. (2010) - *On the geodynamics of the northern Adriatic plate*. Rend. Fis. Acc. Lincei, **21**, Suppl 1: 253-279, 10.1007/s12210-010-0098-9
- DAL PIAZ GB. (1928) - *Geologia della catena Herbetet-Grivola-Grand Nomenon*. Mem. Ist. Geol. Univ. Padova, **7**: 82 pp., con carta geologica 1 :25.000.
- DAL PIAZ GB. (1939) - *La discordanza ercinica nella zona pennidica e le sue conseguenze nei riguardi della storia geologica delle Alpi*. Boll. Soc. Geol. It., **63**: 105-152.
- DAL PIAZ GB. (1965) - *Meditazioni geologiche sul "Cristallino antico" delle Alpi*. Atti Rassegna Tecnica Soc. Ing. Arch. Torino, **19**: 573-576.
- DAL PIAZ GB. & DAL PIAZ G.V. (1984) - *Sviluppo delle concezioni faldistiche nell'interpretazione tettonica delle Alpi (1840-1940)*. Vol. giubilare 1° Centenario Soc. Geol. It., 41-70, Pitagora-Teccoprint, Bologna.
- DAL PIAZ G.V. (1965) - *La formazione mesozoica dei calcescisti con pietre verdi fra la Valsesia e la Valtournanche ed i suoi rapporti strutturali con il ricoprimento del Monte Rosa nell'alta Val d'Ayas*. Boll. Soc. Geol. It., **84**: 67-104.
- DAL PIAZ G.V. (1967) - *Le "granatiti" (rodingiti l.s.) nelle serpentine delle Alpi occidentali italiane*. Mem. Soc. Geol. It., **6**: 267-313.
- Dal Piaz G.V. (1969a) - *Nuovo affioramento di quarziti e scisti a piemontite in Valle d'Aosta*. Boll. Soc. Geol. It., **88**: 613-619.
- DAL PIAZ G.V. (1969b) - *Filoni rodingitici e zone di reazione a bassa temperatura al contatto tettonico tra serpentine e rocce incassanti nelle Alpi occidentali italiane*. Rend. Soc. It. Min. Petr., **25**: 265-315.
- DAL PIAZ G.V. (1971a) - *Nuovi ritrovamenti di cianite alpina nel cristallino antico del Monte Rosa*. Rend. Soc. It. Min. Petr., **27**: 437-477.
- DAL PIAZ G.V. (1971b) - *Alcune considerazioni sulla genesi delle ofioliti piemontesi e dei giacimenti ad esse associati*. Boll. Ass. Mineraria Subalpina, **8**: 365-388.
- DAL PIAZ G.V. (1974) - *Le métamorphisme de haute pression et basse température dans l'évolution structurale du bassin ophiolitique alpino-apenninique (1ère partie: considérations paléogéographiques)*. Boll. Soc. Geol. It., **93**: 437-468; 2e partie: Schweiz. mineral. petrogr. Mitt., **54**: 399-424.
- DAL PIAZ G.V. (1976) - *Il lembo di ricoprimento del Pillonet, falda della Dent Blanche nelle Alpi occidentali*. Mem. Ist. Geol. Min. Univ. Padova, **31**: 60 pp.
- DAL PIAZ G.V. (1988) - *Revised setting of the Piedmont zone between Valtournanche and Gressoney valleys*. Ophioliti, **13**: 157-162.
- DAL PIAZ G.V., a cura di (1992) - *Le Alpi dal M. Bianco al Lago Maggiore. I Volume: 13 itinerari. II Volume: 97 escursioni a piedi*. Guide Geol. Regionali, Soc. Geol. It., BE-MA Milano, **3/1**: 311 pp., **3/2**: 209 pp.
- DAL PIAZ G.V. (1993) - *Evolution of Austro-Alpine and Upper Penninic basement in the northwestern Alps from Variscan convergence to post-Variscan extension*. In VON RAUMER J. & NEUBAUER F. (Eds): Pre-Mesozoic geology in the Alps. Springer-Verlag, 327-344.
- DAL PIAZ G.V. (1995) - *Plate tectonics and mountain building: the Alps. Historical review and personal comments*. In RANALLI G. (Ed): Proceedings VIII Summer School Earth & Planetary Sci., Plate Tectonics: The first twenty-five years, Univ. Siena, 19-25 June 1994, pp. 171-251.
- DAL PIAZ G.V. (1996a) - *Felice Giordano and the geology of the Matterhorn*. Atti Acc. Sci. Torino, **130**: 163-179.
- DAL PIAZ G.V. (1996b) - *La piramide misteriosa: il Cervino dei geologi*. ALP, Vivalda Ed., Torino, **137** (Settembre): 80-87.
- DAL PIAZ G.V. (1997) - *Alpine geology and historical evolution of the orogenic concept*. Acc. Sci. Torino, Mem. Sci. Fis., **21**: 49-83.
- DAL PIAZ G.V. (1999) - *The Austroalpine-Piedmont nappe stack and the puzzle of Alpine Tethys*. In GOSSO G. et alii (Eds): 3rd Workshop on Alpine Geological Studies, Biella-Oropa, September 29th-October 1st 1997, Mem. Sci. Geol., **51**: 155-176.
- DAL PIAZ G.V. (2001a) - *History of tectonic interpretations of the Alps*. J. Geodynamics, **32**: 99-114.
- DAL PIAZ G.V. (2001b) - *Commemorazione di Giulio Elter*. Mem. Sci. Geol., **53**: 153-162.
- DAL PIAZ G.V. (2001c) - *Geology of the Monte Rosa massif: historical review and personal comments*. Schweiz. mineral. petrogr. Mitt., **81**: 275-303.
- DAL PIAZ G.V. (2004) - *From the European continental margin to the Mesozoic Tethyan ocean: A geological map of the upper Ayas valley (Western Alps)*. In PASQUARÈ G. & VENTURINI C. (Eds): Mapping Geology in Italy. APAT-Dip. Difesa del Suolo-Servizio Geol. d'Italia, S.E.L.C.A. Firenze, 265-272.
- DAL PIAZ G.V. (2010) - *The Italian Alps: a journey across two centuries of Alpine geology*. In BELTRANDO M. et alii (Eds): The geology of Italy: tectonics and life along plate margins. Journal of the Virtual Explorer, electronic edition, **36/8**: 1-108.
- DAL PIAZ G.V., BISTACCHI A. & MASSIRONI M. (2003) - *Geological outline of the Alps*. Episodes, **26/3** September 2003: 174-179.
- 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 Sci., **90**: 668-684.

- DAL PIAZ G.V., DE VECCHI G.P. & HUNZIKER J.C. (1977) - *The Austroalpine layered gabbros of the Matterhorn and Mt Collon-Dents de Bertol*. Schweiz. mineral. petrogr. Mitt., **57**: 59-88.
- DAL PIAZ G.V., DI BATTISTINI G., KIENAST J.R. & VENTURELLI G., (1979a) - *Manganiferous quartzitic schists of the Piemonte ophiolite nappes in the Valsesia-Valtournanche area (Italian Western Alps)*. Mem. Sci. Geol., **32**: 24 pp.
- DAL PIAZ G.V., DI BATTISTINI G., GOSSO G. & VENTURELLI G. (1979b) - *Micasisti granatiferi a relitti di omfacite e quarziti a glaucofane e granato nell'unità di Zermatt-Saas della falda ophiolitica piemontese tra St. Jacques ed il Breuil*. Rend. Soc. It. Min. Petr., **35**: 815-830.
- DAL PIAZ G.V., DI BATTISTINI G., GOSSO G. & VENTURELLI G. (1980) - *Rodingitic gabbro dykes and rodingitic reaction zones in the upper Valtournanche-Breuil area, Piemonte ophiolite nappes, Italian Western Alps*. Arch. Sci. Genève, **33**: 161-179.
- DAL PIAZ G.V. & ERNST W.G. (1978) - *Areal geology and petrology of eclogites and associated metabasites of the Piemonte ophiolite nappes, Breuil-St. Jacques area, Italian Western Alps*. Tectonophysics, **51**: 99-126.
- DAL PIAZ G.V., GIANOTTI F., MONOPOLI B., PENNACCHIONI G., SCHIAVO A., TARTAROTTI P. & COLLABORATORI (2010) - *Foglio 091 Chatillon e note illustrative*. Carta Geologica d'Italia alla scala 1:50.000, ISPRA, Regione Autonoma Valle d'Aosta, 152 pp.
- DAL PIAZ G.V. & GOSSO G. (1994) - *Some remarks on evolution of the Alpine lithosphere*. In: MONTASIO A. & SCIESA E. (Eds): *Proceedings Symp. CROP-Alpi Centrali, Sondrio October 1993*. Quaderni Geodin. Alpina e Quaternaria, 1994, **2**: 91-99.
- DAL PIAZ G.V., GOSSO G. & MARTINOTTI G. (1971) - *La II Zona diorito-kinzigitica tra la Valsesia e la Valle d'Ayas (Alpi occidentali)*. Mem. Soc. Geol. It., **10**: 257-276, carta 1:75.000.
- DAL PIAZ G.V. & GOVI M. (1968) - *Lo stilpnomelano in Valle d'Aosta: nuovi ritrovamenti*. Boll. Soc. Geol. It., **87**: 91-108.
- DAL PIAZ G.V., HUNZIKER J.C. & MARTINOTTI G. (1972) - *La Zona Sesia-Lanzo e l'evoluzione tettonico-metamorfica delle Alpi nordoccidentali interne*. Mem. Soc. Geol. It., **11**: 433-466.
- DAL PIAZ G.V., HUNZIKER J.C. & MARTINOTTI G. (1973) - *Excursion to the Sesia Zone of the Schweiz*. Mineralogische und Petrographische Gesellschaft from September 30th to October 3rd, 1973. Schweiz. mineral. petrogr. Mitt., **53**: 477-490.
- DAL PIAZ G.V. & LOMBARDO B. (1985) - *Review of radiometric dating in the Western Italian Alps*. Rend. Soc. It. Min. Petr., **40**: 125-138.
- DAL PIAZ G.V. & LOMBARDO B. (1986) - *Early-Alpine eclogite metamorphism in the Penninic Monte Rosa-Gran Paradiso basement nappes of the northwestern Alps*. Geol. Soc. Am. Mem., **164**: 249-265.
- DAL PIAZ G.V., LOMBARDO B. & GOSSO G. (1983) - *Metamorphic evolution of the Mt Emilius klippe, Dent Blanche nappes, Western Alps*. Am. J. Sci., **283A**: 438-458.
- DAL PIAZ G.V. & MARTIN S. (1988a) - *Dati microchimici sul metamorfismo alpino nei lembi Austroalpini del Pillonet e di Chatillon (Valle d'Aosta)*. Rend. Soc. Geol. It., **9** (1986): 15-16.
- DAL PIAZ G.V. & MARTIN S. (1998b) - *Evoluzione litosferica e magmatismo nel dominio austro-sudalpino dall'orogenesi varisica al rifting permo-mesozoico*. Riunione estiva S.G.I. 1996, Mem. Soc. Geol. It., **53**: 43-62.
- DAL PIAZ G.V., MONOPOLI B. & SCHIAVO A. (2011a) - *The Austroalpine-Penninic collisional wedge in the internal north-western Alps: structural setting and paleostructural reconstruction*. Geoitalia, LingottoTorino 19-23 Settembre 2011, G1 key lecture, Epitome p. 144.
- DAL PIAZ G.V., MONOPOLI B., SCHIAVO A., DAL PIAZ G. & TOFFOLON G. (2011b) - *Large gravitational mass-movement in the north-east Aosta valley, Western Alps*. Geoitalia, LingottoTorino 19-23 Settembre 2011, B9, Epitome p. 53.
- DAL PIAZ G.V. & NERVO R. (1971) - *Il lembo di ricoprimento del Glacier-Rafray (Dent Blanche s.l.)*. Boll. Soc. Geol. It., **90**: 401-414.

- DAL PIAZ G.V., NERVO R. & POLINO R. (1979d) - *Carta geologica del lembo del Glacier-Rafray (Dent Blanche s.l.) e note illustrative*. Centro studio problemi orogeno Alpi occidentali, CNR Torino, ed. n. **2**: 24 pp.
- DAL PIAZ G.V. & OMENETTO P. (1978) - *Brevi note su alcune mineralizzazioni della falda piemontese in valle d'Aosta*. Ofioliti, **3**: 161-176.
- DAL PIAZ G.V. & SACCHI R. (1969) - *Osservazioni geologiche sul lembo di ricoprimento del Pillonet (Dent Blanche l.s.)*. Mem. Soc. Geol. It., **8**: 835-846.
- DAL PIAZ G.V., VENTURELLI G. & SCOLARI A. (1979c) - *Calc-alkaline to ultrapotassic postcollisional volcanic activity in the internal northwestern Alps*. Mem. Sci. Geol., **32**: 16 pp.
- DAL PIAZ G.V., VENTURELLI G., SPADEA P. & DI BATTISTINI G. (1981) - *Geochemical features of metabasalts and metagabbros from the Piemonte ophiolite nappes, Italian Western Alps*. N. Jb. Min. Abh., **142**: 248-269.
- DEBENEDETTI A. (1965) - *Il complesso radiolariti-giacimenti di manganese-giacimenti piritoso-cupriferi-roccie a fuchsite, come rappresentante del Malm nella Formazione dei Calcescisti. Osservazioni nelle Alpi Piemontesi e della Valle d'Aosta*. Boll. Soc. Geol. It., **84**: 131-163.
- DEBELMAS J. (1976) - *Théorie des plaques et genèse des chaînes de montagnes*. Géoloques, **37**: 25-44.
- DE GIUSTI F., DAL PIAZ G.V., MASSIRONI M. & SCHIAVO A. (2004) - *Carta geotettonica della Valle d'Aosta*. Mem. Sci. Geol., **55** (2003): 129-149.
- DELACOU B., SUE C., CHAMPAGNAC J.-D. & BURKHARD M. (2004) - *Present-day geodynamics in the bend of the western and central Alps as constrained by earthquake analysis*. Geophys. Journal Intern., **158**: 753-774.
- DELACOU B., SUE C., NOCQUET J.M., CHAMPAGNAC J.D., ALLANIC C. & BURKHARD M. (2008) - *Quantification of strain rate in the Western Alps using geodesy: comparisons with seismotectonics*. Swiss Journal of Geosciences, **101/2**: 377-385.
- DELALOYE M. & DESMONS J. (1976) - *K-Ar radiometric age determination of white micas from the Piemont zone, French-Italian Western Alps*. Contrib. Mineral. Petrol., **57**: 297-303.
- DE LEO S., BIINO G. & COMPAGNONI R. (1987) - *Riequilibrizioni metamorfiche alpine nelle serie di Valpelline e di Arolla a nord di Bionaz (Valpelline, Aosta)*. Rend. Soc. It. Min. Petr., **42**: 181-182.
- DE SAUSSURE H.B. (1779-96) - *Voyages dans les Alpes*. Fauche-Borel, Neuchâtel.
- DESMONS J. (1992) - *The Briançon basement (Pennine Western Alps): mineral composition and poly-metamorphic evolution*. Schweiz. mineral. petrogr. Mitt., **72**: 37-55.
- DESMONS J. & HUNZIKER J.C. (1988) - *Genesis of layered amphibolites: the case of the Penninic zone of the Western Alps*. Boll. Dept. Geol. Uni-Son, **5/1-2**, 53-61.
- DESMONS J. & MERCIER D. (1993) - *Passing through the Briançon Zone*. In: J.F. VON RAUMER & F. NEUBAUER (Eds), *Pre-Mesozoic geology in the Alps*. Springer Verlag, Berlin Heidelberg, 279-295.
- DESMONS J., ABRAHAMIAN J., COMPAGNONI R., CORTESOGNO L., FREY M. & COWORKERS (1999a) - *Alpine metamorphism of the Western Alps: I. Middle to high T/P metamorphism*. Schweiz. mineral. petrogr. Mitt., **79**: 89-110.
- DESMONS J., COMPAGNONI R., CORTESOGNO L. & COWORKERS (1999b) - *Alpine metamorphism of the Western Alps: II. High P/T and related pre-greenschist metamorphism*. Schweiz. mineral. petrogr. Mitt., **79**: 111-134.
- DESMONS J., COMPAGNONI R., CORTESOGNO L., FREY M. & GAGGERO L. (1999c) - *Pre-Alpine metamorphism of the Internal zones of the Western Alps*. Schweiz. mineral. petrogr. Mitt., **79**: 23-39.
- DESMURS L., MANATSCHAL G. & BERNOULLI D. (2001) - *The Steinmann Trinity: mantle exhumation and magmatism along an ocean-continent transition: the Platta nappes, eastern Switzerland*. In: WILSON R.C.L. *et alii* (Eds): *Non-volcanic rifting of continental margins: a comparative evidence from land and sea*. Geol. Soc. London, Spec. Publ., **187**: 235-266.
- DEVILLE E., FUDRAL S., LAGABRIELLE Y., MARTHALER M. & SARTORI M. (1992) - *From oceanic closure to continental collision: a synthesis of the "Schistes lustrés" metamorphic complex of the Western Alps*. Geol. Soc. Am. Bull., **104**: 127-139.

