



A P A T

Agenzia per la protezione dell'ambiente e per i servizi tecnici



DIPARTIMENTO DIFESA DEL SUOLO

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 091 CHATILLON

A cura di

**Dal Piazz G.V.⁽¹⁾, Gianotti F.⁽²⁾, Monopoli B.⁽³⁾,
Pennacchioni G.⁽¹⁾, Tartarotti P.^(1,4), Schiavo A.⁽³⁾**

Con contributi di:

Geologia del Quaternario: **Carraro F.⁽⁵⁾,**

Telerilevamento, Tettonica fragile: **Bistacchi A.⁽¹⁾, Massironi M.⁽¹⁾**

Sismicità: **Bistacchi A.⁽¹⁾**

Ofioliti, Risorse minerarie: **Martin S.⁽⁶⁾**

Eventi alluvionali: **Ratto S.⁽⁷⁾**

(1) - Dipartimento di Geoscienze, Università degli Studi di Padova

(2) - Via Cavalieri di Vittorio Veneto 2, Nus (Aosta)

(3) - LTS - Land Technology & Services Srl, Treviso

(4) - Dipartimento di Scienze della Terra, Università degli Studi di Milano

(5) - Dipartimento di Scienze della Terra, Università degli Studi di Torino

(6) - Università dell'Insubria, Como

(7) - Regione Autonoma Valle d'Aosta

Ente realizzatore



REGIONE AUTONOMA VALLE D'AOSTA

Direttore del Dipartimento Difesa del Suolo - Servizio Geologico d'Italia:
L.SERVA

Responsabile del Progetto CARG per il Dipartimento Difesa del Suolo - Servizio Geologico d'Italia: F. GALLUZZO

Responsabile del Progetto CARG per la Regione Autonoma Valle d'Aosta:
F. BONETTO

PER IL DIPARTIMENTO DIFESA DEL SUOLO - SERVIZIO GEOLOGICO D'ITALIA

Revisione scientifica:

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

Coordinamento cartografico:

D. Tacchia (coord.), V. Pannuti

Revisione informatizzazione dei dati geologici:

L. Battaglini, V. Campo, A. Fiorentino (ASC)

Coordinamento editoriale:

M. Cosci, V. Pannuti

PER LA REGIONE AUTONOMA VALLE D'AOSTA:

Allestimento editoriale e cartografico:

B. Monopoli - Land Technology & Services - Treviso, La Nuova Lito - Firenze

Informatizzazione e allestimento cartografico della Banca Dati:

B. Monopoli - Land Technology & Services - Treviso

Gestione tecnico-amministrativa del Progetto CARG:

M. T. Lettieri - Dipartimento Difesa del Suolo - Servizio Geologico d'Italia

F. Bonetto - Regione Autonoma Valle d'Aosta

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

INDICE

I - INTRODUZIONE	pag. 5
II - CARATTERI GEOGRAFICI E MORFOLOGICI	9
III - INQUADRAMENTO GEOLOGICO	11
1. - NOTIZIE STORICHE	11
1.1. - <i>Basamento pre-quadernario</i>	11
1.2. - <i>Quadernario</i>	18
2. - OROGENESI ALPINA	21
3. - GEOLOGIA DELLA VALLE D'AOSTA	23
4. - AUSTROALPINO	24
4.1. - <i>I lembi superiori (non eclogitici)</i>	29
4.2. - <i>I lembi inferiori (eclogitici)</i>	31
5. - ZONA PIEMONTESE	41
5.1. - <i>Unità non eclogitiche</i>	42
5.2. - <i>Unità inferiori, eclogitiche</i>	43
IV - SUBSTRATO ROCCIOSO	47
1. - AUSTROALPINO	47
1.1. - <i>Lembi superiori (non eclogitici)</i>	48
1.2. - <i>Lembi inferiori (eclogitici)</i>	53
1.3. - <i>Zona Sesia-Lanzo</i>	60
2. - ZONA PIEMONTESE DEI CALCESCISTI CON PIETRE VERDI	61
2.1. - <i>Unità non eclogitiche</i>	61
2.2. - <i>Unità eclogitiche</i>	67
2.3. - <i>Unità di copertura di origine continentale</i>	75
3. - ROCCE DI ORIGINE TETTONICA E IDROTERMALE ..	77
V - COPERTURA QUATERNARIA	79
1. - UNITA' DEL BACINO DELLA DORA BALTEA	82
1.1. - <i>Supersintema della Serra di Ivrea</i>	84
1.2. - <i>Sintema di Ivrea</i>	84
1.3. - <i>Sintema del Miage</i>	92

2. - UNITA' UBIQUITARIE	pag. 96
2.1. - <i>Unità completamente formate</i>	» 96
2.2. - <i>Unità in formazione</i>	» 100
3. - DATI SUL SOTTOSUOLO	» 104
VI - METAMORFISMO	» 107
1. - METAMORFISMO PREALPINO	» 107
2. - METAMORFISMO DI AMBIENTE OCEANICO	» 108
3. - METAMORFISMO POLIFASICO ALPINO	» 109
VII - TETTONICA	» 111
1. - SOVRASCORRIMENTI E TETTONICA DUTTILE	» 111
2. - TETTONICA FRAGILE	» 113
2.1. - <i>Telerilevamento satellitare</i>	» 113
2.2. - <i>Fasi deformative e linee tettoniche</i>	» 114
2.3. - <i>Attività idrotermale</i>	» 119
2.4. - <i>Sismicità</i>	» 123
3. - DEFORMAZIONI GRAVITATIVE	» 125
VIII - AMBIENTE E GEORISORSE	» 127
1. - EVENTI ALLUVIONALI	» 127
2. - RISORSE MINERARIE E ATTIVITÀ ESTRATTIVE	» 130
2.1. - <i>Miniere e mineralizzazioni nelle ofioliti</i>	» 130
2.2. - <i>Filoni di quarzo</i>	» 135
2.3. - <i>Attività estrattiva</i>	» 136
2.4. - <i>Cenni di idrogeologia</i>	» 137
IX - ABSTRACT	» 139
X - BIBLIOGRAFIA	» 141

I - INTRODUZIONE

Il Foglio 91-Chatillon della Carta Geologica d'Italia alla scala 1:50.000 copre un'area di 575 km² della media Valle d'Aosta, al limite tra Alpi Pennine e Graie, interamente compresa nel territorio amministrato dalla Regione Autonoma. Il settore settentrionale è attraversato dall'asta della Valle d'Aosta, percorsa dalla Dora Baltea, dai sobborghi orientali del capoluogo (560 m) alla conca di Chatillon-St. Vincent, e si estende alla parte medio-bassa del versante sinistro della vallata. Il settore centrale e meridionale del foglio corrisponde all'impervio versante destro della Valle d'Aosta, caratterizzato dai massicci del M. Emilius (3559 m), Grande Roise (3357 m), Punta Tersiva (3515 m) e M. Glacier (3186 m), delimitati a sud dai valloni di Dondena (Champorcher) e dell'Urtier (Cogne).

Il Foglio Chatillon è situato in un settore chiave per la comprensione dell'assetto geologico-strutturale e metamorfico delle zone interne dell'orogene alpino (BIGI *et al.*, 1990). Lo caratterizzano: i) la presenza di falde, lembi di ricoprimento e unità tettono-metamorfiche di natura continentale ed oceanica, appartenenti ad una zona di subduzione fossile ed esumate da profondità sensibilmente diverse (30-60 km); ii) un substrato roccioso costituito da una notevole varietà di tipi litologici mono e polimetamorfici; iii) una complessa struttura a falde di ricoprimento, corrispondente al settore interno (sud-occidentale) del prisma collisionale austroalpino-pennidico; iv) una tettonica duttile polifasica e vistose deformazioni fragili di tipo distensivo e trascorrente. Di origine continentale (margine adriatico) sono i lembi Austroalpini inferiori del M. Emilius, Glacier-Rafray, Tour Ponton e Chatillon-St. Vincent, situati a sud della Dora o lungo il fondovalle, il lembo superiore e settentrionale del M. Mary e il settore frontale della Zona Sesia-Lanzo, esposta nell'angolo sud-orientale del foglio. Di origine oceanica sono invece le sequenze di ofioliti e sedimenti metamorfici della Zona Piemontese, affioranti con continuità nel versante meridionale della valle

(Massiccio del M. Avic) e, in modo discontinuo, su quello opposto, spesso dominato da coperture quaternarie e con estesi scoscendimenti di versante.

Franco BONETTO (Regione Autonoma Valle d'Aosta) è il responsabile del progetto. Il rilievo geologico è stato effettuato nelle estati 1996-1999 dagli autori riportati nel quadro a margine della carta, coordinati da Giorgio V. DAL PIAZ (Università di Padova), con la collaborazione dei direttori di rilevamento Giorgio PENNACCHIONI (Università di Padova) e Paola TARTAROTTI (Università di Padova e poi di Milano) per il substrato roccioso, e di Francesco CARRARO (Università di Torino) per le coperture quaternarie. I laureandi R. CAMPANA (1988), L. TONUS (1994) e L. BERSANI (1995) hanno collaborato a rilievi e ricerche in alta Valle di St. Marcel, al M. Avic e al M. Glacier. Le datazioni radiometriche Rb-Sr e ^{40}Ar - ^{39}Ar del metamorfismo eclogitico nei lembi Austroalpini meridionali e nelle associate ofioliti sono state eseguite da A. DEL MORO, presso l'Istituto di Geocronologia e Geochimica Isotopica del CNR, con la collaborazione di G. CORTIANA. I dati petrologici sulle ofioliti sono stati ottenuti da S. MARTIN e P. TARTAROTTI. A. BISTACCHI e M. MASSIRONI hanno curato l'interpretazione delle immagini satellitari, la verifica dei lineamenti, l'analisi cinematica della tettonica fragile e lo studio dell'attività idrotermale lungo il sistema Aosta-Ranzola e faglie associate. Le scene ERS1-SAR/GTC sono state elaborate e interpretate da MASSIRONI presso il Centro di Geodesia Spaziale-ASI di Matera, con il supporto dell'I-PAF (Italian -Product Archive Facilities).

Preziose facilitazioni logistiche sono state offerte, durante il rilievo, dal Corpo Forestale Regionale, la Protezione Civile, il Parco naturale del M. Avic, il Canonico DOMAINE e il Dr. Willy BOCCA.

Il rilevamento alla scala 1:10.000 è stato effettuato utilizzando, come base topografica, la Carta Tecnica Regionale (CTR).

Tenuto conto delle complesse caratteristiche geologico-strutturali del foglio, dominato da una pila di falde di ricoprimento e da litotipi metamorfici con età e caratteri spesso contrastanti, il rilievo e la sua rappresentazione sono stati impostati nel modo seguente: i) la suddivisione di primo ordine è fornita dai due principali sistemi tettonici presenti nel foglio e che raggruppano unità di origine continentale (Austroalpino) e oceanica (Zona Piemontese dei calcescisti con pietre verdi); ii) seguono le falde (*nappe*), organizzate nella legenda in successione da tetto a letto e suddivise, a loro volta, in lembi di ricoprimento (*lambeau de charriage*, *klippe*, *subnappe*); iii) al loro interno sono state distinte, con il termine di unità tettono-metamorfiche (in breve unità), le successioni caratterizzate da una impronta metamorfica peculiare, indicativa di specifiche traiettorie cinematiche durante i processi di subduzione-esumazione (ad es., unità eclogitiche e non eclogitiche), iv) sono stati mantenuti i nomi classici stabiliti nella prima metà del Novecento e tuttora usati nella letteratura internazionale e regionale. Questa impostazione della sua legenda trova riferimento, alla scala delle Alpi, nello

“*Structural Model of Italy*” (BIGI *et al.*, 1990) e, a scala regionale, nella nuova “*Carta geotettonica della Valle d’Aosta*” (DE GIUSTI *et al.*, 2004) che riprende e aggiorna la “*Carte géologique de la Vallée d’Aoste*” di ELTER (1987). Tranne limitate eccezioni, importate dal contiguo Foglio Aosta, non sono state coniate nuove unità tettono-stratigrafiche, sia per la mancanza di attribuzioni cronostatigrafiche affidabili, sia per evitare il proliferare di termini nuovi (per descrivere “oggetti” da tempo già noti), con il conseguente pericolo di rendere più difficile la comprensione delle unità e la loro collocazione nel contesto strutturale e paleogeografico della catena.

La carta degli affioramenti, aggiornata anche in base allo studio di centinaia di sezioni sottili, è stata trasferita su base topografica I.G.M. alla scala 1:25.000 (quadro d’unione in Fig. 1) e informatizzata ad opera di Bruno MONOPOLI e Alessio SCHIAVO (LTS S.r.l.). La banca dati finale secondo specifiche APAT, la generalizzazione e l’allestimento per la stampa alla scala 1:50.000 sono stati realizzati da LTS S.r.l. con la supervisione di Bruno MONOPOLI.

Le coperture quaternarie, di notevole complessità, sono state rilevate con particolare accuratezza, tenuto conto della loro rilevanza per il controllo e la tutela del territorio, ed interpretate anche con l’ausilio di foto aeree a varie scale. I depositi della valle della Dora sono stati rilevati da Franco GIANOTTI, quelli delle zone di media e alta montagna dai rilevatori del substrato roccioso, poi controllati ed interpretati da GIANOTTI. Il criterio delle alloformazioni, impiegato nella fase iniziale del rilievo, è stato sostituito, in corso d’opera, da quello dei sintemi. Il capitolo sugli eventi alluvionali è stato redatto da Sara RATTO.

F° 28 II N.E. Monte Faroma	F° 29 III N.W. Torgnon	F° 29 III N.E. Saint Vincent
F° 28 II S.E. Monte Emilius	F° 29 III S.W. Nus	F° 29 III S.E. Châtillon
F° 41 I N.E. Cogne	F° 42 IV N.W. Punta Tersiva	F° 42 IV N.E. Champorcher

Fig. 1 - Quadro d’unione delle tavolette alla scala 1:25.000 comprese nel Foglio Chatillon al 1:50.000 (cornice spessa).

PROGETTO
CARGO

II - CARATTERI GEOGRAFICI E MORFOLOGICI

Il Foglio Chatillon è situato nella media Valle d'Aosta, a est del capoluogo (Fig. 2), ed è attraversato dalla grande valle glaciale della Dora Baltea, alimentata dai ghiacciai del Monte Bianco, Rutor, Gran Paradiso, Valpelline, Cervino e Monte Rosa, ultimi residui della grande avanzata wurmiana. Tra Aosta e St Vincent, la valle ha andamento est-ovest ed è impostata lungo una depressione tettonica (semi-graben Aosta-Ranzola) di età oligocenica. Il fondovalle declina dolcemente dai 580 m, presso il capoluogo, ai 430 m dell'alveo della Dora ai piedi di St Vincent. Segue la stretta del Mont Jovet, ove la valle abbandona la linea tettonica, vira verso sud-est e si abbassa di un centinaio di metri.

Nella valle principale confluiscono le tributarie di sinistra di St Barthélemy, Valtournenche (Cervino) e Ayas, oggetto di fiorente sviluppo turistico. Sul lato opposto, dominato dai massicci del M. Emilius e del M. Avic, vi sono i valloni di Laures, St Marcel, Clavalité, Fenis e Chalamy, non abitati durante l'inverno, e la Valle di Champorcher, la cui testata rientra nel Foglio Chatillon.

La Val d'Aosta ha un profilo trasversale asimmetrico, causato dall'assetto strutturale e dalla diversa resistenza del substrato roccioso in cui sono modellati i suoi versanti: quello settentrionale (sinistro), relativamente dolce nella parte medio-inferiore, è costituito da prevalenti scisti calcareo-argillosi (calcescisti *s.l.*), i litotipi metamorfici relativamente più teneri ed erodibili della regione; quello meridionale (destro), assai più acclive ed impervio, è impostato nelle tenaci rocce ofiolitiche (serpentiniti, gabbri e basalti metamorfici) e nel basamento cristallino dei lembi austroalpini (micascisti, gneiss minuti albitici). Il versante sinistro, favorito dall'insolazione, dalle dolci pendenze e da estese coperture idonee allo sviluppo di attività agricole e pastorali, è assai più abitato di quello opposto che, di contro, offre un raro esempio del primitivo ambiente naturale della regione, salvaguardato dalla creazione del Parco del Monte Avic.

Il Foglio Chatillon può essere suddiviso in tre settori principali in base alla morfologia e alla distribuzione delle coperture quaternarie: a) il versante sinistro della valle principale, ricoperto da estesi depositi morenici, eluviali, colluviali e detritici, localmente dissestato da grandiosi processi di “deformazione gravitativa profonda di versante” (DGPV); b) l’asta della valle, riempita da più generazioni di depositi alluvionali, prodotti dalla Dora Baltea e dai suoi affluenti, e da locali depositi glaciali, riferibili a fasi stadiali di ritiro; c) il selvaggio versante destro, con valli pensili, profonde incisioni trasversali, falde detritiche di versante, spesso a grossi blocchi, frane di crollo, *rock glacier* di particolare bellezza e depositi glaciali in genere limitati; i depositi alluvionali e di trasporto in massa (*debris flow*), concentrati al fondo delle vallate, sono la testimonianza di processi estremamente virulenti e tuttora attivi con elevata frequenza. All’estremità orientale del foglio si apre la conca di Chatillon-St Vincent, uno dei poli turistici principali della Regione, ove vi sono le tracce di un antico lago di sbarramento, creato dalla frana di crollo del M. Avi, poi incisa dalla Dora.

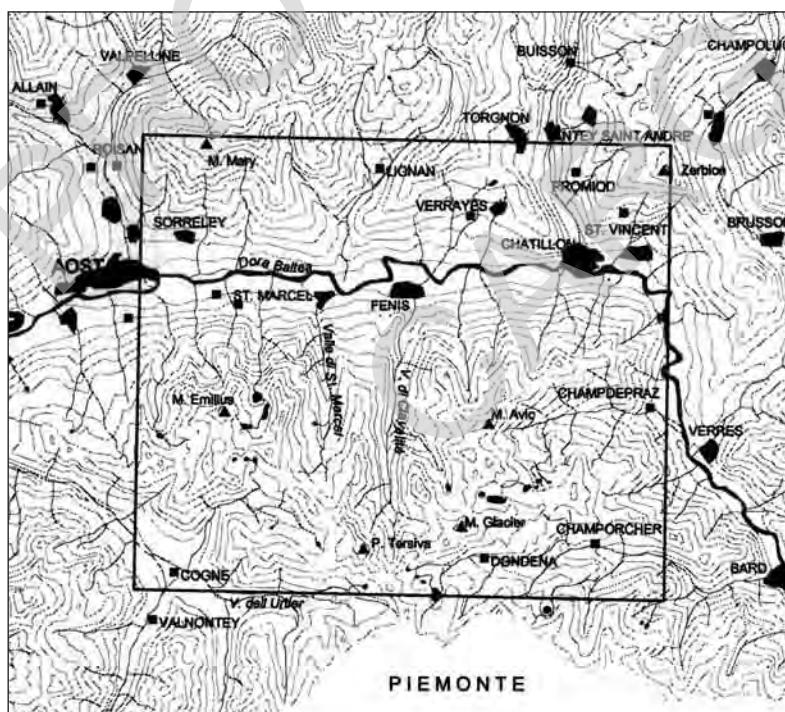


Fig. 2 - Lineamenti geografici della media Valle d'Aosta ed ubicazione del Foglio Chatillon.

III - INQUADRAMENTO GEOLOGICO

Una visione d'insieme della geologia dell'intera Valle d'Aosta è fornita dalla “*Carta Geologica delle Alpi Occidentali*” alla scala 1:400.000 del Regio Servizio Geologico d'Italia (1908), dalla “*Carta geologica delle Alpi nord-occidentali*” alla scala 1:200.000 di HERMANN (1937), dalla “*Carte géologique de la Vallée d'Aosta a l'échelle 1:100.000*” di Giulio ELTER (1987; in DAL PIAZ, 2001), che aggiorna la cartografia ufficiale dei primi del '900, e dalla “*Carta Geotettonica della Valle d'Aosta*” alla scala 1:150.000 di DE GIUSTI *et al.* (2004).

Per gli aspetti tettonici generali ed i rapporti con le regioni circostanti si vedano lo *Structural Model of Italy* alla scala 1:500.000 (BIGI *et al.*, 1990), distribuito dalla SELCA di Firenze, la Guida Geologica Regionale *Le Alpi dal M. Bianco al Lago Maggiore* (a cura di DAL PIAZ, 1992), edita dalla Be-Ma di Milano, la *Carte tectonique des Alpes de Suisse occidentale* alla scala 1:100.000 (STECK *et al.*, 1999, 2001) e, per il metamorfismo, le carte di FREY *et al.* (1974, 1999) e di OBERHÄNSLI *et al.* (2004), con note illustrative.

1. - NOTIZIE STORICHE

1.1. - BASAMENTO PRE-QUATERNARIO

La storia delle ricerche geologiche in Valle d'Aosta può essere suddivisa in alcune fasi principali, dando enfasi ai periodi in cui si acquisirono i progressi maggiori: i) le prime esplorazioni geologiche e minerarie effettuate tra il XVIII e il XIX secolo, in cui si distinsero ROBILANT (1788), BARELLI (1835), BARETTI *et al.* (1864-79), GIORDANO (1864, 1869), SISMONDA (1866), GASTALDI (1871-74) e GERLACH (1869, 1871); di GIORDANO è opportuno ricordare che fu il primo

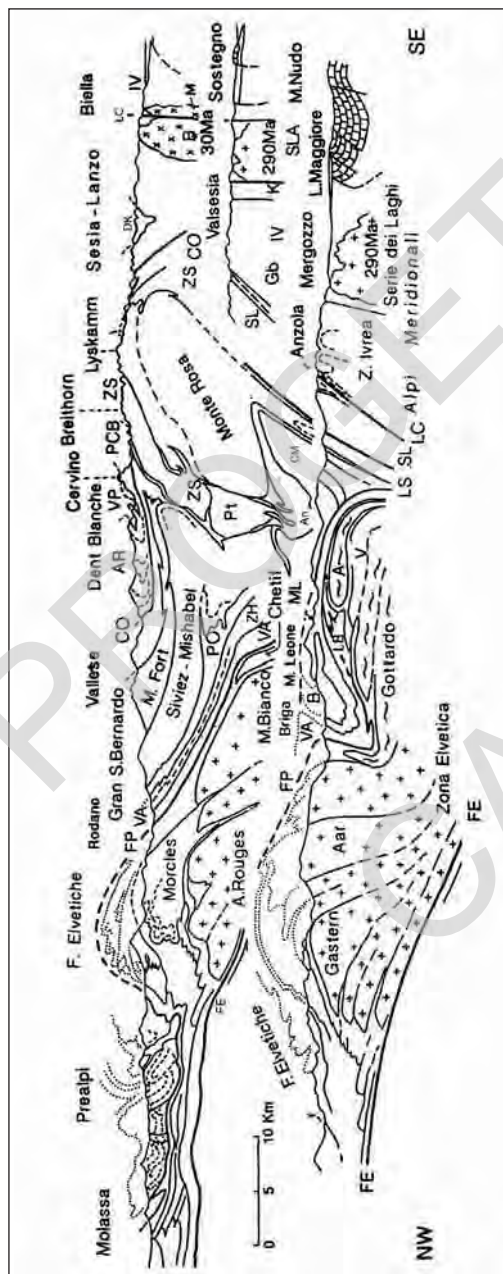


Fig. 3 - Struttura delle Alpi Occidentali ottenuta sovrapponendo il profilo costruito lungo la depressione assiale della Valle d'Aosta sul profilo lungo la culminazione assiale dell'Ossola-Ticino (Dati Piaz, 1992, sulla base dei profili di ESCHER *et al.*, 1987). 1) Alpi Meridionali: Serie dei Laghi (SLA), Zona d'Ivrea (IV); 2) Austroalpino: Zona Sesia-Lanzo (SL), 2a Zona diorito-kinzigitica (DK), Serie di Valpelline (VP), Serie d'Arolla (AR); 3) Zona ofiolitica piemontese: unità del Combin (CO), Zermatt-Saas (ZS) e Antrona (An); 4) Unità penniniche di origine europea: Monte Rosa e lembo del Portengrat (Pt); Gran San Bernardo: unità Camughera-Moncucco (CM), Berisal (B), Pontis (PO) e zone houillière (ZH); 5) Pennidico esterno e inferiore: Zona vallesana, con ofioliti (VA), Monte Leone (ML), Lebendun (LB), Antigorio (A), Verampio (V); Fronte pennidico (FP); 6) Elvetico e ultraelvetico. Fronte elvetico (FE).

direttore del Servizio Geologico e che coniò i termini “falda” e “nappe”, resi poi universali da LUGEON e ARGAND; ii) il rilevamento *ex novo* (1:25.000) della regione, eseguito tra la fine del ‘800 e gli inizi del ‘900 da FRANCHI, MATTIROLO, NOVARESE e STELLA per la Carta Geologica d’Italia alla scala 1:100.000; iii) l’estensione delle concezioni mobiliste (teoria delle falde) dalle unità sedimentarie esterne a quelle metamorfiche interne della catena (LUGEON & ARGAND, 1905; ARGAND, 1909, 1911, 1916; HERMANN, 1925; DAL PIAZ, 1928; rassegna storica in DAL PIAZ & DAL PIAZ, 1984, e DAL PIAZ, 2001); iv) la reinterpretazione delle Alpi occidentali secondo i concetti della tettonica delle placche (LAUBSCHER, 1970, 1971; DAL PIAZ, 1971; DAL PIAZ *et al.*, 1972; CABY *et al.*, 1978); v) la crescita esponenziale nell’ultimo trentennio del numero dei geologi alpini e delle ricerche basate sulle moderne tecniche dell’analisi stratigrafica e strutturale, della petrologia e della geocronologia isotopica, coronate dagli esperimenti di sismica profonda sulla catena alpina, iniziati con il profilo CROP-ECORS dall’alta pianura piemontese al Massiccio del Gran Paradiso e al Giura francese (ROURE *et al.*, 1990, 1996; NICOLAS *et al.*, 1990; POLINO *et al.*, 1990; DAL PIAZ *et al.*, 2003). Per una sintesi delle indagini geofisiche effettuate nel Vallese e nel lato settentrionale della Valle d’Aosta, a nord del Foglio Chatillon, e per la loro interpretazione geologico-strutturale (Progetto NFP 20) si vedano ESCHER *et al.* (1997) e STECK *et al.* (1997). La Fig. 3 mostra una sezione crostale delle Alpi nord-occidentali, dal Biellese alla Molassa svizzera.

Concentrandoci sugli studi svolti nell’area del Foglio Chatillon e nei suoi immediati dintorni prima degli inizi del Progetto CARG, va rilevato che si tratta di contributi in genere locali e saltuari, specie se confrontati con le ricerche sistematiche ed i progressi scientifici acquisiti in altri settori della Valle d’Aosta, nel Vallese meridionale e in Vanoise.

Il Foglio Chatillon è situato nella zona di giunzione dei Fogli Aosta (n. 28), Monte Rosa (29), Gran Paradiso (41) e Ivrea (42) della Carta Geologica d’Italia alla scala 1:100.000, pubblicati nel 1912 e sintetizzati nella magnifica “*Carta Geologica delle Alpi Occidentali*” al 1:400.000 (1908). Tutta l’area dell’attuale Foglio Chatillon fu rilevata con grande accuratezza (1:25.000) da MATTIROLO, eccetto la zona ofiolitica attorno alla miniera di Herin (Champdepraz), il settore NW del M. Emilius ed il lembo del Mont Mary, affidati a NOVARESE, autore di sintetiche note di campagna (NOVARESE, 1902, 1904, 1912). MATTIROLO (1899, 1901) segnalò la presenza di rocce cristalline (gneiss minuti a clorite-anfibolo) nella dorsale del Glacier-Rafray e la loro scomparsa al di sotto dei calcescisti della Punta Tersiva-M. Plan Ruè, ma non ne discusse età e significato. In seguito, queste rocce furono correttamente riferite al basamento pre-mesozoico ed interpretate, assieme a quelle del M. Emilius, come frammenti (lembi, *klippe*) della Falda Dent Blanche *s.l.* (LUGEON & ARGAND, 1905; ARGAND, 1911, 1934). L’ipotesi alloctonista fu avversata da STELLA (1906), tenace assertore dell’età

mesozoica di queste rocce (gneiss minuti prasinitici) e della loro appartenenza alle sequenze ofiolitiche della Zona Piemontese; tale interpretazione fu applicata ai fogli geologici sopra ricordati e ribadita da STELLA (1927) in una tavola di sezioni che illustrano la tettonica regionale con una sequenza di “pieghe a fungo” di tipo fissista, in antitesi con le concezioni faldistiche (ricoprimenti tettonici) sostenute dagli autori svizzeri e corroborate da HERMANN (di cui si segnala l’elegante stereogramma sulla tettonica regionale nei dintorni di Aosta, 1927) e da DAL PIAZ (1928).

Negli anni successivi, le ricerche si concentrarono sulle risorse minerarie (Fe-Cu, Mn; STELLA, 1921; PELLOUX, 1922; RONDOLINO, 1934; PIEPOLI, 1937), argomento ripreso nel dopoguerra da vari autori (MORETTI, 1948; BURCKHARD & FALINI, 1956; DEBENEDETTI, 1965; NATALE, 1966; DI COLBERTALDO *et al.*, 1967; CASTALDO & STAMPANONI, 1975; DAL PIAZ *et al.*, 1977; COMPAGNONI *et al.*, 1979, 1981; CASTELLO, 1981, 1990, 1995) ed affrontato anche con finalità stratigrafiche e petrologiche (MARTIN, 1982; MARTIN & KIENAST, 1987; MOTTANA, 1986).

Il lembo del Mont Mary fu studiato da SANERO (1936, 1938) con ricerche di tipo petrografico e geochimico su kinzigiti, dioriti e tipi porfirici affioranti tra Aosta e Quart. La presenza di questi litotipi suggerì a SANERO (1938) di retroflettere ed estendere sino alla Dora il nucleo sinformale (Serie di Valpelline) del lembo della Dent Blanche, ipotesi contraddetta dalla loro appartenenza al lembo del M. Mary (DIEHL *et al.*, 1952; ELTER, 1960). In seguito, CESARE *et al.* (1989) e CANEPA *et al.* (1990) rilevarono e descrissero la parte centro-settentrionale del lembo del M. Mary (coperture mesozoiche della Zona di Roisan, basamento, scaglie di peridotiti) e i suoi rapporti con la falda Dent Blanche, mentre tra Valenzana e il Castello di Quart fu segnalata la presenza di andalusite prealpina (BERNARDIS, 1958; DAL PIAZ, 1993), possibile indicatore del regime termico legato ad estensione litosferica.

Nel 1938, STUTZ & MASSON dimostrarono l’inesistenza dell’ultrapiegia primaria della Dent Blanche, uno dei caposaldi della teoria di ARGAND, e la sostituirono con un sistema di scaglie tettoniche separate da orizzonti milonitici (*Gleitbrettertektonik*). Questa interpretazione fu accettata da ELTER (1960) e poi estesa all’intero sistema austroalpino (CARRARO *et al.*, 1970; DAL PIAZ *et al.*, 1972; COMPAGNONI *et al.*, 1977; CABY *et al.*, 1978; BALLÈVRE *et al.*, 1986).

Nel frattempo comparivano la monumentale monografia di ELLEMBERGER (1958) sulla Vanoise, ricca di osservazioni innovative anche sulla Zona Piemontese, quella di ELTER (1960) sulla geologia e l’assetto strutturale della Valle d’Aosta, illustrata da una carta tettonica e da numerosi profili, e la carta geologica al 1:25.000 di AMSTUTZ (1962) sulla zona di Cogne, corredata di estese note illustrative. AMSTUTZ coniò il termine di “gneiss pipernoidi” per descrivere i micascisti eclogitici, più o meno retrocessi, del M. Emilius, caratterizzati da abbondanti inclusi femici, ritenuti di origine vulcanica (in realtà derivati da protoliti intrusivi e migmatiti). Segnalò inoltre il basamento cristallino affiorante nella zona di Pollein.

Agli inizi degli anni '70, l'eugeosinclinale ensialica da cui si riteneva avessero tratto origine le ofioliti delle Alpi occidentali divenne un oceano (Ligure-Piemontese) con substrato di basalti, gabbri e serpentiniti, apertosi nel Giurassico medio-superiore e consumato in subduzione secondo i canoni della tettonica delle placche (DAL PIAZ, 1971, 1974; ELTER, 1971, 1972; DAL PIAZ *et al.*, 1972; STURANI, 1975; MARTIN *et al.*, 1994). Gli stessi autori, assieme a KIENAST (1973), estesero alla Valle d'Aosta le suddivisioni tettoniche (Combin e Zermatt-Saas) introdotte da BEARTH (1967) nelle ofioliti del Vallese, e ne precisarono il contrastante carattere metamorfico. Sempre negli anni '70, l'impronta eclogitica della crosta continentale della Zona Sesia-Lanzo, precedentemente ritenuta di età pre-permiana, fu attribuita al Cretacico medio-superiore (Eoalpino: 90-65 Ma) sulla base di datazioni radiometriche K-Ar e Rb-Sr (HUNZIKER, 1974; rassegna in HUNZIKER *et al.*, 1992). Questi dati isotopici furono la base per una nuova sintesi sull'evoluzione geodinamica delle Alpi occidentali (DAL PIAZ *et al.*, 1972), con particolare riferimento al settore valdostano.

Nel frattempo, gli gneiss minuti con relitti eclogitici del Glacier-Rafray, già segnalati da ARGAND (1911), furono attribuiti al basamento austroalpino (DAL PIAZ & NERVO, 1971), a definitiva conferma del lembo postulato da LUGEON & ARGAND (1905). Vennero inoltre descritte le ofioliti sottostanti (serpentiniti, metagabbri, metabasalti, eclogiti), dominanti tra la valle di Champorcher e il val-lone di Savoney (massiccio del M. Avic), e le sequenze di calcescisti con intercalazioni ofiolitiche esposte sul versante di Dondena. Nella seconda metà degli anni '70 fu scoperto il piccolo lembo austroalpino della Torre (Tour) Ponton (NERVO & POLINO, 1976), inserito all'interno delle sequenze piemontesi, fu stampata la carta alla scala 1:25.000 del lembo del Glacier-Rafray (DAL PIAZ *et al.*, 1979), con brevi note, e fu pubblicata la sintesi di CABY *et al.* (1978) sull'Austroalpino della Valle d'Aosta e sui suoi rapporti con la Zona Piemontese. Per notizie generali e di dettaglio sulla Zona Sesia-Lanzo e sul suo settore esterno (complesso degli Gneiss minuti) si vedano COMPAGNONI *et al.* (1977) e SPALLA *et al.* (1991).

Nel lembo del M. Emilius, caratterizzato da una tipica impronta eclogitica (NOVARESE, 1904, 1931), furono scoperti relitti granulitici pre-alpini (BEARTH *et al.*, 1980; DAL PIAZ *et al.*, 1983) e un corpo di pirosseniti, associato a peridotiti di mantello serpentinnizzate e inserito nei micascisti della Becca di Nona (BENCIOLINI, 1989, 1996), vicino al contatto con le sottostanti ofioliti. Lo studio dell'evoluzione alpina e prealpina del M. Emilius fu ripreso e sviluppato da PENNACCHIONI (1989, 1990, 1996; vedi anche SCAMBELLURI *et al.*, 1998), con particolare riguardo alla storia deformativa duttile, all'impronta eclogitica, al ruolo dei fluidi e ai relitti prealpini. I lembi austroalpini del Santanel e delle Acque Rosse, entrambi poco al di fuori del foglio, furono descritti da BATTISTON *et al.* (1987) e PAGANELLI *et al.* (1995). Nel lembo cristallino di Chatillon, domi-

nato da ortoscisti con pervasiva impronta in facies scisti verdi, furono rinvenuti relitti eclogitici (DAL PIAZ & MARTIN, 1988), mentre il lembetto di Grun, situato a est del foglio, fu descritto da BIINO & COMPAGNONI (1988).

Negli anni '80, l'assetto litostratigrafico e il metamorfismo delle ofioliti e delle coperture oceaniche esposte nel massiccio del M. Avic, prolungamento meridionale dell'unità di Zermatt-Saas, attirarono l'attenzione di numerosi giovani studiosi (MARTIN-VERNIZZI, 1982; CASTELLI, 1985; TARTAROTTI *et al.*, 1986; MARTIN & KIENAST, 1987; BENCIOLINI *et al.*, 1987, 1988; KRUTOW-MOZGAWA, 1988; TARTAROTTI, 1989; MARTIN & TARTAROTTI, 1989; TARTAROTTI & CAUCIA, 1993; MARTIN *et al.*, 1994). In particolare furono descritti il carattere tholeiitico di alcune metabasiti (DAL PIAZ *et al.*, 1981), gli effetti dell'attività idrotermale in ambiente oceanico (MARTIN, 1983; TARTAROTTI, 1989), i Fe-gabbri eclogitici di Verres e del M. Avic (BALDELLI *et al.*, 1985; BOCCHIO *et al.*, 2000), e le meta-trondhjemit associate a ofioliti eclogitiche alla testata della Valle di Champorcher (NOVO *et al.*, 1999). La presenza di oficalci e breccie serpentinitiche nel massiccio del M. Avic (TARTAROTTI *et al.*, 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. 4) e, a scala più generale, da LEMOINE *et al.* (1987). Il mantello sottocontinentale delle Alpi Occidentali poteva quindi contenere corpi di gabbri pre-oceanici, poi associati alla Zona

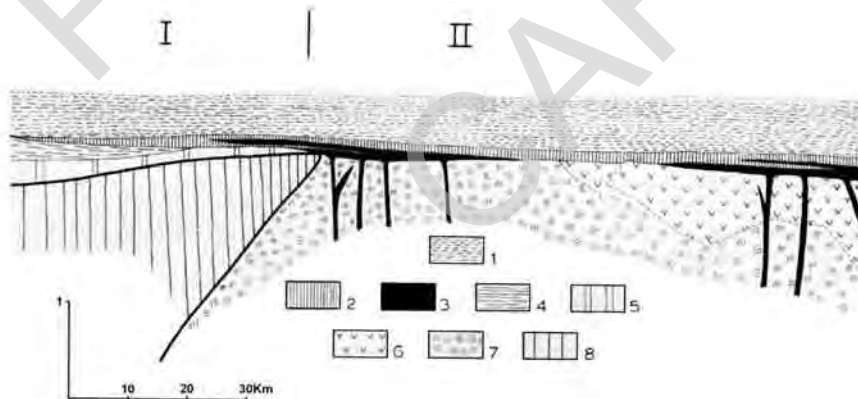


Fig. 4 - Ricostruzione paleostrutturale del bacino oceanico piemontese e del margine passivo europeo, con denudazione del mantello litosferico, sulla base di osservazioni di campagna in Valle di Cogne e zone limitrofe (ELTER, 1971). Legenda: Insieme litostratigrafico A (I), Insieme B (II); litotipi: calcescisti ofiolitiferi, sequenze superiori (1) e livello inferiore (2), prasiniti (3), calcescisti liasici (4), coperture triassiche del Gran Paradiso (5), gabbri (6), ultramafiti (7), basamento del Gran Paradiso (8).

Piemontese (LOMBARDO & POGNANTE, 1982; DAL PIAZ & LOMBARDO, 1985; LARDEAUX & SPALLA, 1991; COSTA & CABY, 2001).

Di grande importanza per ricostruire l'assetto strutturale della pila delle falde nella depressione tettonica della Valle d'Aosta fu la correlazione dei lembi austroalpini meridionali con il lembo di Etirol-Levaz, esposto nel versante destro della media Valtournenche (KIENAST, 1983), ipotesi intuita da CABY *et al.* (1978) e sviluppata da BALLÈVRE *et al.* (1986). A differenza dei lembi settentrionali maggiori (Dent Blanche, M. Mary, Pillonet), non eclogitici, e della Zona Sesia-Lanzo, situati a tetto dell'intera Zona Piemontese, il lembo di Etirol-Levaz (eclogitico) è ubicato a un livello strutturale più basso dell'attuale pila di falde, lungo il contatto tettonico tra le unità ofiolitiche del Combin e di Zermatt-Saas. Questa ricostruzione è stata confermata e perfezionata sulla base di nuovi dati radiometrici (DAL PIAZ, 1999; MAYER *et al.*, 1999; DAL PIAZ *et al.*, 2001) 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), in contrasto con l'età cretacea superiore (75-69 Ma) del metamorfismo di subduzione del Pillonet (CORTIANA *et al.*, 1998) e della Zona Sesia-Lanzo (GEBAUER, 1999, con rif. bibl.). Si noti che, a partire dagli anni '90, nuove datazioni isotopiche (Rb-Sr, Sm-Nd, U-Pb, Lu-Hf) avevano progressivamente indicato che il metamorfismo di subduzione delle ofioliti e delle unità continentali penniniche, riferito per circa vent'anni al Cretacico-Paleocene (evento eoalpino; HUNZIKER *et al.*, 1992, con rif. bibl.), era di età eocenica (GEBAUER, 1999, con rif. bibl.).