- DEWEY J.F. & BIRD J.M. (1970) - *Mountain belts and the new global tectonics*. J. Geophys. Res., **75**: 2625-2647.
- DEWEY J.F., PITMAN W.C., RYAN W.B.F. & BONNIN J. (1973) - *Plate tectonics and the evolution of the Alpine system*. Geol. Soc. Am. Bull., **84**: 3137-3180.
- DE WEVER P., BAUMGARTNER P.O. & POLINO R. (1987) - *Précision sur les datations de la base des Schistes Lustrés postophiolitiques dans les Alpes cottiennes*. C.R. Acad. Sci. Paris, **305**: 487-491.
- DIAMOND L. (1986) - *Hydrothermal geochemistry of late-metamorphic gold-quartz veins at Brusson, Val d'Ayas, Pennine Alps, NW Italy*. PhD Thesis, ETH Zürich, 256 pp.
- DIAMOND L.W. (1990) - *Fluid inclusion evidence for P-V-T-X evolution of Hydrothermal solution in late Alpine gold-quartz veins at Brusson, northwest Italian Alps*. Am. J. Sci., **290**: 912-958.
- DIAMOND L.W. & WIEDENBECK M. (1986) - *K-Ar radiometric ages of the gold-quartz veins at Brusson, Val d'Ayas, NW Italy: evidence of mid-Oligocene hydrothermal activity in the Northwestern Alps*. Schweiz. mineral. petrogr. Mitt., **66**: 385-393.
- DIEHL E.A. (1938) - *Geologisch-Petrographische Untersuchung der Zone du Grand Combin im Val d'Ollomont (Prov. Aosta, Italien)*. Schweiz. mineral. petrogr. Mitt., **18**: 214-411.
- DIEHL E.A., MASSON R. & STUTZ A.H. (1938) - *Petrographisch-geologische Karte des unteren Valpelline & des Val d'Ollomont 1:50.000*. In Masson R.: *Geologisch-Petrographische Untersuchungen im unteren Valpelline, Provinz Aosta (Italien)*. Schweiz. mineral. petrogr. Mitt., **18**: 54-213.
- DIEHL E.A., MASSON R. & STUTZ A.H. (1952) - *Contributi alla conoscenza del ricoprimento Dent Blanche*. Mem. Ist. Geol. Min. Univ. Padova, **17**: 53 pp.
- DIENER C. (1889) - *Zum Gebirgsbau der „Centralmasse des Wallis“*. Sitzungsberichte Akad. Wiss. Wien, Math.-naturw. Cl., Vorgelegt in der Sitzung am 10 Jänner 1889, **98/1**: 78-96.
- DIETRICH V. (1980) - *The distribution of ophiolites in the Alps*. Ophioliti. Spec. Issue Tethyan ophiolites, **1**: 7-51.
- DISS WORKING GROUP (2010) - *Database of Individual Seismogenic Sources (DISS), Version 3.1.1: A compilation of potential sources for earthquakes larger than M 5.5 in Italy and surrounding areas* [WWW Document]. URL <http://diss.rm.ingv.it/diss/>
- DI VINCENZO G., TONARINI S., LOMBARDO B., CASTELLI D. & OTTOLINI L. (2006) - *Comparison of ⁴⁰Ar-³⁹Ar and Rb-Sr data on phengites from the UHP Brossasco-Isasca Unit (Dora Maira Massif, Italy): Implications for dating White Mica*. Journal of Petrology, **47**: 1439-1465.
- DRAMIS F. (1984) - *Aspetti geomorfologici e fattori genetici delle deformazioni gravitative profonde*. Boll. Soc. Geol. It., **103**: 681-687.
- DRAMIS F. & SORRISO-VALVO M. (1994) - *Deep seated gravitational slope deformations, related landslides and tectonics*. Eng. Geology, **38**: 231-243.
- DRIESNER T. (1993) - *Aspects of petrographical, structural and stable isotope geochemical evolution of ophicarbonat breccias from the ocean floor to subduction and uplift: an example from Chatillon, middle Aosta valley, Italian Alps*. Schweiz. mineral. petrogr. Mitt., **73**: 69-84.
- DUCHÊNE S., BLICHERT-TOFT J., LUIS B., TËLPOUK P., LARDEAUX J.M. & ALBARÈDE F. (1997) - *The Lu-Hf dating of garnets and the ages of the Alpine high-pressure metamorphism*. Nature, **387**: 586-589.
- DUTTO F. & MORTARA G. (1992) - *Rischi connessi con la dinamica glaciale nelle Alpi Italiane*. Geogr. Fis. Dinam. Quat., **15**: 85-99.
- EISELE J., GEIGER S. & RAHN M. (1997) - *Chemical characterization of metabasites from the Turtmann-valley (Valais, Switzerland): implication for their protoliths and geotectonic origin*. Schweiz. mineral. petrogr. Mitt., **77**: 403-418.
- ÉLIE DE BEAUMONT L. (1852) - *Notice sur les systèmes des montagnes*. Paris, 3 vol., 1543 pp.
- ELLENBERGER F. (1953a) - *Sur l'extension des faciès Briançonnais en Suisse, dans les Préalpes médianes et les Pennides*. Eclogae Geol. Helv., **45**: 285-286.
- ELLENBERGER F. (1953b) - *La série de Barrhorn et les retrocharriages penniques*. C.R. Acad. Sci. Paris, **236**: 218-220.
- ELLENBERGER F. (1958) - *Etude géologique du pays de Vanoise*. Mém. Soc. Géol. France, 561 pp.
- ELLENBERGER F. (1966) - *Le Permien du pays de Vanoise*. Atti Symposium Verrucano, Pisa, Soc. Toscana Sci. Nat., 170-211.
- 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. (1971) - *Schistes lustrés et ophiolites de la zone piémontaise entre Orco et Doire Baltée (Alpes Graies). Hypothèses sur l'origine des ophiolites*. Géol. Alpine, **47**: 147-169.
- ELTER G. (1972) - *Contribution à la connaissance du Briançonnais interne et de la bordure piémontaise dans les Alpes Graies nordorientales et considérations sur les rapports entre les zones du Briançonnais et des schistes lustrés*. Mem. Ist. Geol. Min. Univ. Padova, **28**: 19 pp.
- ELTER G. (1987) - *Carte géologique de la Vallée d'Aoste*. Cartographie et impression SELCA, Firenze, in DAL PIAZ G.V. (2001): *Commemorazione di Giulio Elter*. Mem. Sci. Geol., **53**: 153-162.
- 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.
- ELTER G., ELTER P., STURANI C. & WEIDMANN M. (1966) - *Sur la prolongation du domain ligure de l'Apennin dans le Montferrat et les Alpes et sur l'origine de la nappe de la Simme s.l. des Préalpes romandes et chablaisiennes*. Archives Sci. Genève, **19**: 279-378.
- ELTER P. & PERTUSATI P. (1973) - *Considerazioni sul limite Alpi-Appennino e sulla relazione con l'arco delle Alpi occidentali*. Mem. Soc. Geol. It., **12**: 359-375.
- ENGASSER A. (1923) - *Minéraux de la Vallée d'Aoste collectionnés au Musée de la Flore*. Bull. Soc. Flore. Valdôtaine, **16**: 24-44.
- ENGI M., SCHERRER N.C. & BURRI T. (2001) - *Metamorphic evolution of pelitic rocks of the Monte Rosa nappe: Constraints from petrology and single grain monazite age data*. Schweiz. mineral. petrogr. Mitt., **81/3**: 305-328.
- ENGI M., COMPAGNONI R. & BERGER A. (2009) - *Guidebook to the Pre-Conference Field Trip "Western and Central Alps" June 17 - 21, 2009*. Goldschmidt Conference 2009 Davos, 83 pp.
- ENGLAND P. & HOLLAND T. (1979) - *Archimedes and the Tauern eclogites: the role of buoyancy in the preservation of exotic eclogite blocks*. Earth and Planetary Science Letters, **44**: 287-294.
- ENGLAND P.C. & MOLNAR P. (1990) - *Surface uplift, uplift of rocks, and exhumation of rocks*. Geology, **18**: 1173-1177.
- ERNST W.G. (1971) - *Metamorphic zonation of presumably subducted lithospheric plates from Japan, California and the Alps*. Contrib. Mineral. Petrol., **34**: 2053-2078.
- ERNST W.G. (1973) - *Interpretative synthesis of metamorphism in the Alps*. Geol. Soc. Am. Bull., **84**: 2053-2078.
- 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*. Am. Miner., **63**: 621-640.
- ESCHER A. (1988) - *Structure de la nappe du Grand Saint-Bernard entre le val de Bagnes et les Mischabel*. Rapport Serv. hydrol. géol. nat. suisse, **7**: 26 pp.
- ESCHER A. & MASSON H. (1988) - *Le Cervin: un dessin géologique inédit d'Emile Argand (1929) et son interprétation actuelle*. Bull. Géol. Lausanne, **284**: 95-126.
- ESCHER A., MASSON H. & STECK, A. (1987) - *Coups géologiques des Alpes occidentales suisses*. Service hydrol. géol. nat., Berne, Rapports géol., **2**: 11 pp., ristampa in Mém. Géol. Lausanne, 1988.
- ESCHER A., HUNZIKER J.C., MARTHALER M., MASSON H., SARTORI M. & STECK A. (1997) - *Geologic framework and structural evolution of the western Swiss-Italian Alps*. In PFFIFFER O.A. et alii (Eds): *Deep structure of the Swiss Alps*. Birkhäuser Verlag, Basel, pp. 205-221.
- EVANS B.W. (1990) - *Phase relations of epidote-blueschists*. Lithos, **25**: 3-23.
- EVANS B.W., TROMMSDORFF V. & RICHTER W. (1979) - *Petrology of an eclogite-metaroddingite suite at Cima di Gagnone, Ticino, Switzerland*. Am. Mineral., **64**: 15-31.

- FANTONI R., MASSARI F., MINERVINI M., ROGLEDI S. & ROSSI M. (2001) - *Il Messiniano del margine Sudalpino-Padano: relazioni tra contesto strutturale e stratigrafico-deposizionale*. Geol. Insu-
brica, **6/1**: 95-108.
- FAVRE A. (1867) - *Recherches géologiques dans les parties de la Savoie, du Piémont et de la Suisse voisines du Mont-Blanc*. Massons et Fils, Paris, **1**: 464 pp, **2**: 437 pp, **3**: 587 pp.
- FEDERICO L., CAPPONI G., CRISPINI L., SCAMBELLURI M. & VILLA I.M. (2005) - *³⁹Ar/⁴⁰Ar dating of high-pressure rocks from the Ligurian Alps: evidence for a continuous subduction-exhumation cycle*. Earth Planet. Sci. Lett., **240**: 668-680.
- FERRANDO S., BERNOULLI D. & COMPAGNONI R. (2004) - *The Canavese zone (internal Western Alps): a distal margin of Adria*. Schweiz. mineral. petrogr. Mitt., **84**: 237-256.
- FERRANDO S., FREZZOTTI M.L., ORIONE P., CONTE R.C. & COMPAGNONI R. (2010) - *Late-Alpine rodin-
gization in the Bellecombe meta-ophiolites (Aosta Valley, Italian Western Alps): evidence from mineral assemblages and serpentization-derived H₂-bearing brine*. International Geology Re-
view, **52**: 1220-1243.
- FERRARA G. & INNENTI F. (1974) - *Radiometric age evidence of a Triassic thermal event in the South-
ern Alps*. Geol. Rundsch., **63**: 572-581.
- FERRARI M.A. (1999) - *La storia di Ettore Castiglioni*. Alpinista, Scrittore, Partigiano. TEA storica,
Milano, 206 pp.
- FISCHER L., KÅÅB A., HUGGEL C. & NOETZLI J. (2006) - *Geology, glacier retreat and permafrost degra-
dation as controlling factors of slope instabilities in a high-mountain rock wall: the Monte Rosa
east face*. Nat. Hazards Earth Syst. Sci., **6**: 761-772.
- FORNO M.G. & MASSAZZA G. (1983) - *Segnalazioni di un gruppo di paleofrane in un tratto della Valle
d' Ayas compreso tra gli abitati di Lignod e Extrepierez*. Geografia Fisica e Dinamica Quater-
naria, **6**: 137-147.
- FORSTER M., LISTER G., COMPAGNONI R., GILES D., HILLS Q., BETTS P., BELTRANDO M. & TAMAGNO E.
(2004) - *Mapping of oceanic crust with "HP" to "UHP" metamorphism: The Lago di Cignana
Unit (Western Alps)*. In PASQUARÈ G., VENTURINI C. & GROPPETTI G. (Eds), Mapping Geology in
Italy. APAT - Dip. Difesa del Suolo, Serv. Geol. d'Italia, Roma 2004 (2006), Map 33, 279-286,
S.E.L.C.A., Firenze
- FRANCHI (1895) - *Notizie sopra alcune metamorfosi di eufoidi e diabasi nelle Alpi Occidentali*. Boll.
R. Comit. Geol. It., **26**: 181-204.
- FRANCHI (1897) - *Sopra alcuni nuovi giacimenti di rocce a lawsonite*. Boll. Soc. Geol. It., **16**: 73-76.
- FRANCHI S. (1898) - *Sull'età mesozoica della zona delle pietre verdi nelle Alpi Occidentali*. Boll. R.
Comit. Geol. It., **29**: 173-247 e 325-482.
- FRANCHI S. (1902) - *Contributo allo studio delle rocce a glaucofane e del metamorfismo onde ebbero
origine nella regione ligure-alpina occidentale*. Boll. R. Comit. Geol. It., **33**: 255-318.
- FRANCHI S. (1904) - *Ancora sull'età mesozoica della zona delle pietre verdi nelle Alpi Occidentali*.
Boll. R. Comit. Geol. Ital., **35**: 125-179.
- FRANCHI S. (1905) - *Appunti geologici sulla zona diorito-kinzigitica Ivrea-Verbano e sulle formazioni
adiacenti*. Boll. R. Comit. Geol. Ital., **36**: 270-298.
- FRANCHI S. (1906) - *Sulla tettonica della zona del Piemonte*. Boll. R. Comit. Geol. It., **37**: 118-144.
- FRANCHI S. (1907) - *Relazione di rilevamento*. Boll. R. Comit. Geol. It., **38**: 29-32 (parte ufficiale).
- FRANCHI S., MATTIROLO E., NOVARESE V., STELLA A. & ZACCAGNA D. (1908) - *Carta geologica delle
Alpi Occidentali alla scala 1:400.000*. R. Ufficio Geologico, Roma. Riduzione al 400.000 di
28 fogli colorati a mano della Carta Geologica d'Italia alla scala 1:100.000, dedotti interamente
dai rilievi di campagna alla scala 1:25.000 eseguiti dagli Autori dal 1888 al 1906. Le zone oltre
il confine di stato sono tratte dalle carte francesi e svizzere esistenti. Ristampa anastatica 1990.
- FREEMAN S.R., INGER S., BUTLER 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.
- FREY M., HUNZIKER J.C., FRANK W., BOCQUET J., DAL PIAZ G.V., JÄGER E. & NIGGLI E. (1974) - *Alpine
metamorphism of the Alps: a review*. Schweiz. mineral. petrogr. Mitt., **54**: 247-290.
- FREY M., DESMONS J. & NEUBAUER F. (1999) - *The new metamorphic map of the Alps*. Schweiz. min-
eral. petrogr. Mitt., **79**: 1-230.
- FREZZOTTI M.L., SELVERSTONE J., SHARP Z.D. & COMPAGNONI R. (2011) - *Carbonate dissolution during
subduction revealed by diamond-bearing rocks from the Alps*. Nature Geoscience, **4**: 703-706.
doi:10.1038/ngeo1246
- FROITZHEIM N. & MANATSCHAL G. (1996) - *Kinematics of Jurassic rifting, mantle exhumation, and
passive margin formation in the Austroalpine and Penninic nappes (eastern Switzerland)*. Geol.
Soc. Am. Bull., **108**: 1120-1133.
- FROITZHEIM N., SCHMID S.M. & FREY M. (1996) - *Mesozoic paleogeography and the timing of eclog-
ite-facies metamorphism in the Alps: A working hypothesis*. Eclogae Geol. Helv., **89**: 81-110.
- FRY N. & BARNICOAT A.C. (1987) - *The tectonic implications of high-pressure metamorphism in the
western Alps*. J. Geol. Soc., London, **144**: 653-659.
- FÜGENSCHUH B., LOPRIENO A., CERIANI S. & SCHMID S.M. (1999) - *Structural analysis of the Subbri-
ançonnais and Valais units in the area of Moûtiers (Savoie, Western Alps): paleogeographic and
tectonic consequences*. Int. J. Earth Sci., **88**: 201-218.
- GABUDIANU RADULESCU I., RUBATTO D., GREGORY C. & COMPAGNONI R. (2009) - *The age of HP meta-
morphism in the Gran Paradiso Massif, Western Alps: a petrological and geochronological
study of "silvery micaschists"*. Lithos, **110**: 95-108.
- GAETANI M. (2010) - *From Permian to Cretaceous: Adria as pivotal between extensions and rotations
of Tethys and Atlantic Oceans*. In BELTRANDO M. et alii (Eds): The Geology of Italy: tectonics
and life along plate margins. Journal of Virtual Explorer, Electronic Edition, **36/6**, doi:10.3809
/jvirtex.2010.00235
- GAGGERO L., CORTESOGNO L. & BERTRAND J.M. (2004) - *The pre-Namurian basement of the Ligurian
Alps*. Periodico Min., **73**: 85-96.
- GAMALERO L.P. (1969) - *Il giacimento piritoso-cuprifero di Ollomont in Val d'Aosta*. Atti Soc. It. Sci.
Nat., Milano, **109**: 383-424.
- GANGUIN J. (1988) - *Contribution à la caractérisation du métamorphisme polyphase de la zone de
Zermatt-Saas Fee (Alpes valaisannes)*. PhD Thesis, ETH Zürich, inedita, 312 pp.
- GARDIEN V. (1994) - *Présence de disthène anté-alpin dans les gneiss de la série de la Valpelline (Dent
Blanche, Alpes Occidentales)*. C.R. Acad. Sci. Paris, **319**: 899-905.
- GARDIEN V., REUSSER E. & MARQUER D. (1994) - *Pre-Alpine metamorphic evolution of the gneisses
from the Valpelline series (Western Alps, Italy)*. Schweiz. mineral. petrogr. Mitt., **74**: 489-502.
- GASCO I. & GATTIGLIO M. (2011) - *Geological map of the upper Gressoney Valley, Western Italian Alps*.
Journal of Maps, **6/11**, 2010: 82-102.
- GASTALDI B. (1871a) - *Studi geologici sulle Alpi occidentali*. Mem. R. Comit. Geol. d'Italia, **1**: 47 pp.,
con appendice mineralogica di G. Strüver.
- GASTALDI B. (1871b) - *Brevi cenni intorno ai terreni attraversati dalla galleria delle Alpi Cozie*. Boll.
R. Comit. Geol. It., **2**: 193-207.
- GASTALDI B. (1873) - *On the effect of glacier-erosion in Alpine valleys*. Quarterly Journal Geol. Soc.,
29: 396-401.
- GASTALDI B. (1874) - *Studi geologici sulle Alpi occidentali*. Mem. R. Comit. Geol. d'Italia, **2**: 161 pp.
- GASTALDI B. & MARTINS CH. (1850) - *Essai sur les terrains superficiels de la Vallée du Po aux environs
de Turin, comparés à ceux de la plaine Suisse*. Bull. Soc. géol. France, sér. 2, **7**: 554-605.
- GASTALDI B., SELLA Q. & BERRUTI G. (1864) - *Carta geologica del circondario di Biella, colorata a
mano su quattro fogli della Carta topografica degli Stati Sardi alla scala di 1:50.000*. Presentata
da Q. Sella alla riunione della Soc. di Sci. Naturali in Biella, inedita.