Durante il rilevamento del foglio, nuove indagini sulla tettonica fragile, a lungo trascurata nella regione, hanno prodotto risultati innovativi sulla storia evolutiva oligo-neogenica e attuale della Valle d'Aosta. Sino alla metà degli anni '90, la cartografia italiana, francese e svizzera riportava la sola Faglia Aosta-Ranzola, scoperta e correttamente datata da NOVARESE (1905). Si tratta, in realtà, di un graben asimmetrico, messo in evidenza dallo studio di immagini satellitari e sistematiche verifiche sul terreno, completate da analisi cinematiche, paleomagnetiche e termocronologiche (MASSIRONI, 1998; BISTACCHI, 1999; BISTACCHI *et al.*, 2000, 2001). E' il risultato di una tettonica distensiva di età oligocenica (32-30 Ma), concomitante con l'intrusione di filoni andesitico-lamprofirici (DAL PIAZ *et al.*, 1979; VENTURELLI *et al.*, 1984) e con lo sviluppo di una vistosa attività idrotermale, indicata da brecce di faglia listvenitiche (nelle serpentiniti) e dalle note mineralizzazioni di quarzo aurifero (STELLA, 1943; DAL PIAZ & OMENETTO, 1978; DIAMOND & WIEDENBECK, 1986; DIAMOND, 1990; RATO, 1998; PETTKE *et al.*, 1999; BISTACCHI *et al.*, 2001).

L'attività mineraria è stata chiusa da qualche decennio per l'esiguità dei giacimenti e l'alto costo delle coltivazioni in galleria. Permane invece fiorente l'estrazione di vari tipi di "marmo verde" (oficalci) coltivati in numerose cave del

Foglio Chatillon e di altri settori della Valle d'Aosta; tale materiale è stato descritto, anche dal punto di vista tecnico e commerciale, da FIORA & FERRARESE (1998), FERRARESE *et al.* (1999), FORNARO *et al.* (1999).

1.2. - QUATERNARIO

La letteratura sulle coperture superficiali è dedicata in prevalenza al glacialismo per l'importanza che questo fenomeno ha assunto nel modellamento della Valle d'Aosta e la grandiosità delle forme e dei depositi che ha generato. I primi studi sul Quaternario della valle risalgono a BARETTI (1877) che, in accordo con le idee di GASTALDI, attribuì la genesi dell'Anfiteatro Morenico d'Ivrea ad un'unica grande glaciazione, successiva alla *"formazione dei coni di deiezione"* (*Diluvium alpino*). Egli 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).

BRUNO (1897), cercando nella valle le tracce di sosta del ghiacciaio durante il suo ritiro, le ritenne presenti solo a monte di St Vincent, dove i depositi morenici formerebbero *"un tutto senza discontinuità"* fino a Courmayeur. Nel 1909 PENCK & BRÜCKNER proposero il classico modello delle quattro glaciazioni alpine (Günz, Mindel, Riss e Würm), desunto dalle loro ricerche in Baviera e utilizzato per correlare vari anfiteatri morenici delle Alpi (tra cui quello di Ivrea).

I tre articoli di NOVARESE (1911, 1914, 1915) sul glacialismo valdostano sono una sintesi dei rilevamenti alla scala 1:25.000 eseguiti nella regione per la prima edizione dei fogli Aosta, Monte Bianco, Monte Rosa, Gran Paradiso e Ivrea della Carta Geologica d'Italia al 1:100.000, tutti pubblicati nel 1912. In questi fogli sono rappresentati i depositi glaciali (*"morene würmiane, postwürmiane e recenti"* indifferenziate), i depositi alluvionali (*"alluvioni recenti, laghi colmati"* e *"alluvioni terrazzate"*), i *"conoidi di deiezione"* e i *"detriti di falda"*. NOVARESE (1914) definì *"polisintetico"* il ghiacciaio würmiano della Valle d'Aosta, formato dall'unione dei ghiacciai complessi provenienti da tre principali bacini di alimentazione (Monte Bianco, Gran Paradiso, Valpelline). Nel momento di massima espansione, il ghiacciaio avrebbe avuto in Valle d'Aosta uno spessore costante di un migliaio di metri, con massimo di 1250 m tra Verres e Bard. Le forme e i depositi glaciali intravallivi sarebbero stati *"quasi esclusivamente würmiani o postwürmiani"*. Nella fase di ritiro intravallivo, NOVARESE (1915) distinse una *"sosta"* glaciale (Verres), una marcata *"oscillazione"* (Chatillon) e *"tre stadi ben riconoscibili"*, ritenuti postwürmiani e indicati come stadi di Chambave (I), Aymavilles (II) e Courmayeur (III), *"dove si osservano avanzi ben conservati"*.

dei corrispondenti anfiteatri stadiali". Gli ultimi quattro eventi furono correlati all'oscillazione di Achen e agli stadi di Bühl, Gschnitz e Daun di PENCK & BRÜCKNER (1909).

Il glacialismo valdostano fu oggetto di revisione ad opera di SACCO (1927), in un lavoro che contiene una puntuale descrizione dei lembi di depositi glaciali e delle forme di erosione conservati sui versanti della valle principale, nelle sue tributarie e nell'Anfiteatro Morenico di Ivrea. L'Autore distinse nell'anfiteatro tre "glaciazioni", correlabili dubitativamente agli stadi Mindel, Riss e Würm. Durante i momenti di *maximum* della *III* glaciazione (*würmiana?*) il ghiacciaio balteo avrebbe raggiunto uno spessore di 800-1000 m a Courmayeur, 1200 m a Villeneuve e Montjovet e 900-1000 m allo sbocco vallivo. A tale spessore del ghiacciaio nel bacino montano non sarebbe corrisposto però uno sviluppo altrettanto imponente allo sbocco in pianura, dove il ghiacciaio avrebbe edificato solo la modesta cerchia di Strambino-Tina-Albiano-Bollengo. Tra i depositi intravallici "predominano le *morene würmiane* e, a monte di Nus, anche *postwürmiane*" e "le formazioni *moreniche laterali* sono...più o meno antiche, secondo l'altezza maggiore o minore che esse raggiungono,... corrispondendo cronologicamente ad alcuni cordoni del grande Anfiteatro" SACCO (1927). L'Autore riconosce, in sintonia con NOVARESE, tre "formazioni *moreniche di fondovalle, stadiali*", di età *postwürmiana* (olocenica) e con fronte presso Fenis-Nus, Gressan-Aymavilles e Verrand (Courmayeur).

VIRGILIO (1886) ipotizzò l'esistenza di un lago di sbarramento glaciale a Selvanera, tra Lillaz e Cogne; BRUNO (1906) definì come depositi glaciali di fondo e di ablazione una parte dei sedimenti di St Vincent, interpretati successivamente da NOVARESE (1916) e SACCO (1927) come *glaciolacustri*. Tra il 1917 ed il 1941 SACCO pubblicò una ventina di articoli sul glacialismo e le formazioni superficiali della regione valdostana: sono compresi nel Foglio Chatillon lo studio del glacialismo del M. Emilius (1920) e nelle valli di St Barthélemy e Torgnon (1920).

Nella monografia (con carta geologia) sulla Valle di Cogne, AMSTUTZ (1962) diede adeguata importanza alla rappresentazione delle formazioni quaternarie, ricostruite secondo un modello basato sull'approfondimento erosionale dei ghiacciai. I depositi della sequenza cataglaciale furono riferiti, su base paleoclimatica, a fasi distinte (Gimillian, Camplong e Valnontey), correlate con gli stadi Bühl, Gschnitz e Daun di PENCK & BRÜCKNER. Ancora in Valle di Cogne, BIANCOTTI & PEYRONEL (1980) suddivisero i depositi glaciali in quattro unità stratigrafiche sulla base della correlabilità geometrica dei lembi sedimentari e dei caratteri pedologici.

La genesi e l'evoluzione del bacino lacustre di St Vincent sono state descritte in lavori specifici (GRASSO, 1968; CARRARO *et al.*, 1994; DEMATTEIS, 1994; GIARDINO, 1995) o di carattere più generale (GRASSO, 1967; CARRARO &

FERRARINO, 1982; FORNO, 1989; GIARDINO, 1996; NICOUD *et al.*, 1999). In particolare, GRASSO (1967) attribui la genesi del bacino allo sbarramento prodotto dalla frana postglaciale del M. Avi (da non confondere con il M. Avic), oggetto di rilievi geognostici e geofisici (GRASSO, 1968). Una dettagliata analisi sedimentologica, strutturale e palinologica dei depositi fluvio-lacustri esposti nella cava “Zerbion”, a sud di Chatillon, è presentata da CARRARO *et al.* (1994).

Nello studio del bacino lacustre di St Vincent, CARRARO & FERRARINO (1982) hanno introdotto e sperimentato la morfostratigrafia e documentata l'importanza dell'approfondimento erosionale prodotto dai ghiacciai, in analogia con il terrazzamento fluviale. Sulla base dei rapporti geometrici tra forme e depositi glaciali, CARRARO & PEROTTO (1991) hanno suddiviso il modellamento glaciale della Valle d'Aosta in cinque fasi, comprese tra la fine del Pleistocene superiore e l'Olocene. Furono inoltre individuati quattro probabili apparati morenici frontali intravallivi, ubicati a Bard, Fenis, Aosta e La Salle. CARRARO (in DAL PIAZ, 1992) ha descritto il bacino lacustre di St Vincent, l'anfiteatro stadiale di Fenis e i depositi glaciali deformati (glaciotettonica) di La Plantaz (Nus). Seguendo il rapporto conclusivo dell'IGCP “*Quaternary Glaciations in the Northern Hemisphere*” (1986) viene abbandonato lo schema classico delle “glaciazioni alpine” di PENCK & BRÜCKNER, non essendo più ammissibile correlare successioni di bacini differenti sulla sola base morfologica (numero e posizione delle cerchie moreniche).

Il sottosuolo della Valle d'Aosta, tra Aymavilles e St Marcel, è stato esplorato da ARMANDO & DAL PIAZ (1970), ARMANDO (1971) e NICOUD *et al.* (1999 e progetto GEOLEP) con profili sismici e sondaggi elettrici che hanno documentato l'esistenza di una conca di ultraescavazione glaciale profonda nella zona di Aosta fino a 350 m.

Alcune “deformazioni gravitative profonde di versante” (DGPV) della Valle d'Aosta sono state segnalate da MORTARA & SORZANA (1987) in una rassegna sintetica di questi processi nelle Alpi Occidentali e rappresentate come “*masses glissés*” nella “*Carte Géologique de la Vallée d'Aoste*” (ELTER, 1987). CARRARO & PEROTTO (1991) hanno descritto la “paleofrana” del Mont Courquet (St Marcel) e la grande DGPV della Becca d'Aver (Verrayes), imputata a collasso per corrosione/dissoluzione profonda. Nella stessa zona, CHIESA *et al.* (1991) hanno studiato la DGPV della Croce di Fana, responsabile delle lesioni riscontrate nella galleria idraulica di Quart. Questo ed altri fenomeni deformativi presenti nella media Valle d'Aosta (in particolare nei depositi lacustri di St Vincent) sono stati analizzati in dettaglio da GIARDINO (1995, 1996). Le corrette dimensioni della grande DGPV della Becca d'Aver sono state ricostruite con l'analisi di immagini satellitari (BISTACCHI & MASSIRONI, 2000). Infine, le principali deformazioni gravitative della Valle d'Aosta sono rappresentate nella citata “*Carta geotettonica della Valle d'Aosta*” (DE GIUSTI *et al.*, 2004).

2. - OROGENESI ALPINA

Le Alpi sono il risultato della convergenza, tuttora in atto, tra la placca superiore adriatica (africana) e la placca inferiore, costituita in origine dalla litosfera oceanica ligure-piemontese e dal margine continentale passivo europeo, colliso ed invertito durante l'orogenesi alpina. I principali domini strutturali coinvolti sono indicati sinteticamente in un profilo litosferico della catena collisionale tracciato in corrispondenza del settore settentrionale della Valle d'Aosta (Fig. 5) e nella carta tettonica di Fig. 6.

La storia orogenica della Tetide alpina inizia, in un periodo imprecisato del Cretacico, con lo sviluppo di un margine convergente, caratterizzato da una zona di subduzione ubicata grosso modo al limite tra l'oceano piemontese e il margine adriatico (DAL PIAZ, 1999; DAL PIAZ *et al.*, 2003, con rif. bibl.). La contrazione dell'oceano mesozoico, in progressiva consunzione sotto il margine adriatico, si conclude nell'Eocene, dando inizio alla fase di collisione continentale, tuttora attiva (sismicità).

La storia precollisionale è contrassegnata dalla crescita di un prisma orogenico, formatosi nella zona di subduzione (metamorfismo di alta-P e bassa-T), e dalla sua esumazione alla fronte del margine sudalpino (adriatico). Il prisma è un sistema multifalda comprendente, in questa fase, scaglie di crosta continentale austroalpina e molteplici unità ofiolitiche (Zona Piemontese), costituite da frammenti di litosfera oceanica e da sedimenti sinorogenici (flysch). L'origine delle unità austroalpine è discussa: possono derivare dal margine adriatico (erosione tettonica, POLINO *et al.*, 1990) e/o da sottili residui (alloctoni) della placca superiore estensionale, generati alla fine della fase di *rifting* continentale (asimmetrico) e poi abbandonati nell'oceano in espansione, dopo la denudazione del mantello litosferico (ELTER, 1971; FROITZHEIM & MANATSCHAL, 1996; DAL PIAZ, 1999). Meno verosimile è la presenza di uno o più microcontinenti (PLATT, 1986).

Con la completa chiusura dell'oceano, l'orogene si estende al margine passivo europeo della Tetide, coinvolgendo dapprima il dominio pennidico interno (Pre-Piemontese; ELTER, 1972; DAL PIAZ, 1974, 1999), attualmente rappresentato dalle falde Monte Rosa, Gran Paradiso e Dora Maira, poi quello Brianzone (Gran San Bernardo) ed infine il dominio pennidico esterno (Zona Vallesana, Pennidico inferiore). Queste unità sono inserite profondamente nella zona di subduzione collisionale, ancora dominata da un regime di bassa temperatura, e quindi accrete ed esumate alla base e alla fronte del prisma precollisionale austroalpino-piemontese. Lo attestano il metamorfismo in facies eclogitica, di età eocenica, preservato nelle unità 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 al.*, 1999).

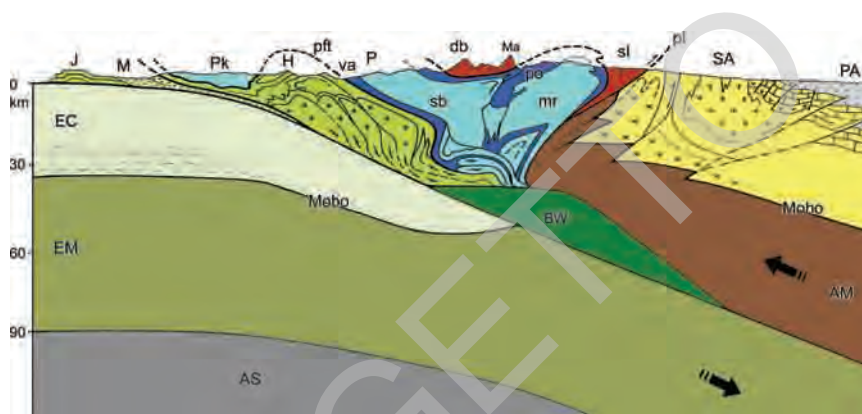


Fig. 5 - Ricostruzione litosferica delle Alpi nord-occidentali, basata sulla geologia di superficie e sull'interpretazione di profili sismici (Dal Piaz *et al.*, 2003). La sezione si estende dall'alta pianura piemontese (PA) al Giura (J). Notare la struttura asimmetrica della catena collisionale e la struttura interna del prisma collisionale, una pila di falde continentali ed oceaniche svincolata dalla sottostante litosfera europea (EC: crosta continentale, EM: mantello), indentata e retroflessa, essenzialmente nel Neogene, ad opera della litosfera adriatica (placca superiore, AM). Unità tettoniche: 1) Alpi Meridionali (SA); Lineamento periadriatico (pl); 2) Austroalpino: Zona Sesia-Lanzo (sl) e Falda Dent Blanche (db); 3) Zona ofiolitica piemontese (po); 4) Unità penniniche: Monte Rosa (mr), Gran San Bernardo (sb), Vallesane (va), Klippe delle Prealpi franco-svizzere (Pk); Fronte penninico (pft); 5) Elvetico (E): unità di basamento e copertura; 6) Molassa (M): avanfossa oligo-neogenica; 7) cuneo sepolto di natura ignota (BW). Per maggiori dettagli sulla struttura interna del prisma collisionale si veda Fig. 3.

Tra la fine dell'Eocene e l'Oligocene inferiore, la pila delle falde subisce una profonda riequilibrio metamorfica, espressione di un radicale e definitivo mutamento del regime termico (35-40°C/km). Il risultato è una sovrainpronta di tipo Barroviano, con associazioni metamorfiche che crescono di grado passando dalla sovrastruttura del prisma collisionale, in facies scisti verdi, alla sua infrastruttura, in facies anfibolitica, sino al limite dell'anatessi riscontrabile nelle parti più profonde (Penninico inferiore) della catena (FREY *et al.*, 1999).

Nell'Oligocene superiore, il prisma collisionale austroalpino-penninico subisce un rapido sollevamento ed una effimera tettonica estensionale che si sviluppa nell'ambito della persistente convergenza del sistema Adria-Europa. Lo attestano la copertura vulcanoclastica deposta direttamente sui micascisti eclogitici della Zona Sesia-Lanzo (COMPAGNONI *et al.*, 1977, con rif. bibl.) e i dati termocronologici (tracce di fissione) ottenuti nella Dent Blanche e nel sistema Monte Rosa-Gran Paradiso (33-35 Ma; HURFORD *et al.*, 1991; BISTACCHI *et al.*, 2001). La pulsazione distensiva oligocenica è espressa da vari sistemi di faglie dirette, dal magmatismo calcalino-ultrapotassico (di origine mantellica) e da una vistosa attività idrotermale. Le strutture principali sono la Linea Aosta-Col di

Joux-Ranzola, faglia maestra del graben asimmetrico della Valle d'Aosta (Tav. 1a), e la Linea dell'Ospizio Sottile (BISTACCHI *et al.*, 2001). La genesi simultanea di questi processi è imputabile agli effetti meccanici e termici prodotti dal distacco di uno *slab* litosferico ed alla conseguente risalita di corpi astenolitici caldi (BLANKENBURG & DAVIES, 1995; BISTACCHI *et al.*, 2001; DAL PIAZ *et al.*, 2003), un processo forse già iniziato alla fine dell'Eocene.

Nel Neogene, il fronte compressionale progradava sul settore distale (Elvetico-Delfinese) del margine europeo, caratterizzato da processi di inversione tettonica, dallo scollamento di estese porzioni delle coperture sedimentarie (falde elvetico-ultraelvetiche) e dalla genesi di una pila di scaglie duttili e fragili di basamento (Monte Bianco, M. Chetif). La convergenza litosferica comprime il prisma austroalpino-pennidico, lo retroflette e lo estrude verso l'alto, in concomitanza con la migrazione laterale delle unità di tetto lungo grandi faglie estensionali (Sempione, Brennero, ecc.). In questo modo si formano le grandi finestre tettoniche dell'Ossola-Ticino e dei Tauri (DAL PIAZ *et al.*, 2003, con rif. bibl.). 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 al.*, 2000, 2001).

Ancora nel Neogene, l'orogenesi coinvolge ampiamente anche la crosta superiore delle Alpi Meridionali, generando una catena antitetica a vergenza padana (adriatica). E' il contraccolpo, a livello epidermico, del movimento verso nord della litosfera sudalpina che "indenta" e retroflette la parte interna del prisma collisionale (SCHMID *et al.*, 1989; POLINO *et al.*, 1990). A scala litosferica, l'orogene alpino mantiene tuttavia la sua generale struttura asimmetrica, definita dalla sovrapposizione della placca adriatica su quella europea (Fig. 5). Lo indicano in modo inequivocabile gli esperimenti di sismica profonda eseguiti nelle Alpi. Il profilo CROP-ECORS (NICOLAS *et al.*, 1990; POLINO *et al.*, 1990; DAL PIAZ *et al.*, 2003) che attraversa le Alpi nord-occidentali, al limite meridionale del Foglio Chatillon, 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'avampase 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.

3. – GEOLOGIA DELLA VALLE D'AOSTA

La Valle d'Aosta è la principale depressione assiale delle Alpi Occidentali, situata tra il duomo dell'Ossola-Ticino e la culminazione del Gran Paradiso (ELTER, 1960, 1987; BIGI *et al.*, 1990; DAL PIAZ *et al.*, 2003; DE GIUSTI *et al.*,

2004). Essa espone una sezione completa del prisma orogenico austroalpino-pennidico (Fig. 5, 6, 7 e 8), compreso nei Fogli Aosta, Chatillon, Monte Rosa e Verres, e il settore interno della Zona elvetico-ultraelvetica (Foglio Courmayeur). Il prisma orogenico si estende dalla Linea del Canavese al Fronte pennidico ed è costituito dal Sistema Austroalpino, dalla Zona Piemontese dei calcescisti con pietre verdi (ofioliti metamorfiche) e dalla Zona Pennidica, che raggruppa le falde pennidiche interne (superiori) del Monte Rosa e Gran Paradiso, il Sistema multifalda del Gran San Bernardo (medio-pennidico) e la Zona Sion-Courmayeur (Pennidico esterno/inferiore). Le falde pennidiche mancano nel Foglio Chatillon, ma sono diffuse in quelli contigui.

La pila di falde austroalpine e pennidiche è dislocata dalla faglia maestra e dalle coniugate del graben oligocenico Aosta-Ranzola (Fig. 6, 7, 8, Tav. 1/a), con sollevamento relativo del blocco meridionale (letto) rispetto a quello settentrionale (tetto), da cui deriva la forte asimmetria litologico-strutturale del tratto mediano della Valle d'Aosta, tra St Vincent e il capoluogo (BISTACCHI *et al.*, 2001), compreso quasi interamente nel Foglio Chatillon.

4. - AUSTROALPINO

Il Sistema Austroalpino è costituito da un grande elemento interno (Zona Sesia-Lanzo) e da numerosi lembi esterni, originariamente riuniti nella Falda della Dent Blanche *s.l.* di ARGAND, affiorante in prevalenza nel Foglio Monte Cervino e nel Vallese (Fig. 6). La Zona Sesia-Lanzo è formata da tre principali unità tettono-metamorfiche, di cui riportiamo i nomi tradizionali: i) Complesso dei micascisti eclogitici, all'interno, ii) Complesso degli gneiss minuti, all'esterno, e iii) isolati lembi di crosta profonda (2a Zona diorito-kinzigitica), ubicati in posizione sommitale, circa al limite tra i due complessi (DAL PIAZ *et al.*, 1972; COMPAGNONI *et al.*, 1977; SPALLA *et al.*, 1991, 1996; LARDEAUX & SPALLA, 1991; VENTURINI, 1995; REBAY & SPALLA, 2001). Il complesso interno deriva da un insieme di paragneiss, granuliti mafiche, anfiboliti e marmi con metamorfismo varisco di alto grado, granitoidi e gabbri permiani e limitati lembi di marmi puri e impuri (Sc in Fig. 6), forse in parte mesozoici (VENTURINI, 1995), trasformati in micascisti eclogitici (a granato, fengite, pirosseni sodici, glaucofane, cloritoide, cianite), eclogiti e glaucofaniti ad opera del metamorfismo di subduzione di età cretacea superiore (GEBAUER, 1999, con rif. bibl.). Il complesso esterno (Gneiss minuti) è costituito da parascisti e dominanti ortogneiss albitici con impronta in facies scisti verdi di età tardo-eocenica (HUNZIKER *et al.*, 1992), derivati dalla retrocessione metamorfica di litotipi eclogitici o in facies scisti blu, questi ultimi a nord della Faglia della Ranzola (CORTIANA *et al.*, 1998). Solo il Complesso degli gneiss minuti è rappresentato, marginalmente, nel Foglio Chatillon (angolo SE).

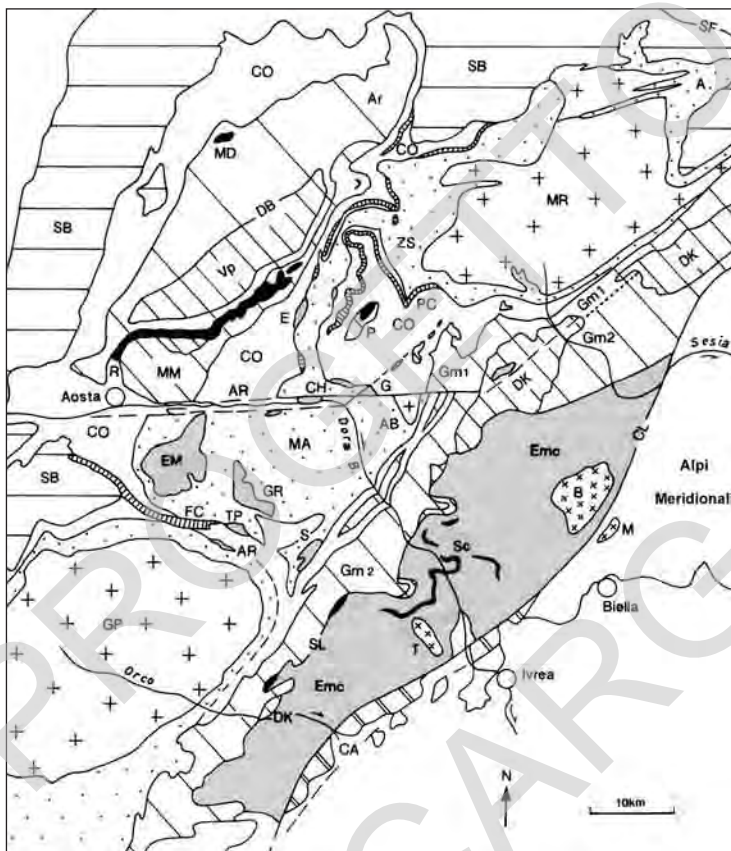


Fig. 6 - Carta tettonica della media e bassa Valle d'Aosta, comprendente l'area del Foglio Chatillon e in cui affiorano le unità continentali ed oceaniche del prisma collisionale austroalpino-pennidico, dalla Zona Sesia-Lanzo al sistema del Gran San Bernardo (DAL PLAZ, 1999; DE GIUSTI et al., 2004). 1) Austroalpino: Zona Sesia-Lanzo (SL), comprendente il complesso dei Micascisti eclogitici (Emc), con le principali intercalazioni di marmi (Sc), di età discussa, il complesso degli Gneis minuti, senza impronta eclogitica (Gn1) e con locali relitti eclogitici (Gm2), e 2a Zona diorito-kinzigitica (DK); Lembi superiori, non eclogitici: Etinol-Dent Blanche (DB), M. Mary (MM) e Pillonet (P); in nero, le coperture scollate del M. Dolin (MD), Roisan (R) e Pillonet (P); Lembi inferiori, eclogitici: M. Emilius (EM), Glacier-Rafray (GR), Tour Ponton (TP), Santanel (S), Acque Rosse (AR), Chatillon-St Vincent (CH), Grun (G). 3) Zona piemontese dei calcescisti con pietre verdi: unità ofiolitiche superiori, scisti blu (CO: Combin ed equivalenti meridionali), unità ofiolitiche inferiori (SZ: Zermatt-Saas, MA: M. Avic, G: Grivola, LM: massiccio ultramafico di Lanzo), indifferenziate; unità esotiche, non oceaniche (PC: Pancherot-Cime Bianche; FC: Fascio di Cogne). 4) Unità pennidiche continentali: Monte Rosa (MR), Arcesa-Brusson (AB), Gran Paradiso (GP) e Gran San Bernardo (SB). Ofioliti di Antrona (A), simili all'unità di Zermatt-Saas, ma ubicate alla base del Monte Rosa. Linea del Sempione (SF), Linea (LC) e Zona del Canavese (CA). Magmatismo oligocenico (32-30 Ma): plutoni di Biella (B), Traversella (T) e Miagliano (M).

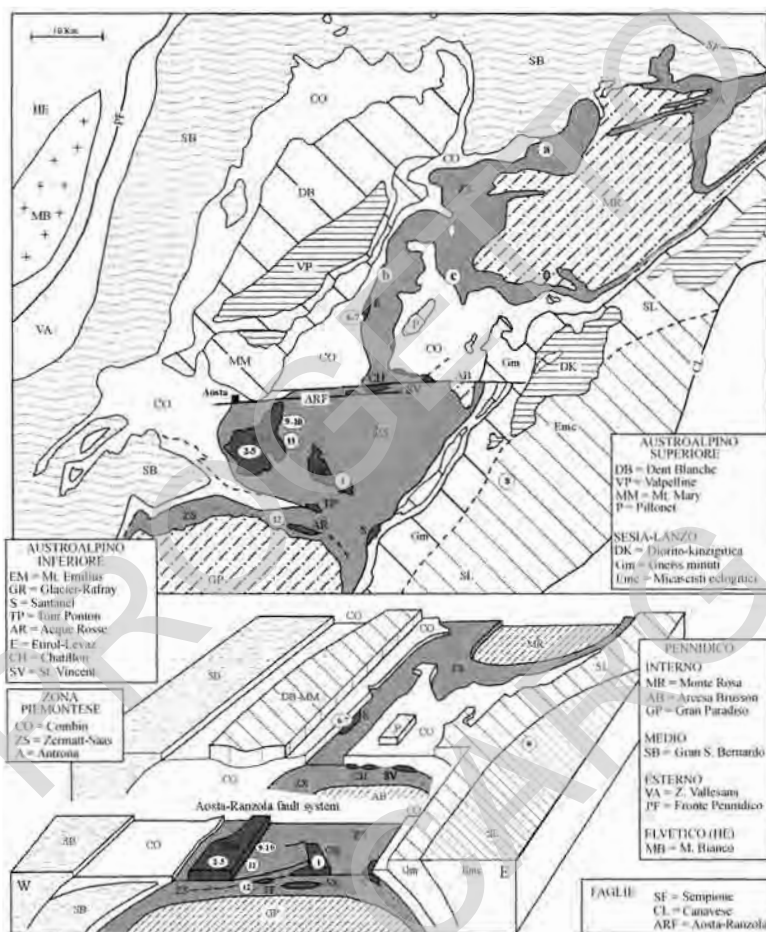


Fig. 7 - Carta tettonica e stereogramma schematico del prisma collisionale austroalpino-pennidico dalla Valle d'Aosta al Vallesse meridionale (DAL PIAZ et al., 2001, con modifiche). Si notino i complessi rapporti strutturali tra le unità continentali austroalpine (in particolare i lembi esterni superiori ed inferiori) e le unità ofiolitiche piemontesi. Datazioni radiometriche del metamorfismo eclogitico: A) Ofioliti, unità di Zermatt-Saas: a) Pfulve-Zermatt, Sm-Nd = 50 ± 18 Ma, BOWTELL et al. (1994); b) Cignana, U-Pb cristallo singolo = 44.1 ± 0.7 Ma, RUBATTO et al. (1998); Sm-Nd = 40.6 ± 2.6 , AMATO et al. (1999); c) Vallone del Courtod, St Jacques, Sm-Nd = 49 ± 4 Ma, Rb-Sr fengite = 46 Ma, MAYER et al. (1999); 9-11) Servette e Praborna, St Marcel, Rb-Sr fengite = 45 ± 0.2 , 45 ± 0.5 , 42 ± 0.5 Ma; 40Ar-39Ar stessa fengite = 46.1 ± 0.4 , 44.2 ± 0.4 , 43.4 ± 0.3 Ma; 12) Urtier, Rb-Sr fengite = 42 ± 0.4 , 40Ar-39Ar: 44.3 ± 0.3 ; B) Lembi Austroalpini inferiori: 1) Glacier-Rafay, 45 ± 0.4 , 40Ar-39Ar: 92.1 ± 0.6 (Ar in eccesso); 2-5) M. Emilius, Rb-Sr fengite = 40 ± 0.5 , 49 ± 0.5 , 48 ± 0.5 , 42 ± 0.4 Ma; 6-7) Eitrol-Levaz, Rb-Sr fengite = 45 ± 0.7 , 47 ± 0.9 Ma; 8) Sesia-Lanzo, Rb-Sr fengite = 71 ± 0.8 , DAL PIAZ et al. (2001).

La parte frontale della Zona Sesia-Lanzo è situata al di sopra dell'intera Zona Piemontese, allo stesso livello strutturale dei lembi esterni superiori (Pillonet, M. Mary, Dent Blanche), situati a nord della Dora (Fig. 6 e 7). Questi ultimi sono costituiti da paragneiss di vario tipo, con intercalazioni di marmi antichi e masse basiche, e/o da metagranitoidi, ortogneiss (Gneiss d'Arolla) e metagabbri derivati da protoliti permiani. Vi si aggiungono limitati residui di una copertura calcareo-dolomitica e terrigena di età mesozoica, preservata al Pillonet (DAL PIAZ, 1976) e al limite tra M. Mary e Dent Blanche (Zona di Roisan: DIEHL *et al.*, 1952; CANEPA *et al.*, 1990). Va rilevato infine che tutti questi lembi, seppur subdotti come i micascisti eclogitici della Zona Sesia-Lanzo, hanno raggiunto profondità non superiori a quelli della facies scisti blu (relitti di fengite, glaucofane, egrina di età cretacea superiore; CORTIANA *et al.*, 1998), rinvenuti nei lembi del Pillonet e della Dent Blanche, al di sotto di una pervasiva sovraimpronta in facies scisti verdi. Solo la falda del M. Mary è compresa nel Foglio Chatillon (angolo NW).

Ancora a nord della Dora e poco al di fuori del foglio vi è infine il piccolo, ma significativo lembo di Etirol-Levaz (KIENAST, 1983; BALLÈVRE *et al.*, 1986; Fig. 7 e 8). Si distingue dai precedenti per due motivi fondamentali: i) ha subito il metamorfismo eclogitico; ii) è situato all'interno della Zona Piemontese, al limite tettonico tra i due principali elementi strutturali in cui essa è suddivisa (Combin e Zermatt-Saas, descritti in seguito). Il lembo di Etirol-Levaz è correlabile ai lembi meridionali, parimenti eclogitici, del M. Emilius, Glacier-Rafray, Tour Ponton, Santanel e Acque Rosse, affioranti al tetto (Mt. Emilius) o all'interno dell'unità ofiolitica inferiore (Zermatt-Saas, eclogitica) della Zona Piemontese (BALLÈVRE *et al.*, 1986; BALLÈVRE & MERLE, 1993; CORTIANA *et al.*, 1998; DAL PIAZ, 1999; DAL PIAZ *et al.*, 2001). Analoga posizione strutturale è assunta dai piccoli lembi presenti presso Chatillon e St Vincent, situati al fondo del graben valdostano, e quelli minori scoperti, nel corso del rilevamento, a nord di questi paesi (Fig. 7 e 8).

In definitiva, è possibile distinguere all'interno della Falda Dent Blanche *s.l.* due gruppi di unità austroalpine: i lembi superiori (non eclogitici), ubicati a tetto della Zona Piemontese (Dent Blanche-M. Mary-Pillonet); ii) i lembi inferiori (eclogitici), intercalati tettonicamente all'interno delle sequenze ofiolitiche piemontesi, a nord (Etirol-Levaz) e a sud (M. Emilius, Glacier-Rafray, Tour Ponton, Santanel, Acque Rosse) del graben Aosta-Ranzola, o al suo interno (Chatillon-St Vincent). La distinzione è avvalorata dal fatto che l'impronta eclogitica dei lembi inferiori è di età eocenica inferiore-media (DAL PIAZ, 1999; DAL PIAZ *et al.*, 2001), 20-25 Ma più giovane dei relitti in facies scisti blu dei lembi superiori (Pillonet) e del metamorfismo eclogitico della Zona Sesia-Lanzo (Fig. 7). La descrizione che segue è limitata alle unità presenti nel foglio.

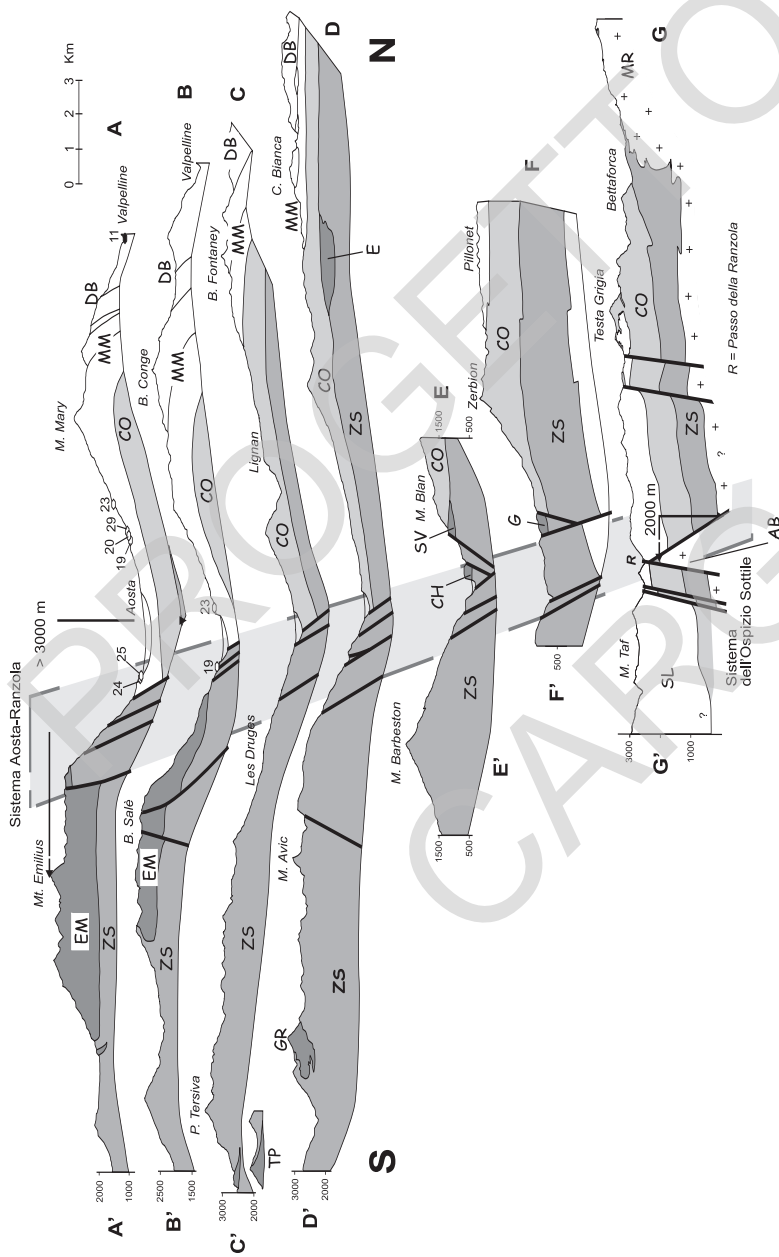


Fig. 8 - Profili serati attraverso la media Valle d'Aosta, dal capoluogo alla Valle di Gressoney (DAL PIAZ et al., 2001). L'attività del graben oligocenico Aosta-Ranzola, diretto est-ovest, ha prodotto l'estimazione del blocco di falde meridionale, a letto della faglia maestra, e l'abbassamento relativo di quello settentrionale. L'inserito mostra l'ubicazione dei profili A-G e le datazioni ottenute con il metodo delle tracce di fissione su apatite.

4.1.- I LEMBI SUPERIORI (non eclogitici)

Nel Foglio Chatillon è presente solo il settore centro-meridionale del lembo del Mont Mary. La parte restante e il settore italiano della Dent Blanche sono compresi nei Fogli alla scala 1:50.000 Aosta (estremità SW) e Monte Cervino. Il lembo del Pillonet è a cavallo dei Fogli Cervino e Monte Rosa (in fase di rilievo).

4.1.1.- *Mont Mary*

Il lembo del Mont Mary affiora a nord della Valle d'Aosta, tra la bassa Valle del Buthier e il Vallone di St Barthélemy. Esso è correlabile, dal punto di vista geometrico e non litologico, con il piccolo lembo di basamento esposto con discontinuità nella zona di Brissogne, sul lato opposto della Dora.

Il lembo del Mont Mary poggia sull'unità del Combin, è sovrascorso dalla falda Dent Blanche e, verso sud, è delimitato dalle faglie del sistema Aosta-Ranzola (Fig. 6). Dent Blanche e Mont Mary sono separati dall'unità (Zona) di Roisan che affiora solo nei Fogli Aosta e Monte Cervino, sino a sfiorare il margine settentrionale del Foglio Chatillon. Si tratta di una zona di taglio costituita in prevalenza da successioni mesozoiche ad affinità continentale (scisti carbonatici e terrigeni di probabile età cretacea, spesso milonitici, breccie sedimentarie giurassiche, lenti di marmi, dolomie e minori quarziti triassiche), in parte analoghe a quelle del lembo del Pillonet (DAL PIAZ, 1976).

Il lembo di Brissogne poggia con elevata inclinazione sul corpo di metagabbri ofiolitici affioranti a SE di Aosta. A causa del rigetto (almeno 3 km) del sistema Aosta-Ranzola (BISTACCHI *et al.*, 2001), il lembo superiore del Mont Mary si trova attualmente a quota più bassa rispetto a quello, strutturalmente inferiore, del M. Emilius.

Il Mont Mary è un lembo di ricoprimento a struttura composita (CANEPA *et al.*, 1990), comprendente due principali unità tettono-metamorfiche (inferiore e superiore), derivate da protoliti prealpini di tipo differente. Il loro contatto è visibile nel panorama del fianco sinistro della Valle d'Aosta, ove affiora il settore meridionale del lembo (Tav. 1/b).

L'unità superiore è un frammento di crosta profonda, a tratti ben preservato dalla rielaborazione metamorfica alpina. E' costituito da paragneiss a quarzo, granato, biotite, sillimanite, plagioclasio e feldspato potassico ("kinzigiti" Auct.; NOVARESE, 1931), anfiboliti a orneblenda-plagioclasio, con locali relitti granulitici (ortopirosseno), marmi a silicati (diopside, granato) e ultramafiti di mantello (harzburgiti a spinello-orneblenda, più o meno serpentinite; CESARE *et al.*, 1989). Il complesso è molto simile alla Serie di Valpelline della Falda Dent Blanche (DIEHL *et al.*, 1952; COMPAGNONI *et al.*, 1977), affiorante nel foglio Monte Cervino. La scistosità prealpina principale, in facies anfibolitica, è defor-



Tav. 1 - a) Panorama del graben della valle d'Aosta tra Chatillon e il capoluogo, visto dal Col di Joux; sulla sinistra (sud), il massiccio del M. Emilius, le serpentiniti del M. Avic e la faglia maestra del graben oligocenico; sulla destra (nord), il lembo austroalpino del M. Mary e la sottostante unità ofiolitica del Combin; b) Versante meridionale del lembo del M. Mary (dorsale Becca de Viou-M. Mary-P. de Seneve) da Plan Croix; in evidenza il contatto tettonico, pendente dolcemente verso destra, tra l'unità superiore (più scura), dominata dal complesso kinzigitico, e l'unità inferiore.

mata lungo orizzonti milonitici sviluppati in condizioni di relativa bassa pressione ($T=510-580^{\circ}$, $P=0,25-0,45\text{ GPa}$; PENNACCHIONI & CESARE, 1998; PENNACCHIONI *et al.*, 2001) e attribuibili ad una fase tettonica prealpina di estensione crostale.

L'unità inferiore è di gran lunga la più estesa e rappresenta la quasi totalità del Mont Mary compreso nel foglio. E' costituita da prevalenti paraderivati in facies anfibolitica, talora ben preservati dalla sovrimpronta alpina in facies scisti verdi, spesso concentrata lungo orizzonti milonitici. Si tratta di parascisti a quarzo-biotite-granato $\pm$ muscovite, talora con porfiroblasti plurimillimetrici di andalusite (zona del Castello di Quart; DAL PIAZ, 1993), minerale apparentemente esclusivo, in Valle d'Aosta, del Mont Mary. Questi litotipi sono spesso associati a bande concordanti e/o filoni di pegmatiti a muscovite, talora in masse anche ragguardevoli. Locali anfiboliti prealpine (orneblenda-plagioclasio) si rinvencono solo nei settori meridionali (Aosta e Brissogne). I rari casi, infine, compaiono dei granitoidi con porfiroclasti di feldspato potassico.

Il piccolo lembo di Brissogne affiora sul lato destro della Dora, tra l'isoipsa 900 m ed il fondovalle (AMSTUTZ, 1962), circa alla stessa quota della terminazione meridionale del M. Mary, affiorante sul lato opposto della valle. Per questo motivo, per la mancanza di relitti eclogitici e per la presenza di stilpnomelano (DAL PIAZ & GOVI, 1968), tipico nei lembi austroalpini superiori, è stato interpretato come propaggine meridionale del M. Mary. Si noti, tuttavia, che questa scaglia di basamento poggia sui metagabbri ofiolitici (Zermatt-Saas) affioranti a SE di Aosta, a letto del M. Emilius, e mancano sequenze tipo Combin: è quindi preferibile considerarlo come unità tettonica indipendente, forse appartenente ai lembi austroalpini inferiori e non correlabile con quello del M. Mary.

4.2.- I LEMBI INFERIORI (eclogitici)

Nel foglio sono compresi i lembi di ricoprimento inferiori del Mt. Emilius, Glacier-Rafray, Tour Ponton e Chatillon-St Vincent, situati a tetto o all'interno dell'unità ofiolitica inferiore (Zermatt-Saas) della Zona Piemontese (Fig. 6, 7, 8). Si tratta di ripetizioni tettoniche dovute a scaglie e/o piegamenti ettometrico-chilometrici che hanno deformato l'originario contatto tra basamento cristallino e sequenze ofiolitiche. Come si è visto, i lembi inferiori sono caratterizzati da un'impronta eclogitica di età eocenica medio-inferiore (DAL PIAZ *et al.* 2001), ben preservata soprattutto in alcuni settori del M. Emilius, e dall'assenza di coperture mesozoiche.

4.2.1.- Monte Emilius

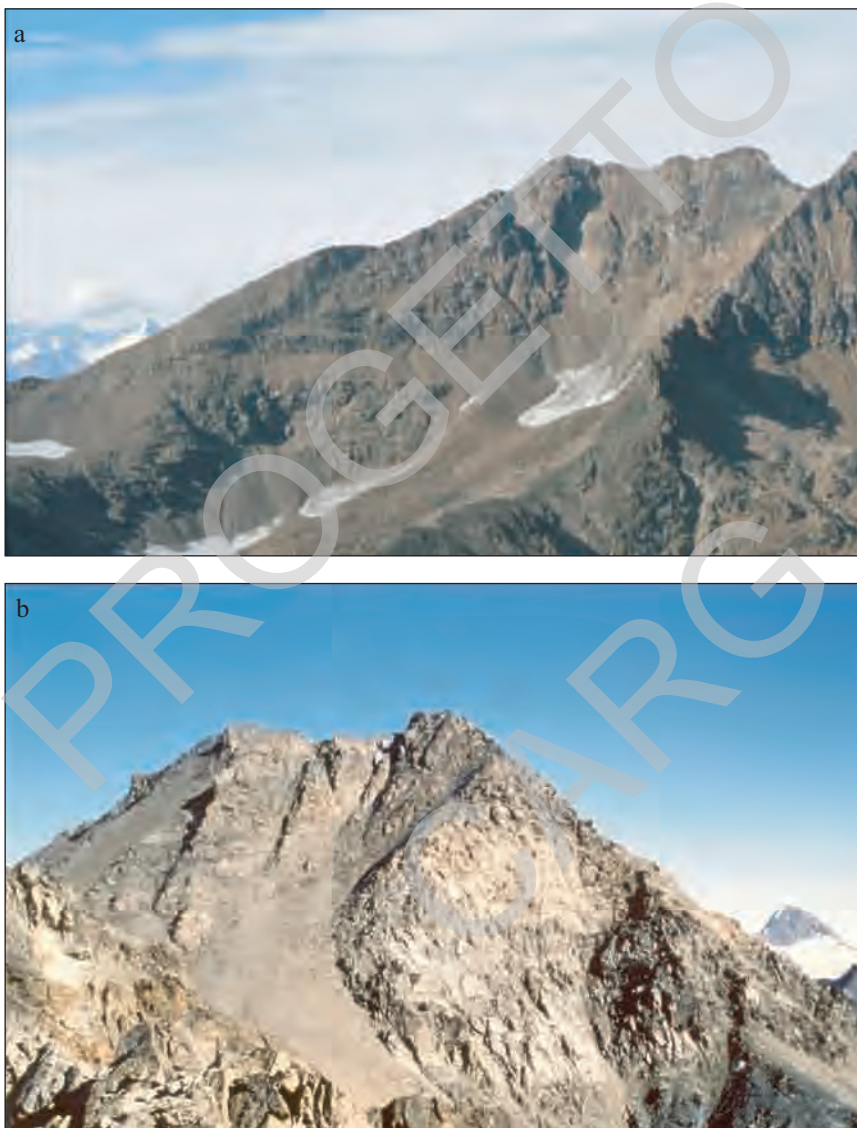
Il lembo del M. Emilius (Fig. 6, 7, 8, 9, Tav. 2, 5b) corrisponde grosso modo all'omonimo massiccio montuoso ed è situato tra le valli di S. Marcel (est), Grauson (sud), Arpisson-Cogne e Comboè (ovest). E' il maggiore dei lembi eclogitici e l'unità più alta nella pila di unità continentali ed oceaniche esposte a sud della Dora. Poggia sull'unità ofiolitica inferiore (Zermatt-Saas) della Zona Piemontese e, localmente, è involuppato in essa (piega della Punta Leppe; Tav. 2/b). In origine, il lembo era probabilmente sovrascorso dalla prosecuzione meridionale delle unità piemontesi e austroalpine sovrastanti (Combin, Mont Mary e forse Dent Blanche), totalmente erose in seguito al sollevamento differenziale del blocco a letto della faglia normale Aosta-Ranzola.

Il lembo del Mt. Emilius è costituito da un basamento cristallino pretriassico estesamente rielaborato durante la sovrimpronta tettono-metamorfica alpina a carattere polifasico, che ha prodotto rocce riconducibili ai complessi dei Micascisti eclogitici e degli Gneiss minuti albitici della Zona Sesia-Lanzo (COMPAGNONI, 1977; COMPAGNONI *et al.*, 1977, con rif. bibl.) (Tav. 3).

Locali relitti (tessiturali e mineralogici) degli originari protoliti prealpini sono presenti a varie scale, soprattutto nel settore nord-occidentale del lembo. Si riconoscono due principali gruppi di litotipi prealpini (BEARTH *et al.*, 1980; DAL PIAZ *et al.*, 1983; PENNACCHIONI, 1989, 1990, 1996): i) un basamento metamorfico in facies anfibolitico-granulitica, del tutto predominante; ii) limitati granitoidi di probabile età tardo-carbonifera o permiana. Vi si associano, localmente, significativi corpi di metagabbri ad anfibolo (Vallone di Arpisson-Cogne) e di ultramafiti (Vallone di Arpisson-Brissogne).

Il basamento metamorfico prealpino di alto grado era costituito da paraderivati a quarzo-biotite-granato-sillimanite-plagioclasio, con abbondanti lenti e filoni centimetrico-decimetrici (concordanti e discordanti) di pegmatiti (Tav. 3/c), frequenti intercalazioni di metabasiti con tessitura stratificata (Tav. 3/d) e relitti granulitici (granato-clinopirosseno-orneblenda-plagioclasio) e subordinati marmi impuri, attribuiti al Trias (AMSTUTZ, 1962), ma certamente antichi (BEARTH *et al.*, 1980). Sottraendo la sovrimpronta alpina, esso sembra mostrare, nel suo insieme, una certa affinità con la classica crosta inferiore kinzigitica della Dent Blanche e della Zona Sesia-Lanzo e con il complesso a metamorfismo pregranitico del Monte Rosa (DAL PIAZ, 1993). Litotipi prealpini completamente preservati sono comunque assenti nel Mt. Emilius.

I parascisti sono relativamente eterogenei, variando da tipi gneissici a dominante micacea a tipi più massicci, ricchi in componete quarzoso-feldspatica. Alcune varietà sono caratterizzate da porfiroblasti centimetrici di granato, il solo minerale che persiste comunemente agli effetti della sovrimpronta alpina. Le pegmatiti hanno in genere grana subcentimetrica e composizione banale (quar-



Tav. 2 - Panorami del versante meridionale del massiccio del M. Emilius, visti dalla Tour Grauson: a) il M. Emilius, in secondo piano sulla destra, e la dorsale P. Rosse-P. di Laures; b) la grande piega di P. Leppe, che porta l'unità ofiolitica di Zermatt-Saas (anfiboliti albitiche e calcescisti) al di sopra del basamento cristallino; il contatto tettonico è sottolineato da un orizzonte plurimetrico di serpentiniti scistoso-milonitiche (fascia scura). In secondo piano la P. Tersiva.

zo-feldspato $\pm$ mica). A volte preservano la tessitura primaria, ma solo il quarzo resiste come relitto mineralogico, mentre il plagioclasio è sempre sostituito da prodotti alpini. Le granuliti basiche (granato-plagioclasio-clinopirosseno-orneblenda) hanno grana media e contengono letti di esclusivo pirosseno centimetrico, dicchi e *boudin* di gabbri pegmatoidi e sottili livelli di serpentiniti. Affiorano in una massa principale lungo la dorsale occidentale del Mt. Emilius, tra il Vallone di Arbole e Plan Valè. Solo il pirosseno e il granato sono preservati come relitti prealpini. Le intercalazioni di marmi hanno spessore massimo di qualche metro e contengono caratteristiche lenti, anche metriche, e/o noduli di fels a granato e diopside.

Passando ai granitoidi, a cui si riconduce l'origine di buona parte degli gneiss minuti albitici, mancano significativi relitti dell'originaria struttura magmatica, né sono stati riconosciuti contatti intrusivi discordanti sul *fabric* prealpino. A supporto della loro origine intrusiva vi è la presenza ubiquitaria di allanite relitta. Un litotipo particolare è rappresentato dagli "gneiss pipernoidi" (AMSTUTZ, 1962), presenti anche nel lembo di Etirol-Levaz (BALLÈVRE *et al.*, 1986). Essi sono caratterizzati da abbondanti inclusi centimetrico-decimetrici di scisti e/o metabasiti a grana minuta (Tav. 3/b) e probabilmente derivano da originarie brecce magmatiche fortemente tettonizzate (DAL PIAZ & NERVO, 1971).

La presenza di protoliti gabbri ci si desume da relitti preservati localmente in miloniti alpine rinvenute nel Vallone di Arpisson-Cogne presso il contatto con le ofioliti. Tale origine è documentata da porfiroclasti millimetrici di orneblenda bruna, in parte sostituita da pseudomorfosi di anfibolo calcico. Si noti che l'orneblenda bruna è un tipico relitto in numerosi corpi gabbri permiani descritti in altre falde austroalpine (Glacier-Rafray, Pillonet, Cervino, M. Pinter).

Le ultramafiti formano una lente pluriottometrica inserita nei micascisti presso il contatto tettonico con le ofioliti sottostanti, alla base della parete nord della Becca di Nona, nell'alto Vallone di Arpisson-Brissogne (BENCIOLINI, 1989, 1996). Il contatto ultramafiti-micascisti è sottolineato da un sottile livello di serpentiniti scistoso-laminate e minori scisti attinolitici. Si tratta di websteriti, con locali lherzoliti e duniti. Le ultramafiti mostrano prevalenti tessiture da proto-granulari a porfiroclastiche e sono attraversate da un orizzonte milonitico di spessore decametrico. Il *fabric* porfiroclastico è inoltre tagliato in discordanza da alcuni filoncelli di gabbri massicci. All'interno della lente, la riequilibrio alpina (eclogitica e scisti verdi) è limitata a locali reazioni coronitiche e alla ricristallizzazione statica di alcuni siti, mentre i filoni gabbri mostrano una trasformazione eclogitica più pervasiva.

I protoliti prealpini hanno subito una sovrimpronta tettono-metamorfica alpina che comprende una prima fase, sincinemica e in condizioni eclogitiche, e una riequilibrio in facies scisti verdi distribuita in modo non omogeneo.

Le trasformazioni metamorfico-tessiturali in facies eclogitica sono intense e



Tav. 3 - Alcuni litotipi significativi del lembo austroalpino del M. Emilius: a) contatto tra micascisti eclogitici, a tipica patina bruno-rossastra, e gneiss minutichiaro nel vallone di Laures (Lago superiore); b) gneiss minuti albitici ad inclusi ("gneiss pipemoidi"); c) strutture prealpine relitte; filone pegmatitico discordante sulla foliazione di paragneiss in facies anfibolitica; d) layering compositazionale nelle granuliti basiche prealpine del corpo di Plan Valé-Vallone d'Arbole.

spesso complete. Le stime petrologiche indicano che l'impronta eclogitica si è sviluppata a $T = 450-550^{\circ}\text{C}$ e $P > 1.1-1.3\text{GPa}$ (DAL PIAZ *et al.*, 1983, PENNACCHIONI, 1990, 1996; SCAMBELLURI *et al.*, 1998). I paraderivati sono convertiti in micascisti a glaucofane-granato-fengite $\pm$ pirosseno sodico o a granato-cloritoide-cianite (Complesso dei micascisti eclogitici). La maggior parte dei micascisti eclogitici presenta una foliazione dominante sviluppata durante la deformazione alpina in condizioni di alta pressione. I tipi prevalenti sono rocce a grana fine con quarzo, fengite, glaucofane, granato, subordinato cloritoide, rara cianite e pirosseno giadeitico preservato solo raramente. Il granato alpino è presente in corone torbide di piccoli blasti attorno al granato prealpino, in locali sostituzioni complete di aggregati framboidali o in individui idiomorfici nella matrice. Nei micascisti a glaucofane è comune la sostituzione "a maglie" dei nuclei di granato prealpino da parte di mica bianca. Granato alpino si sviluppa anche in sottili corone attorno al sito della biotite originaria, sostituita da fengite e rutilo. Il glaucofane è presente in varietà pallide debolmente pleocroiche (gastaldite *Auct.*) e presenta trasformazioni decompressionali analoghe a quelle osservate nelle eclogiti (vedi dopo). Tipica dei micascisti è la sostituzione dei nuclei di glaucofane, circondati da corone barroisitiche, ad opera di fini *simplectiti* ad albite-clorite-biotite. Alcuni micascisti con relitti centimetrici di granato prealpino sono caratterizzati dalla presenza, nella matrice, di festoni policristallini di minuta cianite (ex sillimanite ?) e di cloritoide sovente a sviluppo macroscopico.

Nelle pegmatiti, il feldspato è sostituito da pirosseno giadeitico, a sua volta trasformato in feltri di albite-mica bianca cui si associano sottili orli di pirosseno microgranoblastico di tipo egirin-augitico (stabile con l'albite). Il quadro metamorfico è quindi analogo a quello descritto nella Zona Sesia-Lanzo (COMPAGNONI, 1977; COMPAGNONI *et al.*, 1977) e la principale differenza si limiterebbe alla diversa età.

Le metabasiti mostrano due tipi di associazioni eclogitiche (PENNACCHIONI, 1996, SCAMBELLURI *et al.*, 1998): i) omphacite-granato-zoisite/clinozoisite-fengite-paragonite-rutilo/titanite; ii) granato, clinopirosseni sodico-calcici, zoisite-clinozoisite, Mg-clorite, actinolite-tremolite, titanite. Le prime (eclogiti s.s.), spesso associate con tipi a bande, sono differenziabili in base alle abbondanze relative dei componenti mineralogici. Dal punto di vista tessiturale si riconoscono facies massicce e fini, milonitiche, spesso caratterizzate da *layering* composizionale. Esse sono comprese all'interno dei micascisti eclogitici, sotto forma di intercalazioni tabulari concordanti e di corpi lenticolari (*boudins*) di dimensioni decimetrico-decametriche, spesso molto abbondanti. Le seconde derivano dalla deformazione e ricristallizzazione in facies eclogitica di granuliti basiche. In entrambi i tipi si rinvencono sistemi di vene eclogitiche che includono tutti i minerali di alta pressione, con la sola eccezione del glaucofane.

Negli ortoderivati (gneiss minuti) l'evento di alta-P è testimoniato comunemente da granato, glaucofane e fengite, mentre nei loro inclusi mafici è spesso

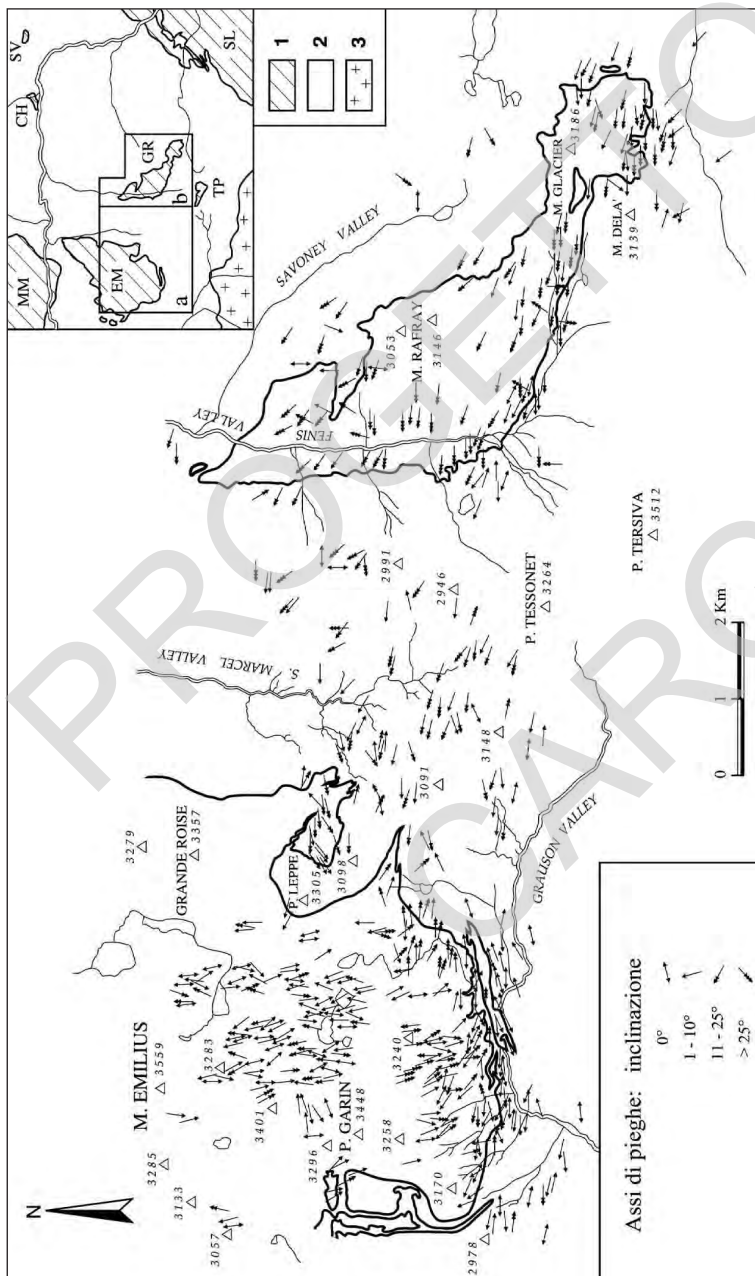


Fig. 9 - Torsione regionale della pila delle falde austroalpine e piemontesi nel settore sud-occidentale del Foglio Chatillon. Essa è documentata dagli assi delle pieghe il cui andamento varia da direttrici est-ovest a direttrici nord-sud. Legenda dell'insero: 1) Austroalpino: M. Mary (MM), M. Emilyus (EM), Glacier-Raifray (GR), Tour Ponton (TP) e Sesia-Lanzo (SL); 2) Unità ofiolitiche piemontesi, indifferenziate; 3) Falda del Gran Paradiso; località: Chatillon (CH), St Vincent (SV).

preservata l'associazione eclogitica.

L'evoluzione post-eclogitica è segnalata dalla alterazione del pirosseno e dell'anfibolo sodico e dallo sviluppo di albite, anfiboli sodico-calcici, actinolite, clorite, Fe-epidoto, biotite, titanite. In particolare, in alcune metabasiti si osserva l'evolversi delle trasformazioni decompressionali sino alla comparsa di tipiche associazioni in facies scisti verdi. I primi stadi sono caratterizzati dallo sviluppo di finissime simplectiti uralitiche di diopside-plagioclasio a spese del pirosseno omfacitico e di corone coassiali di anfibolo verde-azzurro (barroisite) attorno al glaucofane. Macroscopicamente, questo stadio evolutivo è indicato dal colore verde scuro-nerastro delle metabasiti. Gli stadi alpini finali sono caratterizzati dallo sviluppo di associazioni prasinitiche a clorite, attinoto, albite (spesso porfiroblastica), Fe-epidoto.

Alcune scaglie di serpentiniti sono localmente presenti all'interno dei parascisti. La loro attribuzione (ofioliti o basamento prealpino) è incerta, non essendo associate ad altre litologie "caratterizzanti", come accade invece nel caso di quelle legate alle granuliti basiche di Plan Valè-Vallone di Arbole. Le sole serpentiniti chiaramente riferibili ad inviluppi di ofioliti all'interno del basamento cristallino del M. Emilius sono le serpentiniti antigoritiche (associate a calcescisti) affioranti ad est di Punta Leppe.

4.2.2. - Glacier-Rafray e Torre Ponton

Il lembo del Glacier-Rafray (Fig. 6, 7, 9, Tav. 4 e 7) e quello minore della Torre (Tour) Ponton sono ubicati all'interno dell'unità ofiolitica Zermatt-Saas, ad un livello strutturale attualmente più basso di quello del M. Emilius (Fig. 6, 7, 8; DAL PIAZ & NERVO, 1971; NERVO & POLINO, 1976; DAL PIAZ *et al.*, 1979; BALLÈVRE *et al.*, 1986; BERSANI, 1995). Entrambi sono costituiti da prevalenti gneiss minuti albitici, di colore grigio chiaro o grigio verdolino. Essi sono riconducibili ad originari ortoscisti eclogitici derivati a loro volta da granitoidi tardo-paleozoici, talora ricchi in inclusi mafici, e a scarsi parascisti. Gli gneiss minuti sono caratterizzati da una pervasiva rielaborazione metamorfica e strutturale in facies scisti verdi, percepibile sul terreno per la presenza di abbondante albite porfiroblastica. L'originaria impronta eclogitica è segnalata da associazioni a granato-glaucofane relitte e soprattutto da inclusi metrico-decimetrici, raramente maggiori, di eclogiti mafiche, ben preservate poco sotto il Col d'Eylé (versante occidentale) e in rari altri casi. Contengono alcuni filoni di gneiss aplitici, trasposti parallelamente alla scistosità alpina.

Al microscopio, gli gneiss minuti mostrano un'associazione in facies scisti verdi ad albite porfiroblastica, quarzo, mica chiara, epidoto, biotite olivastrea, clorite e talori anfiboli calcici, con frequenti relitti di glaucofane, granato e fengite. L'associazione eclogitica, ben preservata nella banda mafica a sud-ovest del Col



Tav. 4 - Vedute panoramiche del lembo austroalpino del Glacier-Rafray: a) versante sud-occidentale del M. Glacier: il basamento cristallino (gneiss minuti albitici e minori micascisti) è sovrascorso da metagabbri, metabasalti e micascisti a carbonato dell'unità Zermatt-Saas (più scuri, sulla destra), propaggine settentrionale delle sequenze ofiolitiche del M. Delà; la sovrapposizione è generata da una grande piega F3 (se ne vede il nucleo in Tav 6/b); b) Versante sud-occidentale del M. Glacier, formato da gneiss minuti albitici con rari relitti di alta-P (granato, fengite, glaucofane) e qualche filone di apliti gneissiche..

d'Eyelé, ha fornito le stime petrologiche seguenti: $T = 498-569, 435-497$ e $510-571$ °C, per una pressione di 12 Kb (BERSANI, 1995). Questi valori sono stati ottenuti applicando il geotermometro di ELLIS & GREEN per la coppia granato-piroseno, e quelli di KROGH & RAHEIM e GREEN & HELLMANN su granato-fengite. La mica fengitica di questa eclogite ha fornito una età Rb-Sr di 45 ± 0.4 Ma e una età $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ di 92.1 ± 0.6 Ma, indicativa di forte eccesso in argon, fenomeno ben noto nelle unità di alta pressione (DAL PIAZ *et al.*, 2001, con rif.bibl.).

Il basamento cristallino del M. Glacier contiene alcune intercalazioni tabulari di metagabbri più o meno milonitici, glaucofaniti granatifere ed eclogiti glaucofaniche, di spessore metrico-decamentrico e dubbia attribuzione (DAL PIAZ & NERVO, 1971). Nella carta sono state riferite all'unità piemontese Zermatt-Saas, supponendo che si tratti di intercalazioni tettoniche (F1) di ofioliti mesozoiche in base alla stretta analogia con le metaofioliti situate a letto del lembo. Rimane comunque aperta la possibilità che esse derivino da protoliti prealpini, tenuto conto della presenza di rocce simili nel basamento dell'Emilius e sull'assenza, peraltro non risolutiva, di calcescisti e di altri metasedimenti mesozoici.

Il lembo del Glacier-Rafray è sovrascorso sulle sequenze inferiori, a chiara affinità oceanica, dell'unità di Zermatt-Saas. Verso ovest, esso è ricoperto dai calcescisti con pietre verdi che affiorano lungo la cresta spartiacque tra le valli di Clavalité-Fenis e St Marcel ed appartengono al tratto superiore dell'unità Zermatt-Saas. Analoga posizione strutturale è assunta anche dalla successione di calcescisti con pietre verdi che affiora a sud del Glacier, dal M. Delà alla base del versante di Dondena, e che sormonta il basamento del Glacier a nord del Col Fussi, tramite una cascata di pieghe F3 dirette circa est-ovest (Tav. 4 e 7, Fig. 9).

4.2.3. - Chatillon-St Vincent

Nella zona di Chatillon e nei suoi dintorni affiorano alcuni lembi di basamento austroalpino. Essi sono ubicati nel settore più depresso del graben oligocenico Aosta-Ranzola.

Il lembo maggiore, lungo circa 1 km, affiora tra la chiesa di Chatillon e la parete sopra la ferrovia, a ovest del paese. Verso nord, sembra immergere sotto le sequenze ofiolitiche dell'unità di Zermatt-Saas, mascherate da coperture quarternarie; a sud, è delimitato da una faglia diretta est-ovest, ad alto angolo, del sistema Aosta-Ranzola. Il lembo è costituito da gneiss minuti e scisti albitici, simili a quelli del Glacier-Rafray, talora microocchadini, con locali nuclei femici (relitti eclogitici), in genere di piccole dimensioni, e dominante impronta metamorfica in facies scisti verdi (DAL PIAZ & MARTIN, 1988). Derivano da protoliti granitico-quarzodioritici, questi ultimi desumibili da varietà ad anfibolo, ricche in epidoto giallastro. Vi si associano scarsissimi micascisti a patina d'alterazione bruno-rossastra, non distinti in carta.

Un secondo lembo, di particolare interesse, è stato rinvenuto durante il rilevamento del foglio (MONOPOLI e SCHIAVO) alla base del versante meridionale del M. Zerbion, poco a monte di Chatillon. Esso è situato a 900-950 m di quota, a nord-est della frazione di Domianaz. E' formato da tipici gneiss kinzigitici a grana grossa, con vistosi porfiroblasti di sillimanite prealpina sostituiti da minuti aggregati policristallini di cianite alpina, del tutto analoghi a quelli presenti nel basamento del M. Emilius e del Monte Rosa. La biotite rosso-bruna prealpina è generalmente trasformata in aggregati di fengite e granato. Vi si associano tipici micascisti eclogitici a glaucofane e Mg-cloritoide, in parte retrocessi, con *boudin* di eclogiti mafiche. Queste rocce sono preservate entro tipi molto retrocessi e scisti milonitici a grana fine, di colore bruno-rossastro.

Altre due scaglie di basamento, di dimensioni minori, sono state rinvenute nel versante sinistro della bassa Valtournenche: la prima presso Liex, al limite settentrionale del foglio (MONOPOLI e SCHIAVO); la seconda ai piedi della Becca d'Aran (Foglio Monte Cervino), in analoga posizione strutturale (MONEGATO e TOFFOLON). La presenza di questi nuovi affioramenti di scisti eclogitici più o meno retrocessi ha consentito di tracciare, con maggiore affidabilità, il limite tettonico tra le unità del Combin e di Zermatt-Saas nella bassa e media Valtournenche, problema reso difficile dalle estese coperture quaternarie e dalla mancanza di forti contrasti metamorfici e litostratigrafici per effetto della pervasiva sovrainpronta in facies scisti verdi.

Un'ultima piccola scaglia di basamento austroalpino è stata rinvenuta da GIANOTTI sul lato destro della Dora, presso la frazione di Pontey; essa è costituita da micascisti quarzosi e miloniti ed è inserita, in contatto tettonico, nelle successioni ofiolitiche dell'unità Zermatt-Saas.

5.- ZONA PIEMONTESE

La Zona Piemontese comprende due principali gruppi di falde ofiolitiche identificate nel Vallese meridionale (BEARTH, 1967) e in Valle d'Aosta (ELTER, 1971, 1972; DAL PIAZ, 1974, 1999; BALLÈVRE *et al.*, 1986) in base alla loro posizione strutturale all'interno del prisma orogenico e, soprattutto, a sostanziali differenze di carattere metamorfico (Fig. 6, 7, 8): le unità superiori, non eclogitiche (Zona del Combin *Auct.*) e le unità inferiori, eclogitiche (Zona di Zermatt-Saas *Auct.*). Tale suddivisione è estrapolabile sino alle Alpi Cozie ed al Gruppo di Voltri (BEARTH, 1967; Dal Piaz, 1974; BIGI *et al.*, 1990; OBERHÄNSLI *et al.*, 2004). Le unità non eclogitiche costituiscono il substrato tettonico dei lembi austroalpini superiori (Dent Blanche-M. Mary-Pillonet) e del settore frontale della Zona Sesia-Lanzo (Zona del Combin) nei fogli Chatillon e M. Cervino; verso ovest, ricoprono la parte interna del sistema del Gran San Bernardo (Unità

Aouilletta, Foglio Aosta). Le sottostanti unità eclogitiche affiorano a tetto delle falde penniniche interne (Monte Rosa, Arcese-Brusson e Gran Paradiso), di origine europea, e spariscono al di sotto delle strutture retroflesse del Mischabel e del Gran Nomenon (Fig. 3, 6 e 7). La diversa storia metamorfica di queste unità ofiolitiche in facies scisti blu o eclogitiche dimostra che esse hanno seguito traiettorie cinematiche indipendenti prima del loro accoppiamento finale, avvenuto durante la fase collisionale, come attestato dalla comune sovraimpronta finale in facies scisti verdi (BALLÈVRE & MERLE, 1993; DAL PIAZ, 1999) di età Eocene superiore-Oligocene medio (HUNZIKER *et al.*, 1992).

5.1. – UNITÀ NON ECLOGITICHE (Zona del Combin *Auct.*)

Nel Foglio Chatillon, la Zona del Combin *Auct.*, non eclogitica, è stata suddivisa in due principali unità ofiolitiche (Combin e Aouilletta). L'unità del Combin comprende le sequenze di calcescisti e pietre verdi che affiorano nel settore settentrionale del foglio, a nord del graben Aosta-Ranzola e a letto dei lembi del M. Mary e del Pillonet, e quelle che, in Valle di Champorcher (angolo SE del foglio), sono interposte tra il lembo del Santanel e il sovrascorrimento frontale della Zona Sesia-Lanzo. L'unità dell'Aouilletta affiora al margine occidentale del foglio, si estende in vasti settori del contiguo Foglio Aosta, ove è stata codificata ed è sovrascorsa sul Sistema medio-penninico del Gran San Bernardo; inoltre, nella zona di Cogne, essa penetra, assieme all'unità ("fascio" *Auct.*) di Cogne (descritta in seguito), all'interno della pila di unità ofiolitiche ad impronta eclogitica (Zermatt-Saas e Grivola-Urtier) (Fig. 6 e 7). Le unità del Combin e dell'Aouilletta sono costituite da potenti sequenze di calcescisti calcariferi e terrogeni (flysch cretaceo ?), con ripetute intercalazioni tabulari di metabasalti prasinitici e da corpi lenticolari maggiori (scaglie tettoniche e/o olistoliti ?), di metabasalti, metagabbri e serpentiniti; le pietre verdi sono concentrate in prevalenza nella parte superiore dell'unità e contengono limitati relitti delle coperture oceaniche (quarziti e scisti quarziticci, talora a Mn). L'impronta metamorfica è in facies scisti verdi, con rari relitti in facies scisti blu ad epidoto (anfiboli sodici, fengite), fino ad ora non datati.

Alla base o nella parte inferiore della Zona del Combin è presente una sottile unità tettono-stratigrafica di origine extraoceanica (Pancherot-Cime Bianche), estesa con continuità dalla media ed alta Valtournenche (Foglio Monte Cervino) alla testata della Val d'Ayas (Foglio Monte Rosa) (DAL PIAZ, 1988, 1992, 1999; VANNAY & ALLEMAN, 1990). Si tratta di una sequenza di copertura permo-mesozoica, scollata da un basamento continentale agli inizi della subduzione e poi inserita nelle sequenze ofiolitiche durante la crescita del prisma pre-collisionale. La successione stratigrafica, simile a quella dell'unità del Frilhorn, affiorante in Vallese (MARTHALER, 1984), comprende, dal basso all'alto: scisti quarzoso-albi-

tici grigio-argentei (Permiano); quarziti bianche finemente stratificate, con piccoli clasti di K-feldspato e limitati livelli di metaconglomerati a ciottoli di quarzo (Trias inferiore); dolomie massicce e cicliche, marmi e microbreccie (Trias medio-superiore); breccie metasedimentarie con elementi dolomitici appiattiti (*rifting*, Lias-Dogger); calcescisti a patina bruna, non ofiolitiferi, con intercalazioni silicoclastiche (Giurassico superiore-Cretacico ?). La successione mostra affinità di facies sia con le coperture europee (Brianzonese) che con quelle austroalpine (Zona di Roisan). Questa unità di scollamento affiora in modo molto limitato nel Foglio Chatillon (bassa Valtournenche), rappresentata da piccole scaglie di quarziti, marmi triassici e metaconglomerati. La loro presenza è comunque molto importante per la suddivisione tettonica della Zona Piemontese.

Per concludere, il classico termine di Zona del Combin, coniato da ARGAND, è ancora utile per definire un sistema multifalda che, seppure di composizione eterogenea, mostra una genesi ed una evoluzione tettono-metamorfica unitaria, costituendo in genere la parte superiore del prisma ofiolitico piemontese ed il substrato tettonico dei lembi austroalpini superiori Dent Blanche-M.Mary-Pillonet e della Zona Sesia-Lanzo.

5.2. – UNITÀ INFERIORI, ECLOGITICHE

Il tratto inferiore della Zona Piemontese (Zona di Zermatt-Saas *s.l. Auct.*) è dominato da unità ofiolitiche a stretta affinità oceanica, impronta eclogitica e retrocessione in facies scisti verdi, in genere pervasiva. Sono state distinte due unità tettono-metamorfiche, definite soprattutto in base alla loro attuale posizione geometrica: i) l'unità di Zermatt-Saas, suddivisa in due settori dalla Dora Baltea e dal graben Aosta-Ranzola, è la propaggine meridionale dell'omonima unità esposta con continuità dal Vallese (ove è stata definita; BEARTH, 1967, con rif. bibl.) al versante sinistro della media Valle d'Aosta, tra l'alta Valle di Gressoney e la Valtournenche (Fig. 6, 7, 8) (MARTIN *et al.*, 1994, con rif. bibl.); ii) la sottostante unità della Grivola-Urtier, definita nel Foglio Aosta e presente nel vallone di Urtier, presso Cogne, al margine sud-occidentale del foglio Chatillon, tra il Fascio di Cogne e/o l'unità Zermatt-Saas, a tetto, e la sottostante falda pennidica del Gran Paradiso (Fig. 6).

Nel settore valdostano, l'unità di Zermatt-Saas è costituita, a nord della Dora, da sottili scaglie basali di metabasalti (Val d'Ayas) e limitati metasedimenti, da un gigantesco corpo di peridotiti di mantello profondamente serpentizzate (Breithorn), talora ammantate da estese successioni di oficalci (St Denis-Chatillon; DRIESNER, 1993; DAL PIAZ, 1999), e da sovrastanti sequenze di crosta oceanica, comprendenti metagabbri e/o metabasalti (eclogiti, glaucofaniti granatifere, anfiboliti albitiche), seguiti da quarziti impure, talora a manganese, di età giurassica (Cignana, Foglio M. Cervino; RUBATTO *et al.*, 1998), da marmi e

metasedimenti orogenici (micasisti granatiferi ad ankerite $\pm$ cloritoide, glaucofane, jadeite), talora contenenti frammenti subpoligonali di metabasalti eclogitici (*melange*).

A sud della Dora e del graben Aosta-Ranzola, l'unità è dominata dal massiccio serpentinitico del M. Avic, uno dei maggiori delle Alpi Occidentali, esteso dalla Val Clavalitè alla Valle di Champorcher. Esso è costituito da peridotiti serpentinite (ricche in Ti-clinohumite, olivina, diopside, magnetite), con frequenti sottili intercalazioni di cloritoscisti a magnetite, filoni e lenti (*boudinage*) di rodingiti e qualche corpo di metagabbri. Alla sua periferia vi sono potenti sequenze di oficalci, la cui origine è ancora in discussione. Per confronto con le oficalci presenti nelle sequenze liguridi dell'Appennino (GIANELLI & PRINCIPI, 1977; CORTESOGNO *et al.*, 1978; TREVES & HARPER, 1994), si possono ipotizzare due possibili interpretazioni: i) brecce derivate dalla fratturazione *in situ* di masse serpentinitiche, cementate da una matrice carbonatica di natura idrotermale; ii) brecce con matrice almeno in parte sedimentaria, dovute al riciclo delle oficalci sopradescritte e, in certi casi, anche di altre ofioliti. Entrambe le soluzioni sono probabilmente valide per il Foglio Chatillon. In particolare, la seconda interpretazione trova conferma in alcune brecce serpentinitiche monogeniche o poligeniche in matrice carbonatica, presenti nel massiccio del M. Avic (TARTAROTTI *et al.*, 1998) e, a nord della Dora, nella zona della cava "Blavesse" tra St Denis e lo sbocco della Valtournenche (DAL PIAZ, 1999).