- GAUTHIEZ L., BUSSY F., ULIANOV A., GOUFFON Y. & SARTORI M. (2011) - *Ordovician mafic magmatism in the Métailler Formation of the Mont-Fort nappe (Middle Penninic domain, western Alps) - geodynamic implications*. Abstract Vol. Swiss Geoscience Meeting 2011, Zurich, 11th - 13th November 2011, pp. 110-111.
- GEBAUER D. (1999) - *Alpine geochronology of the Central and Western Alps: new constraints for a complex geodynamic evolution*. Schweiz. mineral. petrogr. Mitt., **79**: 191-208.
- GERLACH H. (1869) - *Die penninischen Alpen*. N. Denkschr. allg. schweiz. Ges. gesamten Naturwiss. **23**: 1-132, mit Karte der Penninischen Alpen, 1:200.000.
- GERLACH H. (1870) - *Feuille XXII Martigny-Aosta*. Carte géologique de la Suisse 1:100.000. Comm. Géol. Soc. Helv. Sci. Nat.
- GERLACH H. (1871) - *Das südwestliche Wallis*. Beiträge geol. Karte der Schweiz, **9**: 1-175.
- GERLACH, H. (1883) - *Die penninischen Alpen*. Beiträge geol. Karte der Schweiz, **27**: 1-159, mit einer Profiltafel.
- GIANOTTI F. (2010) - *Copertura quaternaria*. In G.V. DAL PIAZ *et alii*, 2010: *Foglio 091 Chatillon e note illustrative*. Carta Geologica d'Italia alla scala 1:50.000, ISPRA, pp. 79-106.
- GIANOTTI F., FORNO M.G., IVY-OCHS S. & KUBIK P.W. (2008) - *New chronological and stratigraphical data on the Ivrea Amphitheatre (Piedmont, NW Italy)*. Quaternary International, **190**: 123-135.
- GIARDINO M. & RATTO S. (2007) - *Analisi del dissesto da frana in Valle d'Aosta*. In Trigila A. (a cura di): *Rapporto sulle frane in Italia*. APAT Rapporti, **78**: 21-150.
- GIARDINO M., FIORASO G. & POLINO R. (1997) - *Interaction between geodynamic stress field and gravity-induced slope deformations: examples from Susa and Chisone Valleys (Western Alps Italy)*. Quaderni Geodin. Alpina Quaternaria, **4**: 187-188.
- GIESE P., GUNTHER K. & REUTTER K. (1970) - *Vergleichende geologische und geophysikalische Betrachtungen der Westalpen und des Nordapennins*. Zeit. geol. Ges., **120**: 51-195.
- GIORDANO F. (1868) - *Ascensione del Monte Cervino, nel settembre 1868, dell'ingegnere Felice Giordano*. Comunicazione letta il 17 settembre nella "Terza riunione straordinaria della Società italiana di scienze Naturali", Vicenza 14-17 settembre 1868, pubbl. in Atti Soc. It. Sci. Nat., **11**: 670-694.
- GIORDANO F. (1869a) - *Sulla orografia e sulla geologica costituzione del Gran Cervino*. Atti R. Acc. Sci. Torino, **4**: 304-321.
- GIORDANO F. (1869b) - *Notice sur la constitution géologique du Mont Cervin*. Arch. Sci. phys. nat. Genève, **34**: 255-267.
- GIORDANO F. (1872) - *Esame geologico della catena alpina del San Gottardo che deve essere attraversata dalla grande galleria della ferrovia italo-elvetica*. Tipografia G. Barbera, Firenze, 33 pp., 3 tavole con carte e sezioni.
- GIORDANO F. (1873) - *San Gottardo*. Mem. per Servire descrizione Carta Geol. It., **2/1**, con Carta geologica del San Gottardo al 1:50.000.
- GIORGIS D., THÉLIN P., STAMPELI G. & BUSSY F. (1999) - *The Mont-Mort metapelites: Variscan metamorphism and geodynamic context (Briançonnais basement, Western Alps, Switzerland)*. Schweiz. mineral. petrogr. Mitt., **79**: 381-378.
- GLOM (DAL PIAZ G.V., coord., *et alii*) (1977) - *Escursione ad alcuni giacimenti a Cu-Fe e Mn della Falda Piemontese, Alpi occidentali, 10-13 ottobre 1977*. Ofioliti, **2**: 241-263.
- 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 and Planetary Science Letters, **304**: 417-430.
- GODARD G. (2001) - *Eclogites and their geodynamic interpretation: a history*. J. Geodynamics, **32**: 165-203.
- GOFFÉ B. & BOUSQUET R. (1997) - *Ferrocapholite, chloritoide et lawsonite dans les métapelites des unités du Versoyen et du Petit St. Bernard (zone valaisanne)*. Schweiz. mineral. petrogr. Mitt., **77**: 137-147.
- GOFFÉ B., SCHWARTZ S., LARDEAUX J.M. & BOUSQUET R. (2004) - *Explanatory notes to the map: metamorphic structure of the Alps. Western and Ligurian Alps*. Mitt. Oesterr. Mineral. Ges., **149**: 125-144.
- GOKSU E. (1947) - *Geologische Untersuchungen zwischen Val d'Anniviers und Turmtantal (Wallis)*. Promotionsarbeit E.T.H. Zürich, 123 pp.
- GORRET A. & BICH C. (1877) - *Guide de la Vallée d'Aoste*. F.Casanova, Turin, 440 pp.
- GOSSO G., DAL PIAZ G.V., PIOVANO V. & POLINO R. (1979) - *High pressure emplacement of early-alpine nappes, postnappe deformations and structural levels*. Mem. Sci. Geol., **32**: 15 pp.
- GOUFFON Y. (1991) - *Géologie de la nappe du Grand St. Bernard au nord de la Dore Baltée (Vallée d'Aoste, Italie)*. Thèse Univ. Lausanne.
- GOUFFON Y. (1993) - *Géologie de la nappe du Grand St. Bernard entre la Dore Baltée et la frontière suisse (Vallée d'Aoste, Italie)*. Mém. Géol., Lausanne, **12**: 147 pp.
- GOUFFON Y. & BURRI M. (1997) - *Les nappes de 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.
- GOUZU C., ITAYA T., HYODO H. & MATSUDA T. (2006) - *Excess ⁴⁰Ar-free phengite in ultrahigh-pressure metamorphic rocks from the Lago di Cignana area, Western Alps*. Lithos, **92**: 418-430.
- GOVI M. (1973) - *L'evento alluvionale del 12-15 giugno 1957. I danni nei bacini del Piemonte e della Valle d'Aosta*. Atti XXI Congr. Geogr. It., Verbania, 13-18 settembre 1971, **2/1**: 217-239 (con allegata Carta dei danni alla scala 1:350.000).
- GOVI M. (1975) - *Carta geologica del distretto vulcanico ad oriente della bassa Val Sesia*. CNR, Centro Studi sui problemi dell'Orogeno delle Alpi occidentali, Litografia Artistica Cartografica, Firenze. Carta in scala 1:25.000, da rilevamenti originali alla scala 1:10.000 effettuati negli anni 1960-1965.
- GOVI M., MORTARA G., SORZANA P.F. & TROPEANO D. (1979) - *Sintesi dei dissesti idrogeologici avvenuti tra il 1972 e il 1974 nell'Italia settentrionale*. Boll. Ass. Mineraria Subalpina, **16**: 420-451.
- GROppo C., BELTRANDO M. & COMPAGNONI R. (2009) - *The P-T path of the ultra-high pressure Lago di Cignana and adjoining high-pressure meta-ophiolitic units: insights into the evolution of the subducting Tethyan slab*. J. metamorph. Geol., **27**: 207-231.
- GRUBER S. & HAEUBLI W. (2007) - *Permafrost in steep bedrock slopes and its temperature-related destabilization following climate change*. J. Geophys. Res., **112**: F02S18, (doi:10.1029/2006JF000547).
- GRUBER S., HOEZZLE M. & HAEUBLI W. (2004) - *Permafrost thaw and destabilization of Alpine rock walls in the hot summer of 2003*. Geophys. Res. Lett., **31**: L13504, doi:10.1029/2004GL020051.
- GUERMANI A. (1992) - *Le miloniti della falda austroalpina della Dent Blanche (Valpelline, Aosta)*. Tesi Laurea Sci. Geol. Univ. Padova, inedita, 141 pp.
- GUILLOT F., LIEGOIS J.P. & FABRE J. (1991) - *Des granophyres du Cambrien dans le Mont Pourri (Vanoise, zone Briançonnaise): première datation U-Pb sur zircon d'un socle des zones internes des Alpes françaises*. C.R.Acad. Sci. Paris, **313**: 239-244.
- GUILLOT F., SCHALTEGGER U., BERTRAND J.M., DELOULE E. & BAUDIN T. (2002) - *Zircon U-Pb geochronology of Ordovician magmatism in the polycyclic Rutor Massif (internal W. Alps)*. Intern. J. Earth. Sci., **91**: 964-978.
- GUILLOT F., BERTRAND J.-M., BUSSY F., LANARI P., COSMA L., PIN CH. (2012) - *Early Variscan I-type pluton in the pre-Alpine basement of the Western Alps: The ca. 360 Ma Cogne diorite (NW-Italy)*. Lithos, (doi: 10.1016/j.lithos.2012.04.010)
- GUILLOT S., SCHWARTZ S., HATTORI K., AUZENDE A. & LARDEAUX J.M. (2004) - *The Monviso ophiolitic Massif (Western Alps), a section through a serpentinite subduction channel*. In BELTRANDO M. *et alii* (Eds): *Evolution of the western Alps: insights from metamorphism, structural geology, tectonics and geochronology*. J Virtual Explorer, **16/6**.
- GÜLLER A. (1947) - *Zur Geologie der südlichen Mischabel- und der Monte Rosa-Gruppe, mit Einschluss des Zmutt-Tales westlich Zermatt*. Eclogae Geol. Helv., **40**: 39-161.