Al di sopra e alla periferia del massiccio serpentinitico del M. Avic si osserva la seguente successione litologica (DAL PIAZ & NERVO, 1971; BATTISTON *et al.*, 1984; BOCCHIO *et al.*, 2000): i) estesi corpi di Mg-metagabbri con struttura massiccia, *flaser* o milonitica; ii) lenti e bande di Fe-Ti gabbri eclogitici, talora a grana grossa; iii) metabasalti massicci, a *pillow* o brecciati, sia in facies eclogitica ben preservata, sia con abbondante albite porfiroblastica ed epidoto di retrocessione metamorfica, passanti ad anfiboliti albitiche e a tipi prasinitici; iv) glaucofaniti granatiferi e cloritoscisti a granato, Mg-cloritoide, mica bianca $\pm$ omphacite, talora a grana vistosa, derivate da protoliti basaltici con pervasiva alterazione di ambiente oceanico e spesso mineralizzate (solfuri di Cu-Fe). Le sequenze di copertura sopraofiolitiche sono contraddistinte, in questa unità, dalla successione (dal basso all'alto) di: i) quarziti mangesifere (miniera di Praborna); ii) marmi grigi a grana fine e marmi giallastri a granato; iii) calcescisti e micasisti carbonatici con impronta eclogitica spesso ben preservata (Valle di St Marcel, Barbeston). Tale sequenza è confrontabile con la triade Diaspri-Calcarei a Calpionelle-Argille a Palombini delle Liguridi interne. Nella parte meridionale del foglio affiorano potenti successioni di calcescisti, calcariferi e terrigeni, con intercalazioni tabulari di prasiniti (Dondena) e gabbri milonitici a "fuchsite" (P. Tersiva, M. Delà), corpi maggiori di metagabbri e scaglie di serpentiniti. L'estrema deformazione di queste zone impedisce di chiarire se i corpi

lenticolari di ofioliti, comprendenti talora limitate coperture oceaniche, corrispondano ad originari olistoliti o siano solo un effetto delle trasposizioni alpine. L'unità si estende, verso il basso, sino al Fascio di Cogne, esposto lungo il versante destro del vallone dell'Urtier, ove si sovrappone al lembo austroalpino inferiore delle Acque Rosse, situato poco a sud del foglio (PAGANELLI *et al.*, 1995).

Al di sotto del Fascio di Cogne, dell'unità dell'Aouilletta e del lembo austroalpino delle Acque Rosse (fuori carta) compare infine il tratto superiore dell'unità Grivola-Urtier. E' l'unità ofiolitica (eclogitica) più profonda della Zona Piemontese, direttamente sovrapposta alla falda pennidica interna del Gran Paradiso (Fig. 6). Essa è costituita da serpentiniti, metagabbri, eclogiti fresche o retrocesse, anfiboliti albitiche e minori calcescisti. Gli affioramenti maggiori e più significativi sono esposti immediatamente a sud del foglio, tra il Vallone dell'Urtier e la testata della Valsoana (BATTISTON *et al.*, 1984; BOCCHIO *et al.*, 2000).

L'unità Grivola-Urtier è, con ogni probabilità, una semplice duplicazione basale dell'unità Zermatt-Saas. La loro correlazione è corroborata da una stretta analogia di caratteri litostratigrafici e metamorfici, tipici della Zona di Zermatt-Saas *Auct.* Le principali differenze riguardano la distribuzione spaziale dei litotipi e la presenza, o non, al loro interno, dei lembi austroalpini inferiori e delle sequenze extraoceaniche del Fascio di Cogne. Le due unità ofiolitiche corrispondono ad una o più sezioni di litosfera oceanica, disarticolate dalla tettonica alpina e ricristallizzate dal metamorfismo orogenico. Esse mostrano un analogo metamorfismo di subduzione, caratterizzato da relitti progradati (pseudomorfosi di zoisite-epidoto e mica bianca su lawsonite), da un picco eclogitico, con associazioni a granato, omphacite, zoisite, rutilo $\pm$ fengite, glaucofane I, Mg-cloritoide, e da associazioni decompressionali in facies scisti blu di alto grado (glaucofane II). Il picco eclogitico avviene nell'Eocene inferiore-medio (RUBATTO *et al.*, 1998; MAYER *et al.*, 1999; DAL PIAZ *et al.*, 2001). Il metamorfismo di subduzione e l'appilamento delle falde sono seguiti da una sovraimpronta Barroviana in facies scisti verdi, estesa all'intero prisma collisionale austroalpino-pennidico.

Il Fascio di Cogne è una unità tettono-stratigrafica di origine extraoceanica, costituita da quarziti, marmi, breccie e calcescisti preofiolitici, derivati da protoliti triassico-liassici riferibili al margine continentale europeo (dominio pre-piemontese; ELTER, 1971, 1972). L'unità mostra una deformazione polifasica molto intensa, con pieghe isoclinali e zone di taglio sottolineate a volte da scaglie di sequenze piemontesi, tra cui le serpentiniti in cui sono insediate le lenti di magnetite massiccia della miniera di Cogne (COMPAGNONI *et al.*, 1979, 1981). Tra queste serpentiniti e le rocce carbonatiche triassiche incassanti vi sono vistose zone di reazione rodingitica (DAL PIAZ, 1969). Nonostante una certa analogia litostratigrafica, il Fascio di Cogne occupa una posizione tettonica diversa (più

bassa) rispetto a quella dell'unità Pancherot-Cime Bianche, situata alla base o nella parte inferiore della Zona del Combin, essendo inserito, assieme all'unità scisti blu dell'Aouilletta, nella pila di unità inferiori (eclogitiche) della Zona Piemontese. Se si accetta l'origine europea del Fascio di Cogne, la sua attuale posizione strutturale può essere imputata ai retroscorrimenti tardo-eocenici che hanno colpito questo settore della catena (FREEMAN *et al.*, 1995) o a precedenti imbricazioni antitetiche durante la crescita del prisma orogenico.

IV – SUBSTRATO ROCCIOSO

La complessa natura tettono-metamorfica (poliorogenica o alpina polifasica) dell'intero substrato roccioso esposto nel foglio esclude ogni possibilità di applicare il criterio stratigrafico suggerito dalla "Guida al rilevamento", se non nei casi sporadici di metasedimenti mesozoici a cui, per confronto con zone meno deformate della catena, è possibile attribuire una specifica età: si tratta delle quarziti a manganese alla base delle coperture ofiolitiche e di litotipi calcareo-dolomitici riferibili, rispettivamente, all'Oxfordiano-Calloviano e al Triassico medio-superiore, per confronto con le Liguridi dell'Appennino e con alcune successioni di margine continentale delle Alpi Cozie e del Vallese. Per lo stesso motivo è sembrato inopportuno introdurre unità tettono-stratigrafiche.

La legenda segue l'assetto strutturale (attuale) della regione. Le suddivisioni principali sono di carattere tettonico, metamorfico e litologico e corrispondono alla successione delle unità austroalpine e piemontesi ordinate dall'alto al basso. E' quindi facile riconoscere in legenda la pertinenza strutturale e paleogeografica di ogni litotipo indicato con una specifica casella e con una breve descrizione dei suoi caratteri essenziali.

1. - AUSTROALPINO

Nel foglio affiorano la parte meridionale del lembo superiore del M. Mary, non eclogitico, tutti i principali lembi inferiori in facies eclogitica, più o meno preservata, e la parte frontale della Zona Sesia-Lanzo. Prevalgono i litotipi con pervasiva impronta polifasica alpina, ma non mancano rocce con associazioni mineralogiche e/o strutture prealpine ancora ben preservate.

1.1. - LEMBI SUPERIORI (NON ECLOGITICI)

1.1.1. - *Mont Mary*

E' situato nel settore NW del foglio, a tetto dell'intera Zona Piemontese ed è suddiviso in due principali unità di basamento; le sequenze mesozoiche della Zona di Roisan, probabile copertura scollata del Mont Mary, affiorano nei contigui fogli Aosta e Monte Cervino.

Unità superiore

Frammento di crosta profonda prealpina con parziale retrocessione alpina

Paragneiss di alto grado (MYS)

Complesso di paragneiss in facies prealpina di alto grado (Complesso kinzigitico *Auct.*), indifferenziato, con parziale e discontinua retrocessione alpina in facies scisti verdi. I paragneiss derivano da protoliti pelitici e silicoclastici di età ignota (prevarisica). Sul terreno, i tipi meglio preservati si distinguono per il colore bruno brillante, la grana vistosa e la presenza di abbondante biotite e granato, talora centimetrico. Sono inoltre frequenti sacche, vene e filoni di pegmatiti di anatessi e locali migmatiti. Al microscopio si notano porfiroblasti e aggregati fibrolitici di sillimanite, plagioclasio, quarzo $\pm$ K-feldspato e subordinata orneblenda. Le varietà con rielaborazione alpina presentano una scistosità più pervasiva, una progressiva diminuzione di grana e la scomparsa dei toni bruno brillanti legati alla presenza della biotite, che appare decolorata o trasformata in mica bianca, clorite e minerali di Fe-Ti. Il plagioclasio è sostituito da prodotti saussuritici o da aggregati di albite, epidoto e sericite, il granato è cloritizzato e il quarzo ricristallizza in condizioni dinamiche. I prodotti più evoluti, presenti lungo zone di taglio, sono dei micascisti con aspetto fillonitico più o meno marcato. Il complesso contiene i litotipi sotto elencati in corpi di dimensioni spesso non cartografabili.

Pegmatiti (MYSa)

Relativamente abbondanti, specie nei tipi migmatitici, in bande, sacche e vene di modesto spessore. Hanno età prealpina, probabilmente varisica. Sono stati rappresentati solo i corpi maggiori, sia ancora integri che trasformati dall'orogenesi alpina in quarziti micacee con relitti dei minerali prealpini (quarzo, K-feldspato, miche)

Metagabbri (MYSb)

Costituiscono un corpo principale, esposto alla Becca d'Aveille, al margine settentrionale del foglio, lungo il contatto tettonico tra i parascisti del M. Mary e

i metasedimenti mesozoici della sovrastante Zona di Roisan. Sono rappresentati da metagabbri a struttura fibroso-lenticolare (*flaser*) o milonitica in facies scisti verdi alpina, sono ubicati presso il contatto basale e derivano da protoliti prealpini ricchi in Mg, simili ad alcuni tipi presenti sia nella falda Dent Blanche, sia nelle unità ofiolitiche piemontesi. Al microscopio si notano rari relitti di orneblenda bruna e clinopirosseno. L'associazione alpina è definita da orneblenda verde, albite, epidoto, biotite $\pm$ clorite, actinolite e mica chiara. Un secondo corpo mafico costituisce la sommità della Tsaat a l'Etsena, nella cornice di 250 m a nord del foglio; è costituito da metagabbri ad anfibolo, plagioclasio e granato, a grana generalmente vistosa e con struttura stratificata. Ricorda, nel suo insieme, i gabbri granulitici permiani della Zona Ivrea-Verbano, situati alla base della crosta profonda adriatica.

Anfiboliti (MYSc)

Formano corpi tabulari e lenticolari all'interno dei paragneiss polimetamorfici, con caratteristiche macroscopiche e microscopiche analoghe a quelle delle classiche metabasiti prealpine della Serie di Valpelline. Le rocce meglio preservate, relativamente frequenti, sono costituite da orneblenda bruna (nera all'esame macroscopico) e plagioclasio (An > 65%), in proporzioni variabili, talora con granato, biotite e minore pirosseno (varietà granulitiche). La struttura è massiccia o finemente zonata. Le varietà retrocesse si distinguono per l'alterazione del plagioclasio calcico e per lo sviluppo di anfiboli verdi e clorite.

Marmi a silicati (MYSd)

Formano intercalazioni stratoidi o lenticolari (*boudinage*) all'interno degli gneiss kinzigitici, di cui sottolineano la scistosità regionale e le deformazioni meso-megascopiche. Hanno elevata cristallinità e sono sempre impuri, con percentuali variabili di pirosseno diopsidico, granato e titanite, talora concentrati in letti e noduli, in rilievo sulla superficie carbonatica. La retrocessione alpina genera anfiboli actinolitico-tremolitici, mica bianca, epidoto e albite, con struttura sovente milonitica della matrice carbonatica. I marmi derivano da protoliti calcareo-dolomitici molto antichi, certamente prevarisici.

Miloniti prealpine (MYSe)

Situate all'interno del complesso dei paragneiss, hanno spessore massimo di un paio di metri, grana finissima e colore nerastro brillante. La loro età prealpina è attestata da paragenesi sincinematiche in facies anfibolitica, con quarzo, biotite, muscovite, plagioclasio, granato e sillimanite (PENNACCHIONI & CESARE, 1997). Caratteristica la presenza di spettacolari porfiroclasti ovalizzati di plagioclasio, granato e sillimanite, immersi in una matrice ultramilonitica ricca in biotite (PENNACCHIONI *et al.*, 2001). Ulteriori dati strutturali e petrologici su questo



Tav. 5 - Panorami della Val d'Aosta: a) versante sinistro della valle principale tra il capoluogo e Quart, con il gruppo del Mont Mary - Becca di Viù, modellato nel lembo austroalpino superiore del Mont Mary; alla base, le soleggiate terrazze di Quart e Saint Christophe sono costituite da till di allogamento, coperto localmente da depositi fluvio-glaciali e di contatto; b) versante destro della valle principale con il lembo austroalpino del Monte Emilius (zona innevata) e le ofioliti della sottostante Unità di Zermatt-Saas (prevalenti metagabbri), incisi dai torrenti Comboè (a destra), Arpisson (al centro) e Laures (soglia valliva sulla sinistra); alla base, allineamenti di terrazzi di modellamento glaciale tra Aosta (a destra), Pollein e Brissogne.

antico orizzonte di taglio duttile, di particolare interesse nel quadro dell'evoluzione strutturale delle Alpi nord-occidentali, sono esposti e discussi dagli autori sopra citati.

Gneiss a bande (MYSf)

Gli gneiss a bande (miloniti alpine) marcano la zona di contatto tettonico (*shear* duttile alpino) tra le due unità di basamento del Mont Mary, con affioramenti discontinui potenti sino ad una cinquantina di metri. Si tratta di gneiss zonati, con regolari e ripetute alternanze, di spessore medio decimetrico, di gneiss minuti quarzoso-albitici, di colore chiaro, e di scisti cloritico-anfibolici a epidoto di colore verdastro. I primi derivano probabilmente da protoliti leucocratici, i secondi da varietà mafiche o intermedie di età prealpina indefinibile.

Filloniti plumbee (MYSg)

Varietà di parascisti estremamente tettonizzati e retrocessi, di colore grigio scuro, ricchi in quarzo, sericite e clorite, con struttura da milonitica a cataclastica. Costituiscono alcuni livelli metrico-decametrici entro gli gneiss kinzigitici, da cui probabilmente derivano per retrocessione e deformazione alpine, e diventano relativamente più abbondanti alla base dell'unità, lungo il contatto tettonico con l'unità inferiore.

Unità Inferiore

Esteso frammento di crosta superiore-intermedia di età prealpina con ri-elaborazione tettono-metamorfica alpina in facies scisti verdi da moderata a pervasiva.

Complesso polimetamorfico indifferenziato (MMY)

E' costituito da prevalenti parascisti a dominante sovrainpronta metamorfica alpina, prodotto della retrocessione in facies scisti verdi di paragneiss in facies anfibolitica di probabile età varisica, derivati a loro volta da protoliti silicoclastici e pelitici di età ignota. Il litotipo prevalente è un paragneiss a biotite cloritizzata, mica chiara, albite porfiroblastica, epidoto e rari porfiroclasti di granato. Si distinguono dai paragneiss dell'unità superiore per il colore più chiaro, l'associazione mineralogica e il *fabric* marcatamente scistoso. All'esame macroscopico, i paragneiss con impronta prealpina ben preservata hanno colore bruno-rossastro e tessitura a bande discontinue, con alternanza di letti ricchi in biotite e domini granoblastici a quarzo e feldspato prevalenti. Tali tessiture ricordano facies di origine anatettica. Le paragenesi prealpine relitte sono costituite da biotite-muscovite-plagioclasio $\pm$ K-feldspato e granato, a cui talora si associano relitti di andalusite, cianite o staurolite. Comuni minerali accessori sono tormalina, apatite, zircone e opachi. Il granato, raramente visibile ad occhio nudo,

può raggiungere dimensioni plurimillimetriche in alcune litofacies ricche in muscovite. In alcuni casi sono presenti filoncelli centimetrico-decimetrici di pegmatiti che tagliano la foliazione prealpina.

Paragneiss e micascisti prealpini (MMYa)

Sono stati distinti, con sovrassegno, i maggiori affioramenti del basamento polimetamorfico in cui l'impronta prealpina in facies anfibolitica, probabilmente polifasica, appare meglio preservata. Si tratta di paragneiss e micascisti a biotite-plagioclasio $\pm$ granato, talora caratterizzati dalla presenza di blasti di andalusite (Valenzana - Quart; BERNARDIS, 1958; DAL PIAZ, 1993), con alterazione periferica in sericite, e di cianite (a nord di Valtolana) o staurolite (Croce di Fana; PENNACCHIONI, dati inediti).

Pegmatiti e loro derivati alpini (MMYb)

I parascisti situati nella parte superiore dell'unità contengono varie intercalazioni di rocce leucocratiche derivate da pegmatiti prealpine. Hanno spessore molto variabile, da metrico a ettometrico. I corpi maggiori sono ubicati a nord di Chamerod e nella parete sud della Becca di Viou. Il tipo dominante è uno gneiss leucocratico in facies scisti verdi, con *fabric* fortemente scistoso e foliazione sottilineata da sottili lamelle di mica fengitica. La loro associazione mineralogica, assai semplice, è costituita da quarzo, albite, mica chiara e porfiroclasti di K-feldspato, talora sostituito da albite a scacchiera. La natura pegmatitica è attestata dall'associazione mineralogica e dalla presenza di domini poco deformati in cui sono ancora chiaramente riconoscibili la tessitura e la mineralogia del protolite (pegmatiti massive, prive di foliazione, a quarzo, K-feldspato e muscovite).

Parascisti a bande (MMYc)

Con questo simbolo sono state evidenziati alcuni tratti del basamento polimetamorfico caratterizzati da sottili e ripetute alternanze, non cartografabili, di parascisti e pegmatiti gneissiche. Le rocce hanno *fabric* da scistoso-laminato a milonitico, sono trasposte lungo la scistosità regionale alpina e, almeno in parte, sono forse riconducibili a migmatiti di età varisica o più antica.

Gneiss occhiadini (MMYd)

Limitati affioramenti di gneiss occhiadini, prevalentemente leucocratici, con porfiroclasti lenticolari (deformazione alpina) di K-feldspato in matrice albitico-quarzoso-micacea ad epidoto, e struttura da scistosa a cataclastica. Derivano da leucograniti porfirici tardo-paleozoici (?) ed affiorano alla base del versante sinistro della Valle d'Aosta, tra St Christophe e Quart, e nell'isolato lembo cristallino di Brissogne.

Anfiboliti a plagioclasio (MMYe)

Affiorano alla base dell'unità, vicino ad Aosta (Loups, Cognon), in località già segnalate da SANERO (1937-38), ma erroneamente riferite alla falda Dent Blanche (Serie di Valpelline). Sono presenti, localmente, anche nel lembo di Brissogne, in riva destra della Dora. Le varietà ad impronta prealpina ben preservata sono composte da orneblenda bruna, plagioclasio calcico e rara biotite, a volte con *banding* millimetrico-centimetrico, generato dall'alternanza di letti ricchi in anfibolo e letti a dominante plagioclasio. La retrocessione alpina in facies scisti verdi è sottolineata dallo sviluppo di clorite e anfibolo verde chiaro, di tipo tremolitico-actinolitico, entrambi a spese dell'orneblenda, e da aggregati fini di epidoto, albite e scarsa mica chiara su originari siti del plagioclasio

Miloniti alpine (MMYf)

Varietà estremamente tettonizzate e retrocesse, di colore scuro, ricche in quarzo, sericite e clorite, derivate dai parascisti del basamento cristallino. Affiorano in vari settori dell'unità inferiore, specie nella parte sommitale (vicino ai corpi pegmatitici) e basale del lembo, nei dintorni del Castello di Quart. Marcano zone di taglio duttile in facies scisti verdi di età alpina, di spessore metrico-decametrico. Sono stati distinti solo gli orizzonti maggiori o più significativi.

Gneiss quarzosi a clorite-albite (MMYg)

Paragneiss di colore grigio-verdognolo, a forte retrocessione alpina, ricchi in quarzo, mica chiara, clorite e albite, sovente a sviluppo porfiroblastico. Sono situati alla base del lembo, dove formano una scaglia tettonica indipendente, incuneata nei calcescisti dell'unità del Combin: essa si estende, per oltre 2 km, tra Chantignan e Berthod ed è delimitata da faglie del sistema di Trois Villes (BISTACCHI *et al.*, 2001).

1.2. LEMBI INFERIORI (ECLOGITICI)

Lembi di crosta continentale subdotta, privi di coperture mesozoiche, situati a tetto (M. Emilius) e all'interno (Glacier-Rafray, Tour Ponton, Chatillon-St Vincent, Pontey) delle unità ofiolitiche della Zona piemontese con impronta eclogitica di età eocenica (Fig. 6, 7, 8, 9).

1.2.1. - Monte Emilius

Basamento metamorfico indifferenziato (EML)

E' costituito dal "Complesso dei micascisti eclogitici" *Auct.*, con locali relitti prealpini, e dai loro prodotti di retrocessione in facies scisti verdi, da incipiente a

completa (BEARTH *et al.*, 1980; DAL PIAZ *et al.*, 1983; PENNACCHIONI, 1996; SCAMBELLURI *et al.*, 1998). In molti casi, la distribuzione non omogenea della retrocessione non consente una precisa distinzione cartografica dei litotipi. Il complesso raggruppa una serie di rocce cristalline caratterizzate da associazioni mineralogiche in facies eclogitica, con fengite che ha fornito età Rb-Sr eoceniche (49 ± 0.5 , 48 ± 0.5 , 42 ± 0.4 Ma; DAL PIAZ *et al.*, 2001), derivate da protoliti felsici (paragneiss e minori granitoidi) e mafici in facies anfibolitica di alto grado e/o granulitica (Kinzigiti *Auct.*). Predominano micascisti granatiferi con patina d'alterazione di colore ruggine e frequente struttura a bande, con alternanza di letti metapelitici e di letti quarzitici di origine pegmatitica. L'associazione eclogitica tipica comprende quarzo, granato, glaucofane, mica fengitica, zoisite, rutilo $\pm$ cianite, omphacite e cloritoide. La retrocessione metamorfica in facies scisti verdi, dominante in alcuni settori del lembo, è caratterizzata dalla destabilizzazione, parziale o completa, dei pirosseni e degli anfiboli sodici, e da associazioni ad albite, epidoto, mica bianca, clorite, anfiboli calcici, titanite. I tipi più evoluti corrispondono agli "gneiss minuti", ricchi in albite porfiroblastica.

Micascisti eclogitici (EMLa)

Costituiscono gli affioramenti di micascisti eclogitici meglio preservati. All'esame macroscopico appaiono costituiti da quarzo, mica bianca, granato $\pm$ pirosseno e/o anfiboli sodici. Una varietà particolare è rappresentata da micascisti a grossi cristalli di granato prealpino (ma con corone alpine), spesso in rilievo sulle superfici di scistosità, e di Mg-cloritoide nero e/o glaucofane bluastro, entrambi alpini e di dimensioni spesso centimetriche. Contengono intercalazioni stratoidi e lenticolari di eclogiti e glaucofaniti granatifere, di dimensioni solo localmente cartografabili.

Gneiss minuti albitici, con locali relitti eclogitici (EMLb)

Sotto il classico termine "gneiss minuti" è raggrupata una serie di litotipi scistosi, caratterizzati da una marcata sovrainpronta in facies scisti verdi (albite, epidoto, mica bianca, clorite, anfiboli calcici, titanite, biotite olivastria) e, generalmente, da vistosa blastesi albitica (Tav. 6). Derivano dalla retrocessione di micascisti eclogitici, di cui si rinvenivano locali relitti litici o, più sovente, mineralogici. Nel complesso sono molto simili ai litotipi dominanti nel lembo del Glacier-Rafray.

Anfiboliti a granato e glaucofane (EMLc)

Formano corpi stratoidi e lenticolari (*boudinage*) di varie dimensioni entro i micascisti eclogitici più o meno retrocessi in facies scisti verdi. Prevalgono le anfiboliti a granato-glaucofane, in parte retrocesse, ma non mancano classiche eclogiti e glaucofaniti granatifere (Tav. 6). L'impronta di alta pressione è legata

allo sviluppo, sovente a grana vistosa, di granato, omphacite e anfiboli sodici, con quantità minori di zoisite, mica bianca e rutile. La retrocessione è marcata soprattutto dallo sviluppo di albite in aggregati simplectitici con anfiboli calcici o in porfiroblasti, e di clorite, epidoto e titanite.

Granuliti basiche prealpine e loro derivati eclogitici (EMLd)

Granuliti a granato, clinopirosseno, plagioclasio e anfibolo di età prealpina, con parziali trasformazioni alpine indicate dallo sviluppo di minerali eclogitici in zone di *shear* duttile e in vene (DAL PIAZ *et al.*, 1983; PENNACCHIONI, 1996). Affiorano nel settore occidentale del lembo (Comboè-Arbole) e costituiscono uno dei litotipi più interessanti e significativi per ricostruire la storia prealpina del Sistema tettonico austroalpino.

Marmi a silicati (EMLe)

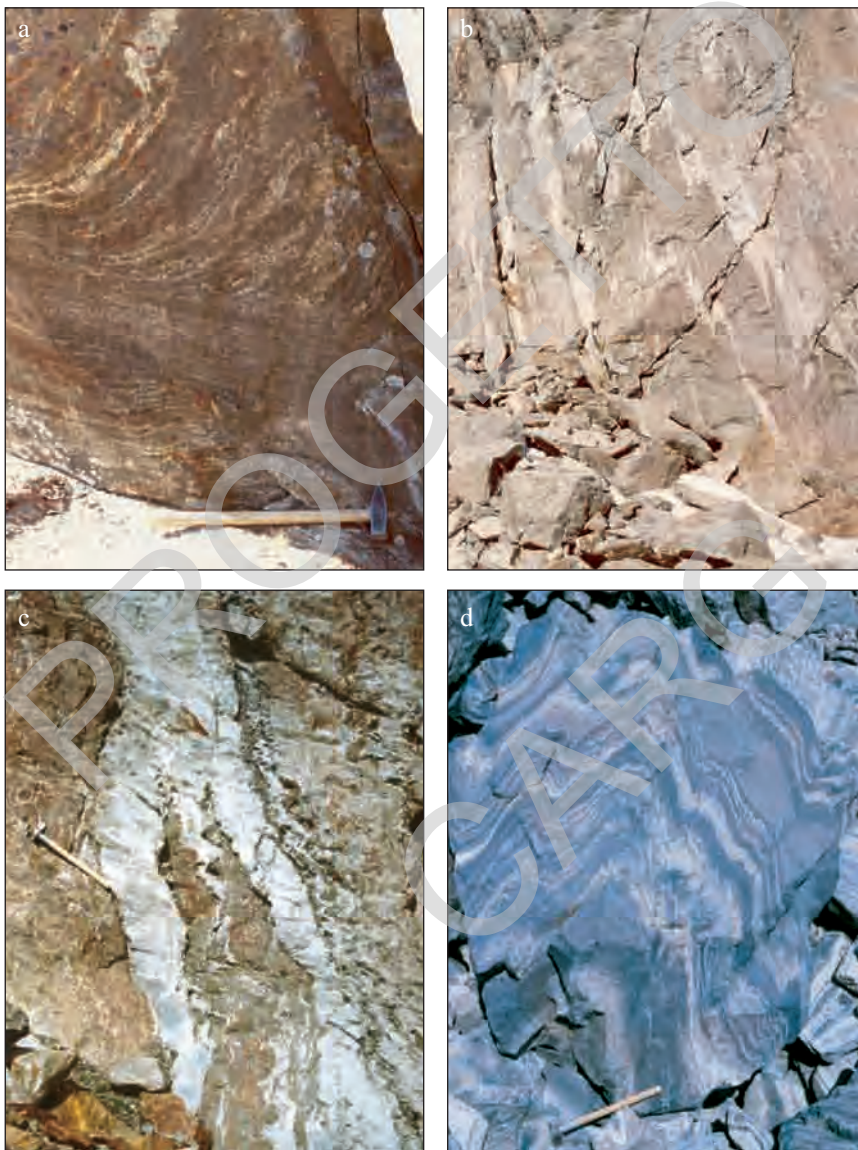
I micascisti contengono sporadiche e minute intercalazioni stratoidi-lenticolari di marmi cristallini e di varietà impure a letti e noduli silicatici (granato, pirosseno, epidoto, anfiboli calcici). Affiorano al Colle dei Tre Cappuccini e in vetta al M. Emilius. Riferiti al Triassico da AMSTUTZ (1962), la loro intima associazione con i micascisti eclogitici e l'elevata cristallinità indicano che con ogni probabilità derivano da protoliti pretriassici.

Metagabbri milonitici (EMLf)

Anfiboliti con impronta polifasica alpina (eclogitica e scisti verdi), con relitti tessiturali che consentono di riconoscere la loro derivazione da protoliti gabbrici. Si tratta di varietà del tutto subordinate, affioranti nel vallone di Arpisson, a nord di Cogné.

Pirosseniti prealpine (EMLg)

Cuneo pluriettometrico di mantello sottocontinentale costituito da pirosseniti (websteriti) cumulitiche e minori peridotiti più o meno serpentizzate, tagliate da filoncelli di gabbri poi eclogiticizzati (BENCIO LINI, 1989, 1996). Il corpo ultramafico affiora nell'alto vallone di Arpisson, alla base della parete nord della Becca di Nona ed è stato inserito nella crosta continentale del Monte Emilius (contatto milonitico) prima della sovraimpronta eclogitica eocenica. Le websteriti sono costituite da enstatite, diopside, olivina e spinello e mostrano tessiture prealpine da protogranulari a porfiroblastiche. Le peridotiti sono rappresentate da lherzoliti e scarse duniti. Dati petrografici, microchimici e petrologici di dettaglio sono esposti nella monografia di BENCIO LINI (1996) che attribuisce la genesi del corpo ultramafico alla distensione permo-mesozoica o ad eventi litosferici più antichi.



Tav. 6 - Strutture deformative alpine nel lembo del M. Emilius: a) zona di shear F1 (in facies eclogitica) che deforma la foliazione prealpina di paragneiss in facies anfibolitica; b) pieghe F2, evidenziata da filoncelli di apliti gneissiche, nel complesso degli gneiss minuti albitici; c) interferenza tra pieghe serrate-isoclinali F2 e pieghe F3 negli gneiss minuti albitici; d) pieghe F3 nelle glaucofaniti finemente listate alla base del lembo del M. Emilius (vallone Arpisson-Cogne)

Serpentiniti (EMLh)

Nel basamento cristallino del lembo sono presenti limitate scaglie di serpentiniti antigoritiche, in genere scistoso-laminate o milonitiche. Solo in un caso è possibile accertare la loro origine: le serpentiniti alla base della parete nord della Becca di Nona derivano chiaramente dalle peridotiti di mantello associate alle pirosseniti (sono situate lungo il contatto tra pirosseniti e micascisti eclogitici). Per gli altri affioramenti, privi di relitti significativi, non si può escludere un'origine piemontese, eventualità tuttavia poco probabile per l'assenza di altri litotipi della suite ofiolitica.

1.2.2. - Glacier-Rafray e Tour Ponton

Gneiss minuti albitici (GLR)

Gneiss grigio-verdognoli chiari, con scistosità marcata, ad albite porfiroblastica ben visibile macroscopicamente, mica bianca, epidoto $\pm$ clorite, biotite olivastria e actinolite, talora con granato e relitti di glaucofane in genere alterato in fini feltri diablastici; contengono frequenti noduli e lenticelle centimetrico-decimetrichi di anfiboliti albitiche a relitti eclogitici (DAL PIAZ & NERVO, 1971; NERVO & POLINO, 1976). Sono il prodotto della pervasiva retrocessione di micascisti eclogitici a loro volta derivati da graniti-quarzodiotiti e subordinati parascisti. Contengono intercalazioni di micascisti granatiferi e filoni di gneiss aplitici di dimensioni spesso non cartografabili. Costituiscono il complesso litologico largamente predominante in questi due lembi e sono molto simili agli gneiss minuti con nuclei eclogitici del Monte Emilius e di Chatillon.

Micascisti granatiferi a relitti di glaucofane e cloritoide (GLRa)

Locali relitti di micascisti eclogitici fortemente retrocessi, individuati essenzialmente in base alla presenza di granato e, al microscopio, di glaucofane (o dei suoi prodotti di sostituzione pseudomorfica) e cloritoide, quest'ultimo limitato alla Tour Ponton. La pervasiva sovrainpronta alpina ha cancellato ogni traccia dei protoliti prealpini (paragneiss analoghi a quelli del Monte Emilius e del Mont Mary?). Per lo stesso motivo, i contatti primari con i granitoidi incassanti (ora gneiss minuti) sono stati totalmente trasposti e resi concordanti alla scistosità regionale alpina (S2).

Metabasiti (GLRb)

Lenti metrico-decimetrichi e noduli di anfiboliti albitico-epidotiche, con saluari relitti di granato e glaucofane, presenti nel complesso degli gneiss minuti. In carta sono riportate solo le intercalazioni maggiori e, per rappresentarle, si è dovuto aumentarne le dimensioni. L'affioramento più significativo è una

lente appiattita di spessore metrico di eclogiti a glaucofane, epidoto, scarsa mica bianca e rutilo, a grana fine, rinvenuta poco al di sotto del Col d'Eylé, versante SW. La mica bianca, perfettamente stabile nell'associazione eclogitica (BERSANI, 1995), ha fornito una età Rb-Sr di 45 ± 0.4 Ma, analoga a quella del metamorfismo eclogitico nelle unità ofiolitiche circostanti (DAL PIAZ *et al.*, 2001). Le sottili ed estese intercalazioni stratoidi di metagabbri, eclogiti e glaucofaniti più o meno retrocesse presenti nel basamento del M. Glacier (Tav. 7/a), di dubbia attribuzione (DAL PIAZ & NERVO, 1971), sono state riferite all'unità ofiolitica di Zermatt-Saas (in tale prospettiva documentano ripetute alternanze, per trasposizione estrema, di litotipi di due unità distinte).

Gneiss leucocratici (GLRc)

Corpi tabulari concordanti di gneiss aplitici a grana fine, in genere di dimensioni molto modeste, derivati da filoni aplitici prealpini trasposti parallelamente alla scistosità regionale degli gneiss minuti. Sono costituiti da quarzo, albite, microclino e scarsa mica. Sono distinte le intercalazioni principali (Monte Rafray, Becca di Viot, Lago Gelato).

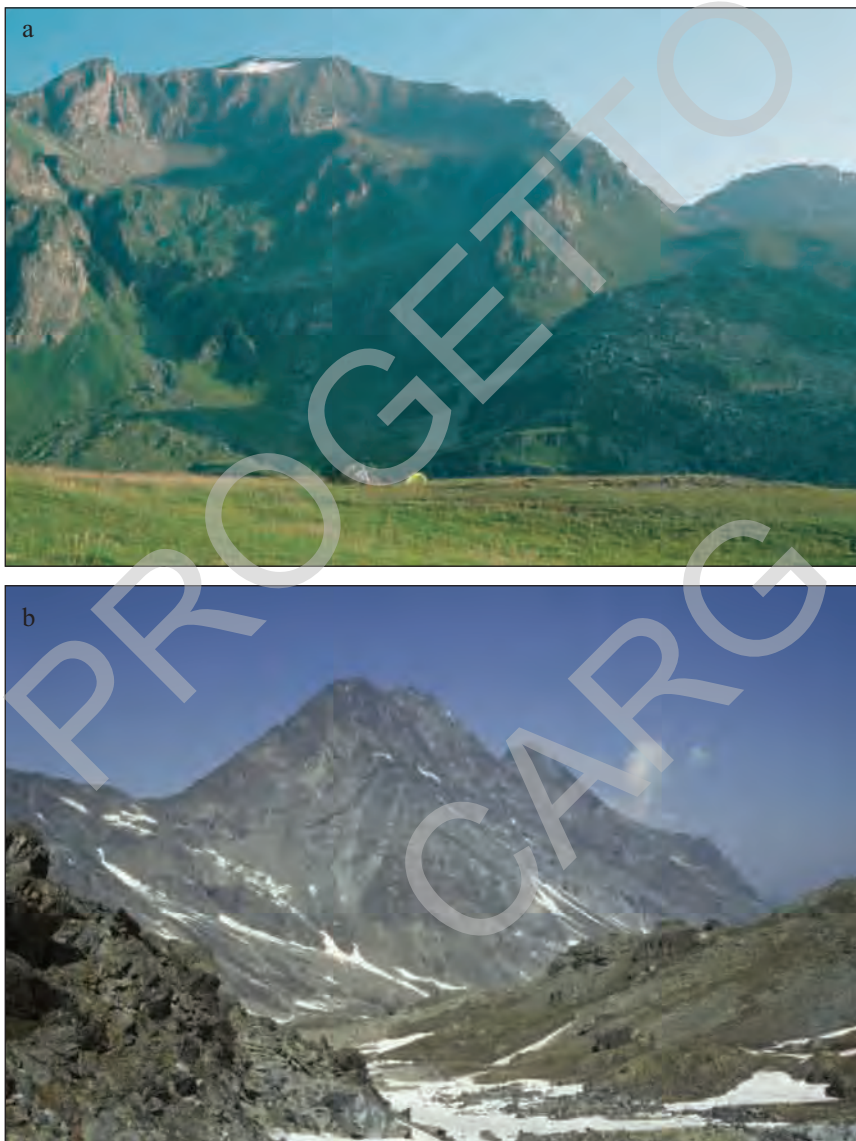
Scisti fillonitici a grossi granati (GLRd)

Scisti plumbei (abbondanti dispersioni carbonioso-grafitiche) a vistoso granato, spesso crenulati, in sottili e ripetute intercalazioni (pieghe isoclinali) nel complesso degli gneiss minuti al margine meridionale del lembo. La loro appartenenza al basamento cristallino del lembo, discussa in DAL PIAZ & NERVO (1971), permane incerta poichè litotipi analoghi si rinvencono anche tra i metasedimenti mesozoici dell'unità ofiolitica incassante.

1.2.3. - Chatillon, Saint Vincent e Pontey

Micascisti eclogitici di St Vincent (CHP)

Micascisti a granato, glaucofane, cloritoide e cianite di età alpina, simili a quelli del M. Emilius, derivati da paragneiss a metamorfismo prealpino di alto grado. L'associazione di alta pressione è in genere ben preservata. Vi si associano subordinati gneiss minuti, talora con boudins basici e filoni leucocratici. Assieme agli gneiss kinzigitici (CHPa), questi litotipi sono esclusivi della piccola, ma significativa scaglia tettonica di basamento austroalpino scoperta dai rilevatori MONOPOLI e SCHIAVO tra le unità ofiolitiche piemontesi a nord di St Vincent.



Tav. 7 - a) Versante meridionale del M. Glacier dai prati sopra Dondena, con il Colle della Rossa, sulla destra, che marca il contatto tettonico tra il lembo cristallino e le sottostanti sequenze ofiolitiche (dominanti serpentiniti con filoni di gabbri rodingitici) dell'unità Zermatt-Saas; grande rock glacier sulla destra; b) versante nordorientale del M. Rafray: andamento a reggipoggio del sovrascorrimento del basamento cristallino sulle ofioliti eclogitiche.

Gneiss kinzigitici (CHPa)

Paragneiss polimetamorfici a biotite, granato e plagioclasio di età prealpina, a grana vistosa, con aggregati policristallini di cianite alpina pseudomorfa su porfiroblasti plurimillimetrici di sillimanite (lembo di St Vincent). Cianite a parte, ricordano le classiche kinzigiti della Serie di Valpelline (Dent Blanche) e della Zona Sesia-Lanzo. Analoghe pseudomorfosi di cianite su sillimanite sono presenti nel lembo del Monte Emilius (in genere molto deformate) e nel basamento cristallino del Monte Rosa.

Ortogneiss di Chatillon (CHPb)

Gneiss e scisti quarzoso-albitico-fengitici a epidoto giallastro $\pm$ granato, clorite e anfibolo, a grana variabile (in rapporto alle dimensioni dei blasti di albite), derivati da protoliti granitico-quarzodioritici di probabile età tardo-paleozoica. Contengono piccoli nuclei mafici a relitti eclogitici e sporadici micascisti. Formano l'intero lembo cristallino di Chatillon e sono analoghi agli gneiss minuti che, come già visto, sono presenti in varie unità eclogitiche del sistema austroalpino. Dati microchimici su granato, glaucofane e fengite sono esposti in DAL PIAZ & MARTIN (1988).

Micascisti quarzosi (CHPc)

Questi litotipi costituiscono la piccola scaglia di basamento austroalpino rinvenuta da GIANOTTI in riva destra della Dora, presso Pontey. E' situata tra le ofioliti dell'unità di Zermatt-Saas, in una zona molto deformata dalle faglie del sistema Aosta-Ranzola. Si tratta di micascisti granatiferi e scisti a bande quarzitiche, con struttura da scistoso-laminata a milonitica.

1.3. - ZONA SESIA-LANZO

Parte frontale della Zona Sesia-Lanzo, affiorante nell'angolo nord-orientale del foglio, rappresentata dal complesso degli gneiss minuti (SPALLA *et al.*, 1991).

Gneiss minuti (ZSL)

Gneiss albitico-fengitico-epidotici in facies scisti verdi alpina, talora a clorite, anfibolo calcico, biotite verde-oliva e rari relitti di granato e glaucofane. Derivano da facies eclogitiche fortemente retrocesse, simili a quelle dei lembi del Glacier-Rafray e di Chatillon. La presenza di porfiroclasti millimetrici di microclino e/o albite a scacchiera in varietà microocchiadine attestano l'origine degli gneiss minuti albitici da granitoidi di probabile età tardo-paleozoica. Formano tre principali scaglie tettoniche, in alternanza duttile e fragile con i calcescisti ofiolitiferi, e la fronte della sovrastante Zona Sesia-Lanzo s.s.

Gneiss leucocratici (ZSLa)

Corpo pluriettometrico stratiforme di gneiss leucocratici ricchi in albite, derivati da apliti e leucograniti di probabile età tardo-paleozoica (differenziati acidi dei granitoidi), trasposti parallelamente alla scistosità regionale alpina. Affiorano lungo il *thrust* principale della Zona Sesia-Lanzo (Charmett).

2. - ZONA PIEMONTESE DEI CALCESCISTI CON PIETRE VERDI

Sistema multifalda, costituito da due principali gruppi di unità ofiolitiche con metamorfismo di subduzione contrastante, ma con analoga sovraimpronta in facies scisti verdi. Probabile età dei protoliti: Giurassico medio-superiore - Cretacico inferiore. Il primo gruppo (non eclogitico) è caratterizzato da rari relitti in facies scisti blu di età ignota (Paleocene e/o Eocene inf.?) ed è rappresentato dalle unità del Combin e dell'Aouilletta (Zona del Combin *Auct.*), situate rispettivamente nella parte settentrionale e sud-occidentale del foglio. Il secondo gruppo, ad impronta eclogitica ben datata (Eocene inf-medio; DAL PIAZ *et al.*, 2001), è rappresentato dall'unità di Zermatt-Saas, estesa dalla Valtournenche alla parte centro-meridionale del foglio, e dall'analoga unità basale della Grivola-Urtier, definita nel Foglio Aosta; le due unità eclogitiche appartengono alla Zona di Zermatt-Saas *Auct.*, definita da BEARTH (1967) nel Vallese meridionale e poi estesa alla Valle d'Aosta e ad altri settori delle Alpi Occidentali, sino al Monviso e al Gruppo di Voltri (DAL PIAZ, 1974; FREY *et al.*, 1974; BIGI *et al.*, 1990; MICHARD *et al.*, 1996). Vi sono infine, in diversa posizione strutturale, due sottili unità di copertura ad affinità continentale, inserite nella parte inferiore dell'unità del Combin (Pancherot-Cime Bianche) e tra l'unità della Aouilletta e le unità eclogitiche esposte nel settore sud-occidentale del foglio (Fascio di Cogne).

2.1. - UNITÀ NON ECOLOGITICHE

Sono state distinte due unità di calcescisti ofiolitici, analoghe nell'assetto litostratigrafico e metamorfico, ma con diversa posizione strutturale. Sono costituite da dominanti sequenze di calcescisti *s.l.*, derivati da depositi calcarei e terrigeni di possibile età cretacea (flysch orogenico), con limitate quarziti e marmi impuri di probabile età giurassica, e da corpi tabulari e lentiformi di ofioliti. Hanno metamorfismo polifasico, con dominante impronta metamorfica in facies scisti verdi, ad albite, miche chiare, epidoti, clorite, anfiboli calcici e titanite; il precedente evento in facies scisti blu è attestato da rari relitti di fengite e anfiboli sodici, relativamente abbondanti nei dintorni di Lignan (unità del Combin).

2.1.1. - Unità del Combin

Affiora al margine settentrionale del foglio, a nord del graben Aosta-Ranzola (Fig.6, Tav.8). Costituisce il substrato tettonico dei lembi austroalpini superiori, non eclogitici, ed è formata da prevalenti calcescisti con subordinate intercalazioni di prasiniti, serpentiniti, oficalci e rari metagabbri.

Metasedimenti

Calcescisti s.l. indifferenziati (ZCO)

Con questa definizione sono indicate le successioni indifferenziate del complesso dei calcescisti *s.l.* Comprendono metasedimenti carbonatici, pelitici e silicoclastici che derivano in prevalenza da depositi torbiditici di probabile età cretacea e costituiscono la parte più recente delle coperture sopraofiolitiche. Le differenze dipendono dall'eterogeneità di facies dei protoliti e dalla loro diversa sensibilità nel registrare gli eventi metamorfici. I principali minerali sono: calcite (in genere dominante), quarzo, mica chiara in percentuali variabili $\pm$ albite, clorite. Minerali accessori comuni: tormalina, epidoto, apatite, titanite, opachi. Affiorano in due settori principali: nel versante sud-occidentale del Monte Zerbion, sopra St Vincent, e in quello meridionale della Becca d'Aver, variamente collassati, in questo caso, dalla omonima DGPV. Possono contenere locali intercalazioni di pietre verdi, di dimensioni non cartografabili.

Scisti quarzoso-micacei (ZCOB)

Diffusi sui due lati della bassa Valtourmenche, tra lo Zerbion e la Becca d'Aver, formano ripetute intercalazioni, anche di spessore ettometrico, all'interno dei calcescisti carbonatici. Hanno colore grigio-argenteo e grana medio-grossa. Comuni le alternanze di quarziti biancastre, quasi pure o con poche lamelle di mica chiara, e di scisti quarzoso-micaceo-cloritici, grigio-verdognoli, ricchi in liste e lenticelle di quarzo. Il loro aspetto è simile a quello di certi scisti psefitici permiani della Zona Pennidica, ma la presenza, per quanto scarsa, di significative intercalazioni centimetriche di quarziti mangesifere (Becca d'Aver), ricche in minuta spessartina rosata, fa propendere per una loro origine da depositi oceanici giurassici.

Quarziti a manganese e scisti a glaucofane (ZCOc)

Quarziti e scisti micaceo-cloritici, talora a glaucofane-"crossite" e/o minuto granato mangesifero affiorano presso Lignan, sul versante destro della valle di St Barthélemy, alla base delle coperture sopraofiolitiche (BALDELLI *et al.*, 1983; SPERLICH, 1988). Costituiscono le rocce incassanti delle lenti ricche in manganese, massicce o finemente zonate, coltivate in passato nella zona. Per confronto con sequenze datate, i protoliti sono attribuibili al Giurassico medio-superiore.

Ofioliti metamorfiche

Prasiniti (ZCP)

Formano corpi tabulari o lenticolari molto appiattiti, anche di notevoli dimensioni, intercalati all'interno dei calcescisti. Hanno colore verde chiaro, facile suddivisibilità lastroide e spessore molto variabile. Sono il prodotto della trasformazione metamorfica in facies scisti verdi di basalti tholeiitici, con tipica associazione ad albite porfiroblastica (ocellare), clorite, attinoto ed epidoto ferriifero. Accessori: minerali opachi, titanite $\pm$ calcite, mica bianca, biotite, quarzo, apatite. Come varietà locali, non distinte, si notano prasiniti ricche in noduli e letti millimetrico-centimetrici di epidoto giallognolo e tipi massicci, caratterizzati da aggregati diablastici di albite ed anfibolo, passanti ad anfiboliti albitiche.

Mg-metagabbri (ZCPa)

Relativamente poco abbondanti, affiorano nel massiccio dello Zerbion. La struttura primaria, a grana grossa, è riconoscibile in domini lenticolari in genere di piccole dimensioni, poco deformati. Le varietà più diffuse hanno tessitura fibroso-lenticolare (*flaser*), caratterizzata da lenticelle affusolate, formate da aggregati policristallini di anfibolo calcico che sostituiscono il pirosseno magmatico, immerse in una matrice chiara ad albite-epidoto (ex plagioclasio), talora con clorite e scarsa mica chiara. Vi si associano tipi milonitici, di colore verde chiaro o biancastro, sovente con mica di Cr smeraldina.

Serpentiniti (ZCS)

Si tratta di serpentiniti antigoritiche a magnetite, massicce, scistoso-laminati o milonitiche. Sono il prodotto dell'idratazione in ambiente oceanico di originarie peridotiti di mantello e della rielaborazione tettono-metamorfica alpina. Hanno il consueto colore da verde brillante a nerastro, sono generalmente fratturate in modo pervasivo e spesso ricche in litoclasti riempite da "serpentino nobile", carbonato e clorite. Formano il grande corpo della Becca d'Aver, ammantato da estese oficalci, e altre lenti disperse nelle sequenze di calcescisti.

Oficalci (ZCSa)

Brecce a frammenti angolosi o subrotondeggianti di serpentinite in matrice carbonatica. I frammenti hanno dimensioni molto variabili, da centimetriche a plurimetriche, e sono solcati da vari sistemi di vene carbonatiche. I principali affioramenti sono situati lungo la dorsale sud-occidentale della Becca d'Aver, dove sono attive alcune cave di "marmo verde" (Fiora & Ferrarese, 1998).

2.1.2. - Unità dell'Aouilletta

Affiora al margine sud-occidentale del foglio, a tetto del Fascio di Cogne, inseriti entrambi tra unità ofiolitiche ad impronta eclogitica. E' costituita da dominanti calcescisti con intercalazioni di metabasalti, subordinate serpentiniti e rari metagabbri, in genere milonitici.

Metasedimenti

Calcescisti s.l. indifferenziati (AUI)

Calcescisti carbonatici e quarzoso-pelitico-carbonatici, con sottili intercalazioni di marmi impuri e di scisti filladici di colore plumbeo, distinti ove formano corpi maggiori (Punta Valletta). L'associazione mineralogica fondamentale è costituita da calcite, quarzo, mica bianca e clorite, in rapporti quantitativi variabili; frequente albite, anche in porfiroblasti pecilitici di forma ocellare. In quantità da subordinata ad accessoria si notano: epidoti, minerali opachi, titanite, tormalina. Talora contengono sottili intercalazioni di scisti quarzoso-micacei a liste e lenti di quarzo, simili a quelli dell'unità del Combin, e quarziti micacee chiare.

Scisti filladici e fillonitici (AUIa)

Rocce con scistosità pervasiva, di colore grigio plumbeo e spesso crenulate, derivate da depositi terrigeni mesozoici. Sono costituite da fillosilicati (mica bianca $\pm$ clorite), quarzo, albite, dispersioni carbonioso-grafitiche e, talora, carbonato. I porfiroblasti albitici sono farciti di relitti microlitici che sottolineano una prima scistosità alpina, spesso ripiegata. Sono state distinte le intercalazioni maggiori.

Quarziti a manganese (AUIc)

Tipiche quarziti a bande derivate da *chert* oceanici, con letti e noduli ricchi in spessartina giallo-rosa, piemontite violacea e braunite nera. Affiorano vicino alla vetta del M. Creya, non lontano da piccole scaglie di Trias carbonatico.

Ofioliti metamorfiche

Metabasalti prasinitici (AUI d)

Formano corpi tabulari e lenticolari, in genere di modeste dimensioni, dispersi all'interno delle sequenze dei calcescisti. Il corpo maggiore affiora nel versante settentrionale della dorsale Creya-Pennes Blanches. Del tutto simili alle prasinitidi dell'unità del Combin, sono costituite da albite ocellare, clorite, anfibolo actinolitico ed epidoto ferifero, talora con carbonato e mica bianca in quantità accessoria. Localmente fanno passaggio a tipi massicci, in cui l'albite ha svi-



Tav. 8 - Le unità ofiolitiche sui due versanti della Valle d'Aosta nella parte centrale del foglio: a) il versante sinistro è costituito da calcescisti e minori pietre verdi dell'unità del Combin, substrato tettonico dei lembi austroalpini superiori (cresta innevata, sullo sfondo); l'intero versante che si estende dalla dorsale Cima Longhede-Becca d'Aver al fondovalle e comprende buona parte dei comuni di Verrayes, Chambave e Saint Denis è coinvolto nella maggiore DGPV della regione; b) il versante destro è costituito dall'unità di Zermatt-Saas, sovrascorsa dal lembo eclogitico del M. Emilius; le successioni ofiolitiche del Mont Courquet, al centro dell'immagine, sono collassate e si protendono sul fondovalle della Dora tra gli abitati di Saint Marcel (a destra), Nus e Fenis (a sinistra), simili ad un gigantesco cono di frana circondato a monte dalla sua nicchia di distacco.

luppo diablastico, non ocellare. Le metabasiti derivano da tholeiiti con alterazione oceanica in genere pronunciata, indicata indirettamente dall'abbondanza di minerali idrati e dall'elevato contenuto in sodio.

Anfiboliti albitiche a epidoto (AUle)

Metabasiti di origine basaltica, a volte simili alle prasiniti, da cui si distinguono per alcune caratteristiche macroscopiche (struttura massiccia, colore verde scuro) e mineralogiche (albite in aggregati diablastici con anfibolo, rari porfiroblasti). Rara, ma significativa la presenza di anfiboli sodici e/o sodico-calcici relitti, indicativi di un metamorfismo di subduzione in facies scisti blu. Un affioramento tipico è situato a sud-est dell'Alpe di Pila.

Metagabbri (AUlf)

Rari corpi lenticolari, privi di relitti magmatici, con struttura *flaser* o milonitica, del tutto analoghi a quelli dell'unità del Combin. Associazione mineralogica in facies scisti verdi costituita da anfiboli calcici, pseudomorfi sui siti del pirosseno primario o associati ad albite diablastica, epidoto $\pm$ clorite e mica chiara, talora cromifera, presente soprattutto nelle varietà milonitiche. Il cromo deriva dallo spinello, di cui si possono rinvenire locali relitti.

Albititi micacee e gneiss ovarditici (AUlg)

Affiorano nel versante sinistro del Vallone del Grauson, a nord del Lago di Money, a letto di un grande corpo di metabasalti prasinitici. Sono rocce a grana vistosa, costituite da dominante albite porfiroblastica (albititi) o da albite, mica chiara, clorite e scarso quarzo ("gneiss ovarditici"). La loro origine è incerta: possono derivare da gabbri e/o basalti milonitici con forte metasomatismo di ambiente oceanico (arricchimento in sodio), forse associati a materiale detritico.

Serpentiniti (AUlh)

Corrispondono in prevalenza al grande corpo di serpentiniti antigoritiche ricche in lenti di magnetite massiccia che costituiscono la miniera di Cogne (COMPAGNONI *et al.*, 1979, 1981). Sono situate a tetto di dolomie triassiche del Fascio di Cogne e, al loro contatto, sviluppano una spettacolare zona di reazione rodingitica (DAL PIAZ, 1969). Inoltre, è stata rappresentata una serie di piccole lenti allineate, disperse nei calcescisti, che sembrano marcare un orizzonte tettonico lungo il versante destro del Vallone dell'Urtier.

2.2. - UNITÀ ECLOGITICHE

Sono state distinte due unità ofiolitiche (Zermatt-Saas e Grivola-Urtier) con impronta eclogitica, ben preservata o documentata da minerali relitti (granato $\pm$ pirosseni e/o anfiboli sodici, Mg-cloritoide, rutilo), e diffusa sovraimpronta in facies scisti verdi. Le due unità hanno analogo assetto litostratigrafico, caratterizzato dalla netta prevalenza delle pietre verdi sui metasedimenti di copertura.

L'unità di Zermatt-Saas è suddivisa in due parti dal corso della Dora Baltea e dalle faglie oligoceniche del sistema distensivo Aosta-Ranzola (Fig.6,7,8, Tav.8b). La parte settentrionale, esposta nel settore nord-orientale del foglio, è situata alla base dell'unità del Combin, a tetto della faglia maestra del graben Aosta-Ranzola, pendente verso nord. Quella meridionale, assai più estesa, affiora nel vallone del Comboè, a ovest del massiccio del Monte Emilius, e dalle valli St Marcel-Fenis al massiccio del M. Avic, a letto della faglia maestra, è ricoperta dal lembo del Monte Emilius e in essa sono inseriti gli altri lembi austroalpini eclogitici sopra descritti. L'unità Grivola-Urtier, di modesta estensione, è circoscritta al versante sinistro del vallone dell'Urtier (Cogne, angolo SW del foglio). E' l'unità ofiolitica più profonda della regione ed è situata tra varie unità a tetto (Fascio di Cogne, Ouilletta, base dell'unità Zermatt-Saas) e la sottostante falda penninica del Gran Paradiso, esposta a sud del foglio.

Tra le ofioliti predominano le serpentiniti, distinte da quelle delle unità non eclogitiche per la presenza di titanclinohumite, diopside e nuova olivina, in aggregati spesso vistosi. In entrambi i lati della valle principale sono spesso coperte da estese sequenze di oficalci, bene esposte in numerose cave, possibile evidenza di processi di denudazione tettonica del mantello. Abbondanti sono anche i corpi di metagabbri (di tipo normale o ricchi in Fe-Ti), talora inseriti all'interno delle peridotiti serpentinite, e di metabasalti tholeiitici con struttura massiccia, a cuscinetti o brecciata. Le coperture metasedimentarie sono costituite da sequenze oceaniche ad affinità liguride (quarziti a manganese, marmi impuri) e da sequenze orogeniche (calcescisti e micascisti a calcite e/o ankerite). La storia metamorfica alpina è messa in evidenza da: i) rari relitti progradati (anfiboli, losanghe di lawsonite sostituita da epidoti e mica chiara), preservati in genere all'interno del granato, ii) associazioni eclogitiche anidre (granato, omphacite, zoisite, rutilo $\pm$ Mg-cloritoide, cianite) e idrate (granato, glaucofane, epidoti, fengite, rutilo), presenti queste ultime in metabasalti con alterazione idrotermale di ambiente oceanico, iii) associazioni decompressionali, in evoluzione dalla facies scisti blu di alta temperatura (glaucofane II, anfiboli sodico-calcici) alla facies scisti verdi (albite, anfiboli calcici, miche chiare II, Fe-epidoto, clorite, biotite bruno-olivastra, titanite). La presenza di litotipi molto simili nelle due unità tettoniche documenta che esse derivano da sezioni di litosfera oceanica sostanzialmente analoghe, poi sottoposte alla stessa evoluzione metamorfica in ambiente di subduzione.

2.2.1. - Unità Zermatt-Saas

A nord del graben della Valle d'Aosta, l'unità è costituita da un grande corpo basale di serpentiniti e oficalci, esposto sui due lati della bassa Valtournenche, da metagabbri massivi, con inclusi eclogitici (St Vincent), metagabbri milonitici, metabasalti in facies scisti verdi, con rari relitti di eclogiti e glaucofaniti, e limitati metasedimenti di copertura, carbonatici e quarzitici.

A sud del graben, l'unità ofiolitica può essere suddivisa in due settori principali, separati dal lembo austroalpino del Glacier-Rafray. Essi sono in parte distinti nell'assetto litostratigrafico e, verosimilmente, anche dal punto di vista tettonico, ma identici nell'impronta metamorfica. Il tratto superiore è compreso tra i lembi del M. Emilius e del Glacier-Rafray. Inizia, in Valle di St Marcel, con potenti metabasalti, ricoperti dalla classica serie di quarziti e scisti manganesiferi di Praborna (MARTIN-VERNIZZI, 1982; MARTIN & TARTAROTTI, 1986, 1989; MARTIN *et al.*, 1994). La successione prosegue verso l'alto con dominanti sequenze metasedimentarie (calcescisti e quarziti micacee) che si estendono dal M. Delà alla P. Tersiva e al Vallone di Grauson, contenenti ripetute intercalazioni tabulari di metabasalti e gabbri milonitici e qualche lente di serpentiniti laminate. Il settore inferiore si estende dal *thrust* del lembo del Glacier-Rafray al margine orientale del foglio. Esso è dominato dal massiccio ultramafico del M. Avic, costituito da peridotiti di mantello completamente serpentinnizzate e contenenti alcuni corpi di metagabbri. Alle serpentiniti sono talora associate oficalci e breccie sedimentarie a elementi ofiolitici (TARTAROTTI *et al.*, 1998). Al di sopra, seguono discontinui corpi di Mg-metagabbri, con letti e lenti di metagabbri eclogitici ricchi in Fe-Ti, e infine metabasalti eclogitici, più o meno retrocessi, con sottili e discontinue coperture metasedimentarie. Gli affioramenti migliori sono ubicati nel Vallone di Savoney (DAL PIAZ & NERVO, 1971).

Metasedimenti

Calcescisti s.l. indifferenziati (ZZS)

Alternanze, in genere non cartografabili, di tipi carbonatici e varietà terregne, rappresentati da calcescisti e da micascisti poveri o privi di carbonato, con subordinate intercalazioni di quarziti, marmi impuri e scisti filladici plumbei, talora a cloritoide e/o granato. Il metamorfismo eclogitico, discontinuo e meno evidente che nelle metabasiti, è segnalato da granato rossiccio e cloritoide nerastro, entrambi talora centimetrici, fengite e pseudomorfosi di epidoto-mica bianca su originaria lawsonite, dalla tipica forma a losanga. Le pseudomorfosi più vistose, di dimensioni sino al centimetro, si trovano in Val di Clavalitè, al Mousaillon e nella zona di Dondena, entro sottili orizzonti di micascisti e calcescisti a granato, non rappresentabili alla scala della carta.

Metasedimenti terrigeni (ZZSb)

Scisti filladici e fillonitici plumbei, quarzoso-micaceo-cloritici, talora a granato, derivati metamorfici alpini di protoliti sislicoclastici e pelitici. Formano intercalazioni di vario spessore all'interno dei calcescisti, in genere non cartografabili. Tipico è l'affioramento alla base del versante meridionale della P. Tersiva, potente alcune decine di metri.

Marmi (ZZSc)

Sono ubicati in prevalenza nel settore inferiore dell'unità, al margine delle serpentiniti del M. Avic e, localmente, alla base del lembo del M. Emilius e nel settore a nord della Dora, in orizzonti metrico-decamentrici. Si tratta di marmi calcitici impuri, di colore grigio chiaro e patina superficiale beige-giallastra o grigia, talora laminati e friabili, caratterizzati dalla presenza di mica bianca, granato e talora cloritoide, anche in cristalli di notevoli dimensioni.

Scisti milonitici (ZZSd)

Scisti cloritici ad albite e calcite, con *fabric* milonitico, presenti unicamente nel vallone di Grauson (Cogne), lungo il contatto tettonico tra le ofioliti e il lembo del M. Emilius. Non vi sono elementi per definire il protolite, forse di natura composita (sedimenti carbonatici e detrito gabbriico ?).

Quarziti micacee (ZZSe)

Quarziti impure, a mica bianca $\pm$ clorite, anfibolo e granato, talora associate a scisti quarzoso-micacei e micascisti quarzosi. Formano orizzonti in genere sottili e discontinui, situati in prevalenza a tetto delle successioni ofiolitiche: sono state distinte solo le intercalazioni più potenti, con spessore che alla testata della Valle di Clavalité e nel Vallone di Grauson può superare il centinaio di metri. Le quarziti affioranti a nord della Dora sembrano distinguersi per una minore abbondanza di granato. A sud della Dora, contengono a volte noduli e letti millimetrici policromi di piemontite, spessartina $\pm$ braunite, nonché porfiroblasti di cloritoide, talora associato a glaucofane, costituendo le rocce incassanti delle principali mineralizzazioni a manganese della regione.

Quarziti mangesifere (ZZSf)

Derivano probabilmente da radiolariti giurassiche che costituivano la base delle coperture sopraofiolitiche. Il loro notevole arricchimento in Mn è dovuto a processi idrotermali di ambiente oceanico. Sono rocce tipicamente policrome, per alternanza di livelli e lenti appiattite di colore viola, rosso intenso, rosa, giallo carico e verde, con locali lenti nerastre ricche in braunite e silicati di manganese. Il giacimento principale e più spettacolare è costituito dalla miniera di Praborna (St Marcel), coltivata in passato e studiata in dettaglio da MARTIN-

VERNICZI (1982), MARTIN & KIENAST (1987), TARTAROTTI & CAUCIA (1993) e dagli altri autori citati nella rassegna storica. Altre notizie sono esposte nel capitolo sulle risorse minerarie.

Brecce sedimentarie (ZZSg)

Caratteristiche brecce sedimentarie a frammenti serpentinitici e matrice carbonatica affiorano in modo discontinuo tra il M. Revic e la parete meridionale della P. Charmontane, all'interno delle serpentiniti del M. Avic o tra le serpentiniti ed i calcescisti sovrastanti (TARTAROTTI *et al.*, 1998). In genere, da letto a tetto si nota la seguente successione: i) brecce di serpentinite con cemento carbonatico; ii) calcescisti marnosi con letti ricchi in clorite e clasti di serpentiniti e di metabasiti ad anfibolo, zoisite e granato, o ricchi in clorite; iii) calcescisti marnosi. Le brecce sono talora associate a marmi impuri, contenenti granato e cloritoidi. Si tratta, verosimilmente di originarie brecce sedimentarie depositate al fondo dell'oceano della Tetide, costituito da peridotiti mantelliche più o meno serpentinite.

Ofioliti metamorfiche

Anfiboliti albitiche a relitti eclogitici (ZSA)

Metabasalti a relitti di granato e glaucofane, con forte sovrainpronta in facies scisti verdi ad albite diablastica, localmente ocellate (tipi prasinitici), anfiboli calcici, epidoto, clorite, titanite, talora con mica bianca e carbonato in quantità accessoria. Locali relitti di strutture primarie (cuscini e brecce) nel settore a sud della Dora, fortemente appiattite dalle deformazioni alpine. Nelle parti meno deformate contengono eclogiti e glaucofaniti granatiferi, in rapporti transizionali, distinte ove formano corpi significativi. Locali mineralizzazioni disseminate a solfuri di Cu-Fe. Rare prasiniti di colore verde chiaro, simili a quelle di origine gabbbrica, ma prive di relitti che ne attestino con certezza l'origine.

Prasiniti e ovariti di origine gabbbrica (ZSAa)

Litotipi di colore verde chiaro, con vistosa albite ocellare, subordinati anfiboli calcici, clorite, epidoto e saltuaria mica cromifera, derivati probabilmente da gabbri milonitici. In tale ipotesi, si tratta di miloniti gabbbriche con sviluppo tardivo di albite porfiroblastica.

Eclogiti ed eclogiti glaucofaniche (ZSAb)

Rocce molto tenaci di colore verde chiaro o bluastrò, nei tipi glaucofanici, caratterizzate dalla presenza di granato rossiccio, pirosseno omphacitico e rutilo macroscopici. Locali relitti di strutture a cuscini o brecciate (Valle di St Marcel). L'associazione mineralogica tipica comprende omphacite, granato, rutilo e zoi-

site, a cui si possono associare frequente glaucofane, mica fengitica e quarzo. Derivano da protoliti basaltici e subordinati Fe-Ti gabbri intercalati nei corpi gabbri maggiori (St Vincent, vallone di Savoney). Gli affioramenti più significativi si trovano nel massiccio del M. Avic, in genere come corpi di piccole dimensioni all'interno di metabasiti retrocesse. Affioramenti principali: Colle Raye Chevrere, Alpe Savoney, Valle di St Marcel (tratto inferiore), Colle di Mezzove (anche come filoni nei metagabbri), dintorni del Gran Lago, Barbeston, P. Arpisson. Lenti minori, non cartografabili, sono presenti nel grande corpo gabbro di Brissogne.

Glaucofaniti (ZSAc)

Glaucofaniti massicce e spettacolari scisti glaucofanici a granato, talora centimetrico, mica bianca, calcite, ankerite, Mg-cloritoide e locali losanghe di paragonite, zoisite e/o clinozoisite, pseudomorfi su lawsonite (MARTIN & TARTAROTTI, 1989). Derivano da basalti con pronunciata alterazione idrotermale di ambiente oceanico con qualche relitto di strutture a cuscini. Contengono frequenti lenti di eclogiti (da basalti con minore alterazione oceanica). Sono diffuse alla periferia del massiccio serpentinitico del M. Avic, specie nel vallone di St Marcel e a letto del lembo del Glacier-Rafray. Altre glaucofaniti affiorano al Bec Gavin, associate ad anfiboliti tabulari a epidoto, con rari *boudins* eclogitici. A nord della Dora, formano limitati affioramenti nel versante sinistro della Valtournenche e a nord di St Vincent, associate ad anfiboliti albitiche di origine basaltica. Sono costituite da dominante glaucofane in prismetti bluastri e da minuti granati rossastri.

Cloritoscisti a granato, cloritoide e glaucofane (ZSAd)

Rocce verdastre a grana vistosa, ricche in clorite, granato, Mg-cloritoide pluricentimetrico, talco $\pm$ paragonite, pseudomorfo di mica bianca-epidoti su lawsonite, scarso quarzo e carbonato, quasi sempre associate, con passaggi gradualmente, a glaucofaniti granatifere ed eclogiti. Queste rocce del tutto particolari sono il prodotto del metamorfismo di subduzione, a profondità sottocrosta, di basalti con estrema alterazione idrotermale di alta temperatura in ambiente oceanico. I corpi maggiori, coltivati in passato per la produzione di macine, affiorano nei pressi di Fontillon Damon (Les Druges; TARTAROTTI, 1989), nel versante nord del Barbeston e a quota 1900, sul versante sinistro del vallone del Lago Gelato.

Mg-metagabbri (ZSAe)

Metagabbri con struttura primaria ancora ben riconoscibile, massiccia o fibroso-lenticolare (*flaser*), grana vistosa e prevalente paragenesi in facies scisti verdi, con aggregati policristallini di anfibolo sui siti del pirosseno, immersi in una matrice di albite ed epidoto-zoisite (ex plagioclasio), clorite e scarsa mica

chiara. L'impronta eclogitica, ove presente, è segnalata da omphacite smeraldina pseudomorfa sul pirosseno primario, talora pluricentimetrico, da raro granato o da bande e lenti di splendidi Fe-Ti-gabbri eclogitici.

Il corpo principale affiora lungo il versante settentrionale del massiccio del M. Emilius, tra il Mont Père Laurent e Brissogne, rilevato da MONOPOLI e SCHIAVO. Esso contiene varie intercalazioni di anfiboliti albitiche, glaucofaniti ed eclogiti, di estensione anche chilometrica. Il contatto tettonico con il basamento del M. Emilius (a tetto) è sottolineato da scaglie di serpentiniti milonitiche e da scisti actinolitici. A nord, il corpo gabbrico è delimitato da faglie del graben Aosta-Ranzola. A sud di Grand Brissogne si osserva la porzione meglio preservata, con relitti pluricentimetrici di clinopirosseno magmatico. Altri corpi gabbrici di notevole estensione e con caratteri analoghi affiorano a nord e ad est del M. Rafray (DAL PIAZ & NERVO, 1971), interposti tra il lembo austroalpino e le serpentiniti del M. Avic, e tra il Col Mussaillon e la base della parete orientale della Tour Ponton.

A nord della Dora, un corpo chilometrico di Mg-metagabbri è esposto in modo discontinuo nella conca di St Vincent. Ha struttura da massiccia a *flaser* e paragenesi ad attinoto, epidoto-zoisite, albite diablastica, clorite e scarsa mica chiara, con rari relitti di granato e omphacite. Vi si associano alcune piccole lenti di eclogiti di colore verde chiaro brillante, bluastro nei tipi glaucofanici, costituite da granato rossiccio, omphacite e rutilo di dimensioni macroscopiche.

Mg-metagabbri milonitici (ZSAf)

Scisti milonitici di colore verde chiaro, tendente al bianco, derivati dai litotipi sopra descritti. Presentano una monotona composizione mineralogica ad albite minuta, clorite pallida, epidoto e anfibolo calcico, in genere subordinato, con frequenti lamelle smeraldine di mica cromifera ("fuchsite"). In qualche caso, la crescita macroscopica dell'albite (porfiroblasti ocellari plurimillimetrici) sviluppa varietà molto simili alle prasiniti. I corpi maggiori affiorano a sud della Dora, nelle zone di Grauson e Punta Tersiva. Sottili bande milonitiche, non rappresentabili alla scala della carta, sono presenti al margine e all'interno dei corpi gabbri maggiori.

Fe-Ti-gabbri eclogitici (ZSAg)

Formano corpi stratiformi o lenticolari all'interno dei Mg-metagabbri, da cui si distinguono macroscopicamente per il colore molto più scuro, la presenza di abbondanti minerali di alta pressione (granato, omphacite, minore glaucofane) e l'abbondanza di rutilo in vistosi aggregati granoblastici. I corpi principali, di dimensioni metrico-decametriche, si trovano nell'alto vallone di Savoney, lungo la cresta occidentale del M. Avic e nei pressi del Col Varrotta. Una rassegna dei Fe-gabbri eclogitici della regione è esposta da BENCIOLINI *et al.* (1988), con valutazioni sulla composizione della coppia granato-clinopirosseno e degli anfiboli.

Serpentiniti (ZSS)

Sono il prodotto dell'idratazione (in prevalenza di ambiente oceanico) di originarie peridotiti di mantello e della susseguente rielaborazione tettono-metamorfica alpina. L'impronta eclogitica è responsabile della formazione di antigorite, titanclinohumite, olivina II, diopside, clorite. La magnetite è talora molto abbondante, in cristalli anche pluricentimetrici. Titanclinohumite (rosso ruggine), olivina (ocra) e diopside (bianco) sono ben visibili macroscopicamente e sono spesso concentrati in plaghe, anche metriche, e in sottili vene. Il diopside è spesso alterato in anfiboli tremolitici fibrosi. In qualche caso, si riconoscono relitti dei siti microstrutturali primari, indicativi di una tessitura tettonica di mantello (pseudomorfo di diopside su originari pirosseni, ricristallizzazione dinamica di olivina). Le serpentiniti hanno struttura da massiccia a fortemente scistoso-laminata, mantenendo inalterata la composizione mineralogica. Sono frequenti varie generazioni di vene con cristalli di serpentino fibroso, a volte di notevoli dimensioni (serpentino nobile). Dominanti nel massiccio del M. Avic, le serpentiniti sono diffuse anche nel settore del foglio a nord della Dora, ove formano un corpo plurichilometrico a monte di Chatillon e corpi minori sulla destra idrografica della bassa Valtournenche, associati a prevalenti oficalci. Sono tipi antigoritici a magnetite e locale titanclinohumite, in varietà massicce, scistose e localmente milonitiche. Contengono filoni di gabbri rodingiti e locali zone di reazione con le rocce incassanti, entrambi con sovraimpronta polifasica alpina.

Oficalci (ZSSa)

Brecce a frammenti di serpentinite in matrice carbonatica di origine sedimentaria e/o idrotermale. In molti casi i frammenti mostrano deformazioni duttili precedenti alla genesi della matrice e sono tagliati da varie generazioni di vene di calcite. Localmente contengono lenti di marmi e quarziti mesozoiche di origine esotica (cava di Blavesse, a est di St Denis). Affiorano generalmente a tetto dei corpi di serpentiniti massicce con spessori sino a plurimetri. Gli affioramenti più estesi, a nord della Dora, sono ubicati allo sbocco della Valtournenche, ove sono attive le cave, a cielo aperto e in galleria, per la produzione del "marmo verde" valdostano (Fiora & Ferrarese, 1998). Del tutto analoghe sono le brecce affioranti sul versante opposto della valle, coltivate in alcune cave nella zona di Champ de Praz.

Filoni rodingitici (ZSSb)

Filoni rodingitici, derivati da protoliti gabbriici a grana sovente pegmatoide, sono frequenti all'interno delle serpentiniti del M. Avic. Si riconoscono facilmente per il colore vivace, su toni rosa, gialli e verdognoli, in netto contrasto con le serpentiniti incassanti. Sono costituiti da diopside pseudomorfo (talora con clorite e/o granato) su clinopirosseno magmatico, anche pluricentimetrico, in

matrice di granato (grossularia-andradite), epidoto, clorite $\pm$ vesuviana, prehnite, sviluppata sui siti del plagioclasio primario. Tipiche le salbande di cloritoscisti verde chiari a diopside e rara magnetite. Frequenti i fenomeni di *boudinage*.

Zone di reazione rodingitica (ZSSc)

Sono rocce massicce, di spessore metrico, formate a spese di calcescisti e gabbri a contatto con le serpentiniti. Genesi e composizione mineralogica sono analoghe a quelle dei filoni rodingitici. La loro formazione è attribuibile a processi metasomatici (arricchimento in calcio, perdita degli alcali) legati alla serpentinnizzazione delle peridotiti incassanti e alla ricristallizzazione alpina. In dettaglio, a contatto con le serpentiniti si osserva in genere una banda di granatite beige-rossastra (grossularia), seguita da una zona ricca in diopside, anfiboli calcici nerastri ed epidoto. Affiorano nel massiccio del M. Avic (se ne veda una fotografia a colori in DAL PIAZ, 1992, tomo II).

2.2.2. - Unità della Grivola-Urtier

È l'unità ofiolitica più bassa della Zona Piemontese e affiora nell'angolo sud-occidentale del foglio, a letto dell'unità di Zermatt-Saas e del Fascio di Cogne. È costituita da serpentiniti, metagabbri e metabasalti, con diffusi relitti eclogitici, subordinati calcescisti e locali quarziti a granato. I caratteri litostratigrafici e metamorfici sono analoghi a quelli dell'unità di Zermatt-Saas, a cui si rimanda per ulteriori dettagli (BOCCHIO *et al.*, 2000).

Calcescisti s.l. indifferenziati (GRV)

Calcescisti pelitico-carbonatici, analoghi a quelli dell'unità di Zermatt-Saas, con frequenti intercalazioni di micascisti e calcescisti a granato e cloritoide. Affiorano nella cornice meridionale del foglio e costituiscono le originarie coperture delle sequenze ofiolitiche, in rapporti ampiamente scompaginati dalla tettonica polifasica alpina.

Anfiboliti albitiche (GRVb)

Metabasalti a relitti eclogitici (granato, pirosseni e/o anfiboli sodici), di colore verde scuro e grana in genere minuta, caratterizzati da abbondante albite diastistica, anfiboli calcici, noduli e letti epidotici. I tipi più comuni sono delle anfiboliti albitiche a grana generalmente fine, talora zonate (letti ricchi in albite e/o epidoto) e con struttura da massiccia a finemente scistosa. Affiorano estesamente sui due fianchi della bassa Valnontey (PENNACCHIONI, 1988).

Mg-metagabbri (GRVe)

Allo sbocco della Valnontey, sul lato destro, le anfiboliti albitiche contengono alcuni orizzonti decametrici di gabbri milonitici di colore verde molto chiaro, talora con mica smeraldina di cromo. Masse maggiori di metagabbri affiorano nel basso vallone dell'Urtier, associati a serpentiniti e belle eclogiti estese a sud del foglio (BOCCHIO *et al.*, 2000).

2.3. - UNITÀ DI COPERTURA DI ORIGINE CONTINENTALE**2.3.1. - Unità Pancherot-Cime Bianche*****Metasedimenti carbonatici e silicoclastici indifferenziati (PCB)***

Inserita tettonicamente nella parte inferiore dell'unità del Combin, o alla sua base, l'unità è formata da sequenze permo-mesozoiche non ofiolitiche, scollate probabilmente dal basamento dei lembi austroalpini inferiori, attualmente privi di copertura (DAL PIAZ, 1999). Esposta con continuità nel tratto superiore della Valtournenche e della Valle d'Ayas (Fogli Monte Cervino e Monte Rosa), ad essa si riconduce la piccola scaglia di St Evence-Blavesse, affiorante nel foglio allo sbocco della Valtournenche, in destra idrografica. Età dei protoliti: Mesozoico.

Metaconglomerati e brecce (PCBa)

Piccolo, ma spettacolare affioramento di metaconglomerati a ciottoli centimetrico-decimetrici, fortemente allungati, di quarzo e marmi grigio-scuri, in matrice carbonatica e silicoclastica metamorfica. Età del protolite: Giurassico inf.-medio?

Dolomie e marmi dolomitici (PCBb)

Piccolo affioramento di dolomie cristalline chiare, situate a tetto dei metaconglomerati. E' confrontabile con i marmi dolomitici diffusi al Pancherot, alle Cime Bianche e lungo il fianco destro del vallone omonimo (DAL PIAZ, 1992; DE GIUSTI *et al.*, 2004). Età del protolite: Triassico medio-superiore?