- HAGEN T. (1948) - *Geologie des Mont Dolin und des Nordrandes der Dent Blanche-Decke zwischen Mont Blanc de Cheilon und Ferpècle (Wallis)*. Beitr. Geol. Karte Schweiz, **90**: 64 pp., Spezialkarte n. 119, Bern.
- HAGEN T. (1951) - *Über den geologischen Bau des Mont Pleureur (Val de Bagnes, Wallis)*. Eclogae Geol. Helv., **44**: 299-306.
- HALLS C. & ZAHO R. (1995) - *Listvenite and related rocks: perspectives on terminology and mineralogy with reference to an occurrence at Cregganbaun, Co. Mayo, Republic of Ireland*. Mineralium Deposita, **30**: 303-313.
- HARRIS C., ARENSON L.U., CHRISTIANSEN H.H., ETZELMÜLLER B., FRAUENFELDER R., GRUBER S., HAEBERLI W., HAUCK C., HÖLZLE M., HUMLUM O., ISAKSEN K., KAÄB A., KERN-LÜTSCHG M.A., LEHNING M., MATSUOKA N., MURTON J.B., NÖTZLI J., PHILLIPS M., ROSS N., SEPPÄLÄ M., SPRINGMAN S.M. & MÜHLL D.V. (2009) - *Permafrost and climate in Europe: Monitoring and modelling thermal, geomorphological and geotechnical responses*. Earth-Science Reviews, **92**: 117-171.
- HASLER A., GRUBER S. & HAEBERLI W. (2011) - *Temperature variability and offset in steep alpine rock and ice faces*. The Cryosphere, **5**: 977-988. doi:10.5194/tc-5-977-2011
- HASLER A., GRUBER S. & BEUTEL J. (2012) - *Kinematics of steep bedrock permafrost*. J. Geophys. Res., **117**: 17 pp., doi:10.1029/2011JF001981.
- HAUG E. (1900) - *Les géosynclinaux et les aires continentales. Contribution à l'étude des transgressions et des régressions marines*. Bull. Soc. Géol. France, Sér. 3, **28**: 617-711.
- HEIM A. (1878) - *Untersuchungen über den Mechanismus der Gebirgsbildung im Anschluss an die geologische Monographie der Tödi-Windgällen-Gruppe*. Schwabe, Basel, **1**: 348 pp., **2**: 246 pp.
- HERMANN F. (1925a) - *Paléogéographie et genèse pennique*. Eclogae Geol. Helv., **19**: 604-618.
- HERMANN F. (1925b) - *Sur le faisceau de plis en retour de Val Savaranche et les prolongements de l'éventail de Bagnes dans les Alpes franco-italiennes*. C.R. Acad. Sci. Paris, **180**: 1515-1517.
- HERMANN F. (1925c) - *Sur l'éventail de Bagnes et la nappe de la Dent Blanche*, C.R. Acad. Sci. Paris, **180**: 1518-1520.
- HERMANN F. (1927a) - *Stereogramma tectonico delle Alpi Valdostane meridionali 1:25.000*. Mem. Ist. Geol. Univ. Padova, **7**.
- HERMANN F. (1927b) - *Stereogramma tectonico delle Alpi Valdostane centrali 1:37.500*. Mem. Ist. Geol. Univ. Padova, **7**.
- HERMANN F. (1930) - *Il ricoprimento dei calcescisti fra i massicci d'Ambin e del Gran Paradiso*. Mem. Ist. Geol. Univ. Padova, **8**: 13-55.
- HERMANN F. (1938) - *Carta geologica delle Alpi nord-occidentali alla scala 1:200.000, con note illustrative e carta strutturale alla scala 1:750.000*. Tipografia U. Allegretti di Campi, Milano, 24 pp.
- HESS H.H. (1939) - *Island arcs, gravity anomalies and serpentinite intrusions: a contribution to the ophiolite problem*. XVII Intern. Geol. Congr., **2**: 263-283.
- HILKER N., BADOUX A. & HEGG C. (2009) - *The Swiss flood and landslide damage database 1972-2007*. Nat. Hazards Earth Syst. Sci., **9**: 913-925.
- HOBBS B.E., MEANS W.D. & WILLIAMS P.F. (1976) - *An outline of structural geology*. John Wiley & Sons, 571 pp.
- HÖPFER N. (1997) - *Sedimentäre Abfolge und Alpine Ueberprägung der Permotriassischen Roisan Zone (Südliche Austroalpine Dent Blanche Decke, Italienische Westalpen)*. Bonner Geowiss. Schriften, **25**: 154 pp.
- HSU K.J., RYAN W.B.F. & CITA M.B. (1973) - *Late Miocene desiccation of the Mediterranean*. Nature, **242**: 240-244.
- HUBBARD M. & MANCKTELOW N.S. (1992) - *Lateral displacement during Neogene convergence in the western and central Alps*. Geology, **20**: 943-946.
- HUNZIKER J.C. (1974) - *Rb-Sr and K-Ar age determination and the Alpine history of the Western Alps*. Mem. Ist. Geol. Min. Univ. Padova, **31**: 54 pp.
- HUNZIKER J.C. & BEARTH P. (1969) - *Rb-Sr-Altersbestimmungen aus den Walliser Alpen: Biotitalterswerte und ihre Bedeutung für die Abkühlungsgeschichte der alpinen Metamorphose*. Eclogae Geol. Helv., **62**: 205-222.
- HUNZIKER J.C., DESMONS J. & HURFORD A.J. (1992) - *Thirty-two years of geochronological work in the Central and Western Alps: a review on seven maps*. Mém. Géol. Lausanne, **13**: 59 pp.
- HURFORD A.J., HUNZIKER J.C. & STÖCKHERT B. (1991) - *Constraints on the late thermotectonic evolution of the western Alps: evidence for episodic rapid uplift*. Tectonics, **10**: 758-769.
- INGER S., RAMSBOTHAM W., CLIFF R.A. & REX D.C. (1996) - *Metamorphic evolution of the Sesia-Lanzo zone, western Alps: time constraints from multi-system geochronology*. Contrib. Mineral. Petrol., **126**: 152-168.
- ITEN W.B. (1948) - *Zur Stratigraphie und Tektonik der zone du Combin zwischen Mettelhorn und Turtmantal (Wallis)*. Eclogae Geol. Helv., **41**: 141-246.
- ISIDE WORKING GROUP (2010) - *Italian Seismological Instrumental and parametric database [WWW Document]*. URL <http://iside.rm.ingv.it>
- JARVIS A., REUTER H.I., NELSON A. & GUEVARA E. (2008) - *Hole-filled seamless SRTM data V4 [WWW Document]*. URL <http://srtm.csi.cgiar.org>
- JENNY H. (1924) - *Die Alpine Faltung*. Ed. Bornträger, Berlin, 176 pp.
- KASHKAI M.A. (1964) - *O metasomaticheskoi zonalnosti i khimizme lisvenitov*. Trud. Vses. Petrogr. Soveshkhaniya, A.A. SSSR, 198-214.
- KIENAST J.R. (1973) - *Sur l'existence de deux séries différentes au sein de l'ensemble «schistes lustrés - ophiolites» du Val d'Aoste; quelques arguments fondés sur l'éude de roches métamorphiques*. C.R. Acad. Sci. Paris, **276**: 2621-2624.
- 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. P. et M. Curie, Paris VI, 484 pp.
- KIENAST J.R. & NICOT E. (1971) - *Présence d'une paragenèse à disthène et chloritoïde (d'âge alpin probable) dans les gneiss à sillimanite, grenat et cordiérite de Valpelline (Val d'Aoste, Italie)*. C.R. Acad. Sci. Paris, **D 272**: 1836-1839.
- KIRSCHNER D., COSCA M.A., MASSON H., HUNZIKER J.C. (1996) - *Staircase ⁴⁰Ar/³⁹Ar spectra of fine-grained white mica: timing and duration of deformation and empirical constraints on argon diffusion*. Geology, **24**: 747-750.
- KLEIN, J.A. (1978) - *Post-nappe folding southeast of the Mischabelrückfalte (pennine Alps) and some aspects of the associated metamorphism*. Leidse Geol. Med., **51**: 233-312.
- KOBER L. (1923) - *Bau und Entstehung der Alpen*. Bornträger, Berlin, 283 pp.
- KONRAD-SCHMOLKE M., BABIST J., HANDY M.R. & O'BRIEN P.J. (2006) - *Insight into the physico-chemical properties of a subducted slab from garnet zonations patterns (Sesia Zone, western Alps)*. Journal of Petrology, **47**: 2123-2148.
- LADURON D. (1976) - *L'antiforme de Vanzone. Etude pétrographique et structurale dans la Valle Anzasca, Prov. de Novara, Italie*. PhD Thesis, Univ. Louvain.
- LAGABRIELLE Y. (1987) - *Les ophiolites: Marquer de l'histoire tectonique des domaines océaniques. Le cas des Alpes franco-italiennes (Queyras, Piémont)*. Thèse de Doctorat d'Etat, Université de Bretagne Occidentale, Brest, 350 pp.
- LAGABRIELLE Y. (2009) - *Mantle exhumation and lithospheric spreading: An historical perspective from investigations in the Oceans and in the Alps-Appennines ophiolites*. Italian J. Geosciences, **128/2**: 279-293.
- LAGABRIELLE Y., POLINO R., AUZENDE J.M., BLANCHET R., CABY R., FUDRAL F., LEMOINE M., MÉVEL C., OHNESTETTER M., ROBERT D. & TRICART P. (1984) - *Les témoins d'une tectonique intraocéanique dans le domaine Téthysien: analyse des rapports entre les ophiolites et leurs couvertures métasédimentaires dans la zone piémontaise des Alpes franco-italiennes*. Ofioliti, **9**: 67-88.

- LAGABRIELLE Y., LEMOINE M. & TRICART P. (1985) - *Paléotectonique océanique et déformation alpines dans le massif ophiolitique du Pelvas d'Abriès (Alpes Occidentales-Queyras, France)*. Bull. Soc. géol. France, **8**: 473-479.
- LAGABRIELLE Y., FUDRAL S. & KIENAST J.R. (1989) - *La couverture océanique des ultrabasites des Lanzo (Alpes Occidentales): arguments lithostratigraphiques et pétrologiques*. Geodinamica Acta, **3**: 3-55.
- 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. Lett., **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*. Contribution Mineral. Petrol., **153**: 139-157.
- LARDEAUX J.M., GOSSO G., KIENAST J.R. & LOMBARDO B. (1982) - *Relations entre le métamorphisme et la déformation dans la zone Sesia-Lanzo (Alpes occidentales) et le problème de l'éclogitisation de la croûte continentale*. Bull. Soc. géol. France, (7) **24**: 793-800.
- LARDEAUX J.M. & SPALLA I.M. (1991) - *From granulites to eclogites in the Sesia zone (Italian Western Alps): a record of the opening and closure of the Piedmont ocean*. J. metam. Geol., **9**: 35-59.
- LAUBSCHER H.P. (1969) - *Mountain building*. Tectonophysics, **7**: 551-563.
- LAUBSCHER H.P. (1970) - *Bewegung und Wärme in der alpinen Orogenese*. Schweiz. mineral. petrogr. Mitt., **50**: 503-534.
- LAUBSCHER H.P. (1971) - *The large-scale kinematics of the Western Alps and the Northern Apennines and its palinspastic implications*. Am. J. Sci., **271**, 193-226.
- LAUBSCHER H.P. & BERNOULLI D. (1982) - *History and deformation of the Alps*. In Hsu K.J. (Ed): *Mountain building processes*. Academic Press, pp. 169-180.
- LE BAYON B. & BALLEVRE M. (2006) - *Deformation history of a subducted continental crust (Gran Paradiso, Western Alps): continuing crustal shortening during exhumation*. J. Structural Geol., **28**: 793-815.
- LE BAYON R., DE CAPITANI C. & FREY M. (2006) - *Modelling phase-assemblage diagrams for magnesian metapelites in the system $K_2O-FeO-MgO-Al_2O_3-SiO_2-H_2O$: geodynamic consequences for the Monte Rosa nappe, Western Alps*. Contrib. Mineral. Petrol., **151**: 395-412.
- LEMOINE M., TRICART P. & BOILLOT G. (1987) - *Ultramafic and gabbroic ocean floor of the Ligurian Tethys (Alps, Corsica, Apennines): In search of a genetic model*. Geology, **15**: 622-625.
- LE ROY LADURIE E. (1967) - *Histoire du climat depuis l'an mil*. Flammarion, Paris, 379 pp.
- LI X. P. (2002) - *Petrology, geochemistry, and metamorphic evolution of the serpentinites, rodingites, and ophicarbonates of the Zermatt-Saas ophiolites*. Beiträge Freiburger Geowiss., **16**: 193 pp.
- LI X.P., RAHN M. & BUCHER K. (2004) - *Metamorphic processes in rodingites of the Zermatt-Saas Ophiolites*. Intern. Geol. Review, **46**: 28-51.
- LI X.P., RAHN M. & BUCHER K. (2008) - *Eclogite facies metarodingites - phase relations in the system $SiO_2-Al_2O_3-Fe_2O_3-FeO-MgO-CaO-CO_2-H_2O$: an example from the Zermatt-Saas ophiolite*. Journal metamorphic Geology, **26**: 347-364.
- LIATI A., GEBAUER D., FROITZHEIM N. & FANNING M. (2001) - *U-Pb SHRIMP geochronology of an amphibolitized eclogite and an orthogneiss from the Furgg zone (Western Alps) and implications for its geodynamic evolution*. Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt., **81**: 379-393.
- LOCATI M., CAMASSI R. & STUCCHI M. (2011) - *Database Macrosismico Italiano versione DBMI11 [WWW Document]*. URL <http://emidius.mi.ingv.it/DBMI11/>
- LOMBARDO B. & POGNANTE U. (1982) - *Tectonic implications in the evolution of the Western Alps ophiolite metagabbros*. Ofioliti, **2**: 371-394.
- LOMBARDO B., NERVO R., COMPAGNONI R., MESSIGA B., KIENAST J.R., MEVEL C., FIORA L., PICCARDO G.B. & LANZA R. (1978) - *Osservazioni preliminari sulle ofioliti metamorfiche del Monviso (Alpi Occidentali)*. Rend. Soc. It. Mineral. Petrol., **34**: 253-305.
- LOMBARDO B., RUBATTO D. & CASTELLI D. (2002) - *Ion microprobe U-Pb dating of zircon from a Monviso metaplagiognite: implications for the evolution of the Piedmont-Liguria Tethys in the Western Alps*. Ofioliti, **27**: 109-117.
- LORY C. (1857) - *Mémoire sur les terrains crétacés du Jura*. Mem. Soc. d'Emulation du Doubs.
- LORY C. (1866) - *Carte géologique de la Maurienne et de la Tarentaise (Savoie)*. Bull. Soc. géol. France, **23**: 480-482.
- LUGEON M. (1902a) - *Les grandes nappes de recouvrement des Alpes du Chablais et de la Suisse*. Bull. Soc. géol. France, sér. 4, **1**: 723-825.
- LUGEON M. (1902b) - *Les grandes dislocations et la naissance des Alpes suisses*. Eclogae Geol. Helv., **7**: 335-346.
- LUGEON M. & ARGAND E. (1905) - *Sur les grandes nappes de recouvrement de la zone du Piémont*. C.R. Acad. Sci. Paris, **140**: 1364-1367.
- MALASPINA N., SCAMBELLURI N., PENNACCHIONI G. & SPAGNOLO C. (2011) - *Fluid induced plastic deformation in the crustal Austroalpine system (Western Italian Alps): a petrologic and fluid inclusions analysis*. Italian Journal of Geosciences, **130**: 61-74.
- MALUSÀ M.G. (2004) - *Post-metamorphic evolution of the Western Alps: kinematic constraints from a multidisciplinary approach (geological mapping, mesostructural analysis, fission-track dating, fluid inclusion analysis)*. PhD Thesis University of Turin, CNR-IGG, Litografia Geda, 320 pp.
- MALUSÀ G., POLINO R. & MARTIN S. (2005a) - *The Gran San Bernardo nappe in the Aosta valley (western Alps): a composite stack of distinct continental crust units*. Bull. Soc. Geol. France, **176/5**: 417-431.
- MALUSÀ M. G., POLINO R., ZATTIN M., BIGAZZI G., MARTIN S. & PIANA F. (2005b) - *Miocene to Present differential exhumation in the Western Alps: Insights from fission track thermochronology*. Tectonics, **24**: 1-23.
- MALUSÀ M.G., PHILIPPOT P., ZATTIN M. & MARTIN S. (2006) - *Late stages of exhumation constrained by structural, fluid inclusion and fission track analyses (Sesia-Lanzo unit Western European Alps)*. Earth Planet. Sci. Lett., **243**: 565-580.
- MALUSÀ G., POLINO R. & ZATTIN M. (2009) - *Strain partitioning in the axial NW Alps since the Oligocene*. Tectonics, **28**, TC3005, doi:10.1029/2008TC002370.
- MANATSCHAL G. (2004) - *New models for evolution of magma-poor rifted margins based on a review of data and concepts from West Iberia and the Alps*. Int J Earth Sci (Geol Rundsch), **93**: 432-466.
- MANATSCHAL G. & BERNOULLI D. (1999) - *Architecture and tectonic evolution of nonvolcanic margins; present-day Galicia and ancient Adria*. Tectonics, **18**: 1099-1119.
- MANCKTELOW N.S. (1985) - *The Simplon line: a major displacement zone in the western Lepontine Alps*. Eclogae Geol. Helv., **78**: 73-96.
- MANCKTELOW N., STÖCKLI D.F., GROLLMUND B., MÜLLER W., FÜGENSCHUH B., VIOLA G., SEWARD D. & VILLA I.M. (2001) - *The DAV line and Periadriatic fault system in the Eastern Alps south of the Tauern window*. Intern. J. Earth Sci., **90**: 593-622.
- MANDRONE G. (1995) - *Valutazione del rischio di frana nella media Valtournenche (Fiernaz-Valle d'Aosta)*. Geam, **87**: 219-224.
- MANGERUD J., ANDERSON S.T., BERGLUND B.E. & DONNER J. (1974) - *Quaternary stratigraphy of Norden, a proposal for terminology and classification*. Boreas, **3**: 109-128.
- MANZOTTI P. (2011) - *Petro-structural map of the Dent Blanche tectonic system between Valpelline and Valtournenche valleys, Western Italian Alps*. Journal of Maps, **7/1**: 340-352.
- MANZOTTI P. & ZUCALI M. (2013) - *The pre-Alpine tectonic history of the Austroalpine continental basement in the Valpelline unit (Western Italian Alps)*. Geological Magazine, **150**: 153-172.
- MANZOTTI P., RUBATTO D., DARLING J., ZUCALI M., CENKI-TOK B. & ENGI M. (2012) - *From Permo-Triassic lithospheric thinning to Jurassic rifting at the Adriatic margin: Petrological and geochronological record in Valtournenche (Western Italian Alps)*. Lithos, **146-147**: 276-292.
- MARCHANT R. (1993) - *The underground of the Western Alps*. Mém. Géol. Lausanne, **15**: 137 pp.