Quarziti bianche tabulari (PCBc)

E' il litotipo relativamente più diffuso dell'unità, rappresentato da quarziti bianche, generalmente pure, suddivise in sottili e regolari lastre, del tutto analoghe a quelle esposte a Cheneil e nella vecchia cava del Pancherot (Foglio Monte Cervino). Hanno spessore limitato (1-4 m) ma notevole estensione longitudinale (circa 2 km) sul versante destro della bassa Valtournenche, consentendo di marcare con precisione il limite tettonico (primo rango) tra unità eclogitiche e non eclogitiche della Zona Piemontese. Età: Triassico inferiore?

2.3.2. - *Unità di Cogne*

Nota col termine di Fascio di Cogne (ELTER, 1971, 1972), l'unità è una falda di scollamento costituita da metasedimenti triassico-giurassici, non ofiolitici, riferiti dubitativamente al margine continentale europeo. Affiora nella parte sud-occidentale del foglio, inserita tettonicamente alla base dell'unità in facies scisti blu dell'Aouilletta e a tetto di unità ofiolitiche con metamorfismo eclogitico. E' caratterizzata da sequenze di piattaforma carbonatica, breccie sedimentarie (*rifting* giurassico) e calcescisti carbonatici non ofiolitiferi, definiti in prevalenza nel Foglio Aosta.

Calcescisti del Drinc (DRC)

Il nome è tratto da una località nota nella regione per lo scavo di una lunga-galleria per il trasporto della magnetite dalla miniera di Cogne a Pila e quindi ad Aosta. Prevalgono calcescisti carbonatici, debolmente micacei, di colore beige-nocciola, con bancate di marmi impuri chiari e calcescisti a bande, con ritmiche alternanze di marmi impuri e scisti sericitici a clorite; locali micascisti a carbonato in orizzonti non cartografabili. Età: Giurassico?

Calcescisti e marmi di Cogne (FDC)

Sequenze indifferenziate di calcescisti carbonatici e marmi impuri a tessitura arenitica, con intercalazioni non cartografabili di breccie sedimentarie a elementi dolomitici e di marmi scuri. Età: Triassico superiore-Giurassico?

Marmi grigi di Cogne (FDCa)

Marmi calcarei grigio scuri, spatici, con interstratificazioni centimetriche di marmi dolomitici, in gruppi di bancate metriche, con notevole persistenza laterale, all'interno dei calcescisti e dei marmi di Cogne. Età: Triassico superiore?

Dolomie di Creya (FDCb)

Dolomie cristalline bianche e marmi dolomitici. Il corpo principale si trova nell'area della miniera di Cogne, ove mostra, in sotterraneo, una classica zona di reazione rodingitica, di spessore plurimetrico, a contatto con le serpentiniti (DAL PIAZ, 1969). Corpi minori sono dispersi, a vari livelli strutturali, entro il Fascio di Cogne. Età: Triassico medio-superiore?

Marmi di Epinel (EPN)

Marmi grigi impuri con patina di alterazione nocciola, marmi spatici grigio scuri a patina giallo-ocra, breccie carbonatiche. Età: Triassico Medio?

Quarziti di Tavaillon (TVL)

Quarziti pure o debolmente micacee, biancastre, con fitta e regolare suddivisibilità tabulare, definita da stratificazione e scistosità regionale. Sono analoghe a quelle dell'Unità Pancherot-Cime Bianche. Rari affioramenti di spessore metrico sono visibili a nord di Cogne e nel versante destro del Vallone dell'Urtier. Età: Triassico inferiore?

3. – ROCCE DI ORIGINE TETTONICA E IDROTERMALE

Tipi ricorrenti in tutta l'area del foglio, generati da processi tettonici ed idrotermali successivi all'appilamento delle falde, al metamorfismo collisionale in facies scisti verdi di età eocenica sup.-oligocenica inf. ed alla sua scistosità regionale.

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 per la loro continuità, le cataclasiti presenti, a nord della Dora, tra il lembo cristallino del Mont Mary e l'unità ofiolitica del Combin.

Breccie a frammenti di dolomie e serpentiniti (Cb)

Breccie di probabile origine tettonica, costituite da frammenti centimetrici di dolomie e serpentiniti, di forma lenticolare, in matrice carbonatica chiara, associate a calcescisti, dolomie e carnirole del Fascio di Cogne, a tetto della miniera di magnetite

Carnirole e breccie carbonatiche di origine tettonica (Cc)

Simili, a prima vista, alle carnirole associate alle sequenze carbonatico-evaporitiche triassiche, sono riferibili all'attività tettonica e idrotermale associata a zone di faglia. Si tratta quindi di breccie relativamente giovani. Il problema delle carnirole "recenti" era stato sollevato e risolto da DEBENEDETTI (1975).

Filoni tardometamorfici di quarzo (fg)

Sono composti da quarzo puro o con quantità minori di clorite, albite, carbonati e rari solfuri disseminati. Frequenti le geodi. Hanno potenza variabile, in genere metrico-decimetrica. Per confronto con corpi simili, datati nel distretto aurifero di Brusson (PETTKE *et al.*, 1999), i filoni di quarzo sono attribuibili all'Oligocene. Tagliano la pila delle falde e la scistosità regionale in facies scisti verdi e sono deformati in varia misura.

Listveniti (li)

Brecce di faglia di età oligocenica, con pervasiva trasformazione metasomatica di natura idrotermale, a cui è imputabile la loro notevole compattezza. Sono costituite da frammenti angolosi o corpi maggiori di serpentiniti, profondamente carbonatizzate, in matrice di dolomite e magnesite, sovente con lamelle di mica “fuchsitica” di colore smeraldino (frattura fresca), talora con quarzo aurifero e solfuri. La patina d’alterazione superficiale è di colore bruno-ocra o ruginoso. Sono circoscritte ai corpi serpentinitici (DAL PIAZ & OMENETTO, 1978) e sono strettamente controllate dalla tettonica post-falda che ha generato il graben asimmetrico Aosta-Ranzola e le altre faglie estensionali della Valle d’Aosta (BISTACCHI *et al.*, 2001), raggiungendo spessori anche di parecchie decine di metri. Principali affioramenti: Col Terra Rossa (faglia dell’Ospizio-Sottile); versante destro della Dora, tra Septumian e Perlaz, con nuovi affioramenti messi in luce dall’evento alluvionale dell’ottobre 2000: brecce listvenitiche associate al fascio di faglie maestre del sistema Aosta-Ranzola; piccoli scavi minerari.

V - COPERTURA QUATERNARIA

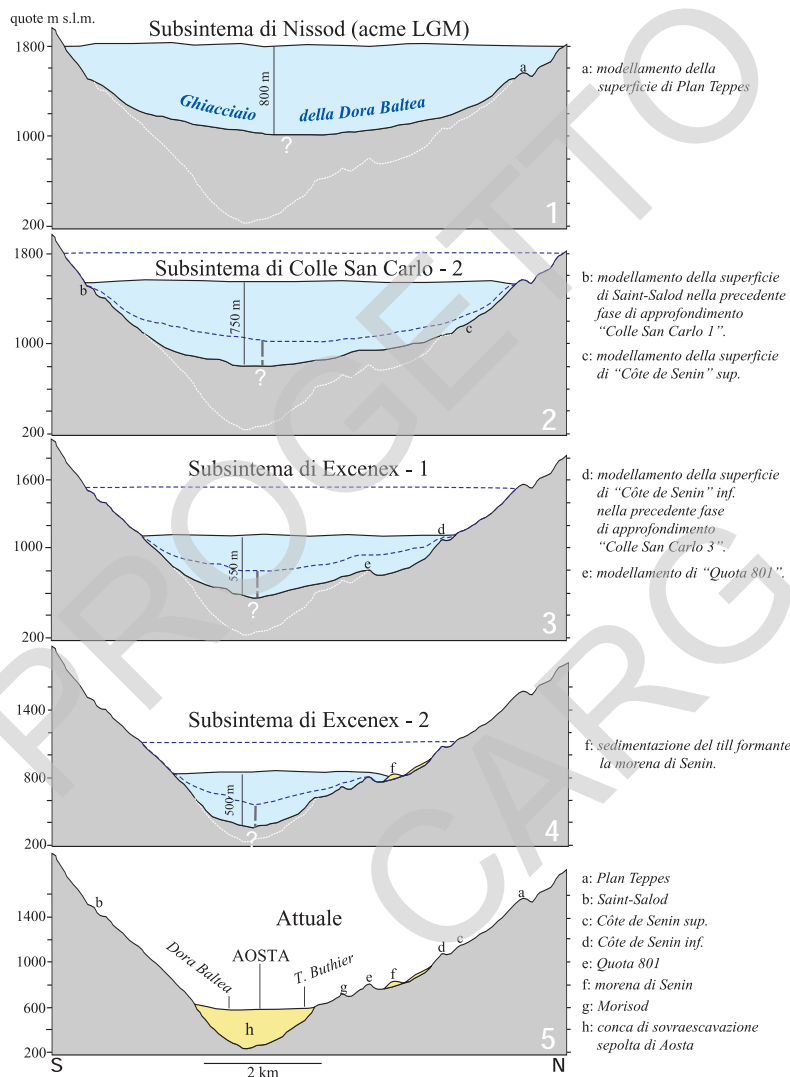
Nel Quaternario (ultimi due milioni di anni della storia geologica) si verificò una serie di episodi di espansione in cui il ghiacciaio balteo raggiunse la pianura e vi edificò quel grandioso sistema di cerchie noto come Anfiteatro Morenico d'Ivrea (SCHNEIDER, 1978; CARRARO *et al.*, 1991; AROBBA *et al.*, 1997). Questi processi avvennero nel Pleistocene medio e superiore, all'incirca tra 1.000.000 e 11.500 anni BP (BP = *before present*; Presente = 1950 d.C., o 1950 AD).

In Valle d'Aosta, i depositi quaternari (glaciali, alluvionali e gravitativi *s.l.*) hanno età molto recenti, se rapportati all'intera durata del Quaternario: risalgono in massima parte all'ultimo episodio glaciale del Pleistocene superiore (25.000 - 11.500 anni BP circa, stadio isotopico 2) e al successivo periodo Postglaciale (Olocene), che comprende il Presente. Depositi riferibili al penultimo episodio glaciale (stadio isotopico 4?) o, meno probabilmente, a episodi ancora più antichi, sono conservati in modo sporadico sui versanti, a quote relativamente elevate nella media e alta valle, e a quote via via inferiori avvicinandosi all'Anfiteatro Morenico d'Ivrea. Hanno spessori molto variabili: modesti sui versanti (fino ad alcune decine di metri) e maggiori nei fondovalle (350 m nella conca di Aosta).

I depositi quaternari sono stati distinti in base all'unità stratigrafica di appartenenza (colore di fondo) e alla facies (sovrassegno).

Inoltre, sono state distinte le unità riferibili ad un bacino di provenienza (genetico) da quelle ubiquitarie. Le prime raggruppano i depositi legati a ghiacciai e corsi d'acqua, la cui evoluzione è strettamente interconnessa a livello di grande bacino; le seconde i depositi gravitativi *s.l.* e lacustri, distribuiti in modo più casuale.

Per la stratigrafia dei depositi del primo gruppo sono state utilizzate le "unità a limiti inconformi" (UBSU), basate sui caratteri delle discontinuità (superficie basale e sommitale) che delimitano i corpi sedimentari.



Tav. 9 - Ipotesi di evoluzione morfogenetica della media Valle d'Aosta durante l'ultimo episodio glaciale (lungo una sezione trasversale poco a valle di Aosta). Il ghiacciaio della Dora Baltea si approfondisce nel substrato roccioso, abbandonando i propri depositi sulle superfici precedentemente modellate. I valori di spessore del ghiacciaio sono puramente indicativi, in quanto non si hanno elementi per ricostruire la reale morfologia della parte centrale del fondovalle nel corso del suo modellamento: in ogni fase la superficie basale del ghiacciaio poteva più probabilmente assumere una conformazione intermedia, non meglio precisabile, tra quella rappresentata nel disegno e l'attuale fondovalle in roccia (linea tratteggiata bianca).

I due versanti vallivi sono articolati in una successione di rotture di pendenza separate da scarpate (Tav. 5b); i depositi glaciali poggiano su tali superfici in roccia sotto forma di “lembi terrazzati” e “lembi applicati”, rispettivamente. La presenza di ripetuti rapporti di intersezione tra queste forme di esarazione nel profilo vallivo trasversale e di allineamenti di tali forme nel profilo longitudinale è spiegabile con un fenomeno di terrazzamento, operato dal ghiacciaio in approfondimento erosionale nel substrato roccioso (Tav. 9), in analogia con i processi operati dai corsi d’acqua (CARRARO & GIARDINO, 2002). Le unità a limiti inconformi possono basarsi, in questo caso, sulla distribuzione plano-altimetrica delle superfici di appoggio di tali depositi: sono definibili come corpi sedimentari poligenici che poggiano su un’unica superficie basale, poi smembrati in una serie di lembi relitti.

La distribuzione altimetrica degli allineamenti di forme ricostruita per la media Valle d’Aosta (otto allineamenti al di sotto dei 1.700 m di quota, poi ricondotti a quattro unità morfologiche) è stata correlata con le superfici che delimitano inferiormente le diverse unità riconosciute nell’Anfiteatro Morenico di Ivrea. Su questa base si propone un’ipotesi di attribuzione delle unità stratigrafiche intravallive ad alcune delle fasi di espansione glaciale documentate nell’Anfiteatro d’Ivrea: l’unità valliva distribuita nella fascia altimetrica più elevata (*Subsintema di Nissod*) è stata ricondotta alla massima espansione locale dell’ultima glaciazione (di seguito LGM – *Last Glacial Maximum*); le altre tre unità, affioranti a quota via via più bassa e costituenti, in prima approssimazione, la cosiddetta “Sequenza cataglaciale”, sono state riferite ancora al LGM (sub-sistemi di *Colle San Carlo* e di *Excenex*) e al successivo Tardiglaciale (*Subsintema di Pileo*). Vi sono inoltre, nella valle principale, lembi ridotti di depositi glaciali privi di ogni traccia dell’originaria espressione morfologica e presenti lungo una fascia altimetrica più elevata di quella in cui si è conservato il LGM: essi sono stati raggruppati nel *Supersintema della Serra d’Ivrea*, attribuito ad uno o più episodi di espansione glaciale precedenti il LGM.

L’approfondimento erosionale è legato alla risposta del reticolato glaciale, in termini di capacità esarativa, al sollevamento regionale pregresso e alla eventuale tettonica attiva, e non coincide, necessariamente, con gli stadi di avanzata o di ritiro glaciale. In particolare non è definibile la posizione della fronte glaciale all’inizio della seconda fase del LGM (*Subsintema di Colle San Carlo*), anche se verosimilmente raggiungeva l’Anfiteatro d’Ivrea e forse conseguiva la massima espansione del LGM. Una correlabilità tra fasi di approfondimento e stadi di ritiro glaciale è proponibile invece per parte del *Subsintema di Excenex*: tale unità contiene il complesso di contatto glaciale di Roisan-Nus, una sequenza di lembi sedimentari che ricalca l’andamento del margine sinistro del ghiacciaio balteo e che termina sul fondovalle di St Vincent. Si ipotizza infine che, nella fase a cui risalgono i depositi del *Subsintema di Pileo*, la fronte del ghiacciaio balteo si attestasse non oltre la conca di sovraescavazione sepolta di Aosta. Per semplici-

tà, nel corso della descrizione si farà riferimento alla prima, seconda e terza fase del LGM, intese come fasi di approfondimento erosionale, correlabili in parte e con incertezza con lo stadio di acme glaciale e dei successivi stadi cataglaciali.

Allineamenti di forme e depositi di margine glaciale (morene nel caso di till di ablazione, superfici pianeggianti terrazzate per i depositi glacio-lacustri o di contatto glaciale) documentano i limiti raggiunti dalla superficie superiore del ghiacciaio durante alcune delle sue molteplici configurazioni. L'esempio più significativo è il complesso di contatto glaciale di Roisan-Nus: esso marca, lungo un tratto di circa 18 km, la posizione del margine sinistro del ghiacciaio balteo e di quello del Buthier durante la terza fase del LGM; consente inoltre la correlazione tra i depositi legati ai due bacini.

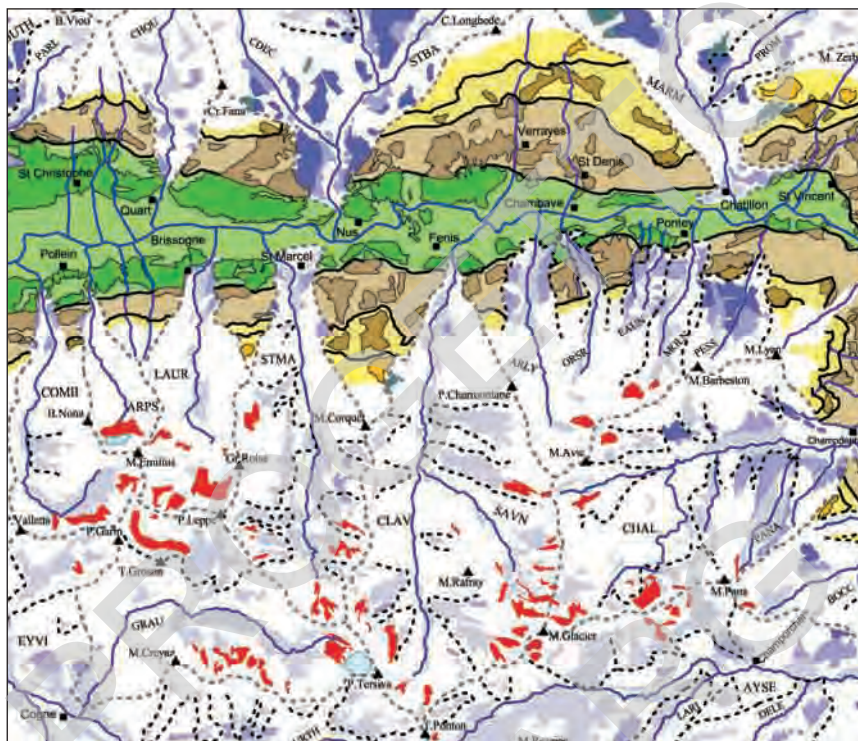
Nel corso dell'ultimo episodio glaciale, il modellamento della valle principale è stato operato da un ghiacciaio che, durante il LGM, non superava gli 800 m di spessore nella media Valle d'Aosta. I rapporti geometrici tra forme e depositi successivi all'acme sembrano indicare che il ghiacciaio ha approfondito di alcune centinaia di metri il proprio letto durante il LGM. Normalmente il ghiacciaio raggiungeva quote più alte di quelle a cui sono conservate le forme di esarazione prodotte da una fase precedente, in parte cancellate e coperte da depositi di fasi differenti.

Sono state distinte, infine, le unità completamente formate e quelle in formazione: le prime, sepolte o in corso di rimodellamento, non sono più in rapporto con l'agente fisico che le ha generate; le seconde sono generate da processi ancora potenzialmente attivi (senza valutazioni sulla "stabilità geomorfologica").

1. - UNITÀ DEL BACINO DELLA DORA BALTEA

Il Foglio Chatillon è compreso nel bacino idrografico della Dora Baltea. I depositi glaciali e alluvionali affioranti nel foglio sono riferibili a una sola successione di unità stratigrafiche: i) *Supersintema della Serra d'Ivrea* (insieme degli episodi glaciali pre-LGM); ii) *Sintema di Ivrea* (ultimo episodio glaciale), suddiviso nei subsintemi di *Nissod*, *Colle San Carlo*, *Excenex* (fasi del LGM) e *Pileo* (fine LGM-Tardiglaciale); iii) *Sintema del Miage* (Unità Postglaciale), suddiviso in *Subsintema di Château Blanc* (parte formata) e in *Subsintema di Les Iles* (parte in formazione).

Per valutare l'evoluzione glaciale della valle principale e quella delle sue tributarie si veda lo schema, in cui i depositi sono suddivisi anche in base al loro bacino genetico (Tav.10). Sono distinti: i) il bacino della Dora Baltea, corrispondente al solco vallivo principale; ii) i bacini tributari maggiori: torrenti Buthier, St-Barthélemy e Marmore (Valtournenche) in sinistra idrografica, e torrenti Grand Eyvia (Val di Cogne), Comboè, Les Laures, St Marcel, Clavalité (insieme al vallone di Savoney), Chalamy (Val di Champdepraz) e Ayasse (Val di Champorcher) in destra idrografica; iii) il raggruppamento dei bacini tributari minori.



	bacini tributari	bacino principale
Sintema del Miage (MGE)		
Subsintema di Pileo (IVR4)		
Subsintema di Excenex (IVR3)		
Subsintema di Colle S. Carlo (IVR2)		
Subsintema di Nissod (IVR1)		
Supersintema della serra d'Ivrea (SE)		



limiti dei bacini
tributari



ghiacciai attuali

BUTH:	T. Buthier
PARL:	T. Parléaz
CHOU:	T. du Château de Quart
STBA:	T. St Barthélemy
CDEC:	Comba Déché
MARM:	T. Marmore (Valtournenche)
PROM:	T. Promiod
COMB:	T. de Comboé
ARPS:	T. Arpisson
LAUR:	T. des Laures
EYVI:	T. Grand Eyvia (Val di Cogne)
GRAU:	T. Grauson
URTH:	T. Urthier
STMA:	T. St Marcel
CLAV:	T. Clavalité
SAVN:	T. Savoney
ARLY:	T. d'Arly (Vallone di Ponton)
ORSR:	T. d'Osiere
EAUN:	T. Eau Noire
MOLN:	T. Molina
PESS:	T. Pessey
CHAL:	T. Chalamy (Val di Champdepraz)
PANA:	T. de Pana
BOCC:	T. Boccoeuil
AYSE:	T. Ayasse (Val di Champorcher)
DELE:	T. della Legna
LARI:	T. Laris

Tav. 10 - *Subdivisione dei depositi quaternari in base ai bacini di provenienza.*

1.1. - SUPERSINTEMA DELLA SERRA D'IVREA (SE)

Comprende i depositi sedimentati dal ghiacciaio balteo nel corso di una o più fasi, non meglio precisabili, dell'episodio glaciale precedente l'LGM (verosimilmente collocabile fra 75.000 e 60.000 anni BP; stadio isotopico 4), al quale risalirebbero (AROBBA *et al.*, 1997) le cerchie più continue ed estese dell'Anfiteatro Morenico di Ivrea. Tra queste la morena laterale sinistra, nota come Serra d'Ivrea, dà il nome all'unità.

Non si esclude che alle alte quote siano conservati depositi appartenenti a episodi glaciali più antichi, ma non distinguibili e accorpati in carta ai depositi del penultimo episodio glaciale (da cui il rango di "supersintema" assegnato all'unità).

L'unità comprende pochi lembi di till indifferenziato (SE-c1) e "morenico scheletrico sparso" (SE-c3), conservati sul versante destro a Selva Plana (2.000 m) e a Fontanafralda (1.700÷1.900 m), e sul sinistro sopra Chatillon e St Vincent (Nuarsa, 1.600 m; Chenez, 1.700 m); in bassa valle la coltre di depositi glaciali che riveste la dorsale NE del Bec Gavin tra 1.350 e 1.700 m di quota; till di alloggiamento al Col de Bornes (SE-c4), sullo spartiacque tra valle principale e Valtournenche.

Rispetto ai depositi glaciali più recenti, distribuiti a quote inferiori, la maggior parte dei lembi è caratterizzata dalla totale oblitterazione dell'espressione morfologica originaria, a causa della lunga esposizione ai processi di rimodellamento e della loro posizione su rotture di pendenza inclinate.

Età: Pleistocene medio? - Pleistocene sup.

1.2. - SINTEMA DI IVREA (IVR)

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 ("Sequenza cataglaciale"), che nella letteratura classica sul glacialismo alpino è stata spesso correlata con la glaciazione *Würm* di PENCK & BRÜCKNER (1909) o indicata come *Würm II*.

Sulla base della correlazione con i depositi dell'Anfiteatro d'Ivrea e in analogia con le successioni di altre valli delle Alpi Occidentali, il sintema appare riferibile all'intervallo compreso tra la fine del Pleistocene superiore e l'Olocene (cfr. *infra*). Il Sintema di Ivrea si compone di quattro subsintemi: *Nissod*, *Colle San Carlo*, *Excenex* e *Pileo*.

L'attribuzione cronologica delle varie subunità è fondata su un numero insufficiente di datazioni. La morena di Andrate-Bollengo in anfiteatro e i depositi del *Subsintema di Nissod* in valle sono attribuibili al LGM per correlazione con depositi sovrastanti un livello interstadiale a torbe rinvenuto nel settore

destro dell'anfiteatro (datato post-Eemiano e > 43.000 anni ^{14}C BP, AROBBA *et al.*, 1997). L'appartenenza al Tardiglaciale (periodo post-LGM esteso tra 15.500 e 10.000 anni ^{14}C conv. BP o 17.500, 11.500 anni ^{14}C cal. BP) è proponibile solo per il *Subsintema di Pileo*, in base al confronto con la posizione delle morene tardiglaciali (Gschnitz, Daun, Egesen) nelle località tipo della regione alpina. Ne deriva che le datazioni su torbe ottenute in anfiteatro (14.200 ± 150 anni ^{14}C conv. BP, SCHNEIDER, 1978) o in bassa valle (12.700 ± 130 anni ^{14}C conv. BP, BRUGIAPAGLIA, 1996) sono da ritenersi età minime di deglaciazione locale, verosimilmente molto più recenti di quelle reali.

Il limite cronologico superiore riferibile all'ultimo episodio glaciale è collocabile al passaggio tra Pleistocene sup. e Olocene, convenzionalmente a 10.000 anni BP ^{14}C non calibrati (MANGERUD *et al.*, 1974) o $11.268 \div 11.553$ anni BP ^{14}C calibrati (STUIVER *et al.*, 1998). E' il periodo di forte riduzione glaciale (con posizioni più arretrate rispetto a quelle attuali) documentato per il ghiacciaio del Rutor, con inizio a $10.270 \div 9.955$ anni BP calibrati (OROMBELLI, 1998); l'età minima della sequenza cataglaciale non dovrebbe quindi oltrepassare il limite Pleistocene-Olocene di più di un migliaio di anni.

Età: Pleistocene sup. – Olocene

1.2.1. - *Subsintema di Nissod (IVR₁)*

Comprende i depositi abbandonati dai ghiacciai del bacino della Dora Baltea durante la prima fase del LGM, nel momento in cui il ghiacciaio balteo edificava le cerchie più interne e recenti dell'Anfiteatro Morenico di Ivrea.

Nella valle principale i depositi glaciali, in massima parte indifferenziati (**IVR₁-c1**) o ridotti a "morenico scheletrico sparso" (**IVR₁-c3**), formano lembi terrazzati discontinui e isolati, distribuiti sui due versanti della valle principale a quote relativamente alte. Sul versante sinistro vi sono i lembi di Trois Villes (versante meridionale della Becca di Fana, sopra i 1.500 m di quota), di Grangette (Nus, a 1.500 m), tra Vencorere e Semont (versante meridionale della Becca d'Aver, $1.350 \div 1.650$ m), a Sud della dorsale di St Evence ($1.350 \div 1.570$ m), sui ripiani di Nissod e di Travod (Chatillon, $1.350 \div 1.500$ m); sul versante destro, il sottile lembo di Plan Croix (dorsale Nord della Becca di Nona, 1750 m), le estese coperture che formano i pascoli di Layche e Druges basso (St Marcel, $1570 \div 1.650$ m), il lembo di depositi glaciali di Mont Ros (sopra Chatillon, tra 1.350 e 1.500 m), a prevalenti ciottoli di serpentiniti e con numerosi massi erratici di gneiss occhiadini, conservato su una rottura di pendenza troncata dalla corona di nicchie di distacco della DGPV di Bellecombe. Da notare che i depositi più estesi si collocano su versanti interessati da DGPV (Croce di Fana, Becca d'Aver, M. Courquet): possono quindi essere stati ribassati dalla deformazione.

I depositi legati ai bacini tributari appartenenti al *Subsintema di Nissod* si formarono in parziale sincronia con quelli legati al bacino principale, con cui ven-

gono a saldarsi (sbocco della Valtournenche, a Nord di St Vincent, intorno alla quota di 1.500 m sul versante sinistro della valle principale e cioè a circa 1.100 m di dislivello sull'attuale fondovalle alluvionale). Depositi glaciali non differenziati in carta e "morenico scheletrico sparso" sono distribuiti in Valtournenche sia sul versante sinistro (Promiod) che sul versante destro (Torgnon), a quote superiori ai 1.400 m (cioè a partire da circa 600 m di dislivello sul fondovalle alluvionale), e allo sbocco vallivo (ripiano di Mont Blanc). Inoltre due lembi terrazzati e sospesi a 1.700÷1.800 m sul versante sinistro della valle del Buthier (Alpe Praperia) e due settori tra i 1.800 e i 2.000 m di quota (cioè da 600 m sopra il fondovalle attuale) sui due versanti della Comba Deche (St Barthélemy). Età: Pleistocene superiore.

1.2.2. - *Subsintema di Colle San Carlo (IVR₂)*

Comprende i depositi glaciali abbandonati nella seconda fase del LGM. Sul versante sinistro della valle principale, a St Christophe e Quart, sono presenti sopra i 1.200 m alcuni modesti lembi isolati di depositi glaciali (di contatto glaciale o non differenziati in carta). Sopra St Christophe, tra 1.150 e 1.300 m di quota, sedimenti glacio-lacustri stratificati e deformati formano piccoli terrazzi di *kame* allineati (IVR₂-c6). Tra il T. di St Barthélemy (Nus) e la DGPV di Verrayes, lembi di prevalente till di allogamento poggiano su estese rotture di pendenza, tra 750 e 1.200 m di quota; essi sono più potenti tra gli abitati di Hers, Fognier e Mandollaz e sono costituiti da sabbie ghiaiose *matrix supported* massive, addensate, con prevalente (80%) matrice sabbiosa non selezionata, di colore grigio-biancastro, inglobante ciottoli sfaccettati e debolmente striati di calce-scisti, prasiniti, serpentiniti, graniti, leucograniti e micascisti.

Sul versante destro della valle principale sono riferibili a questa unità i lembi di till dell'Alpe Lezere (1.400 m) e Barmes (tra 1.250 e 1.400 m). Nel territorio di Chambave sono presenti vari lembi intorno agli alpeggi di Chervaz, Lechère e Vertuy-Cloutraz, a quote superiori agli 800 m. Sulla sommità arrotondata della dorsale rocciosa di Thuy (GIANOTTI, 1999), abbondano i massi erratici di gneiss occhiadino, abbandonati dal ghiacciaio della Dora. Sulla dorsale di Vertuy-Cloutraz sono presenti massi di gneiss occhiadino e subordinate dioriti, mentre i suoi fianchi sono rivestiti localmente da till di allogamento molto sottile. A Sud di Chatillon, sul versante destro della valle la maggior parte dei lembi è attribuibile al *Subsintema di Colle San Carlo* già a partire da quote molto basse (ad es. i lembi di till di allogamento presso Ussel, 600-900 m).

Sull'alto versante sinistro della bassa Valle del Buthier depositi glaciali formano discontinui lembi ettometrici, tra 1.300 e 1.700 m di quota, in parte distinti come till di allogamento (Blavy) e come "morenico scheletrico sparso". In Valle di St Barthélemy i depositi di questa unità rivestono la maggior parte delle

ampie rotture di pendenza presenti sui due versanti e sospese di alcune centinaia di metri sul fondovalle: principalmente quella di Lignan, con spessori esigui, e quelle meno estese, ma con spessori assai maggiori, a Valservier, Effraz, Trois Villes, sul versante destro, a Blavy e Joux, in quello sinistro, e a La Nouva e Bruson in Comba Dèche.

Nei bacini tributari minori sono stati rilevati pochi depositi di till, abbandonati da modesti ghiacciai attualmente estinti; i lembi sono sospesi sui fondovalle (Comba Parleaz a N di Aosta; vallone a NE della Becca d'Avouille), oppure conservati in posizione marginale (Promiod, Noussan, Barbeston, Herin).
Età: Pleistocene superiore.

1.2.3. - *Subsintema di Excenex (IVR₃)*

Comprende i depositi abbandonati dai ghiacciai nel corso della terza fase del LGM. Sono i depositi più estesi e potenti della valle principale, di cui rivestono con una certa continuità entrambi i versanti alle basse quote; hanno spessore massimo decametrico e costituiscono verosimilmente parte del riempimento della conca di sovraescavazione sepolta a valle di Aosta.

I depositi glaciali più elevati raggiungono la quota di 1.200 m nel settore occidentale e di 700÷800 m nel settore di Nus-Verrayes, dove rivestono superfici di esarazione il cui modellamento principale è avvenuto nella parte finale della seconda fase del LGM.

Till di allogamento, con composizione litologica che riflette quella del bacino del Buthier, è particolarmente esteso e continuo sul basso versante sinistro della valle principale, nel tratto tra la confluenza del Buthier e il territorio di Quart (Tav.5a). Nel tratto in cui il versante si fa più acclive (sopra i 800 m a St Christophe e i 700 m a Quart), sul till di allogamento poggiano depositi di contatto glaciale, sedimentati al margine sinistro del ghiacciaio balteo in un momento di ritiro nell'ambito della stessa fase. Questi depositi costituiscono il tratto mediano di un importante complesso sedimentario di margine glaciale esteso per circa 18 km da Roisan (bassa valle del Buthier, Foglio Aosta) a Nus (**IVR₃-b5**). In generale, i depositi di contatto glaciale sono quelli che, dopo il till di allogamento, occupano la maggiore estensione e, in assoluto, quelli che presentano gli spessori maggiori. I lembi terrazzati di questi depositi stratificati (*kame*) marciano, con la loro distribuzione a varie quote, le differenti configurazioni assunte dalla superficie sommitale del ghiacciaio durante gli episodi di ritiro al termine dell'ultima fase glaciale.

Tra i depositi di contatto glaciale sono stati compresi anche sedimenti i cui caratteri sembrano attestare una sedimentazione all'interno di crepacci marginali durante episodi di contrazione della massa glaciale. Un affioramento caratteri-

stico è esposto in una cava inattiva ad W di La Plantaz (Nus), 25 m circa sopra l'alveo della Dora. Si tratta di depositi ghiaioso-sabbiosi a stratificazione molto inclinata (70°), cementati, poggianti su till di allogamento e troncati verso l'alto da una superficie di erosione; su questa poggia, in netta discordanza angolare, un lembo di ghiaie fluvioglaciali molto meno inclinate (15°), potente una decina di metri.

In carta sono stati distinti come depositi glacio-lacustri, quando cartografabili, i sedimenti che presentano caratteristiche più strette di deposito lacustre (**IVR_{3-c6}**): si tratta di silt e sabbie finissime e selezionate, spesso con laminazione incrociata da *ripples*, in bancate massive di colore biancastro (Tav.11a), e di sabbie gialle e limi sottilmente stratificati (Sorreley). Sempre a St Christophe, tra i 750 ed i 600 m di quota, alcuni bassi rilievi isolati sono interpretabili come relitti di un'originaria copertura di depositi fluvioglaciali, legati per la maggior parte allo scaricatore sinistro del ghiacciaio balteo (**IVR_{3-b}**). Anche tra il T. St Barthélemy e l'abitato di Rovarey il till di allogamento è in parte coperto da lembi di depositi di contatto glaciale (Tav.11b) e fluvioglaciali, mentre più ad Est è distribuito in superficie fin sul fondovalle. L'affioramento di till di allogamento ai piedi (430 m) del versante a Sud di Tensoz (St Vincent), sulla destra della Dora Baltea, è aperto nel lembo di depositi glaciali più basso rinvenuto in tutto il fondovalle della media Valle d'Aosta. Poco lontano, ghiaie fluvioglaciali assai fini, ben stratificate e selezionate (**IVR_{3-b}**) costituiscono la sommità dei terrazzi glaciali di Champsotherroul, Mont des Fourches e Champ Peillou, dove sono in gran parte sepolte sotto i depositi dell'*Unità di Saint Vincent* (massi di crollo e più estese sabbie lacustri).

In letteratura sono noti accumuli a grandi massi ubicati al centro del fondovalle principale, tra Nus e Fenis, semisepolti dai depositi della Dora Baltea e dei conoidi laterali. I massi, con volume fino ad alcune decine di m^3 , sono costituiti da prasiniti, calcescisti e rarissime serpentiniti. I depositi sono stati interpretati come lembi di un anfiteatro morenico stadiale molto rimodellato (BRUNO, 1897; NOVARESE, 1915; SACCO, 1927; CARRARO in DAL PIAZ, 1992), oppure come accumulo di una grande frana (NICOUUD *et al.*, 1999). La Dora Baltea supera l'anfiteatro morenico con due stretti meandri. Osservati in pianta, i vari lembi possono essere raggruppati a formare due o tre ipotetiche cerchie moreniche (CARRARO in DAL PIAZ, 1992). I dati disponibili e, in particolare, la grande monotonia nella composizione litologica dei clasti e la loro forma spigolosa porta ad interpretare l'anfiteatro morenico di Fenis come deposito di "frana con trasporto glaciale", nel senso di CASTIGLIONI (1968), di una frana, cioè, caduta su ghiacciaio, trasportata a valle ed infine deposta in blocco.

Per quanto riguarda i bacini tributari, il *Subsintema di Excenex* è rappresentato soprattutto nelle valli di sinistra (Buthier, St Barthélemy), dove i depositi



Tav. 11 - Depositi di margine glaciale del Subsistema di Excenex, affioranti a bassa quota sul versante sinistro della Val d'Aosta: a) dettaglio di deposito glacio-lacustre, costituito da sabbie finissime e silt biancastri, ben selezionati e con fine stratificazione, frequenti alla base di sequenze di deltaconoide o in piccoli terrazzi di kame (versante sopra Saint Christophe, q. 880 m s.l.m.); b) alternanza di sabbie con ghiaie fini (gialline) e di sabbie debolmente limose (grigie), in bancate metriche inclinate verso destra (Est), a cui è sovrapposta in discordanza angolare una bancata massiva di sabbie ghiaiose inclinate verso chi guarda (Sud) (Mandollaz, ENE di Nus).

occupano la parte bassa dei versanti, mentre in quelle di destra (Champorcher, Champdepraz, Cogne-Urthier) sono in genere conservati su rotture di pendenza dei versanti sospese 150÷300 metri sui fondovalle alluvionali attuali. Allo sbocco della Valle di St Barthélemy, a Nord di Nus, si eleva un potente corpo ghiaioso-sabbioso terrazzato, interpretabile come grande lembo relitto (lembo di Plane) del conoide cataglaciale del T. di St Barthélemy. E' costituito da sabbie e ghiaie stratificate, deformate per glacioteettonica nella parte inferiore, deposte inizialmente entro un lago di sbarramento formato al margine del ghiacciaio balteo allo sbocco della valle tributaria (in analogia con il delta-conoide di Valensanaz a Quart). Gli abitati di Mellier (Val di Champorcher) e Issologne (Val di St Barthélemy) e gli alpeggi di Barbustel-Vallé (Val di Champdepraz) sono sul colmo di dorsali costituite da depositi glaciali, ma con morfologia a cono (simile a quella degli accumuli di frana), dovuta al rimodellamento da parte dei corsi d'acqua (convergenza morfologica).

Tra i bacini minori, i depositi del *Subsistema di Excenex* sono particolarmente rappresentati nel vallone del T. di Quart, dove sono conservati in lembi applicati o terrazzati. A NE del M. Barbeston, intorno ai 1.600 m (loc. Bois de Salé), al di sotto dell'estesa copertura boschiva affiorano accumuli a blocchi di serpentinite in forma di colate, dovuti verosimilmente alla rimobilizzazione periglaciale di originario till di ablazione (*rock stream* inattivi); i massi sono omo-metrici (diametro di 50÷100 cm) e angolosi, ma con spigoli smussati.

I depositi più potenti (dell'ordine delle decine di metri di spessore) sono quelli sedimentati in bacini lacustri creati dallo sbarramento dei settori di sbocco dei bacini tributari ad opera delle masse glaciali principali: essi sono legati agli scaricatori di ghiacciai tributari locali (ghiacciaio di Parleaz, tributario del Buthier) o a modesti corsi d'acqua, forse alimentati da ghiacciai di nicchia (T. Bagnère, tributario della Dora Baltea). Il conoide fluvioglaciale situato allo sbocco del vallone di Parleaz è assai complesso, essendo contemporaneamente alimentato e terrazzato: si riconoscono il grande lembo di Papet, a forma di zampa d'oca in pianta, e quello di Chiou. Tra Quart e St Christophe si nota un altro gruppo di rilievi isolati, costituiti da ghiaie sabbiose con blocchi (**IVR_{3-b}**): essi corrispondono ai relitti del delta-conoide del T. Bagnere, sospesi di oltre 200 m sul fondovalle principale (Tav.5a). Il conoide è stato alimentato prevalentemente dal rimaneggiamento dei depositi applicati dal ghiacciaio della Dora sul versante sovrastante, come attesta la composizione litologica dei depositi: abbondano clasti di gabbri, dioriti e marmi non affioranti nel piccolo bacino. Alla base della sequenza ghiaioso-sabbiosa sono presenti, a Sud di Valensanaz, sedimenti lacustri siltoso-sabbiosi ben stratificati (**IVR_{3-c6}**).

Età: Pleistocene superiore.