- MARKLEY M.J., TEYSSIER C. & CABY R. (1999) - *Re-examining Argand's view of the Siviez-Mischabel nappe*. J. Structural Geol., **19**: 1119-1124.
- 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.
- MAROTTA A.M. & SPALLA M.I. (2007) - *Permian-Triassic high thermal regime in the Alps: result of late Variscan collapse or continental rifting? Validation by numerical modeling*. Tectonics, **26**: 1-27.
- MARTHALER M. (1981) - *Découverte de foraminifères planctoniques dans les « schistes lustrés » de la pointe de Tourtemagne (Valais)*. Bull. Soc. Vaudoise Sci. Nat., **75/3**: 171-178.
- MARTHALER M. (1984) - *Géologie des unités penniques entre le val d'Anniviers et le val de Tourtemagne*. Eclogae Geol. Helv., **77**: 395-448.
- MARTHALER M. (2002) - *Le Cervin est-il africain? Une histoire géologique entre les Alpes et notre planète*. L.E.P. Loisirs et Pédagogie S.A., Lausanne, 96 pp.; versione italiana, 2010.
- MARTIN-VERNIZZI S. (1982) - *La mine de Praborna (Val d'Aosta, Italie): une série manganésifère métamorphisée dans la faciès écolite*. Thèse 3eme cycle, Univ. Pierre et Marie Curie, Paris VI, 320 pp.
- MARTIN S. & CORTIANA G. (2001) - *Influence of the whole-rock composition on the crystallization of sodic amphiboles (Piemonte zone, Western Alps)*. Ofioliti, **26**: 445-455.
- MARTIN S. & KIENAST J.R. (1987) - *The HP-LT manganeseiferous quartzites of Praborna, Piemonte ophiolite nappe, Italian Western Alps*. Schweiz. mineral. petrogr. Mitt., **67**: 339-360.
- MARTIN S. & TARTAROTTI, P. (1989) - *Polyphase HP metamorphism in the ophiolitic glaucophanites of the lower St. Marcel valley (Aosta, Italy)*. Ofioliti, **14**: 135-156.
- MARTIN S., GODARD G. & REBAY G. (2004) - *The subducted Tethys in the Aosta valley (Italian Western Alps)*. 32nd Intern. Geol. Congr. Field Trip Guide Book B02, 48 pp.
- MARTIN S., REBAY G., KIENAST J.R. & MEVEL C. (2008) - *An eclogitized oceanic palaeo-hydrothermal field from the St Marcel valley (Italian Western Alps)*. Ofioliti, **33**: 49-63.
- MARTINOTTI G., GIORDAN D., GIARDINO M. & RATTO S. (2011) - *Controlling factors for deep-seated gravitational slope deformations (DSGSD) in the Aosta Valley (NW Alps)*. Geol. Soc. London. Spec. Publ., **351**: 113-131. doi: 10.1144/SP351.6
- MARTINS CH. & GASTALDI B. (1850) - *Essai sur les terrains superficiels de la vallée du Po, aux environs de Turin, comparés à ceux du bassin helvétique*. Bull. Soc. géol., France, sér. 2, **7**: 554-605.
- MASSIRONI M., BISTACCHI A., DAL PIAZ G.V., MONOPOLI B. & SCHIAVO A. (2003) - *Structural control on mass-movement evolution: a case study from the Vizeze Valley, Italian Eastern Alps*. Eclogae Geol. Helv., **96**: 85-98.
- MASSON H. (1976) - *Un siècle de géologie des Préalpes: de la découverte des nappes à la recherche de leur dynamique*. Eclogae Geol. Helv., **69**: 527-575.
- MASSON H. (1983) - *La géologie en Suisse de 1882-1932*. Eclogae Geol. Helv., **76**: 47-64.
- MASSON H., BUSSY F., EICHENBERGER M., GIROUD N., MEILHAC C. & PRESNIAKIV 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.
- MASSON R. (1938) - *Geologisch-Petrographische Untersuchungen im unteren Valpelline, Provinz Aosta (Italien)*. Schweiz. mineral. petrogr. Mitt., **18**: 54-213.
- MASSONNE H.J. & SCHREYER W. (1987) - *Phengite geobarometry based on the limiting assemblage with K-feldspar, phlogopite and quartz*. Contrib. Miner. Petr., **96**: 212-224.
- MATTAUER M., MALAVIEILLE J. & MONIÉ P. (1987) - *Une coupe lithosphérique des Alpes Occidentales dans l'hypothèse où Sezia n'est pas d'origine Sud-Alpine*. C.R. Acad. Sci. Paris, **304**: 43-48.
- MATTIROLI E. (1903) - *Relazione di rilevamento*. R. Comit. Geol. It., **34**: 27-29 (parte ufficiale).
- MATTIROLI E. (1904) - *Relazione di rilevamento*. R. Comit. Geol. It., **35**: 30-32 (parte ufficiale).
- MATTIROLI E., NOVARESE V., FRANCHI S. & STELLA A. (1912) - *Foglio 29 Monte Rosa*. Carta Geologica d'Italia alla scala 1:100.000, Servizio Geologico.
- 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. Vol., p. 809.
- MAYER A., CORTIANA G., DAL PIAZ G.V., DELOULE E., DE PIERI R. & JOBSTRAIBIZER P. (2003) - *U-Pb single zircon ages of the Adamello batholith, Southern Alps*. Mem. Sci. Geol., **55**: 151-167.
- MAZUREK M. (1986) - *Structural evolution and metamorphism of the Dent Blanche nappe and Combin zone west of Zermatt (Switzerland)*. Eclogae Geol. Helv., **79**: 41-56.
- MEFFAN-MAIN S., CLIFF R. A., BARNICOAT 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*. J. metamorphic Geol., **22**: 267-281.
- MENEGON L., DI TORO G. & PENNACCHIONI G. (2007) - *Produzione ciclica di pseudotachiliti in ambiente duttile: evidenza di una mega asperità lungo un thrust alpino (Falda Dent Blanche, Alpi Nord-Occidentali)*. Rend. Soc. Geol. It., nuova serie, **4**: 2 pp.
- MENEGON L., PITTARELLO L., PENNACCHIONI G. & HEILBRONNER R. (2006) - *Evoluzione microstrutturale e tessiturale del quarzo durante la deformazione duttile di graniti medio crosali (Unità di Arolla, Alpi Occidentali)*. Rend. Soc. Geol. It., nuova serie, **2**: 152-153.
- MENEGON L., PENNACCHIONI G., HEILBRONNER R. & PITTARELLO L. (2008) - *Evolution of quartz microstructure and c-axis crystallographic preferred orientation within ductile deformed granitoids (Arolla unit, Western Alps)*. Journal Structural Geol., **30**: 1332-1347.
- MERCALLI L., CASTELLANO C., CAT BERRO D., DI NAPOLI G., MONTUSCHI S., MORTARA G., RATTI M. & GUINDANI N. (2003) - *Atlante climatico della Valle d'Aosta*. SMS (Ed), 405 pp.
- MESSIGA B., OXILIA M., PICCARDO G.B. & VANOSI M. (1981) - *Fasi metamorfiche alpine nel Brianzone e Prepiemontese esterno delle Alpi liguri: un possibile modello evolutivo*. Rend. S.I.M.P., **38**: 261-280.
- MÉVEL C., CABY R. & KIENAST J.R. (1978) - *Amphibolite facies conditions in the oceanic crust: example of amphibolitized fiaser-gabbro and amphibolites from Chenaillet ophiolite massif (Hautes Alpes, France)*. Earth Planet. Sci. Lett., **39**: 98-108.
- MICHARD A. & VIALON P. (1966) - *Permo-Trias, Permien s.l. et Permo-Carbonifère métamorphisés des Alpes Cottiniennes internes: les faciès « Verrucano » et les séries volcano-détritiques du Massif Dora-Maira*. Atti Symp. Verrucano, Pisa settembre 1965, Soc. Toscana Sci. Nat., 117-135.
- MILNES A.G. (1978) - *Structural zones and continental collision, central Alps*. Tectonophysics, **47**: 369-392.
- MOHN G., MANATSCHAL G., MUNTENER O., BELTRANDO M. & MASINI E. (2010) - *Unravelling the interaction between tectonic and sedimentary processes during lithospheric thinning in the Alpine Tethys margins*. Int. J. Earth Sci., **99**: 75-101.
- MONÉGATO G. (1997) - *Sequenze permo-triassiche della serie Pancherot-Cime Bianche (Valle d'Aosta): studio geologico e geomorfologico*. Tesi Laurea Sci. Geol. Univ. Padova, inedita, 104 pp.
- MONJOIE PH. (2004) - *The Mont Collon mafic complex (Austroalpine Dent Blanche nappe): Permian evolution of the Western European mantle*. Ph.D. Thesis Univ. Lausanne.
- MONJOIE PH., BUSSY F., LAPIERRE H. & PFEIFER H-R. (2005) - *Modeling of in-situ crystallization processes in the Permian mafic layered intrusion of Mont Collon (Dent Blanche nappe, western Alps)*. Lithos, **83**: 317-346.
- MONJOIE PH., BUSSY F., SCHALTEGGER U., MULCH A., LAPIERRE H. & PFEIFER H.R. (2007) - *Contrasting magma types and timing of intrusion in the Permian layered mafic complex of Mont Collon (Western Alps, Valais, Switzerland): evidence from U/Pb zircon and $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ amphibole dating*. Swiss Journal Geosci., **100**: 125-135.
- MONOPOLI B. (1993) - *Studio geologico-strutturale dell'area compresa tra il Lago di Cignana e la Finestra di Cian (Valle d'Aosta)*. Tesi Laurea Sci. Geol. Univ. Padova, inedita, 173 pp.
- MONTERIN U. (1937) - *La frana di Felik sul Monte Rosa del 4 agosto 1936*. Natura, **28/15**: 165-179.
- MONTIBELLI A. (1927) - *La miniera ramifera di Bionaz*. Rassegna Mineraria Metallurgica Chimica, **60/1**: 1-5.

- MORTARA G. & SORZANA P.F. (1984) - *Slope instability in high mountain environment: deep-seated gravitational deformations in Western Alps (Italy)*. CNR-PAN Meeting on Progress in Mass movement and sediment transport study, Torino, December 5-7, pp. 77-94.
- MORTARA G. & SORZANA P.F. (1987) - *Fenomeni di deformazione gravitativa profonda nell'arco alpino occidentale italiano. Considerazioni lito-strutturali e morfologiche*. Boll. Soc. Geol. It., **106**: 303-314.
- MORTARA G. & TAMBURINI A., a cura di (2009) - *Il ghiacciaio del Belvedere e l'emergenza del lago effimero*. Memorie dell'Atmosfera, Regione Piemonte, **8**: 190 pp.
- MORTARA G. & TURRITTO O. (1989) - *Considerazione sulla vulnerabilità di alcuni siti adibiti a campeggio in ambiente alpino*. Atti Congr. Int. Suolosottosuolo, Torino, 27-30 sett. 1989, Ass. Miner. Subalpina, **1**: 137-144.
- MORTARA G., OROMBELLI G., PELFINI M. & TELLINI C. (1992) - *Suoli e suoli sepolti olocenici per la datazione di eventi geomorfologici in ambiente alpino: alcuni esempi tratti da indagini preliminari in Val d'Aosta*. Il Quaternario, **5/2**, 135-146.
- MOTTANA A. (1972) - *Eclogite occurrences in gneiss as indicators of a Caledonian high-pressure metamorphism in the Western Alps*. 24th Intern. Geol. Congress, section 2, 35-41.
- MOTTANA A. (1986) - *Blueschist-facies metamorphism of manganeseiferous cherts: a review of the Alpine occurrences*. Geol. Soc. Am. Mem., **164**: 267-299.
- MÜLLER W.F. & COMPAGNONI R. (2009) - *Eclogite from the ultrahigh-pressure metamorphic unit at Lago di Cignana, Western Alps: A process-oriented transmission electron microscope study*. Lithos, **109**: 323-332.
- MUTTONI G., KENT D.V., GARZANTI E., BRACK P., ABRAHAMSEN N. & GAETANI M. (2003) - *Early Permian Pangea 'B' to Late Permian Pangea 'A'*. Earth Planet. Sci. Lett., **215**: 379-394.
- MUTTONI G., GAETANI M., KENT D.V., SCIUNNACH D., ANGIOLINI L., BERRA F., GARZANTI E., MATTEI M. & ZANCHI A.M. (2009) - *Opening of the Neo-Tethys Ocean and the Pangea B to Pangea A transformation during the Permian*. Georabia, **14/4**: 17-48.
- NATALE P. (1969) - *Recrystallization and remobilisation in some pyrite deposits of the Western Alps*. Atti Convegno rimobilizzazione min. metallici, Cagliari, 23 pp.
- NERVO R. & POLINO R. (1976) - *Un lembo di cristallino Dent Blanche alla Torre Ponton (Valle d'Aosta)*. Boll. Soc. Geol. It., **95**: 647-657.
- NICOLAS A. (1966) - *Etude pétrochimique des Roches Vertes et de leurs minéraux entre Dora Maira et Grand Paradis (Alpes piémontaises)*. Thèse doct. d'Etat, Univ. Nantes, 299 pp.
- NICOLAS A., HRN A., NICOLICH R., POLINO R. and the ECORS-CROP Working Group (1990) - *Lithospheric wedging in the western Alps inferred from the ECORS-CROP traverse*. Geology, **18**: 587-590.
- NICOLIS DI ROBILLANT S.A.B. (1786) - *Essai géographique suivi d'une topographie souterraine minéralogique et d'une docimasie des Etats du Roi de Sardaigne en terre ferme*. Mém. R. Acad. Sci. Turin, **6**: 191-304.
- NICOT E. (1977) - *Les roches meso et catazonales de la Valpelline (nappe de la Dent Blanche, Alpes italiennes)*. Thèse 3e cycle, Paris VI, 211 + 46 pp.
- NIGGLI E. & Coworkers, 1978 - *Metamorphic map of the Alps 1:1.000.000 and explanatory text*. Subcomm. Cartography of metamorphic belts of the World, Unesco, Leiden, pp. 181-242.
- NOVARESE V. (1895) - *Nomenclatura e sistematica delle rocce verdi nelle Alpi Occidentali*. Boll. R. Comit. Geol. It., **26**: 164-181.
- NOVARESE V. (1899) - *Le Alpi Piemontesi*. Mem. Soc. Geogr. It., **9**: 1-59.
- NOVARESE V. (1903a) - *La Geologia del Cervino. Notizia illustrativa*. In G. REY: Il Monte Cervino. U. Hoepli, Milano, 1904, 281-287.
- NOVARESE V. (1903b) - *Relazione di rilevament*. Boll. R. Comit. Geol. It., **34**: 29-33 (parte ufficiale).
- NOVARESE V. (1904) - *Relazione sul rilevamento geologico del 1903 (Zona granitico-porfirica canavesana, Alpi Cozie, Valle dell'Evançon, Vallone di Verra, Becca di Nona)*. Boll. R. Comit. Geol. It., **35**: 32-33 (parte ufficiale).
- NOVARESE V. (1906) - *La zona d'IVrea*. Boll. Soc. Geol. It., **25**: 176-180.
- NOVARESE V. (1911) - *Il Quaternario in Valle d'Aosta e nelle Valli del Canavese. Parte I: Il morenico nelle Valli del Canavese*. Boll. R. Comit. Geol. It., **42/4**: 251-280.
- NOVARESE V. (1914) - *Il Quaternario in Valle d'Aosta e nelle valli del Canavese, parte II: Il ghiacciaio wurmiano della Valle d'Aosta*. Boll. R. Comit. Geol. It., **44/3**: 203-244, carta 1: 250.000..
- NOVARESE V. (1915) - *Il Quaternario in Valle d'Aosta e nelle valli del Canavese, parte III: Gli stadi post-urmiani*. Boll. R. Comit. Geol. It., **45**: 137-194.
- NOVARESE V. (1929) - *La Zona del Canavese e le formazioni adiacenti*. Mem. descr. Carta Geol. It., **22**: 65-212.
- NOVARESE V. (1931) - *La formazione dioritico-kinzigitica in Italia*. Boll. R. Uff. Geol. It., **56/7**: 1-62.
- NOVO M., ACCOTTO S., NERVO R. & POGNANTE U. (1989) - *Jadeite-quartz bearing metatrandhjemites from the Mt Nero ophiolitic eclogites, Champorcher valley (North-Western Alps)*. Ofioliti, **14**: 57-62.
- OBERHÄNSLI R. (1980) - *P-T Bestimmungen anhang von Mineralanalysen in Eklogiten und Glaukophaniten der Ophiolite von Zermatt*. Schweiz. mineral. petrogr. Mitt., **60**: 215-235.
- OBERHÄNSLI R. (1982) - *The P-T history of some pillow lavas from Zermatt*. Ofioliti, **2**: 431-436.
- OBERHÄNSLI R., BOUSQUET R., ENGI M., GOFFÉ B., GOSSO G., HANDY M., HÖCK V. ET ALII (2004) - *Metamorphic structure of the Alps 1:1.000.000*. Commission for the Geological Map of the World, Paris.
- OGNIBEN L., MARTINIS B., ROSSI P.M. ET ALII (1973) - *Modello Strutturale d'Italia 1:1.000.000*. C.N.R., Grafica Editoriale Cartografica, S.p.A., Roma.
- OGNIBEN L., PAROTTO M. & PRATURLON A. (Eds) (1975) - *Structural Model of Italy: 1.000.000, maps and explanatory notes*. Quaderni La Ricerca Sci., **90**: 496 pp.
- OMENETTO P. (1969) - *The significance of the inclusions in pyrite of two conformable cupriferous pyrite deposits, Alagna and Petit Monde, NW-Italy (with regard to metamorphic mobilisations of ores)*. Remobilization of ores and minerals, Cagliari, pp. 149-158.
- OROMBELLI G. (1998) - *Le torbe del Rutor: una successione significativa per la storia olocenica dei ghiacciai e del clima nelle Alpi*. Mem. Soc. Geogr. It., **55**: 153-165.
- OROMBELLI G. & PORTER S.C. (1981) - *Il rischio di frane nelle Alpi*. Le Scienze, **156**: 68-79.
- OULIANOFF N. (1955) - *Note concernant l'origine et le métamorphisme des « schistes de Casanna » (massif du Métailler dans le Val de Nendaz en Valais)*. Bull. Soc. Vaudoise Sci. Nat., **66**, n. 288: 77-91.
- OULIANOFF N. & TRÜMPY R. (1958) - *Feuille Grand Saint-Bernard avec notice explicative*. Atlas géologique de la Suisse 1:25.000, Feuille 33, Comm. Géol. Suisse, Berne, 39 pp.
- PAGANELLI E., COMPAGNONI R., NERVO R. & TALLONE S. (1995) - *Il lembo Austroalpino di Eaux Rousses e le sue relazioni con la Zona Ofiolitica Piemontese nell'alta Valle di Cogne, Valle d'Aosta meridionale*. In POLINO R. & SACCHI R. (Eds): Atti convegno Alpi-Appennino, Peveragno 1994. Scritti e Doc. Acc. Naz. Sci dei XL, **14**: 335-354.
- PANSERI M., FONTANA E. & TARTAROTTI P. (2008) - *Evolution of rodingitic dykes: metasomatism and metamorphism in the Mount Avic serpentinites (Alpine ophiolites, southern Aosta valley)*. Ofioliti, **33**: 165-185.
- PAQUETTE J.-L., CHOPIN C. & PEUCAT J.-J. (1989) - *U-Pb zircon, Rb-Sr and Sm-Nd geochronology of high- to very-high-pressure meta-acidic rocks from the western Alps*. Contrib. Mineral. Petrol., **101**: 280-289.
- PASQUARÉ G. (1975) - *Geological summary of the Central Alps*. Quaderni La Ricerca Sci., CNR, Roma, **90**: 121-148.
- PASQUARÉ G., a cura (2001) - *Tettonica recente e instabilità di versante nelle Alpi Centrali*. Fondazione Cariplo per la Ricerca Scientifica, CNR-Istituto per la Dinamica dei Processi Ambientali, Milano, 208 pp.
- PASSCHIER C.W., URAI J.L., VAN LOON J. & WILLIAMS P.J. (1981) - *Structural geology of the central Sesia-Lanzo Zone*. Geol. en Mijnbouw, **60**: 497-507.