1.2.4. - *Subsintema di Pileo (IVR₄)*

Raggruppa i depositi attribuibili all'ultima fase del LGM e al successivo Tardiglaciale, costituiti da lembi applicati alla base dei fianchi vallivi delle principali tributarie. La loro distribuzione varia molto con la morfologia delle valli e la modalità di ritiro di ogni ghiacciaio: i lembi sono rari e di modesta estensione nei tratti più stretti e acclivi, per limitata sedimentazione e/o veloce rielaborazione, come nei segmenti inferiori del vallone di Comboè e della Val di Champorcher o nei segmenti intermedi del vallone di St Marcel, della Val Clavalitè e della Val di Champdepraz.

Depositi riferibili al *Subsintema di Pileo* sono stati in qualche caso deposti a quote molto basse (600÷1000 m), oltre i rispettivi sbocchi vallivi, da ghiacciai che si ritiravano dal fondovalle principale dopo il locale ritiro del ghiacciaio balteo (momento a cui è riconducibile, in questo tratto vallivo, la parte più recente del *Subsintema di Excenex*). Si tratta di valloni drenanti verso Nord (con esposizione favorevole al glacialismo) e con elevato rapporto tra l'area del bacino sita al di sopra della linea di equilibrio e la lunghezza del bacino stesso (ad es. i ghiacciai di Les Laures e di St Marcel).

Sotto l'aspetto della facies, i depositi rilevati, per i caratteri non diagnostici e/o la scarsa qualità degli affioramenti, spesso non sono stati differenziati in carta. Solo a Les Laures e St Marcel, i rilievi costituiti da depositi glaciali, fiancheggianti lo sbocco dei valloni laterali, possono essere interpretati come morene laterali. Per la maggior parte essi risultano invece dei lembi relitti smembrati dai corsi d'acqua epigenetici. Il gruppo delle tre morene laterali di destra del ghiacciaio di Laures, allo sbocco del vallone omonimo, è costituito in superficie da till di ablazione formato da *diamicton clast supported* con clasti di micascisti eclogitici, da spigolosi a subarrotondati (**IVR₄-c5**), e nella parte inferiore ed interna da till di alloggiamento tipico, molto addensato, con ciottoli sfaccettati di serpentiniti, marmi grigi, metagabbri, eclogiti, anfiboliti e quarziti in prevalente matrice siltoso-sabbiosa di colore biancastro (**IVR₄-c4**). La morena laterale destra del ghiacciaio di St Marcel, su cui sorge la chiesa parrocchiale, è invece costituita da depositi stratificati, per l'alternanza di livelli sabbiosi e di bancate grossolane (**IVR₄-b5**).

Sul versante destro della bassa Val di Champdepraz la sequenza detritica, in cui è modellata la scarpata del terrazzo di Fossé nell'incisione del T. Chalamy, è incisa da larghi canaloni paralleli, in cui sono esposti estesi affioramenti ben visibili dal fondovalle principale. Si distinguono due maggiori corpi sedimentari sovrapposti (indifferenziati in carta), entrambi stratificati in bancate inclinate di 20÷30° verso il fondovalle e con spessore massimo complessivo di almeno 35÷40 m. Il corpo inferiore, dal colore giallognolo in affioramento, è costituito

da blocchi spigolosi di serpentiniti e metagabbri in bancate inclinate. L'accumulo poggia su roccia allentata o scompaginata, in graduale ma rapido passaggio al substrato roccioso poco deformato che affiora localmente sul fondo dell'incisione (Tav.12a). Il corpo sedimentario superiore, che poggia in parziale concordanza sul precedente tramite una superficie di erosione, è distinguibile a distanza per il colore biancastro: è costituito da sedimenti glaciali in genere assai più fini del materiale sottostante. Per la variabilità granulometrico-tessiturale e della struttura a bancate e lenti inclinate, questi sedimenti sono stati cartografati come depositi di contatto glaciale (**IVR₄-b5**).

A SSW di Cogne, lembi di depositi del ghiacciaio di Valnontey (**IVR₄-c5**) subaffiorano nel settore meridionale dell'ampio fondovalle, dalla forma triangolare in pianta ("Prato di Sant'Orso") (AMSTUTZ, 1962; BIANCOTTI & PEYRONEL, 1980; ELTER, 1987). Essi risalgono al momento in cui il ghiacciaio stava per abbandonare la conca di Cogne e sono quasi completamente sepolti dai coevi depositi fluvioglaciali che costituiscono la maggior parte del riempimento superficiale della conca (**IVR₄-b**), poi terrazzati su due lati dai torrenti Valnontey e Urthier.

All'unità di Pileo appartiene infine la maggior parte dei lembi di depositi glaciali conservati entro i bacini tributari minori. Essi sono distribuiti sia nella parte bassa dei versanti prospicienti i fondovalle, sia alla testata dei valloni. Specialmente gli apparati morenici tardiglaciali presenti nei circhi mostrano delle deformazioni dovute a processi periglaciali, con formazione di *rock glacier* e lobi di geli-soliflusso. Età: Pleistocene superiore – Olocene?

1.3. - SINTEMA DEL MIAGE (**MGE**) (Unità Postglaciale)

Sintema del Miage è il nome locale dell'Unità Postglaciale che comprende i depositi glaciali ed alluvionali successivi all'ultimo episodio glaciale. Il *Sintema del Miage* è suddivisibile in due subunità: il *Subsintema di Château Blanc* riunisce i depositi attualmente non più in formazione, in maggioranza depositi glaciali legati alle espansioni glaciali oloceniche (ultima delle quali quella della "Piccola Età del Ghiaccio", di seguito PEG); il *Subsintema di Les Iles* riunisce i depositi in formazione, e cioè gran parte dei depositi alluvionali che colmano i fondovalle e, ove distinti, i depositi glaciali post-PEG alimentati dai ghiacciai attuali. Età: Olocene.

1.3.1. - *Subsintema del Château Blanc* (**MGE₁**)

(parte completamente formata dell'Unità Postglaciale)

L'unità raggruppa depositi glaciali e alluvionali legati al bacino della Dora Baltea *s.l.* e attualmente non più in formazione. La parte più recente e morfo-

gicamente evidente dei depositi glaciali, presenti solo nelle valli tributarie, è riferibile all'ultimo periodo plurisecolare di espansione, noto come "Piccola Età del Ghiaccio" (PEG), riferita convenzionalmente all'intervallo tra il 1550 ed il 1850±60 d.C. (LE ROY LADURIE, 1967).

Essendo di recente formazione, i depositi glaciali della PEG presentano un'espressione morfologica ben conservata, con morene (lateralì e frontali) e creste ben delineate e continue e copertura vegetale scarsa o assente.

Nell'area del foglio tutti gli apparati morenici riferibili alla PEG sono legati a ghiacciai di modesta estensione, che attualmente hanno ridotto la propria estensione a circa la metà di quella raggiunta al culmine dell'espansione (ghiacciaio d'Arpisson, testata dei valloni di Comboè e St Marcel), o che sono attualmente ridotti a glacionevati (fianco sinistro dell'alto vallone di Comboè, vallone della Piccola Chaz, alta Val di Champdepraz a monte del Gran Lago; testata della Comba Tersiva in Val Clavalitè). Questi depositi spesso si presentano come colate di grossi blocchi (*rock glacier*) che, a causa delle successive deformazioni periglaciali, non ricalcano la forma della vecchia fronte del ghiacciaio. Particolarmente numerosi e rimarchevoli per dimensione e bellezza sono i *rock glacier*, in gran parte in evoluzione, ospitati nei valloni che fanno capo al gruppo del Monte Emilius (DAL PIAZ, 1992, tomo II).

Da citare infine i numerosi apparati morenici presenti nel vasto bacino di Grauson, costituiti in maggior parte da till di ablazione molto grossolano (**MGE_{1-c5}**). L'apparato legato al ghiacciaio del Tessonet è il più esteso e mostra una morfologia tipica, con due morene laterali che racchiudono un settore interno a prevalente till di allogamento (**MGE_{1-c4}**). Di particolare sviluppo (circa 2 km) è il corpo di depositi glaciali che colma completamente il fondo del vallone di Valaisan e si prolunga oltre il suo sbocco sotto forma di potente lobo, strutturato in una successione di creste di *rock glacier*.

Tra i depositi alluvionali dell'Unità Postglaciale un esempio importante è costituito dal potente corpo terrazzato di Garin, a Sud di Chatillon: costituisce il relitto maggiore del delta-conoide fluvio-lacustre del T. Marmore, sedimentato entro un grande lago di sbarramento ("bacino di St Vincent") creato dalla frana di Champsotherrou, nota in letteratura come frana del M. Avi (GRASSO, 1967). Il lembo è costituito dalla sovrapposizione di due corpi sedimentari, ben esposti nella cava "Zerbion": il corpo superiore, riferibile al *Subsintema di Château Blanc*, è formato da ghiaie sabbiose grossolane *clast supported*, di genesi alluvionale e con potenza inferiore alla decina di metri, costituenti la parte emersa del delta-conoide (**MGE_{1-b}**); esse poggiano con contatto erosionale sull'apparato deltizio sommerso, formato da ghiaie fini e sabbie con stratificazione inclinata ad alto angolo (**USV-e₂**) (CARRARO *et al.*, 1994).

Depositi alluvionali della Dora Baltea formano i livelli sommitali del piccolo

rilievo di St Clair e rappresentano l'episodio di colmamento del bacino lacustre di St Vincent. Sono costituiti da ghiaie sabbiose con massi e ciottoli discoidali dalle dimensioni medie di 15÷20 cm, in matrice sabbiosa grossolana di colore grigio. La sommità del rilievo (485 m) è sospesa di 40 m sull'alveo attuale della Dora e si raccorda virtualmente con il grande delta-conoide del T. Marmore.

Sul fondovalle principale si estendono infine lembi terrazzati di conoidi alluvionali tributari, sia in sinistra della Dora (tra Chatillon e St Vincent) che in destra (Valery). Età: Olocene.

1.3.2. - *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 soggetti ad alluvionamento o in continuità morfologica con settori alluvionabili.

I sedimenti della Dora sono costituiti da ghiaie sabbiose con blocchi, *clast supported*, eterometriche e stratificate, di composizione molto varia. I ciottoli, prevalentemente ben arrotondati, di forma discoidale o sferica, hanno spesso disposizione embricata. La matrice è costituita da sabbie medio-grossolane, prive o povere di limi. Una coltre fine di depositi di esondazione (sabbie limose di potenza decimetrica) copre normalmente le successioni ghiaioso-sabbiose.

Nella media Valle d'Aosta la piana alluvionale della Dora raggiunge la sua massima larghezza a valle di Aosta (1,5 km tra Pollein e St Christophe) e si mantiene sempre molto ampia, fino ai restringimenti causati dai grandi conoidi alluvionali dei torrenti di Lares e St Marcel. Lo spessore del letto alluvionale della Dora desunto dai sondaggi è dell'ordine delle decine di metri, ma è assai variabile soprattutto in senso trasversale all'asse vallivo. Numerosi sondaggi per pozzi effettuati nella piana tra Aosta e St Marcel hanno individuato la presenza di due livelli di ghiaie alluvionali, separati da un orizzonte fine, impermeabile, potente 2-7 m e apparentemente continuo (NICLOUD *et al.*, 1999; NOVEL *et al.*, 2002). Prendendo in considerazione solo i sondaggi eseguiti nel settore centrale della piana alluvionale, lontano dall'influenza dei conoidi laterali, il livello alluvionale superiore è potente dai 20 ai 40 m e costituisce un acquifero con falda freatica. Il livello inferiore di ghiaie sabbiose è potente 20÷30 m e poggia su un secondo corpo di limi argillosi plastici, di spessore pluridecametrico (desunto dai rilievi geofisici): esso costituisce un acquifero con falda confinata. I due corpi alluvionali mostrano una gradazione inversa e probabilmente costituiscono il riempimento sedimentario di due bacini lacustri, testimoniati dalla presenza dei corpi limoso-argillosi, generati in tempi successivi e colmati da apporti dapprima fini e poi via via più grossolani (passando da un ambiente decisamente lacu-

stre ad uno deltizio e poi francamente alluvionale).

I depositi alluvionali recenti e attuali dei principali affluenti di destra e di sinistra della Dora Baltea sono costituiti da ghiaie sabbiose con tessitura a supporto di clasti, eterometriche, grossolanamente stratificate (nei settori di conoide) e localmente ben stratificate (nelle ampie piane intravallive), comprendenti un'elevata percentuale di blocchi di varie dimensioni; possono essere presenti delle intercalazioni di *diamicton* massivi, legati ad episodi di *debris flow* o di frana, provenienti per la maggior parte dai bacini tributari e dai versanti.

La piana alluvionale intravalliva più estesa è quella della Val Clavalité, formata verosimilmente per lo sbarramento operato dalla morena frontale di Robbio e che ha conosciuto un episodio lacustre (SACCO, 1927; DAL PIAZ *et al.*, 1979). Nei tratti in cui i corsi d'acqua incidono un settore interessato da significativi fenomeni di deformazione del substrato roccioso (DGPV e grandi frane), gli alvei sono colmi di grandi massi monogenici, anche di dimensioni ciclopiche (> 50 m³), come per il T. Chalamy nel tratto in cui incide il complesso glacio-detritico di Fossè, o per il T. Clavalité sul fianco della soglia di Marqueron.

Nei bacini di minore estensione solo eccezionalmente si rinvergono coltri alluvionali di estensione cartografabile essendo i fondovalle in gran parte colmati da depositi di *debris flow*.

I conoidi dei corsi d'acqua maggiori, dalla forma a ventaglio in pianta, hanno estensione solitamente prossima al km² (dai 2,5 km² del conoide del Buthier ai 70 ettari del conoide di St Barthélemy), controllata sia dallo spazio a disposizione nel fondovalle principale, sia dal rapporto che intercorre tra i diversi gradi di attività dei due corsi d'acqua confluenti. La loro superficie sommitale si salda in modo impercettibile a quella dei bassi terrazzi alluvionali della Dora Baltea (come nella parte NW dell'unghia del conoide di St Marcel), oppure risulta sospesa di alcuni metri sull'alveo della Dora stessa. A partire dal conoide di Septumian, il forte approfondimento erosionale della Dora ha terrazzato le successioni di conoidi, riesumando le sabbie lacustri del bacino di St Vincent, su cui poggiano le ghiaie torrentizie. Nella parte distale dei conoidi terrazzati si incastrano conoidi minori, legati all'attività recente dei vari corsi d'acqua che hanno inciso il corpo dei conoidi maggiori (conoidi telescopici), com'è il caso dei torrenti Septumian, Cerisey, Prelaz e Acqua Nera. Tutti i conoidi citati possono essere considerati attivi, in quanto la maggior parte delle loro superfici è potenzialmente alluvionabile. Età: Olocene – Attuale.

2. - UNITÀ UBIQUITARIE

2.1. - UNITÀ COMPLETAMENTE FORMATE

2.1.1. - *Unità di Saint Vincent (USV)*

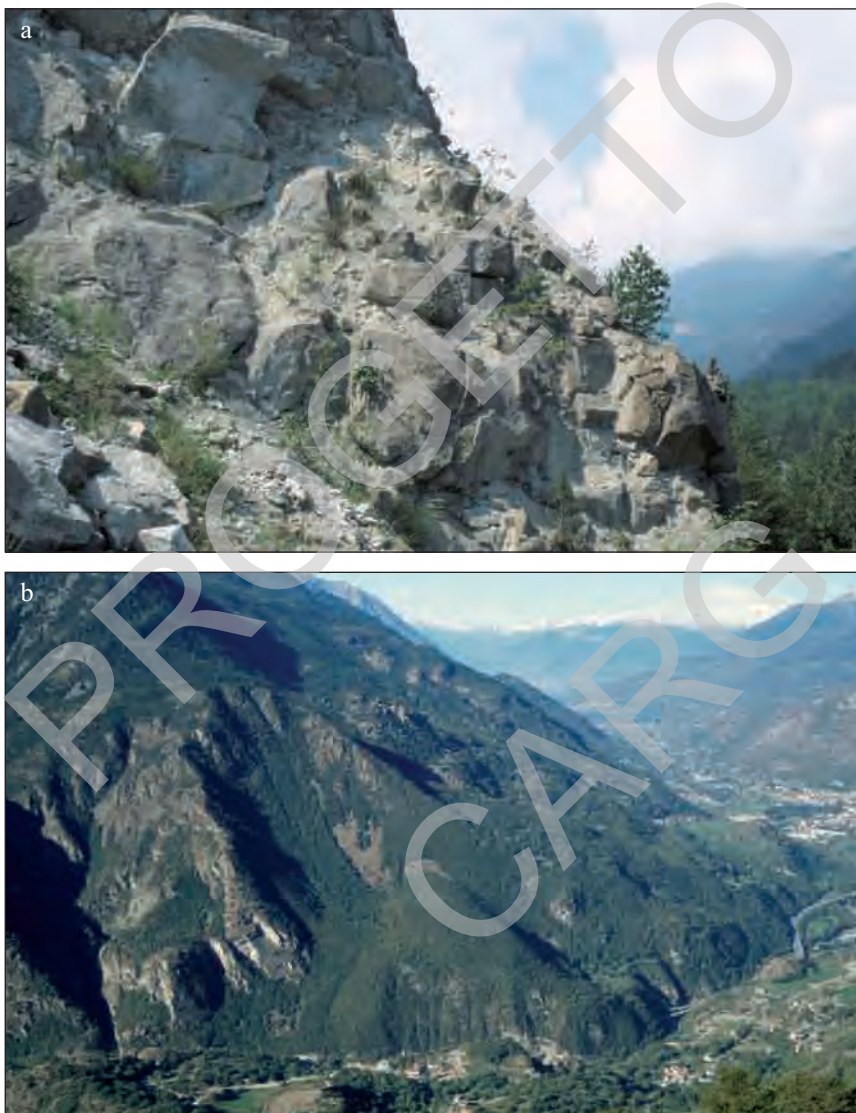
Raggruppa i depositi della frana di Champsotterrou (M. Avi), di età postglaciale (accumuli di blocchi: **USV-a₁**) e i depositi lacustri (sabbie e limi) e deltizio-lacustri (sabbie e ghiaie fini, parte sommersa di conoidi alluvionali) (**USV-e₂**) sedimentati nel già citato lago di sbarramento di St Vincent.

La frana (Tav.12b) si è verificata a SE di St Vincent, sul basso versante destro della Val d'Aosta (corona della nicchia di distacco a 1.100 m) in corrispondenza del gomito che la valle effettua ove abbandona l'andamento E-W (legato al sistema tettonico Aosta-Ranzola), per assumere direzione NW-SE. L'accumulo di frana ha colmato il solco della Dora Baltea (gola di Montjovet) ed è risalito per un certo tratto lungo il versante opposto, andandosi a poggiare sull'esteso ripiano terrazzato sospeso di Champ Peillou. L'accumulo, con volume residuo di 6 milioni di m³ e spessore massimo di 60 m (GRASSO, 1968), è costituito da blocchi di ogni dimensione di serpentiniti e subordinati metagabbri. Attualmente, in seguito all'incisione prodotta dallo sfioratore del lago e al successivo rimodellamento, il corpo di frana è suddiviso in due lembi principali, separati dalla gola torrentizia epigenetica: il lembo maggiore è situato sul versante destro, ai piedi della grande nicchia di distacco, forma parte del terrazzo di Champsotterrou a partire da 450 m e culmina a quota 664 m; il lembo minore si appoggia sul versante opposto, dove costituisce un rilievo isolato, culminante a 527 m, e forma la superficie del terrazzo di Champ Peillou.

I depositi alluvionale-lacustri sedimentati nel grande lago di sbarramento sono costituiti da sedimenti prevalentemente sabbiosi, perfettamente stratificati, visibili lungo il fondovalle della Dora tra la stretta di Montjovet e il territorio di Fenis. Tali sedimenti erano già stati interpretati da NOVARESE (1916) e SACCO (1927) come depositi lacustri, ma collegati al ritiro del ghiacciaio würmiano; più recentemente (GRASSO, 1968; FERRARINO, 1979; CARRARO & FERRARINO, 1982; CARRARO *et al*, 1994; DEMATTEIS, 1994) è stata riconosciuta l'origine del bacino lacustre per sbarramento da frana (frana del Monte Avi *pro* GRASSO, 1968).

I lembi del complesso fluvio-lacustre appoggiati lateralmente sull'accumulo di frana sono ubicati ai due lati della gola di Montjovet, dove formano la parte sommitale dei ripiani terrazzati di Champsotterrou in destra e di Mont des Fourches e di Champ Peillou in sinistra, sospesi di 80 m sull'attuale letto della Dora.

I depositi sedimentati nel bacino lacustre sono in prevalenza legati agli apporti dei conoidi torrentizi laterali (in particolare del T. Marmore e del T. Grand Valley) e vanno quindi interpretati come delta-conoidi (conoidi sedimentati in un



Tav. 12 - a) Aspetto del substrato (serpentiniti di Zermatt-Saas) fratturato, allentato e scompaginato esposto nella parte inferiore del complesso glacio-detritico di Fossé (destra idrografica dell'incisione del T. Chalamy, bassa Valle di Champdepraz); b) frana di Champsotterout: panorama della nicchia di distacco e dell'accumulo di frana sospeso sulla gola della Dora Baltea nella stretta di Montjovet, frana che causò la formazione del grande lago di Saint Vincent (visibile a destra): a monte dell'accumulo si vede parte della DGPV di Bellecombe.

bacino lacustre); i sedimenti che li costituiscono sono di natura lacustre nella parte inferiore (sabbie fini e limi sottilmente stratificati), di tipo deltizio nella parte intermedia (ghiaie medio-fini e sabbie a stratificazione inclinata) e di tipo prettamente alluvionale-torrentizio nella parte superiore (ghiaie sabbiose grossolane mal stratificate). L'intera successione è esposta nella cava Zerbion (il migliore spaccato dell'*Unità di Saint Vincent*), presso la stazione ferroviaria di Chatillon, con sedimenti deltizi che raggiungono la ventina di metri di spessore (CARRARO *et al.*, 1994), ma si ripete anche nell'affioramento a NE di Valery. Dei depositi deltizi sedimentati nel bacino lacustre non rimangono che alcuni grandi lembi relitti, visibili nel settore a monte (Fenis-Pontey, in destra idrografica; Tav.13) e in quello a valle (Chatillon-St Vincent, in sinistra), per lo più passanti verso l'alto, attraverso una superficie di erosione, ai depositi grossolani dei conoidi torrentizi tributari. L'analisi palinologica dei depositi lacustri (CARAMIELLO in CARRARO *et al.*, 1994) indica un clima più caldo dell'attuale (querceto misto) ed attesta un'età olocenica media del complesso lacustre.

Le quote massime raggiunte dai lembi di depositi lacustri o deltizi (505 m il *top* erosionale dei depositi lacustri di Pontey; 510 m il *top* deposizionale dei depositi lacustri di Champ Peillou e 530 m circa quello dei depositi fluvio-lacustri del terrazzo di Mont des Fourches) attestano che la quota raggiunta dal livello delle acque del lago non era inferiore, nel momento del suo massimo sviluppo, ai 530 m s.l.m. I dati sul sottosuolo del fondovalle a monte di Nus segnalano un livello di sedimenti limosi, potenti da 2 a 7 m, esteso con notevole continuità da Pollein a St Marcel, in correlazione altimetrica con il complesso fluvio-lacustre di Champsotterout. Si può quindi ipotizzare che l'antico bacino di sbarramento si estendesse fino alla piana di Pollein.

Il completo colmamento del bacino sembra essersi verificato ad opera degli apporti grossolani della Dora quando il livello del lago era sceso ad una quota inferiore ai 465 m. Il fiume avrebbe successivamente inciso i propri depositi alluvionali, raggiungendo i sottostanti depositi fluvio-lacustri e ritagliandovi quel testimone isolato che è il rilievo di St Clair, per un abbassamento complessivo dell'alveo fluviale di una quarantina di metri (fino agli attuali 440 m di quota). A questo approfondimento è riconducibile il modellamento del sistema di scarpate che terrazza i delta-conoidi di Chatillon e St Vincent.

Età: Olocene medio.

2.1.2. - Depositi completamente formati (UIN)

Seppure non del tutto scollegati dalle rispettive zone di distacco, alcuni grandi accumuli di frana antichi si possono considerare depositi formati (UIN-a_{1a}). Tra questi va menzionato il complesso del M. Pesse, situato sul versante sinistro della valle principale a NE di Nus e costituito da grandi blocchi di calcescisti e



Tav. 13 - Unità di St Vincent: a) sabbie finemente stratificate che hanno colmato il bacino lacustre di Saint Vincent; l'intercalazione di diamicton deriva da un trasporto in massa per frana o debris flow (vecchie cave in destra Dora, Pontey); b) sabbie lacustri ben stratificate, con faglie e ondulazioni determinate dalla loro inclinazione verso il centrovalle (vecchia cava in loc. Glaire, Pontey, poi adibita a discarica per rifiuti tossici speciali).

prasiniti. Gli eventi di frana principali si produssero durante il LGM, quando il fondovalle era occupato dal ghiacciaio balteo fino ad una quota coincidente con l'attuale abitato di Messigné. Dopo il ritiro del ghiacciaio, il versante sottostante è stato coperto da una coltre detritica derivata dalla rielaborazione degli accumuli di frana (**UIN-i**).

Come substrato roccioso fortemente deformato e scompaginato, affiorante sul fondovalle, sono interpretabili due estesi lembi rivestiti da grandi massi spigolosi e pressochè monogenici (**UIN-a**), formanti gli altopiani intravallivi di Silvenoire presso Cogne e di Marqueron in Val Clavalité (cfr. 1.2.4). Si tratta di settori di fondovalle subpianeggianti, morfologicamente riconducibili a soglie, lunghi da 1 a 2 km e larghi alcune centinaia di metri. In entrambi i casi il tratto vallivo immediatamente a monte si sviluppa a quota leggermente inferiore ed è conformato ad ampio bacino colmato da sedimenti lacustri e alluvionali (a Lillaz vari sondaggi hanno attraversato un corpo di limi e sabbie potente fino a 40 m). Il lembo di Silvenoire può essere anche interpretato come accumulo di una grande frana di scivolamento singlaciale, proveniente dal basso versante sinistro. Trattasi di un ammasso allentato di anfiboliti, di circa 50 milioni di m³ di volume, che si presenta finemente triturato nella parte basale (dà luogo ad una sabbia siltosa, assai addensata, con piccoli clasti spigolosi sparsi), fortemente deformato nei livelli intermedi (clasti eterometrici spigolosi in matrice sabbioso-limoso, addensata) e come una coltre di grandi blocchi spigolosi, priva di matrice, in superficie.

A Laris, in Val di Champorcher, depositi palustri (**UIN-e₃**) costituiscono la sommità di sequenze di colmamento di bacini lacustri completamente interriti, che occupavano conche di esarazione glaciale. Età: Pleistocene sup.-Olocene.

2.2. - UNITÀ IN FORMAZIONE

Depositi detritici di falda e di conoide (**UID-a₃**)

Si formano alla base delle pareti per distacco, caduta e accumulo di frammenti di roccia. Grandi falde detritiche fasciano le parti medio-basse dei versanti sia nelle valli maggiori, che nei valloni tributari, in particolare quelli che incidono il massiccio ultrabásico del M. Avic (valloni di Clavalité, Ponton, Orsière, alta valle di Champdepraz) e il lembo australpino del M. Emilius (valloni di Comboè, Arpisson, Laures, St Marcel e Grauson). Tra le più estese e potenti sono le falde detritiche che rivestono quasi senza soluzione di continuità il versante destro del vallone di Ponton, il cui sviluppo è favorito da un'estesa DGPV che interessa il substrato serpentinitico a partire dalla zona di cresta.

Depositi detritici a grandi massi (UID-a)

Accumuli detritici di origine gravitativa caratterizzati dalla prevalenza di blocchi di grande volume (dai m³ alle migliaia di m³). Derivano da ripetuti fenomeni di crollo in pareti rocciose con sistemi di frattura a maglie larghe: i blocchi caduti contribuiscono alla formazione delle normali falde detritiche, oppure danno origine a distinti depositi di falda e di conoide, caratterizzati da una pezzatura maggiore. I più estesi settori con copertura di grandi blocchi sono legati ai versanti interessati da DGPV: 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. L'esempio migliore è il versante a Est di Bellecombe, caratterizzato dalla gigantesca pietraia a blocchi di serpentinite, di dimensioni anche ciclopiche, dove sono individuabili morfologicamente alcuni singoli accumuli di frana.

Depositi detritici di falda e di conoide di genesi mista (UID-i)

Depositi generati da due o più fenomeni di tipo diverso (alluvioni, colamenti, *debris flow*, crollo e valanghivi) che si manifestano periodicamente. Si formano di solito allo sbocco dei canali sotto forma di conoidi di detrito, ma possono rivestire i versanti anche a grande distanza dalle pareti rocciose. Sono costituiti in genere da *diamicton* a matrice sabbiosa debolmente limosa, con clasti di ogni dimensione e con spigoli smussati. Sono grossolanamente stratificati con locale isoorientazione dei clasti. Molto estesi e regolari sono i conoidi che bordano il versante sinistro del Vallone di Ponton, a partire dallo sbocco dei numerosi canali che incidono le serpentinita della Pointe Charmontane.

Depositi di debris flow (UID-b₄)

Sono costituiti da *diamicton* stratificati in bancate grossolane, prevalentemente *matrix supported*, con clasti eterometrici subangolosi in matrice sabbioso-limosa. Possono essere presenti livelli a grandi blocchi e lenti ghiaiose *clast supported*. La loro genesi è legata a eventi meteorici di grande intensità, con formazione di flussi ad elevata energia, costituiti da una miscela di acqua e detrito denominata *debris flow* (lava torrentizia), in cui la componente solida è superiore a quella liquida da 2 a 10 volte. Questi depositi sono distribuiti allo sbocco di canali, che prendono origine da bacini sospesi con abbondante copertura detritica facilmente mobilizzabile. Inoltre si formano alla base di potenti falde detritiche, dove costituiscono conoidi meno inclinati dei confinanti conoidi di genesi gravitativa.

Accumuli di frana (UID-a₁)

La maggior parte dei grandi accumuli di frana che coinvolgono il substrato roccioso è legata a fenomeni di “deformazione gravitativa profonda di versante”. Gli accumuli sono distribuiti sia ai margini delle DGPV, sia ai piedi del sistema di pareti che talvolta delimita a monte l’area deformata e che assume la forma di una gigantesca nicchia di distacco. Esempi del primo tipo si osservano alla base dei versanti tra Chambave e la bassa Valtournenche (DGPV della Becca d’Aver) e nel vallone di St Marcel (DGPV occidentale del M. Roux). Esempi del secondo tipo sono i vari accumuli di Bellecombe nella DGPV omonima e quelli di Grand Villa a Verrayes.

La maggior parte degli accumuli sono legati a processi gravitativi di tipo estremo, con netta differenziazione tra zona di distacco, traslazione e accumulo. In questi casi si realizza spesso una completa disarticolazione del substrato franto, con sviluppo di un deposito grossolano massivo, a blocchi spigolosi eterometrici, con matrice ghiaioso-sabbiosa subordinata. Una parte degli accumuli corrisponde però ai settori maggiormente deformati e traslati di versanti interessati da grandi DGPV: rispetto alle zone circostanti, meno deformate, sono caratterizzati da una netta evidenza morfologica (forme rigonfie o a cono) e da nicchie di distacco derivate dall’evoluzione di gradini di scivolamento. A seconda del grado di evoluzione si passa da corpi rocciosi fratturati a larghe maglie, allentati e talora gradinati, ad accumuli di materiale roccioso totalmente disarticolato. Frequenti sono le deformazione gravitative poco estese, tali da interessare solo una piccola parte di un versante o di una cresta, o quelle di versanti deformati, ma privi di una evidente espressione morfologica. Il caso più significativo è probabilmente quello che si osserva nel versante meridionale della P. Invergneurs nel vallone dell’ Urthier.

Esiste infine una serie di accumuli isolati, in genere di minori dimensioni, ma dalla forma ben espressa, riferibili a frane non strettamente legate a DGPV: accumulo a blocchi di anfiboliti a SE di Pollein; accumulo a SSW di Septumian; accumulo sul fianco destro del vallone di Rodoz.

In carta non sono stati rappresentati gli accumuli di frana che coinvolgono solo la copertura quaternaria, di gran lunga i più numerosi, ma in genere di piccole dimensioni (al massimo dell’ordine delle migliaia di m³). Fanno eccezione i fenomeni di Perral (St Vincent), Becca di Nona (Pollein) e Vollein (Nus). La “frana della Becca di Nona” consiste nel lento scivolamento di un lembo della falda detritica, di spessore decametrico e volume di oltre un milione di m³, costituito da blocchi di metabasiti in subordinata matrice sabbioso-limosa. Il corpo detritico poggia, tra i 2.000 e i 2.250 m di quota, su una rottura di pendenza molto inclinata, alla base della parete NW della Becca di Nona, ed è inciso dalla testata di un ripido canalone che scende sino all’alveo del Comboé (1.580 m), poco a valle dell’alpeggio di Ponteille. Il movimento si manifesta con un principale gradino di scivolamento, alto in media 3 m, che corre alla base della parete

rocciosa per circa 400 m. Il fenomeno è monitorato dal 1997 con estensimetri e una rete di caposaldi a rilevamento satellitare e topografico distanziometrico. Il canalone sottostante è riempito dall'accumulo di frana che si è formato nel corso dell'evento alluvionale dell'ottobre 2000 (**UID-a₁**) e che proviene dal crollo della parte inferiore del lembo detritico.

Sul versante destro della Valle di St Barthélemy, a NE di Vollein, si osserva un esteso movimento gravitativo in lenta evoluzione (circa 6 ha di superficie coinvolta). Esso interessa antichi accumuli di frana situati al margine orientale della DGPV della Croce di Fana, il cui piede è stato profondamente scalzato dall'erosione torrentizia durante l'evento alluvionale dell'ottobre 2000. La superficie di scivolamento principale è profonda una quarantina di metri.

A Perral, il fianco sinistro della gola di Montjovet è coperto dai resti di un colamento, in gran parte erosi della Dora. La frana è stata prodotta dagli sbanamenti per la realizzazione della linea ferroviaria (CERADINI & SEGRE, 1920; SEGRE, 1927; GRASSO, 1967) e ha coinvolto la copertura costituita da ghiaie fluvioglaciali, depositi grossolani dell'accumulo di Champsotterout e sovrastanti sabbie lacustri.

Prodotti detritico-colluviali indifferenziati (coltre detritico-colluviale) (UID-b₂)

Derivano dalla mobilitazione, dovuta principalmente alle acque ruscellanti e a fenomeni di colamento e *soil slip*, dei depositi quaternari e dei prodotti di erosione e alterazione in *situ* del substrato roccioso. I prodotti colluviali 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 dm a qualche m). In carta sono state indicate solo le coperture colluviali che non hanno consentito di definire in modo affidabile la natura del loro substrato, come spesso si verifica per le coperture detritico-colluviali di versanti interessati da DGPV. La coltre colluviale derivata direttamente o indirettamente dal substrato roccioso è costituita da un *diamicton* sabbioso-ghiaioso non addensato, formato da clasti eterometrici, spigolosi, in matrice sabbiosa debolmente limosa. La coltre colluviale legata alla rielaborazione di depositi glaciali è costituita da materiali ghiaioso-sabbiosi, con massi e ciottoli di trasporto glaciale e matrice sabbiosa o sabbioso-limosa non addensata; riveste tratti di versante al piede di depositi glaciali in posto.

Depositi palustri (UID-e₅)

Depositi prevalentemente fini e stratificati, costituiti da limi sabbiosi e sabbie limose, con intercalazioni di orizzonti ricchi di materia organica (*gyttia* e torbe). Si formano ai margini dei bacini lacustri in via di colmamento ad opera della vegetazione palustre e di apporti terrigeni. Formano la chiusura di una successione sedimentaria costituita da depositi lacustri o alluvionale-lacustri e sono

distinguibili per la loro superficie orizzontale. I pochi casi riportati in carta sono ubicati negli alti bacini dei torrenti Chalamy e Ayasse, intorno al lago di Lozon (Verrayes) e al lago d'Arbole (Comboè).

Riporti antropici (UID-h)

I depositi di riporto corrispondono in prevalenza ai rilevati della sede autostradale e delle strade che la scavalcano e a tutte le opere accessorie. Accumuli di "smarino" di galleria autostradale sono ammassati sulla destra della Dora ai due sbocchi della gola di Montjovet.

Altri rilevati sono presenti sul conoide del T. Buthier, nell'area industriale della ex-Cogne, mentre cumuli di ghiaie e inerti di varia natura sono stati abbandonati nella piana alluvionale della Dora.

Una grande discarica di R.S.U., simile a una morena, si eleva sulla piana a valle di Aosta, in sinistra della Dora e a SE di Regione Amérique. Nel territorio di Pontey, tra il rilevato autostradale e la scarpata che tronca i conoidi torrentizi laterali, sono state insediate alcune discariche di inerti ai margini delle numerose cave, ormai per la maggior parte inattive; in particolare, in località Glaire, è stata realizzata una discarica per rifiuti tossici speciali (Fig.13b).

Vi sono infine le discariche prodotte dalla attività estrattiva. Le maggiori sono quelle delle miniere di Cogne e di Herin (Val di Champdepraz) e quelle di cava (oficalciti) nei pressi di Chatillon, in particolare sul versante destro della bassa Valtournenche (Paviroula). Da segnalare a Nord di Aosta una collinetta conica che sorge 150 m a SW di Busseyaz, isolata sul fondo pianeggiante di un ampio scaricatore glaciale, in un contesto paesaggistico suggestivo. Per regolarità della forma e posizione è stata interpretata come una tomba a tumulo dell'Età del Ferro (MEZZENA, 1981).

3. - DATI SUL SOTTOSUOLO

Il sottosuolo della piana di Aosta, tra St Pierre e Nus, è stato esplorato con quattro campagne di rilievi geofisici (ARMANDO & DAL PIAZ, 1970; ARMANDO, 1971; SIROCCHI & NABER, 1971; NICLOUD *et al.*, 1999; GEOLEP, 1991, 1992, rapporti inediti reperibili in Regione). Le prospezioni hanno individuato una conca di sovraescavazione glaciale che raggiunge la profondità massima (circa 200 m s.l.m.) sotto la piana di Pollein (550 m), risale gradualmente fino a circa 350 m s.l.m. presso St Marcel (520 m), per poi ridiscendere bruscamente in corrispondenza di Nus.

Nello stesso settore, al limite tra i Fogli Aosta e Chatillon, sono disponibili le stratigrafie di numerosi sondaggi meccanici (prevalente carotaggio continuo), eseguiti per ricerche d'acqua (68) e indagini geognostiche (74, principalmente

per la costruzione dell'autostrada e dello svincolo per il Gran San Bernardo). I pozzi per acqua sono indicati in carta con i rispettivi valori di profondità. Il pozzo più profondo (96 m) è quello del carcere di Brissogne, sul fondovalle della Dora Baltea.

Mentre i pozzi del settore orientale della piana di Aosta (Foglio Aosta) attraversano soltanto ghiaie alluvionali (della Dora e dei suoi tributari), a partire dalla piana di Pollein e verso Est (Foglio Chatillon) molti pozzi hanno incontrato, fra 20 e 40 m di profondità (502 - 527 m s.l.m.), il tetto di un orizzonte di limi sabbiosi, potente da 2 a 7 m, poggiante su ghiaie alluvionali. I pozzi più profondi hanno incontrato un secondo livello di limi a una quota compresa tra 476 e 500 m s.l.m., lo hanno attraversato al massimo per 13 m, ma non ne hanno raggiunto la base. L'estensione di questo secondo orizzonte di sedimenti fini nel sottosuolo a monte di Aosta è deducibile dall'interpretazione dei S.E.V.

In base alla descrizione delle colonne stratigrafiche, i limi sono interpretabili come depositi lacustri; il livello superiore è intercalato tra sedimenti ghiaiosi alluvionali, mentre il livello inferiore potrebbe poggiare sul substrato roccioso o, più probabilmente, su depositi glaciali di fondo (i sondaggi geoelettrici registrano, sopra il substrato roccioso uno strato, potente 200-300 m, ad alta conduttività elettrica, costituito verosimilmente da depositi finissimi).

Il livello inferiore di limi si sarebbe deposto in un lago cataglaciale, sbarrato da un anfiteatro morenico edificato dal ghiacciaio balteo sul fondovalle, o da lingue glaciali tributarie. Il livello superiore di limi si attesta ad una quota correlabile con quella dei depositi lacustri del bacino di St Vincent, generato nel periodo postglaciale.

In alternativa (NICOUD *et al.*, 1999), il livello inferiore potrebbe collegarsi allo sbarramento della frana di Champsotterout, mentre quello superiore allo sbarramento generato dai lembi a blocchi di Fenis (anfiteatro morenico stadiale *Auct.*), interpretati però come grande frana postglaciale proveniente dal versante destro della valle principale.