- PASUTO A. & SOLDATI M. (1990) - *Rassegna bibliografica sulle deformazioni gravitative profonde di versante*. Il Quaternario, **3/2**: 131-140.
- PAWLEY A.R. (1994) - *The pressure and stability limits of lawsonite: implication for H₂O recycling in subduction zones*. Contrib. Mineral. Petrol., **118**: 99-108.
- PECO L. (1988) - *La grande carta della "Valle di Sesia" del 1759; miniere e boschi nel primo rilevamento topografico della valle*. Comunità Montana Valsesia, Tipografia di Borgosesia s.a.s., 57 pp., in 8 fogli alla scala 1:23.900 circa.
- PENCK A. & BRÜCKNER E. (1909) - *Die Alpen im Eiszeitalter*. C.H. Tauchnitz, Leipzig, 1199 pp.
- PENNACCHIONI G. (1989) - *Struttura ed evoluzione metamorfica alpina del M. Emilius (Alpi occidentali)*. Tesi Dott. Univ. Padova, inedita.
- PENNACCHIONI G. (1995) - *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.
- PENNACCHIONI G. & CESARE B. (1997) - *Ductile-brittle transition in pre-Alpine amphibolite facies mylonites during evolution from water-present to water-deficient conditions (Mont Mary nappe, Italian Western Alps)*. J. metamorphic Geol., **15**: 777-791.
- PENNACCHIONI G. & GUERMANI A. (1993) - *The mylonites of the Austroalpine Dent Blanche nappe along the northwestern side of the Valpelline valley (Italian Western Alps)*. Mem. Sci. Geol., **45**: 37-55.
- PENNACCHIONI G., DI TORO G. & MANCKTELOW N.S. (2001) - *Strain-insensitive orientation of porphyroclasts in Mont Mary mylonites*. J. Structural Geol., **23**: 1281-1298.
- PERELLO P., GIANOTTI F., MONOPOLI B. & COLLABORATORI (2011) - *Foglio 089 Courmayeur e Note Illustrative*. Carta Geologica d'Italia alla scala 1:50.000, ISPRA, Regione Autonoma Valle d'Aosta, 152 pp.
- PETERS T.J., SCHWANDER H. & TROMMSDORFF V. (1978) - *Assemblages among Tephroite, Pyroxmangite, Rhodochrosite, Quartz: experimental data and occurrences in the Rhenic Alps*. Contrib. Mineral. Petrol., **42**: 325-332.
- PETTKE T., KRAMERS J.D. & VILLA I. (1999) - *Isotope systematics in vein gold from Brusson, Val d'Ays (NW Italy): (U+Th)/He and K/Ar in native Au and its fluid inclusions*. Chem. Geol., **135**: 173-187.
- PFEIFER H.R., COLOMBI A. & GANGUIN J. (1989) - *Zermatt-Saas and Antrona zone: A petrographic and geochemical comparison of polyphase metamorphic ophiolites of the western-central Alps*. Schweiz. mineral. petrogr. Mitt., **69**: 217-236.
- PIEFFNER O.A. et alii (Eds) (1997) - *Deep structure of the Swiss Alps*. Birkhäuser Verlag, Basel, 380 pp.
- PIEPOLE P. (1933) - *Contributo allo studio dei giacimenti piritoso-cupriferi delle Alpi Occidentali. I - Il giacimento di Ollomont*. Boll. Soc. Geol. It., **52/2**: 269-284.
- PIEPOLE P. (1934) - *Contributo allo studio dei giacimenti piritoso-cupriferi delle Alpi Occidentali. II - Il giacimento di Petit Monde*. Boll. Soc. Geol. It., **53**: 195-210.
- PLATT J.P. (1986) - *Dynamics of orogenic wedges and the uplift of high-pressure metamorphic rocks*. Geol. Soc. Am. Bull., **97**: 1037-1053.
- PLEUGER J., ROLLER S., WALTER J.M., JANSEN E. & FROITZHEIM N. (2007) - *Structural evolution of the contact between two Penninic nappes (Zermatt-Saas zone and Combin zone, Western Alps) and implications for the exhumation mechanism and palaeogeography*. Intern. J. Earth Sci., **96**: 229-252.
- PLÖCHINGER B. (1995) - *Tectonics of the Northern Calcareous Alps: a review*. Mem. Sci. Geol., **47**: 73-86.
- POGNANTE U. (1989) - *Lawsonite, blueschist and eclogite formation in the southern Sesia Zone (western Alps, Italy)*. Eur. J. Mineral., **1**: 89-104.
- POGNANTE U., LOMBARDO B. & VENTURELLI G. (1983) - *Petrology and geochemistry of Fe-Ti gabbros and plagiogranites from the western Alps ophiolites*. Ofioliti, **8**: 191-195.
- POLI S. & SCHMIDT M.W. (1995) - *H₂O transport and release in subduction zones: experimental constraints on basaltic and andesitic systems*. J. Geophys. Res., **100** (B11): 22299-22314.
- POLINO R. (1984) - *Les séries océaniques du Haut Val de Suse (Alpes Cottiennes): analyse des couvertures sédimentaires*. Ofioliti, **9**: 547-554.
- POLINO R., DAL PIAZ G.V. & GOSSO G. (1990) - *Tectonic erosion at the Adria margin and accretionary processes for the Cretaceous orogeny of the Alps*. Mém. Soc. Géol. France, **156**: 345-367.
- POLINO R., MALUSÀ M., MARTIN S., CARRARO F., GIANOTTI F., BONETTO F. con la collaborazione di PERELLO P., SCHIAVO A. & GOUFFON Y. (2012) - *Foglio 090 Aosta*. ISPRA, Carta Geologica d'Italia alla scala 1:50.000, edizione on line.
- PORTER S. & OROMBELLI G. (1981) - *Alpine Rockfall Hazards: recognitions and dating of rockfall deposits in the western Italian Alps lead to an understanding of the potential hazards of giant rockfalls in mountainous regions*. American Scientist, **69**: 67-75.
- PRINCIPI G., BORTOLOTTI V., CHIARI L., CORTESOGNO L., GAGGERO L., MARCUCCI M., SACCANI E. & TREVES B. (2004) - *The pre-orogenic volcano-sedimentary covers of the western Tethys oceanic basin: a revue*. Ofioliti, **29/2**: 177-211.
- QUICK J., SINIGOI S., NEGRINI L., DE MARCHI G. & MAYER A. (1992) - *Synmagmatic deformation in the underplated igneous complex of the Ivrea-Verbano zone*. Geology, **20**: 613-616.
- QUICK J., SINIGOI S. & MAYER A. (1994) - *Emplacement dynamics of a large mafic intrusion in the lower crust, Ivrea-Verbano zone, N. Italy*. J. Geophys. Res., **99**: 21559-21573, 10.1029/94JB00113
- RAHN M. (1991) - *Eclogites from the Minugrat, Siviez-Mischabel nappe (Valais, Switzerland)*. Schweiz. mineral. petrogr. Mitt., **71**: 415-426.
- RAMSAY J.G. (1981) - *Tectonics of the Helvetic nappes*. Geol. Soc. London Spec. Publ., **9**: 293-309.
- RAOULT J.F. (1986) - *Le problème des microfossiles attribuées au Crétacé supérieur dans les Schistes lustrés piémontais (Alpes occidentales)*. C.R. Acad.Sci. Paris, sér II, **303/18**: 1679-1684.
- RATTO S. (1998) - *Il versante destro della Valle d'Aosta tra Pollein e Saint-Vincent: cartografia geologica di dettaglio e studio delle mineralizzazioni*. Tesi Laurea Sci. Geol. Univ. Torino, inedita, 213 pp.
- RATTO S., GIARDINO M., GIORDAN D., ALBERTO W. & ARMAND M. (2007) - *Carta dei fenomeni franosi della Valle d'Aosta, scala 1:100.000, e Note illustrative*. Regione Autonoma Valle d'Aosta, Assessorato Territorio, Ambiente e Opere Pubbliche, Tipografia Valdostana, 33 pp.
- RATTO S., ARMAND M., BOIS M., GIARDINO M., GIORDAN A. & ALBERTO W. (2009) - *Il Progetto IFFI e le ricerche geomorfologiche regionali: caratteristiche e distribuzione dei fenomeni franosi in Valle d'Aosta*. Mem. Soc. Geografica It., **87**: 522-533.
- REBAY G. (2003) - *A metamorphic map of the Corio and Monastero gabbro (Southern Sesia-Lanzo Zone, NW Italy)*. Mem. Sci. Geol., **55**: 21-30.
- REBAY G. & MESSIGA B. (2007) - *Prograde metamorphic evolution and development of chloritoid-bearing eclogitic assemblages in subcontinental metagabbro (Sesia-Lanzo zone, Italy)*. Lithos, **98**: 275-291.
- REBAY G. & SPALLA M.I. (2001) - *Emplacement at granulite facies conditions of the Sesia-Lanzo metagabbros: an early record of Permian rifting?* Lithos, **58**: 85-104.
- REBAY G., SPALLA M.I. & ZANONI D. (2012) - *Interaction of deformation and metamorphism during subduction and exhumation of hydrated oceanic mantle: Insights from the Western Alps*. J. metamorphic Geol., **30**: 687-702.
- REDDY S.M., KELLEY S.P. & WHEELER J. (1996) - *A ⁴⁰Ar/³⁹Ar laser probe study on micas from Sesia Zone, Italian Alps: implications for metamorphic and deformation histories*. J. metamorphic Geol., **14**: 493-508.
- REDDY S.M., WHEELER J. & CLIFF R.A. (1999) - *The geometry and timing of orogenic extension: an example from the Western Italian Alps*. J. metamorphic Geol., **17**: 573-589.

- REDDY S.M., WHEELER J., BUTLER R.W.H., CLIFF R.A., FREEMAN S., INGER S., PICKLES C. & KELLEY S.P. (2003) - *Kinematic reworking and exhumation within the convergent Alpine Orogen*. Tectonophysics, **365**: 77-102.
- REINECKE T. (1991) - *Very-high-pressure metamorphism and uplift of coesite-bearing metasediments from the Zermatt-Saas zone, Western Alps*. Eur. J. Min., **3**: 7-17.
- REINECKE T. (1998) - *Prograde high- to ultrahigh-pressure metamorphism and exhumation of oceanic sediments at Lago di Cignana, Zermatt-Saas Zone, western Alps*. Lithos, **42**: 147-189.
- REY G. (1904) - *Il Monte Cervino*. U. Hoepli, Milano, 287 pp.
- REINHARD B. (1966) - *Geologie und Petrographie der Monte Rosa-Zone, der Sesia Zone und des Canavese im Gebiet zwischen Valle d'Ossola und Valle Loana (prov. di Novara, Italien)*. Schweiz. mineral. petrogr. Mitt., **46**: 553-678.
- RIDLEY J. (1989) - *Structural and metamorphic history of a segment of the Sesia- Lanzo zone, and its bearing on the kinematics of Alpine deformation in the western Alps*. In COWARD M.P. et alii (Eds): *Alpine Tectonics*. Geol. Soc. Spec. Publ., **45**: 189-201.
- RIGAULT G. (1959) - *Ricerche sui minerali silicatici di un importante giacimento dell'alta Valtournanche (Valle d'Aosta)*. Nota I: I granati. Acc. Sci. Torino, **93**: 350-368.
- RIGAULT G. (1961) - *Contributo allo studio dell'ivarovite dell'alta Valtournanche (Valle d'Aosta)*. Atti Acc. Sci. Torino, **96**: 153-174.
- RIGAULT G. (1962) - *Ricerche sul diopside dell'alta Valtournanche (Valle d'Aosta)*. Atti Acc. Sci. Torino, **96**: 534-546.
- RING U. (1994) - *Late Alpine kinematics of the Aosta-Ranzola fault, northwestern Italian Alps*. N. Jb. Geol. Pal. Mh., 1994/7: 434-442.
- 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.
- RIZZINI A. & DONDI L. (1978) - *Erosional surface of Messinian age in the subsurface of the the Lombardian plain (Italy)*. Marine Geology, **27**: 303-325.
- RODA M. & ZUCALI M. (2008) - *Meso and microstructural evolution of the Mont Morion metaintrusive complex (Dent Blanche nappe, Austroalpine domain, Valpelline, Western Italian Alps)*. Boll. Soc. Geol. It. (Ital. J. Geosci.), **127**: 105-123.
- RODA M. & ZUCALI M. (2011) - *Tectono-metamorphic map of the Mont Morion Permian metaintrusives (Mont Morion - Mont Collon - Matterhorn Complex, Dent Blanche Unit), Valpelline - Western Italian Alps*. Journal of Maps, 2011, 519-535, 10.4113/jom.2011.1194.
- ROEDER D. & BÖGEL H. (1978) - *Geodynamic interpretation of the Alps*. Inter-Union Comm. Geodyn. Sci. Reports, **38**: 191-212.
- ROETLISBERGER F. (1985) - *Etude géologique et pétrographique du cirque du Breuil*. Diploma Ist. Min. Petr. Univ. Berna, 259 pp.
- ROLFO F., COMPAGNONI R. & TOSONI D. (2004) - *Geology and petrology of the Austroalpine Châtillon Slice, Aosta Valley, Western Alps*. Geodinamica Acta, **17**: 91-105.
- ROLLAND Y., ROSSI M., COX S.F., CORSINI M., MANCKTELOW N., PENNACCHIONI G., FORNARI M. & BOULLIER A.M. (2008) - *⁴⁰Ar/³⁹Ar dating of synkinematic white mica: insights from fluid-rock reaction in low-grade shear zones (Mont Blanc Massif) and constraints on timing of deformation in the NW external Alps*. In WIBBERLEY C.A.J. et alii (Eds): *The internal structure of fault ones: implications for mechanical and fluid-flow properties*. Geol. Soc. London, **299**: 293-315.
- RONDOLINO R. (1937) - *Sopra alcuni minerali dell'alta Valtournanche (Valle d'Aosta)*. Periodico Min., **8**: 53-56.
- RONDOLINO R. (1938) - *Sopra l'Epidoto delle "Gouffres" di Busserailles in Valtournanche (Valle d'Aosta)*. Periodico Min., **9**: 25-34.
- ROSENBAUM G. & LISTER G.S. (2005) - *The Western Alps from the Jurassic to Oligocene: spatio-temporal constraints and evolutionary reconstructions*. Earth-Sci. Rev., **69**: 281-306.
- ROSSI M., ROLLAND Y., VIDAL O. & COX S.F. (2005) - *Geochemical variations and element transfer during shear-zone development and related episyenites at middle crust depths: insights from the Mont Blanc granite (French-Italian Alps)*. Geol. Soc. London, Special Publ., **245**: 373-396.
- ROTTURA A., BARGOSSO G.M., VISONÀ D. & TRANNE C.A. (1998) - *Petrological and geochemical evidence on the origin of the Permian magmatism in the central-eastern Southern Alps, Italy*. Mem. Soc. Geol. It., **53**: 9-21.
- ROURE F., BERGERAT F., DAMOTTE B., MUNIER J.L. & POLINO R. (1996) - *The ECORS-CROP Alpine seismic-traverse*. Mem. Soc. Géol. France, **170**: 113 pp.
- ROURE F., CHOUKROUNE P. & POLINO R. (1996) - *Deep seismic reflection data and new insights on the bulk geometry of mountain ranges*. C.R. Acad. Sci. Paris, **322**: 345-359.
- ROURE F., HEITZMANN P. & POLINO R., Eds (1990) - *Deep structure of the Alps*. Mém. Soc. géol. France, **156**: 367 pp.
- ROVIDA A., CAMASSI R., GASPERINI P. & STUCCHI M. (2011) - *CPTIII, la versione 2011 del Catalogo Parametrico dei Terremoti Italiani* [WWW Document]. URL <http://emidius.mi.ingv.it/CPTI>
- RUBATTO D. & GEBAUER D. (1996) - *Timing of formation and subduction of the Zermatt-Saas ophiolites (Western Alps): a combined cathodoluminescence-SHRIMP study using zircon*. Mitt. Oesterr. Min. Ges., **141**: 193-195.
- 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. Lett., **167**: 141-158.
- RUBATTO D., GEBAUER D. & FANNING M. (1998) - *Jurassic formation and Eocene subduction of the Zermatt-Saas Fee ophiolites: implications for the geodynamic evolution of the central and western Alps*. Contrib. Mineral. Petrol., **132**: 269-287.
- RUBATTO D., SCHALTEGGER U., LOMBARDO B., COLOMBO F. & COMPAGNONI R. (2001) - *Complex Paleozoic magmatic and metamorphic evolution in the Argentera Massif (Western Alps) resolved with U-Pb dating*. Schweiz. mineral. petrogr. Mitt., **81**: 213-228.
- RUBATTO D., LIATI A. & GEBAUER D. (2003) - *Dating ultrahigh pressure metamorphism*. In CARSWELL A. & COMPAGNONI R. (Eds): *Ultrahigh pressure metamorphism*. EMU Notes in Mineralogy, **5**: 341-363.
- RUTTER E.H., K. BRODIE K. & BURLINI L. (2009) - *The Ivrea-Verbano zone - Valle d'Ossola excursion*. September 18, 2009, Guidebook.
- SACCO F. (1923) - *Come si formò il Cervino*. Giovane Montagna, **9/2**: 27-32.
- SACCO F. (1927) - *Il glacialismo della Valle d'Aosta*. Serv. Uff. Idrogr. Po, Parma, 66 pp., con carta glaciologica della Valle d'Aosta e carta dell'Anfiteatro morenico di Ivrea al 1:100.000 (1926).
- SALOT P., DAL PIAZ G.V. & FREY M. avec la collaboration de GOSSO G., HUNZIKER J.C., KIENAST R., LOMBARDO B., MEVEL C., NATALE P. & NERVO R. (1980) - *Métamorphisme de haute pression dans les Alpes Franco-Italo-Suisse*. Géologie Alpine, **56**: 203-235.
- SAPIGNI M., BERTI M., BETHAZ E., BUSILLO A. & CARDONE G. (2002) - *TBM performance estimation using rock mass classifications*. Int. J. Rock Mechanics Mining Sciences, **39**: 771-788.
- SARTORI M. (1987) - *Structure de la zone du Combin entre les Diablonde et Zermatt (Valais)*. Eclogae Geol. Helv., **80**: 789-814.
- SARTORI M. (1990) - *L'unità del Barrhorn (Zone pennique, Valais, Suisse)*. Mém. Géol. Lausanne, **6**: 156 pp.
- SARTORI M. & MARTHALER M. (1994) - *Exemples de relations socle-couverture dans les nappes penniques du Val d'Hérens*. Schweiz. mineral. petrogr. Mitt., **74**: 503-509.
- 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.
- SARTORI M., BAILLIFARD F., JABOYEDOFF M. & ROUILLER J. (2003) - *Kinematics of the 1991 Randa rock-slides (Valais, Switzerland)*. Nat. Hazards Earth Syst. Sci., **3**: 423-433.

- SAVARY J. & SCHNEIDER B. (1983) - *Deformations superposées dans les Schistes lustrés et les Ophiolites du val d'Hérens (Valais)*. *Eclogae Geol. Helv.*, **76**: 381-389.
- SCAMBELLURI M. & PHILLIPOT P. (2001) - *Deep fluids in subduction zones*. *Lithos*, **55**: 213-227.
- SCAMBELLURI M., PENNACCHIONI G. & PHILLIPOT 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.
- SCAMBELLURI M., FIEBG J., MALASPINA N., MÜNTENER O. & PETTKE T. P. (2004) - *Serpentinite subduction: Implications for fluid processes and trace-element recycling*. *Intern. Geol. Review*, **46**: 595-613.
- SCHAER J.-P. (1959a) - *Géologie de la partie septentrionale de l'éventail de Bagnes entre le val d'Hérens et le val de Bagnes, Valais, Suisse*. *Arch. Sci. Genève*, **12/4**: 473-620.
- SCHAER J.P. (1959b) - *Les porphyries quartzifères et les roches volcaniques prétriasiques de la nappe du Grand St-Bernard, Valais, Suisse*. *Geol. Rundschau*, **46**: 147-158.
- SCHARDT H. (1893) - *Sur l'origine des Préalpes romandes (zone du Chablais et du Stockhorn)*. *Archives Sci. Phys. Nat. Genève*, **30**: 570-583.
- SCHARDT H. (1898) - *Les régions exotiques du versant N des Alpes suisses*. *Bull. Soc. Vaudoise Sci. Nat.*, **34**: 114-219.
- SCHARDT H. (1904) - *Note sur le profil géologique et la tectonique du Simplon comparés aux travaux antérieurs*. *Eclogae Geol. Helv.*, **8**: 173-200.
- SCHIAVO A. (1992) - *Studio geologico-strutturale del Sistema Austroalpino nel versante nord-est della Comba di Cignana (Valle d'Aosta)*. Tesi Laurea Sci. Geol. Univ. Padova, inedita, 141 pp.
- SCHIAVO A. (1997) - *Evoluzione tettonica e metamorfica del massiccio del Rutor*. Tesi Dott. Ricerca Sci. Terra Univ. Padova, con carta geol. 1:10.000.
- SCHIERMEIER Q. (2003) - *Alpine thaw breaks ice over permafrost's role*. *Nature*, **424**: 712.
- SCHMID S.M., FÜGENSCHUH B., KISSLING E. & SCHUSTER R. (2004) - *Tectonic map and overall architecture of the Alpine orogen*. *Eclogae Geol. Helv.*, **97**: 93-117.
- SCHMIDT C. (1907) - *Ueber die Geologie des Simplongebietes und die Tektonik der Schweizer Alpen*. *Eclogae Geol. Helv.*, **9**: 484-584.
- SCHMIDT M.W. & POLI S. (1998) - *Experimentally based water budgets for dehydrating slabs and consequences for arc magma generation*. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **163**: 361-379.
- SELLA Q. (1862) - *Sul modo di fare la Carta geologica del Regno d'Italia. Relazione del Commendatore Quintino Sella al Sig. Commendatore Cordova Ministro di Agricoltura, Industria e Commercio*. *Atti Soc. It. Scienze Naturali in Milano*, **4**: 1-43. Ristampa anastatica a cura CNR-Centro Studi Geodinamica Catene Collisionali Torino, Tipografia Gariazzo M. & Figli, Vigliano Biellese 1997.
- SELLA Q. (1864) - *Sulla costituzione geologica e sulla industria del Biellese*. Discorso inaugurale alla prima riunione Soc. It. Sci. Nat., Biella 3-6 Settembre 1864.
- SIBSON R.H. (1980) - *Transient discontinuities in ductile shear zones*. *J. Structural Geol.*, **2**: 165-174.
- SISMONDA A. (1839) - *Osservazioni geologiche e mineralogiche sopra i monti posti tra la valle d'Aosta e quella di Susa in Piemonte*. *Mem. R. Acc. Sci. Torino, ser. 2*, **1**: 42 pp.
- SISMONDA A. (1840) - *Osservazioni mineralogiche e geologiche per servire alla formazione della Carta geologica del Piemonte*. *Mem. R. Acc. Sci. Torino, ser. 2*, **2**: 40 pp., Tav. I: Carta geol. colorata a mano della valle d'Ossola e parte della valle Sesia dal Lago Maggiore a Biella al 1:430.000; Tav. II: due sezioni del Monte Orongo e una sezione Masserano-Biella-Santuario di Oropa.
- SISMONDA A. (1848) - *Notizie e schiarimenti sulla costituzione delle Alpi Piemontesi*. *Mem. R. Acc. Sci. Torino, ser. 2*, **9**: 123 pp.
- SISMONDA A. (1858) - *Classificazione dei terreni stratificati delle Alpi tra il Monte Bianco e la Contea di Nizza*. *Mem. R. Acc. Sci. Torino, ser. 2*, **12**: 70 pp.
- SISMONDA A. (1862-66) - *Carta geologica di Savoia, Piemonte e Liguria*. Governo di S.M. Vittorio Emanuele II, Re d'Italia.
- SISMONDA A. (1867) - *Nuove osservazioni geologiche sulle rocce antracitifere delle Alpi*. *Mem. R. Acc. Sci. Torino, ser. 2*, **24**: 1-26.
- SISMONDA A., STOPPANI A. & GIORDANO F. (1865) - *Rapporto della Commissione istituita per l'esame geologico delle grandi gallerie progettate attraverso le Alpi Italo-Elvetiche*. *Boll. Trimestrale Club Alpino di Torino, Tipografia Cassone, Torino, 1865/3*: 35-51.
- SMITH A.G. (1971) - *Alpine deformation and oceanic areas of the Tethys, Mediterranean and Atlantic*. *Geol. Soc. Am. Bull.*, **82**: 2039-2070.
- SORRISO-VALVO M. (1995) - *Considerazioni sul limite tra deformazione gravitativa profonda di versante e frana*. *Mem. Soc. Geol. It.*, **50**: 179-185.
- SPALLA M.I., LARDEAUX J.M., DAL PIAZ G.V. & GOSSO G. (1991) - *Métamorphisme et tectonique à la marge externe de la Zone Sesia-Lanzo (Alpes occidentales)*. *Mem. Sci. Geol.*, **43**: 361-369.
- SPALLA I.M., LARDEAUX J.M., DAL PIAZ G.V., GOSSO G. & MESSIGA B. (1996) - *Tectonic significance of Alpine eclogites*. *J. Geodynamics*, **21**: 257-285.
- SPELICH R. (1988) - *The transition from crossite to actinolite in metabasites of the Combin Unit in Vallée St. Barthelemy (Aosta, Italy)*. *Schweiz. mineral. petrogr. Mitt.*, **68**: 215-224.
- SPICHER A. (1980) - *Carte tectonique de la Suisse, 1:500.000*. 2e Ed., *Comm. Géol. Suisse, Berne*.
- STAMPFLI G. (1993) - *Le Briançonnais, terrain exotique dans les Alpes?* *Eclog. Geol. Helv.*, **86**: 1-45.
- STAMPFLI G.M. & BOREL G.D. (2002) - *A plate tectonic model for the Paleozoic and Mesozoic*. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **196**: 17-33.
- STAMPFLI G.M. & BOREL G.D. (2004) - *The TRANSMED transects in space and time: constraints on the paleotectonic evolution of the Mediterranean domain*. In CAVAZZA W. et alii (Eds): *The TRANSMED Atlas*. Springer, Berlin Heidelberg New York, pp. 53-80.
- STAUB R. (1917) - *Ueber Faziesverteilung und Orogenese in den südöstlichen Schweizeralpen*. *Beitr. Geol. Karte Schweiz*, **46**: 165-198.
- STAUB R. (1917) - *Das Aequivalent der Dentblanchedecke in Bünden*. *Viert. Naturf. Ges. Zürich, Zürcher & Furrer Ed.*, **62**: 22 pp.
- STAUB R. (1924) - *Der Bau der Alpen*. *Beitr. Geol. Karte Schweiz*, **52**: 272 pp.
- STAUB R. (1937) - *Gedanken zum Bau der Westalpen zwischen Bernina und Mittelmeer*. *Viert. naturf. Ges. Zürich*, **82**: 140 pp.
- STAUB R. (1938) - *Einige Ergebnisse vergleichender Studien Zwischen Wallis und Bünden*. *Eclogae Geol. Helv.*, **31**: 345-353.
- STAUB R. (1942a) - *Ueber den Bau der Zone du Combin der Walliser Alpen*. *Eclogae Geol. Helv.*, **35**: 111-112.
- STAUB R. (1942b) - *Radiolarit im Walliser Hochpenninikum*. *Eclogae Geol. Helv.*, **35**: 101-103.
- STAUB R. (1957) - *Vom Bau der Dentblanche-Decke und seinen Beziehungen zum Bernina-System*. *Eclogae Geol. Helv.*, **50**: 171-230.
- STAUB R. (1958) - *Klippendecke und Zentralalpenbau, Beziehungen und Probleme*. *Beitr. Geol. Karte Schweiz, N.F.*, **103**: 184 pp.
- STECK A., BIGIOGGERO B., DAL PIAZ G.V., ESCHER A., MARTINOTTI G. & MASSON H. (1999) - *Carte tectonique des Alpes de Suisse occidentale et des régions avoisinantes, 1:100.000*. *Serv. hydrog. géol. nat., Carte spéc. n. 123*, 4 feuilles.
- STECK A., EPARD J.-L., ESCHER A., LEHNER P., MARCHANT R. & MASSON H. (1997) - *Geological interpretation of the seismic profiles through Western Switzerland: Rawil (W1), Val d'Anniviers (W2), Mattertal (W3), Zmutt-Zermatt-Findelen (W4) and Val de Bagnes (W5)*. In PFIFFNER O.A. et alii (Eds): *Deep structure of the Swiss Alps*. Birkhäuser Verlag, Basel, 123-137.
- STECK A., EPARD J.-L., ESCHER A., GOUFFON Y. & MASSON H. (2001) - *Carte tectonique des Alpes de Suisse occidentale et des régions avoisinantes 1:100,000. Notice explicative*. *Office fédérale des eaux et de la géologie*, 73 pp.
- STEINMANN G. (1905) - *Geologische Beobachtungen in den Alpen: Die Schardt'sche Ueberfaltungstheorie und die geologische Bedeutung der Tiefseeabstände und der ophiolitischen Massengesteine*. *Ber. natf. Ges. Freiburg*, **16**: 18-67.

- STEINMANN G. (1927) - Die ophiolitischen Zonen in den mediterranen Kettengebirgen. C.R. XIV Congr. Géol. Int., 1926, Graficas Reunidas, Madrid, 2: 637-667.
- STEINMANN G. (1927) - Die ophiolitischen Zonen in den mediterranen Kettengebirgen. Translated by Bernoulli D. & Friedman G.M. (2003), Geol. Soc. Am. Special Paper, 373: 77-91.
- STELLA A. (1894) - Relazione sul rilevamento eseguito nell'anno 1893 nelle Alpi occidentali (valli dell'Orco e della Soana). Bolletino R. Comitato Geol. d'Italia, 25: 343-371.
- STELLA A. (1902) - Relazione di rilevamento. Boll. R. Comit. Geol. d'It., 33: 36-38 (parte ufficiale).
- STELLA A. (1905) - Il problema geotettonico dell'Ossola e del Sempione. Boll. R. Comit. Geol. Ital., 36: 5-41.
- STELLA A. (1906) - Sui calcescisti della valle di Furggen e sui gneiss di M. Emilius e M. Rafrè. Boll. Soc. Geol. It., 25: 46-47.
- STELLA A. (1927) - Sezioni geologiche attraverso l'alta Valle di Aosta. Fogli 27-28-29-41-42. R. Ufficio Geol., Stabilimento L. Salomone. Roma.
- STELLA A. (1943) - I giacimenti auriferi delle Alpi italiane. Mem. descr. Carta Geol. d'It., 27: 134 pp.
- STRAGIOTTI L. & PERETTI L. (1953) - Osservazioni di coni di ghiaccio sulla frana della Becca di Lusency (Valle d'Aosta). Boll. Comit. Glaciol. It., ser. 2, 4: 213-219.
- STUIVER M., REIMER P.J., BARD E., BECK W.J., BURR G.S., HUGHEN K.A., KROMER B., MC CORMAC G., VAN DER PLICHT J. & SPURK M. (1998) - INTCAL98 radiocarbon age calibration, 24,000 - 0 cal BP. Radiocarbon, 40: 1041-1083.
- STUDER B. (1851-53) - Geologie der Schweiz. Bern.
- STUIVER M., REIMER P.J., BARD E., BECK J.W., BURR G.S., HUGHEN K.A., KROMER B., MCCORMAC G., VAN DER PLICHT J. & SPURK M. (1998) - INTCAL98 radiocarbon age calibration 24,000-0 cal BP. Radiocarbon, 40: 1041-1083.
- STÜNZIG H. (1989) - Partitioning of metamorphism and deformation in the boundary region of the "Seconda Zona Dioritico-Kinzigitica", Sesia Zone, Western Alps. Ph.D. Thesis ETH Zurich.
- STURANI C. (1973) - Considerazioni sui rapporti tra Appennino settentrionale ed Alpi occidentali. Quaderni Acc. Naz. Lincei, 183: 117-142.
- STURANI C. (1975) - Explanatory notes on the western Alps (from the Sestri-Voltaggio line to the Val d'Ossola). Structural Model of Italy, Quaderni La Ricerca Sci., CNR, 90: 149-174.
- STUTZ A.H. (1940) - Die Gesteine der Arollaserie im Valpelline (Provinz Aosta, Oberitalien). Schweiz. mineral. petrogr. Mitt., 20: 117-246.
- STUTZ A.H. & MASSON R. (1938) - Zur Tektonik der Dent Blanche Decke. Schweiz. mineral. petrogr. Mitt., 18: 40-53.
- SUE C. & TRICART P. (2003) - Neogene to ongoing normal faulting in the inner western Alps: A major evolution of the late alpine tectonics. Tectonics, 22: 1-25.
- SUE C., DELACOU B., CHAMPAGNAC G.-D., ALLANIC C., TRICART P. & BURKHARD M. (2007) - Extensional neotectonics around the bend of the Western/Central Alps: an overview. Int. J. Earth Sci., 96: 1101-1129.
- SUESS E. (1875) - Die Entstehung der Alpen. Braunmüller, Wien, 168 pp.
- TARAMELLI T. & PARONA C.F. (1911) - Sull'età da assegnare alla zona delle pietre verdi nella Carta geologica delle Alpi occidentali (In corso di pubblicazione nella scala di 1:100,000). Boll. R. Comit. Geol. d'Italia, 42: 9-24 (parte ufficiale).
- TARTAROTTI P. (1988) - Le ofioliti della media e bassa Valle di St. Marcel (Aosta). Tesi Dott. Sci. Terra, Univ. Padova, 120 pp.
- TARTAROTTI P. & CAUCIA F. (1993) - Coexisting cummingtonite-sodic amphibole pair in metaquartzites from the ophiolite's sedimentary cover (St. Marcel Valley, Italian Western Alps): a X-ray structure refinement and petrology study. N. Jb. Miner. Abh., 165: 223-243.
- TARTAROTTI P., BENCIOLETTI L. & MONOPOLI B. (1998) - Breccie serpentinitiche nel massiccio ultrabassico del Monte Avic (Falda ofiolitica piemontese): possibili evidenze di erosione sottomarina. Atti Ticinensi Sci. Terra, ser. spec., 7: 73-86.
- TERMIER P. (1903) - Sur la synthèse géologique des Alpes orientales. C.R. Acad. Sci. Paris, 137: 939-941.
- TERMIER P. (1904) - Les nappes des Alpes orientales et la synthèse des Alpes. Bull. Soc. Géol. France, sér. 4, 3 (1903) : 843-928.
- THÉLIN P. (1992) - Les métapelites du Mont Mort: une fenêtre métamorphique (Nappe des Pontis, Zone du Rutor, Valais). Mém. Soc. Vaudoise Sci. Nat., 82/2 : 97-116.
- THÉLIN P. (2001) - Passing through the pre-alpine basement of the Briançonnais from Visp to Randa (Middle Penninic Units, Eastern Wallis, Switzerland). In STAMPFLI G.M. (Ed): Geology of the western Swiss Alps, a guide-book. Mém. Géol. Lausanne, 36: 129-146.
- THÉLIN P. & AYRTON S. (1983) - Cadre évolutif des événements magmatico-métamorphiques du socle ante-triasique dans le domain pennique (Valais). Schweiz. mineral. petrogr. Mitt., 63: 393-420.
- THÉLIN PH., SARTORI M., LENGELER R. & SCHÄRER J.P. (1990) - Eclogites of Paleozoic or early Alpine age in the basement of the Penninic Siviez-Mischabel nappe, Wallis, Switzerland. Lithos, 25: 71-88.
- THÉLIN P., SARTORI M., BURRI M., GOUFFON Y. & CHESSEX R. (1993) - The pre-Alpine basement of the Briançonnais (Wallis, Switzerland). In VON RAUMER J. & NEUBAUER F. (Eds): The Pre-Mesozoic Geology of the Alps. Springer Berlin, 297-313.
- THÖNI M. & JAGOUTZ E. (1993) - Isotopic constraints for eo-Alpine high-P metamorphism in the Austroalpine nappes of the Eastern Alps: bearing on Alpine orogenesis. Schweiz. mineral. petrogr. Mitt., 73: 177-189.
- THÖNI M., MILLER C., BLICHER-TOFT J., WHITEHOUSE M.J., KONZETT J. & ZANETTI A. (2008) - Timing of high-pressure metamorphism and exhumation of the eclogite type locality (Kupplerbrunn-Prickler Halt, Saualpe, south-eastern Austria): constraints from correlations of the Sm-Nd, Lu-Hf, U-Pb and Rb-Sr isotopic systems. J. metam. Geol., 26: 561-581.
- TOFFOLON G. (1998) - Studio Geologico-Strutturale dell'alta Valtournanche (Ao). Tesi Laurea Sci. Geol. Univ. Padova, inedita.
- TROMMSDORFF V., SCHWANDER H. & PETERS T. (1970) - Mangansilikate der alpinen metamorphose in radiolariten der Julier-Bernina-Gebietes. Schweiz. mineral. petrogr. Mitt., 50: 599-605.
- TRÜMPY R. (1955a) - La zone de Sion-Courmayeur dans le haut Val Ferret valaisan. Eclogae Geol. Helv., 47: 315-359.
- TRÜMPY R. (1955b) - Remarques sur la corrélation des unités penniques externes entre la Savoie et le Valais et sur l'origine des nappes préalpines. Bull. Soc. Géol. France, 5: 217-231.
- TRÜMPY R. (1960) - Paleotectonic evolution of the Central and Western Alps. Geol. Soc. Am. Bull., 71: 843-908.
- TRÜMPY R. (1971) - Stratigraphy in mountain belts. Quarterly J. Geol. Soc. London, 126: 293-318.
- TRÜMPY R. (1991) - The Glarus nappe, a controversy of a century ago. In MCKENZIE J. & MÜLLER D. (Eds): Controversies in Modern Geology. Academic Press, 385-404.
- TRÜMPY R. (1996) - Alpine geology: whence, whither? Eclogae Geol. Helv., 89: 7-12.
- TRÜMPY R. (2001) - Why plate tectonics was not invented in the Alps. Int. J. Earth Sci., 90: 477-483.
- TRÜMPY R. with contributions by BERNOULLI D., GRÜNENFELDER M., KÖPPEL V., MÜLLER ST. & TROMMSDORFF V. (1980) - An outline of the Geology of Switzerland. Geology of Switzerland, a guide-book. Part A: Schweiz. Geol. Kommission, Wepf & Co., Basel, pp. 1-104.
- TRÜMPY R. & LEMOINE M. (1988) - M. Bertrand (1847-1907): les nappes de charriage et le cycle orogénique. C.R. Acad. Sci. Paris, Sci. Terre, 327: 211-224.
- TRÜMPY R. & OBERHAUSER R. (1999) - Zu den Beziehungen zwischen österreichischen und zweizerischen Geologen: die Tektonik der Alpen, 1875-1950. Abh. Geol. Bundes-Anstalt Wien, 56: 13-28.
- TSUJIMORI T., SISSON V.B., LIU J.G., HARLOW G.E. & SORENSEN S.S. (2006) - Very-low temperature record of the subduction process: a review of worldwide lawsonite eclogites. Lithos, 92: 609-624.
- TUMIATI S. (2005) - Geochemistry, mineralogy and petrology of the eclogitized manganese deposits of Praborna (Valle d'Aosta, Western Italian Alps). Ph.D. Thesis, Univ. Insubria-Univ. Paris 7, 241 pp.

- TUMIATI S., MARTIN S. & GODARD G. (2010) - *Hydrothermal origin of manganese in the high-pressure ophiolite metasediments of Praborna ore deposits (Aosta Valley, Western Alps)*. Eur. J. Mineral., **22**: 577-594.
- ULMER P. & TROMMSDORFF V. (1995) - *Serpentine stability to mantle depths and subduction-related magmatism*. Science, **268** (5212): 858-861.
- VALBUSA U. (1921) - *La catastrofe del Monte Bianco e del ghiacciaio della Brenva del 14 e 19 novembre 1920*. Boll. R. Soc. Geografica It., **58**/3-4: 95-114, 151-162.
- VAN DER KLAUW S.N.G.C., REINECKE T. & STÖCKHERT B. (1997) - *Exhumation of ultrahigh-pressure metamorphic oceanic crust from Lago di Cignana, Piemontese zone, western Alps: the structural record in metabasites*. Lithos, **41**: 79-102.
- VANNAY J.C. & ALLEMANN R. (1990) - *La zone Piémontaise dans le Haut-Valtournanche (Val d'Aoste, Italie)*. Eclogae Geol. Helv., **83**: 21-39.
- VANNI M. (1925) - *La frana del giugno 1925 in Valtournanche*. Zeitschr. Für Geomorph., 292-293.
- VANNI M. (1940) - *La frana del maggio 1939 in Valtornenza*. Boll. R. Soc. Geografica It., ser. 7, **5**: 208-211.
- VANNI M. (1943) - *La frana del Cervino del 9 luglio e del 18 agosto 1943*. Boll. Soc. Geogr. It., ser. 7, **8**/6: 362-363.
- VANOSSI M. (1991) - *Alpi Liguri*. Guide Geol. Regionali, Soc. Geol. It., BE-MA Milano, **2**: 293 pp.
- VENTURELLI G., THORPE R.S., DAL PIAZ G.V., DEL MORO A. & POTTS P.J. (1984) - *Petrogenesis of calc-alkaline, shoshonitic and associated ultrapotassic Oligocene volcanic rocks from the Northwestern Alps, Italy*. Contrib. Mineral. Petrol., **86**: 209-220.
- VENTURINI G. (1995) - *Geology, geochemistry and geochronology of the inner central Sesia Zone (Western Alps-Italy)*. Mém. Géol. Lausanne, **25**: 1-148.
- VENTURINI G., MARTINOTTI G. & HUNZIKER J.C. (1991) - *The protoliths of the "Eclogitic Micaschists" in the lower Aosta Valley (Sesia-Lanzo zone, Western Alps)*. Mem. Sci. Geol., **43**: 347-359.
- VENTURINI G., MARTINOTTI G., ARMANDO G., BARBERO M. & J. C. HUNZIKER J.C (1994) - *The central Sesia Lanzo Zone (western Italian Alps), new field observations and lithostratigraphic subdivisions*. Schweiz. mineral. petrogr. Mitt., **74**: 115-125.
- VENTURINI G., J. C. HUNZIKER J.C. & PFEIFER H.R. (1996) - *Geochemistry of mafic rocks in the Sesia Zone (western Alps), new data and interpretations*. Eclogae Geol. Helv., **89**: 369-388.
- VICIDOMINI A. (2008) - *Geological and mineralogical analysis of hydrothermal manifestations associated to the Aosta-Ranzola Fault (Italian Western Alps)*. Plinius, **34**: 155-159.
- VOGLER W.S. (1984) - *Alpine structures and metamorphism at the Pillonet Klippe - a remnant of the Austroalpine nappe system in the Italian Western Alps*. Geol. Rundsch., **73**: 175-206.
- VOGLER W.S. (1987) - *Fabric development in a fragment of Tethyan oceanic lithosphere from the Piemonte ophiolite nappe of the Western Alps, Valtournanche, Italy*. J. Structural Geol., **9**: 935-953.
- VON RAUMER J.F. & NEUBAUER F. (1993) - *Late Precambrian and Palaeozoic Evolution of the Alpine Basement - An overview*. In VON RAUMER J & NEUBAUER F. J.F. (Eds.): Pre-Mesozoic geology in the Alps. Springer Verlag, Berlin Heidelberg, 625-639.
- VON RAUMER J.F. & STAMPFLI R. (2008) - *The birth of the Rheic Ocean-Early Palaeozoic subsidence patterns and subsequent tectonic plate scenarios*. Tectonophysics, **461**: 9-20.
- VUICHARD J. P. (1989) - *La marge austroalpine durant la collision alpine: évolution tectonométamorphique de la zone Sesia-Lanzo*. Mém. Doc. Centre Armoricain Etud. Struct. Socles, **24**: 307 pp.
- WEGMANN E. (1923) - *Zur Geologie der St. Bernhard-Decke im Val d'Hérens (Wallis)*. Bull. Soc. Neuchâteloise Sci. Nat., **47** (1922): 3-63.
- WEIDMANN M. & ZANINETTI L. (1974) - *Quelques données nouvelles sur la série du Mont-Dolin (nappe de la Dent Blanche, Valais)*. Eclogae Geol. Helv., **67**: 597-603.
- WHYMPER E. (1900) - *Scrambles among the Alps in the years 1860-1869*. John Murray, London, 5th Ed., 468 pp.
- WILLIAMS P.F. & COMPAGNONI R. (1983) - *Deformation and metamorphism in the Bard area of the Sesia Lanzo Zone, Western Alps, during subduction and uplift*. J. metamorphic Geol., **1**: 117-140.
- WUST G.H. & SILVERBERG D.S. (1989) - *Northern Combin zone complex-Dent Blanche nappe contact: extension within the convergent Alpine belt*. Schweiz. mineral. petrogr. Mitt., **69**: 251-259.
- ZAGGIA L. (1987) - *Studio geologico e strutturale del lembo del M. Mary (settore centrale)*. Tesi Laurea Sci. Geol. Univ. Padova, inedita, 181 pp.
- ZANCHETTA S., D'ADDA P., ZANCHI A., BARBERINI V. & VILLA I.M. (2011) - *Cretaceous-Eocene compressions in the central Southern Alps (N Italy) inferred from ⁴⁰Ar/³⁹Ar dating of pseudotachylites along regional thrust faults*. J. Geodynamics, **51**: 245-263.
- ZANCHETTA S., GARZANTI E., DOGLIONI C., ZANCHI A. (2012) - *The Alps in the Cretaceous: a doubly vergent pre-collisional Orogen*. Terra Nova, **24**/5: 351-356.
- ZANELLA P. (1992) - *I gabbri del Cervino e le sue miloniti*. Tesi Laurea Sci. Geol. Univ. Padova, inedita, 167 pp.
- ZANONI D., REBAY G., SPALLA M.I. & BERNARDONI J. (2011) - *Eclogitised rodingites of the Zermatt-Saas Zone: unravelling their evolution through deformation-metamorphism relationships*. Rend. online Soc. Geol. It., **15**: 131-134.
- ZANONI D., REBAY G., BERNARDONI J. & SPALLA I.M. (2012) - *Using multiscale structural analysis to infer high-pressure/ultrahighpressure assemblages in subducted rodingites of the Zermatt-Saas Zone at Valtournanche, Italy*. Journal of the Virtual Explorer, Electronic Edition, ISSN 1441-8142, **41**, paper 6, 30 pp.
- ZIMMERMANN M. (1955) - *Geologische Untersuchungen in der Zone du Combin im Val de Zinal und Val de Moiry*. Eclogae Geol. Helv., **48**: 149-243.
- ZISCHINSKY U. (1969) - *Ueber Sackungen*. Rock Mechanics, **1**: 30-52.
- ZUCALI M. (2002) - *Foliation map of the "Eclogitic Micaschists Complex" (monte Muçrone - monte Mars - Mombaronè, Sesia-Lanzo Zone, Italy)*. Mem. Sci. Geol., **54**, 87-100, con carta strutturale al 1:10.000.
- ZUCALI M., SPALLA M.I. & GOSSO G. (2002) - *Strain partitioning and fabric evolution as a correlation tool: the example of the Eclogitic Micaschists Complex in the Sesia-Lanzo Zone (Monte Muçrone-Monte Mars, Western Alps, Italy)*. Schweiz. mineral. petrogr. Mitt., **82**: 429-454.
- ZUCALI M., MANZOTTI P., DIELLA V., PESENTI C., RISPENDENTE A., DARLING J. & ENGI M. (2011) - *Permian tectonometamorphic evolution of the Dent-Blanche Unit (Austroalpine domain, Western Italian Alps)*. Rendiconti online Soc. Geol. It., **15**: 133-136.
- ZULAUF R. (1963) - *Zur Geologie der tiefpenninischen Zonen nördlich der Dora Baltea in oberen Val d'Aosta (Italien)*. Diss. ETH Zürich, 150 pp.

AUTORI DELLE IMMAGINI

GLORIA CIARAPICA:
Figg. 45B-C;

GIOVANNI DAL PIAZ:
Figg. 8, 120A-B;

FRANCO GIANOTTI:
Figg. 92B, 93A-B, 94A-B, 95A-B-C-D, 96A-B, 97A, 98A, 120C, 121A-B;

LEONSEVERO PASSERI:
Figg. 64A-B, 65A-B-D, 66A-B, 67A-B-C-D, 68B-C, 83C, 84D, 85D;

LUCIO TRUCCO:
Figg. 6A-B, 118A-B.

Tutte le altre immagini sono di GIORGIO V. DAL PIAZ