SCHEMA CRONOSTRATIGRAFICO

unità ubiquitarie (litostratigrafia)		unità distinte per bacino (litostratigrafia)		stratigrafia		cronologia		datazioni	
UID	S. di Les Iles MGE ₂	S. di Les Iles MGE ₁	S. di Les Iles MGE ₁	CRONIZIONE (per l'Olocene)	climatostratigrafia	Stadi isotopici	Età a BP °C conv.	Età a BP °C cal.	(A): nell'Anfiteatro morenico di Ivrea (V): nel bacino montano della Dora Baltea
UIN	Sintema del Miage	Subsintema del Miage	Subsintema del Miage	SUBATLANTICO BOREALE PREBOREALE	1850/1550 d.C.: PEG	1	2.500	2.728-2.476	anfiteatro morenico del Miage (espansioni glaciali oloceniche) ("C" e dendrocronologia) (ALSCHILMANN, 1983; DELINE, 1999) (V)
	Sintema del Miage	Subsintema del Miage	Subsintema del Miage		1250/1550 d.C.		5.000	5.728	
					optimum climaticum		8.000	8.776-9.004	
							9.000	10.189	
UIN	Sintema del Miage	Subsintema del Miage	Subsintema del Miage	Kromer/ Cartell Egesen I, II, III sequenza di riavanzate tardoglaciali Daun Gschnitz	Dryas recente	2	10.000-11.268 ± 1.553	10.700-12.840	evento di frana di Saint Pierre sul fondovallo principale a monte di Aosta (leggi: 9.240±60 a BP °C conv. (NICOTRI et al., 1999) (V) fase di massimo ritiro del ghiacciaio del Rutor (10.270-9.975 a BP °C cal.) (OROMBELLI, 1988) (V)
	Sintema del Miage	Subsintema del Miage	Subsintema del Miage		Tardoglaciale		12.300-14.289		
					LGM		15.500		
UIN	Sintema del Miage	Subsintema del Miage	Subsintema del Miage	Kromer/ Cartell Egesen I, II, III sequenza di riavanzate tardoglaciali Daun Gschnitz	Dryas recente	2	10.000-11.268 ± 1.553	10.700-12.840	torbe post-glaciali al Lago di Villa (bassa Valle d'Aosta) (12.700±170 a BP °C conv.) (BUCCAGLIA, 1990) (V) torbe post-glaciali al Lago d'Alice Superiore (14.200 a BP °C conv.) (SCHNEIDER, 1978) (A)
	Sintema del Miage	Subsintema del Miage	Subsintema del Miage		Tardoglaciale		12.300-14.289		
					LGM		15.500		
UIN	Sintema del Miage	Subsintema del Miage	Subsintema del Miage	Kromer/ Cartell Egesen I, II, III sequenza di riavanzate tardoglaciali Daun Gschnitz	Dryas recente	2	10.000-11.268 ± 1.553	10.700-12.840	torbe interstadiali separanti il Complesso della Serra d'Ivrea dal Complesso di Bollengo-Albano ("C" e palinologia: pre-Eemiano e > 43.000 a BP) (AROBBA et al., 1997) (A)
	Sintema del Miage	Subsintema del Miage	Subsintema del Miage		Tardoglaciale		12.300-14.289		
					LGM		15.500		
UIN	Sintema del Miage	Subsintema del Miage	Subsintema del Miage	Kromer/ Cartell Egesen I, II, III sequenza di riavanzate tardoglaciali Daun Gschnitz	Dryas recente	2	10.000-11.268 ± 1.553	10.700-12.840	morena più antica dell'anfiteatro, datata al limite Pleistocene/Holocene medio (ca. 800.000 a BP) (PAGLIA, 1997) (V)
	Sintema del Miage	Subsintema del Miage	Subsintema del Miage		Tardoglaciale		12.300-14.289		
					LGM		15.500		
UIN	Sintema del Miage	Subsintema del Miage	Subsintema del Miage	Kromer/ Cartell Egesen I, II, III sequenza di riavanzate tardoglaciali Daun Gschnitz	Dryas recente	2	10.000-11.268 ± 1.553	10.700-12.840	morena più antica dell'anfiteatro, datata al limite Pleistocene/Holocene medio (ca. 800.000 a BP) (PAGLIA, 1997) (V)
	Sintema del Miage	Subsintema del Miage	Subsintema del Miage		Tardoglaciale		12.300-14.289		
					LGM		15.500		
UIN	Sintema del Miage	Subsintema del Miage	Subsintema del Miage	Kromer/ Cartell Egesen I, II, III sequenza di riavanzate tardoglaciali Daun Gschnitz	Dryas recente	2	10.000-11.268 ± 1.553	10.700-12.840	morena più antica dell'anfiteatro, datata al limite Pleistocene/Holocene medio (ca. 800.000 a BP) (PAGLIA, 1997) (V)
	Sintema del Miage	Subsintema del Miage	Subsintema del Miage		Tardoglaciale		12.300-14.289		
					LGM		15.500		
UIN	Sintema del Miage	Subsintema del Miage	Subsintema del Miage	Kromer/ Cartell Egesen I, II, III sequenza di riavanzate tardoglaciali Daun Gschnitz	Dryas recente	2	10.000-11.268 ± 1.553	10.700-12.840	morena più antica dell'anfiteatro, datata al limite Pleistocene/Holocene medio (ca. 800.000 a BP) (PAGLIA, 1997) (V)
	Sintema del Miage	Subsintema del Miage	Subsintema del Miage		Tardoglaciale		12.300-14.289		
					LGM		15.500		
UIN	Sintema del Miage	Subsintema del Miage	Subsintema del Miage	Kromer/ Cartell Egesen I, II, III sequenza di riavanzate tardoglaciali Daun Gschnitz	Dryas recente	2	10.000-11.268 ± 1.553	10.700-12.840	morena più antica dell'anfiteatro, datata al limite Pleistocene/Holocene medio (ca. 800.000 a BP) (PAGLIA, 1997) (V)
	Sintema del Miage	Subsintema del Miage	Subsintema del Miage		Tardoglaciale		12.300-14.289		
					LGM		15.500		
UIN	Sintema del Miage	Subsintema del Miage	Subsintema del Miage	Kromer/ Cartell Egesen I, II, III sequenza di riavanzate tardoglaciali Daun Gschnitz	Dryas recente	2	10.000-11.268 ± 1.553	10.700-12.840	morena più antica dell'anfiteatro, datata al limite Pleistocene/Holocene medio (ca. 800.000 a BP) (PAGLIA, 1997) (V)
	Sintema del Miage	Subsintema del Miage	Subsintema del Miage		Tardoglaciale		12.300-14.289		
					LGM		15.500		
UIN	Sintema del Miage	Subsintema del Miage	Subsintema del Miage	Kromer/ Cartell Egesen I, II, III sequenza di riavanzate tardoglaciali Daun Gschnitz	Dryas recente	2	10.000-11.268 ± 1.553	10.700-12.840	morena più antica dell'anfiteatro, datata al limite Pleistocene/Holocene medio (ca. 800.000 a BP) (PAGLIA, 1997) (V)
	Sintema del Miage	Subsintema del Miage	Subsintema del Miage		Tardoglaciale		12.300-14.289		
					LGM		15.500		
UIN	Sintema del Miage	Subsintema del Miage	Subsintema del Miage	Kromer/ Cartell Egesen I, II, III sequenza di riavanzate tardoglaciali Daun Gschnitz	Dryas recente	2	10.000-11.268 ± 1.553	10.700-12.840	morena più antica dell'anfiteatro, datata al limite Pleistocene/Holocene medio (ca. 800.000 a BP) (PAGLIA, 1997) (V)
	Sintema del Miage	Subsintema del Miage	Subsintema del Miage		Tardoglaciale		12.300-14.289		
					LGM		15.500		
UIN	Sintema del Miage	Subsintema del Miage	Subsintema del Miage	Kromer/ Cartell Egesen I, II, III sequenza di riavanzate tardoglaciali Daun Gschnitz	Dryas recente	2	10.000-11.268 ± 1.553	10.700-12.840	morena più antica dell'anfiteatro, datata al limite Pleistocene/Holocene medio (ca. 800.000 a BP) (PAGLIA, 1997) (V)
	Sintema del Miage	Subsintema del Miage	Subsintema del Miage		Tardoglaciale		12.300-14.289		
					LGM		15.500		
UIN	Sintema del Miage	Subsintema del Miage	Subsintema del Miage	Kromer/ Cartell Egesen I, II, III sequenza di riavanzate tardoglaciali Daun Gschnitz	Dryas recente	2	10.000-11.268 ± 1.553	10.700-12.840	morena più antica dell'anfiteatro, datata al limite Pleistocene/Holocene medio (ca. 800.000 a BP) (PAGLIA, 1997) (V)
	Sintema del Miage	Subsintema del Miage	Subsintema del Miage		Tardoglaciale		12.300-14.289		
					LGM		15.500		
UIN	Sintema del Miage	Subsintema del Miage	Subsintema del Miage	Kromer/ Cartell Egesen I, II, III sequenza di riavanzate tardoglaciali Daun Gschnitz	Dryas recente	2	10.000-11.268 ± 1.553	10.700-12.840	morena più antica dell'anfiteatro, datata al limite Pleistocene/Holocene medio (ca. 800.000 a BP) (PAGLIA, 1997) (V)
	Sintema del Miage	Subsintema del Miage	Subsintema del Miage		Tardoglaciale		12.300-14.289		
					LGM		15.500		
UIN	Sintema del Miage	Subsintema del Miage	Subsintema del Miage	Kromer/ Cartell Egesen I, II, III sequenza di riavanzate tardoglaciali Daun Gschnitz	Dryas recente	2	10.000-11.268 ± 1.553	10.700-12.840	morena più antica dell'anfiteatro, datata al limite Pleistocene/Holocene medio (ca. 800.000 a BP) (PAGLIA, 1997) (V)
	Sintema del Miage	Subsintema del Miage	Subsintema del Miage		Tardoglaciale		12.300-14.289		
					LGM		15.500		
UIN	Sintema del Miage	Subsintema del Miage	Subsintema del Miage	Kromer/ Cartell Egesen I, II, III sequenza di riavanzate tardoglaciali Daun Gschnitz	Dryas recente	2	10.000-11.268 ± 1.553	10.700-12.840	morena più antica dell'anfiteatro, datata al limite Pleistocene/Holocene medio (ca. 800.000 a BP) (PAGLIA, 1997) (V)
	Sintema del Miage	Subsintema del Miage	Subsintema del Miage		Tardoglaciale		12.300-14.289		
					LGM		15.500		
UIN	Sintema del Miage	Subsintema del Miage	Subsintema del Miage	Kromer/ Cartell Egesen I, II, III sequenza di riavanzate tardoglaciali Daun Gschnitz	Dryas recente	2	10.000-11.268 ± 1.553	10.700-12.840	morena più antica dell'anfiteatro, datata al limite Pleistocene/Holocene medio (ca. 800.000 a BP) (PAGLIA, 1997) (V)
	Sintema del Miage	Subsintema del Miage	Subsintema del Miage		Tardoglaciale		12.300-14.289		
					LGM		15.500		
UIN	Sintema del Miage	Subsintema del Miage	Subsintema del Miage	Kromer/ Cartell Egesen I, II, III sequenza di riavanzate tardoglaciali Daun Gschnitz	Dryas recente	2	10.000-11.268 ± 1.553	10.700-12.840	morena più antica dell'anfiteatro, datata al limite Pleistocene/Holocene medio (ca. 800.000 a BP) (PAGLIA, 1997) (V)
	Sintema del Miage	Subsintema del Miage	Subsintema del Miage		Tardoglaciale		12.300-14.289		
					LGM		15.500		
UIN	Sintema del Miage	Subsintema del Miage	Subsintema del Miage	Kromer/ Cartell Egesen I, II, III sequenza di riavanzate tardoglaciali Daun Gschnitz	Dryas recente	2	10.000-11.268 ± 1.553	10.700-12.840	morena più antica dell'anfiteatro, datata al limite Pleistocene/Holocene medio (ca. 800.000 a BP) (PAGLIA, 1997) (V)
	Sintema del Miage	Subsintema del Miage	Subsintema del Miage		Tardoglaciale		12.300-14.289		
					LGM		15.500		
UIN	Sintema del Miage	Subsintema del Miage	Subsintema del Miage	Kromer/ Cartell Egesen I, II, III sequenza di riavanzate tardoglaciali Daun Gschnitz	Dryas recente	2	10.000-11.268 ± 1.553	10.700-12.840	morena più antica dell'anfiteatro, datata al limite Pleistocene/Holocene medio (ca. 800.000 a BP) (PAGLIA, 1997) (V)
	Sintema del Miage	Subsintema del Miage	Subsintema del Miage		Tardoglaciale		12.300-14.289		
					LGM		15.500		
UIN	Sintema del Miage	Subsintema del Miage	Subsintema del Miage	Kromer/ Cartell Egesen I, II, III sequenza di riavanzate tardoglaciali Daun Gschnitz	Dryas recente	2	10.000-11.268 ± 1.553	10.700-12.840	morena più antica dell'anfiteatro, datata al limite Pleistocene/Holocene medio (ca. 800.000 a BP) (PAGLIA, 1997) (V)
	Sintema del Miage	Subsintema del Miage	Subsintema del Miage		Tardoglaciale		12.300-14.289		
					LGM		15.500		
UIN	Sintema del Miage	Subsintema del Miage	Subsintema del Miage	Kromer/ Cartell Egesen I, II, III sequenza di riavanzate tardoglaciali Daun Gschnitz	Dryas recente	2	10.000-11.268 ± 1.553	10.700-12.840	morena più antica dell'anfiteatro, datata al limite Pleistocene/Holocene medio (ca. 800.000 a BP) (PAGLIA, 1997) (V)
	Sintema del Miage	Subsintema del Miage	Subsintema del Miage		Tardoglaciale		12.300-14.289		
					LGM		15.500		
UIN	Sintema del Miage	Subsintema del Miage	Subsintema del Miage	Kromer/ Cartell Egesen I, II, III sequenza di riavanzate tardoglaciali Daun Gschnitz	Dryas recente	2	10.000-11.268 ± 1.553	10.700-12.840	morena più antica dell'anfiteatro, datata al limite Pleistocene/Holocene medio (ca. 800.000 a BP) (PAGLIA, 1997) (V)
	Sintema del Miage	Subsintema del Miage	Subsintema del Miage		Tardoglaciale		12.300-14.289		
					LGM		15.500		
UIN	Sintema del Miage	Subsintema del Miage	Subsintema del Miage	Kromer/ Cartell Egesen I, II, III sequenza di riavanzate tardoglaciali Daun Gschnitz	Dryas recente	2	10.000-11.268 ± 1.553	10.700-12.840	morena più antica dell'anfiteatro, datata al limite Pleistocene/Holocene medio (ca. 800.000 a BP) (PAGLIA, 1997) (V)
	Sintema del Miage	Subsintema del Miage	Subsintema del Miage		Tardoglaciale		12.300-14.289		
					LGM		15.500		
UIN	Sintema del Miage	Subsintema del Miage	Subsintema del Miage	Kromer/ Cartell Egesen I, II, III sequenza di riavanzate tardoglaciali Daun Gschnitz	Dryas recente	2	10.000-11.268 ± 1.553	10.700-12.840	morena più antica dell'anfiteatro, datata al limite Pleistocene/Holocene medio (ca. 800.000 a BP) (PAGLIA, 1997) (V)
	Sintema del Miage	Subsintema del Miage	Subsintema del Miage		Tardoglaciale		12.300-14.289		
					LGM		15.500		
UIN	Sintema del Miage	Subsintema del Miage	Subsintema del Miage	Kromer/ Cartell Egesen I, II, III sequenza di riavanzate tardoglaciali Daun Gschnitz	Dryas recente	2	10.000-11.268 ± 1.553	10.700-12.840	morena più antica dell'anfiteatro, datata al limite Pleistocene/Holocene medio (ca. 800.000 a BP) (PAGLIA, 1997) (V)
	Sintema del Miage	Subsintema del Miage	Subsintema del Miage		Tardoglaciale		12.300-14.289		
					LGM		15.500		
UIN	Sintema del Miage	Subsintema del Miage	Subsintema del Miage	Kromer/ Cartell Egesen I, II, III sequenza di riavanzate tardoglaciali Daun Gschnitz	Dryas recente	2	10.000-11.268 ± 1.553	10.700-12.840	morena più antica dell'anfiteatro, datata al limite Pleistocene/Holocene medio (ca. 800.000 a BP) (PAGLIA, 1997) (V)
	Sintema del Miage	Subsintema del Miage	Subsintema del Miage		Tardoglaciale		12.300-14.289		
					LGM		15.500		
UIN	Sintema del Miage	Subsintema del Miage	Subsintema del Miage	Kromer/ Cartell Egesen I, II, III sequenza di riavanzate tardoglaciali Daun Gschnitz	Dryas recente	2	10.000-11.268 ± 1.553	10.700-12.840	morena più antica dell'anfiteatro, datata al limite Pleistocene/Holocene medio (ca. 800.000 a BP) (PAGLIA, 1997) (V)
	Sintema del Miage	Subsintema del Miage	Subsintema del Miage		Tardoglaciale		12.300-14.289		
					LGM		15.500		
UIN	Sintema del Miage	Subsintema del Miage	Subsintema del Miage	Kromer/ Cartell Egesen I, II, III sequenza di riavanzate tardoglaciali Daun Gschnitz	Dryas recente	2	10.000-11.268 ± 1.553	10.700-12.840	morena più antica dell'anfiteatro, datata al limite Pleistocene/Holocene medio (ca. 800.000 a BP) (PAGLIA, 1997) (V)
	Sintema del Miage	Subsintema del Miage	Subsintema del Miage		Tardoglaciale		12.300-14.289		
					LGM		15.500		
UIN	Sintema del Miage	Subsintema del Miage	Subsintema del Miage	Kromer/ Cartell Egesen I, II, III sequenza di riavanzate tardoglaciali Daun Gschnitz	Dryas recente	2	10.000-11.268 ± 1.553	10.700-12.840	morena più antica dell'anfiteatro, datata al limite Pleistocene/Holocene medio (ca. 800.000 a BP) (PAGLIA, 1997) (V)
	Sintema del Miage	Subsintema del Miage	Subsintema del Miage		Tardoglaciale		12.300-14.289		
					LGM		15.500		
UIN	Sintema del Miage	Subsintema del Miage	Subsintema del Miage	Kromer/ Cartell Egesen I, II, III sequenza di riavanzate tardoglaciali Daun Gschnitz	Dryas recente	2	10.000-11.268 ± 1.553	10.700-12.840	morena più antica dell'anfiteatro, datata al limite Pleistocene/Holocene medio (ca. 800.000 a BP) (PAGLIA, 1997) (V)
	Sintema del Miage	Subsintema del Miage	Subsintema del Miage		Tardoglaciale		12.300-14.289		
					LGM		15.500		
UIN	Sintema del Miage	Subsintema del Miage	Subsintema del Miage	Kromer/ Cartell Egesen I, II, III sequenza di riavanzate tardoglaciali Daun Gschnitz	Dryas recente	2	10.000-11.268 ± 1.553	10.700-12.840	morena più antica dell'anfiteatro, datata al limite Pleistocene/Holocene medio (ca. 800.000 a BP) (PAGLIA, 1997) (V)
	Sintema del Miage	Subsintema del Miage	Subsintema del Miage		Tardoglaciale		12.300-14.289		
					LGM		15.500		
UIN	Sintema del Miage	Subsintema del Miage	Subsintema del Miage	Kromer/ Cartell Egesen I, II, III sequenza di riavanzate tardoglaciali Daun Gschnitz	Dryas recente	2	10.000-11.268 ± 1.553	10.700-12.840	morena più antica dell'anfiteatro, datata al limite Pleistocene/Holocene medio (ca. 800.000 a BP) (PAGLIA, 1997) (V)
	Sintema del Miage	Subsintema del Miage	Subsintema del Miage		Tardoglaciale		12.300-14.289		
					LGM		15.500		
UIN	Sintema del Miage	Subsintema del Miage	Subsintema del Miage	Kromer/ Cartell Egesen I, II, III sequenza di riavanzate tardoglaciali Daun Gschnitz	Dryas recente	2	10.000-11.268 ± 1.553	10.700-12.840	morena più antica dell'anfiteatro, datata al limite Pleistocene/Holocene medio (ca. 800.000 a BP) (PAGLIA, 1997) (V)
	Sintema del Miage	Subsintema del Miage	Subsintema del Miage		Tardoglaciale		12.300-14.289		
					LGM		15.500		
UIN	Sintema del Miage	Subsintema del Miage	Subsintema del Miage	Kromer/ Cartell Egesen I, II, III sequenza di riavanzate tardoglaciali Daun Gschnitz	Dryas recente	2	10.000-11.268 ± 1.553	10.700-12.840	morena più antica dell'anfiteatro, datata al limite Pleistocene/Holocene medio (ca. 800.000 a BP) (PAGLIA, 1997) (V)
	Sintema del Miage	Subsintema del Miage	Subsintema del Miage		Tardoglaciale		12.300-14.289		
					LGM		15.500		
UIN	Sintema del Miage	Subsintema del Miage	Subsintema del Miage	Kromer/ Cartell Egesen I, II, III sequenza di riavanzate tardoglaciali Daun Gschnitz	Dryas recente	2	10.000-11.268 ± 1.553	10.700-12.840	morena più antica dell'anfiteatro, datata al limite Pleistocene/Holocene medio (ca. 800.000 a BP) (PAGLIA, 1997) (V)
	Sintema del Miage	Subsintema del Miage	Subsintema del Miage		Tardoglaciale		12.300-14.289		
					LGM		15.500		
UIN	Sintema del Miage	Subsintema del Miage	Subsintema del Miage	Kromer/ Cartell Egesen I, II, III sequenza di riavanzate tardoglaciali Daun Gschnitz	Dryas recente	2	10.000-11.268 ± 1.553	10.700-12.840	morena più antica dell'anfiteatro, datata al limite Pleistocene/Holocene medio (ca. 800.000 a BP) (PAGLIA, 1997) (V)
	Sintema del Miage	Subsintema del Miage	Subsintema del Miage						

VI - METAMORFISMO

Una delle ragioni, assieme alla tettonica, della estrema complessità del foglio è la presenza nel substrato di esclusive rocce metamorfiche. Esse derivano da una vasta gamma di protoliti continentali ed oceanici, appartenenti ad unità tettono-metamorfiche caratterizzate da una storia differente sin dall'origine, o diversificata durante il procedere dell'orogenesi alpina. Si riconoscono litotipi polimetamorfici, con impronta prealpina ed alpina, e monometamorfici, in genere a carattere polifasico. I primi sono circoscritti al basamento austroalpino e sono rappresentati da relitti di medio-alto grado metamorfico, almeno in buona parte di verosimile età varisica, con impronta alpina polifasica (eclogitica o scisti blu e sovraimpronta in facies scisti verdi), da tenue a pervasiva. I secondi raggruppano le rocce di basamento derivate da granitoidi e gabbri post-varisici, di presunta età tardo-carbonifera e/o permiana inferiore, limitate unità mesozoiche di copertura e tutte le unità ofiolitiche. In queste ultime vi sono anche evidenze, dirette o indirette, di trasformazioni metamorfiche-idrotermali di ambiente oceanico, talora molto intense. Per un inquadramento generale del metamorfismo della regione si vedano FREY *et al.* (1974, 1999) e OBERHÄNSLI *et al.* (2004).

1. - METAMORFISMO PREALPINO

I litotipi con metamorfismo prealpino di medio-alto grado sono parzialmente preservati solo in alcuni domini a limitato *strain* alpino dei lembi austroalpini non eclogitici (M. Mary) ed eclogitici, in particolare nel *klippe* del M. Emilius e nella scaglia di basamento interposta tra le unità ofiolitiche del Combin e di Zermatt-Saas, a nord di Chatillon. L'impronta prealpina è indicata da relitti liti-

ci o mineralogici in facies granulitica e/o anfibolitica, caratterizzati dalla presenza di granato, relativamente diffuso e, localmente, di pirosseno, anfiboli, biotite, muscovite, K-feldspato, sillimanite (sostituita da cianite alpina) ed andalusite, quest'ultima circoscritta all'unità inferiore del M. Mary. Essi indicano l'esistenza di una evoluzione spazio-temporale complessa, non definibile con precisione a causa del numero limitato dei siti provvisti di stime petrologiche affidabili e per l'assenza di datazioni radiometriche. L'interpretazione suggerita si basa soprattutto sul confronto con la storia prealpina di basamenti meglio preservati della catena. L'impronta metamorfica più antica, riferibile verosimilmente all'orogenesi varisica, è rappresentata da unità con *fabric* felsici di medio (granato, biotite $\pm$ muscovite) o alto grado (granato, sillimanite $\pm$ pirosseno) anteriori allo sviluppo di processi anatettici (migmatiti) e all'intrusione di filoni pegmatitici. I primi sono presenti nell'unità inferiore del M. Mary, i secondi in quella superiore e nei lembi austroalpini eclogitici, con possibili protoliti di confronto rappresentati dai complessi kinzigitici delle Alpi occidentali. La successiva evoluzione è caratterizzata da una progressiva diminuzione di pressione (esumazione) in regime di alta temperatura, indicata dallo sviluppo di fusi anatettici, da riequilibrazioni mineralogiche nei gabbri e, limitatamente al M. Mary, dalla crescita di porfiroblasti di andalusite e da miloniti in facies anfibolitica, chiaramente antecedenti all'orogenesi alpina. Il quadro risultante ricorda l'evoluzione termo-tettonica permiana, di tipo distensivo, documentata o supposta nella Zona Ivrea-Verbanò, nella Zona Sesia-Lanzo (REBAY & SPALLA, 2001) e nella Serie di Valpelline della Falda Dent Blanche (GARDIEN *et al.*, 1994).

2. – METAMORFISMO DI AMBIENTE OCEANICO

Le ofioliti e le coperture metasedimentarie delle varie unità tettono-metamorfiche della Zona Piemontese mostrano, in varia misura, tracce dirette o indirette di trasformazioni idrotermali prealpine avvenute in ambiente oceanico, non obliterate dalla sovraimpronta alpina o al massimo accentuate dall'attività dei fluidi metamorfici ad essa associati. Le principali sono: i) fratturazione idraulica e serpentinizzazione delle peridotiti di mantello, forse iniziata in ambiente sotto-continentale; ii) spilitizzazione dei basalti sottomarini, documentata dalla coesistenza spaziale e temporale di eclogiti anidre (da protoliti non alterati) con eclogiti glaucofaniche, glaucofaniti granatifere e scisti cloritici a granato, glaucofane e cloritoide (da protoliti con vario grado di idratazione); iii) deposizione di mineralizzazioni idrotermali a solfuri, ossidi e idrossidi di Cu-Fe, disseminate o massicce, nei basalti e/o all'interfaccia con le coperture sopraofiolitiche, e di mineralizzazioni a Mn in queste ultime.

3. - METAMORFISMO POLIFASICO ALPINO

Durante l'orogenesi alpina, le unità continentali ed oceaniche affioranti nel foglio hanno subito due principali eventi metamorfici: i) un metamorfismo di subduzione con picco eclogitico o in facies scisti blu; ii) una successiva riequilibrio in facies scisti verdi. L'impronta eclogitica è visibile nei lembi austroalpini inferiori e nelle associate unità ofiolitiche tipo Zermatt-Saas; in entrambi i casi è ben preservata solo in affioramenti relativamente limitati. L'impronta in facies scisti blu è circoscritta alle unità ofiolitiche tipo Combin ed è segnalata da rari relitti mineralogici. La sovraimpronta barroviana in facies scisti verdi, da incipiente a completa, è registrata dall'intera pila delle falde ed è stata acquisita durante l'esumazione finale e/o la collisione continentale.

Il metamorfismo di subduzione si è sviluppato tra il Cretacico superiore (Sesia-Lanzo e lembi austroalpini superiori; CORTIANA *et al.*, 1998; GEBAUER, 1999) e l'Eocene medio (lembi austroalpini inferiori e Zona di Zermatt-Saas; GEBAUER, 1999; DAL PIAZ *et al.*, 2001). I relitti in facies scisti blu delle unità tipo Combin non sono datati. La sovraimpronta in facies scisti verdi è riferibile all'Eocene superiore-Oligocene inferiore (HUNZIKER *et al.*, 1992); il suo limite cronologico superiore è inoltre vincolato dall'età oligocenica (32-30 Ma) dei filoni di lamprofiri postmetamorfici (VENTURELLI *et al.*, 1984) e di quarzo aurifero (DIAMOND & WIEDENBECK, 1986) che tagliano la pila delle falde in settori non lontani dai margini del foglio (Val d'Ayas, Valle di Gressoney, Traversella).

Nei lembi austroalpini inferiori, il metamorfismo di subduzione è preservato dalle rocce felsiche e mafiche del basamento. Nel primo caso si tratta di parascisti a granato, miche fengitiche, rutilo $\pm$ glaucofane, zoisite, cianite, cloritoide (micascisti eclogitici) e di ortoscisti a granato, fengite $\pm$ glaucofane, zoisite. Non sono stati rinvenuti relitti di giadeite, ma non mancano indizi di una sua possibile presenza, indicata da prodotti di trasformazione analoghi a quelli diffusi nella Zona Sesia-Lanzo. I corpi basici mostrano associazioni eclogitiche a granato, omphacite, rutilo $\pm$ glaucofane, miche fengitiche, zoisite, con varietà ricche in glaucofane.

Nelle unità ofiolitiche, l'impronta eclogitica è registrata in basalti, in corpi di gabbri ricchi in Fe-Ti, generalmente associati a Mg-gabbri, e in alcuni scisti quarzosi di copertura. Nei tipi basaltici si osserva una notevole varietà di associazioni mineralogiche, legate al diverso grado di alterazione oceanica, corrispondenti a: i) eclogiti a granato-omphacite- rutilo (rare), ii) eclogiti a glaucofane, zoisite, limitata mica bianca $\pm$ calcite, iii) glaucofaniti granatifere a epidoti, mica bianca $\pm$ carbonato; iv) scisti cloritici a granato, mica bianca, glaucofane, Mg-cloritoide, epidoti $\pm$ calcite-ankerite $\pm$ quarzo, caratterizzati sovente dalla presenza di talco. Epidoto ferriero $\pm$ carbonato sono talora abbondanti nella

matrice di alcuni metabasalti glaucofanici brecciati. La storia metamorfica precedente al picco eclogitico è segnalata da piccoli anfiboli sodico-calcici, inclusi nei porfiroblasti di granato, e da aggregati a losanga di mica bianca ed epidoti, di dimensioni anche centimetriche, derivati da originaria lawsonite.

Nei Fe-gabbri predominano paragenesi a omphacite-zoisite con abbondante rutilo, locale granato e minore clorite. A volte si osservano almeno due generazioni di pirosseno sodico, rappresentate da pseudomorfosi sui siti del pirosseno primario, anche pluricentimetrico, e da aggregati granoblastici a grana medio-fine.

Nel complesso mesozoico delle quarziti mangesifere di Praborna si osservano letti e lenti di micascisti eclogitici con abbondanti vene di minerali di alta pressione (MARTIN-VERNIZZI, 1982).

L'evoluzione posteclogitica è rappresentata da una successione di riequilibrazioni metamorfiche che iniziano con la destabilizzazione, da parziale a completa, del pirosseno sodico in fini feltri uralitici da cui poi crescono aggregati diablastici di albite e anfibolo, talora accompagnata dallo sviluppo di glaucofane 2, e proseguono con l'alterazione degli anfiboli sodici in aggregati di albite, clorite, attinoto. I granoblasti di rutilo sono rivestiti o sostituiti completamente da titanite. Il prodotto risultante è costituito, nel basamento austroalpino, da micascisti albitici a epidoto, clorite ± relitti di alta pressione; nelle metabasiti austroalpine e in quelle delle ofioliti, da anfiboliti albitiche, in genere a granato e con relitti eclogitici talora riconoscibili solo al microscopio. Sono questi i litotipi largamente più frequenti nell'ambito delle unità con metamorfismo eclogitico presenti nel foglio.

Lo stadio evolutivo finale, distribuito in modo eterogeneo, è rappresentato da tipiche associazioni in facies scisti verdi ad albite, epidoto, mica chiara a basso contenuto in Si, clorite, anfiboli calcici, biotite olivastra e titanite, presenti in percentuali variabili, legate alla composizione dei protoliti. Carattere diagnostico alla scala dell'affioramento è lo sviluppo porfiroblastico dell'albite, in individui ocellari plurimillimetrici e talora maggiori, tipico negli Gneiss minuti del basamento austroalpino e nei metabasalti ofiolitici che tendono ad assumere aspetto prasinitico. Al microscopio, i porfiroblasti di albite sono farciti di inclusioni microlitiche, residuo della matrice su cui il minerale si è accresciuto, inclusioni che spesso marciano scistosità precedenti, planari o ripiegate. Questo stadio è accompagnato o seguita da varie generazioni di vene tardive, a quarzo, albite, epidoto, clorite.

Le stime petrologiche di questi eventi metamorfici confermano quelle della letteratura citata in precedenza, a cui si rimanda, limitandoci a sottolineare la locale presenza di associazioni eclogitiche a talco, indicative di pressioni dell'ordine di oltre 2 GPa.

VII - TETTONICA

La carta riporta, a margine, l'assetto strutturale del Foglio Chatillon alla scala 1:200.000, uno schema tettonico dell'area comprendente anche gli otto fogli circostanti e tre sezioni geologiche orientate circa nord-sud. Il profilo occidentale si estende dai dintorni di Cogne alla vetta del M. Emilius e al M. Père Laurent, attraversa la Valle d'Aosta nei dintorni di Brissogne e risale il suo versante sinistro, sino alla cresta spartiacque con la Valpelline (C-C'). I profili orientali si estendono dalla conca di Dondena al M. Glacier ed alla parte centrale del massiccio del M. Avic (B-B') e, 2.5 km verso est, dal vallone del Lago Gelato a Pontey e al lato destro idrografico della bassa Valtournenche, presso il Colle di San Pantaleone (A-A'). I profili illustrano i rapporti tra lembi austroalpini ed unità ofiolitiche e le principali deformazioni post-falda di tipo duttile e fragile.

1. – SOVRASCORRIMENTI E TETTONICA DUTTILE

La pervasiva sovraimpronta polifasica alpina ha cancellato buona parte delle strutture prealpine. La tettonica prealpina è segnalata da relitti meso-microscopici di una scistosità di medio-alto grado metamorfico conservata localmente nel basamento pregranitico del M. Emilius (Tav. 3) e del M. Mary e generalmente riattivata, riequilibrata e mascherata ad opera dell'orogenesi alpina. Il relitto più significativo è l'orizzonte di taglio milonitico in facies anfibolitica che separa le due unità del lembo del M. Mary, al margine nord-occidentale del foglio (PENNACCHIONI & CESARE, 1997; PENNACCHIONI *et al.*, 2001).

I rapporti di sovrascorrimento che in origine separavano le unità continentali da quelle ofiolitiche sono stati profondamente modificati alla scala regionale da almeno due fasi di deformazione duttile e da zone di taglio che rendono estre-

mamente complesso il quadro strutturale della regione. I contatti tra le rocce continentali dei lembi austroalpini e quelle oceaniche delle sequenze piemontesi corrispondono a superfici di sovrascorrimento di primo ordine, unitamente al contatto tra le unità non eclogitiche (Austroalpino superiore, Combin, Aouilletta) e quelle eclogitiche (Austroalpino inferiore, Zermatt-Saas, Avic, Grivola-Urtier). Il metamorfismo indica una notevole differenza della profondità massima raggiunta da questi due gruppi di unità nella zona di subduzione, dell'ordine di almeno una ventina di km.

I sovrascorrimenti principali, indicati nella carta geologica e nello schema tettonico, sono spesso mascherati da coltri detritiche. Ove esposti, sono in genere sottolineati da zone di taglio milonitico e, in molti casi, sono riattivati in modo fragile.

Sovrascorrimenti minori sono presenti all'interno di unità o insiemi di unità tettoniche caratterizzate dalla stessa storia metamorfica, spesso sottolineati da lenti di serpentiniti scistoso-laminate o milonitiche.

Le unità tettono-metamorfiche contengono, al loro interno, discontinue tracce di una scistosità alpina S1, associata ad un gruppo di deformazioni (F1), caratterizzate principalmente da estese trasposizioni in regime di taglio duttile sviluppate durante le fasi di individuazione delle falde e nel corso delle loro traiettorie cinematiche nella zona di subduzione, prima e durante il picco eclogitico. Come esempio, si veda la Fig. a in Tav. 6, che mostra una zona di taglio eclogitico F1 sovrainposta sul *fabric* prealpino nel basamento del M. Emilius.

La tettonica duttile post-falda è caratterizzata da due principali fasi di deformazione duttile (F2 e F3), entrambe scistogene e riscontrabili a tutte le scale. Nelle Fig. b-c-d di Tav. 6 sono riportati alcuni esempi di pieghe mesoscopiche F2 e F3 nel massiccio del M. Emilius. Esse hanno un andamento circa est-ovest nel settore del Glacier-Rafray e delle ofioliti circostanti, per ruotare poi verso direzioni attorno a nord-sud nel lembo del Monte Emilius, individuando un processo di torsione a scala regionale (Fig. 9). Tale fenomeno sembra mancare nella pila di falde a nord del graben Aosta-Ranzola, ove le pieghe F2 e F3 hanno un andamento più regolare, deducibile facilmente dai simboli convenzionali riportati in carta.

Come attestato da specifiche trasformazioni metamorfiche, le deformazioni F2-F3 si sono sviluppate dopo il picco eclogitico, accompagnando la progressiva esumazione decompressionale delle unità austroalpine e piemontesi. Inoltre, sono state individuate locali deformazioni duttili F4, non scistogene.

L'intera regione è caratterizzata da una vistosa tettonica fragile polifasica, scoperta durante il rilevamento del foglio e descritta in dettaglio nel capitolo seguente.

2. – TETTONICA FRAGILE

Nella catene alpina sono state a lungo sottostimate l'entità e l'influenza delle deformazioni fragili post-collisionali. Ne sono prova evidente le carte geologiche, anche di recente pubblicazione, in cui compaiono pochissime faglie (e.g., BIGI *et al.*, 1990; STECK *et al.*, 1999). La difficoltà nel riconoscere le principali deformazioni fragili risiede essenzialmente nelle cause seguenti: i) povertà di orizzonti guida continui, che permettano di individuare il rigetto delle faglie; ii) ripartizione della deformazione su ampie fasce in corrispondenza dei calcescisti e di altre litologie fissili; iii) complicazioni dovute alle complesse deformazioni duttili; iv) ampi depositi quaternari che, specie nei fondovalle, non consentono di ricostruire la continuità delle faglie principali; v) effetti dell'evoluzione gravitativa dei versanti su orizzonti tettonici preesistenti. L'interpretazione effettuata su immagini satellitari ha consentito di ovviare, almeno in parte, a questi inconvenienti, fornendo utili informazioni per l'individuazione delle strutture fragili e la loro estensione.

2.1. - TELERILEVAMENTO SATELLITARE

L'analisi delle immagini è stata effettuata in fase preliminare e durante il rilievo in campagna, in modo da favorire una continua integrazione tra i risultati dell'interpretazione ed i dati di terreno. Lo studio è stato condotto su immagini satellitari ottiche e radar.

Dati ottici - Ci si è avvalsi della Scena Landsat 5 TM 195-028 (12.09.1985). All'epoca dell'analisi delle immagini, i dati del sensore Thematic Mapper, montato come *payload* sul satellite Landsat 5, erano il miglior compromesso tra risoluzione spaziale e spettrale (MASSIRONI, 1998). Ogni scena Landsat 5 TM è infatti ripresa su sette bande distinte dello spettro e la sua risoluzione spaziale dipende dalle bande di ripresa stesse (60 m/pixel per l'infrarosso termico, banda 6; 30 m/pixel per tutte le altre bande).

Dati radar - Si sono utilizzate le due scene ERS-1 SAR/GTC (Synthetic Aperture Radar/Gocoded Terrain Corrected) 21560-909 e 21553-2691, riprese rispettivamente in orbita ascendente e discendente (29.08.1995). Le immagini hanno risoluzione di 20 m/pixel, quindi confrontabile con il dato ottico Landsat TM; i prodotti GTC sono il risultato della correzione geometrica dei dati SAR grezzi, mediante utilizzo del Modello Digitale del Terreno (DTM). Le scene ERS1-SAR/GTC sono state prodotte, elaborate ed interpretate (MASSIRONI, 1998) presso il Centro di Geodesia Spaziale-ASI di Matera, con il supporto dell'I-PAF (Italian -Product Archive Facilities).

I metodi di elaborazione delle immagini sono descritti in dettaglio da

MASSIRONI (1998), BISTACCHI *et al.* (2000), BISTACCHI & MASSIRONI (2001), a cui si rimanda.

L'interpretazione preliminare ha portato al riconoscimento nell'intero settore delle Alpi nord-occidentali di circa 2000 lineamenti tra i 400 m e i 10 km di lunghezza, distribuiti secondo tre direzioni preferenziali: NE-SW, E-W e NW-SE. L'interpretazione preliminare è stata controllata e raffinata in base a sistematiche osservazioni di terreno che hanno permesso di valutarne l'attendibilità. Il 65.5-84.2% dei lineamenti corrisponde a faglie e fratture; la variabilità dipende dalla lunghezza dei lineamenti e dall'immagine utilizzata (ottica o radar). E' inoltre risultato evidente che le verifiche positive erano costituite essenzialmente da faglie e fratture ad elevata inclinazione ($> 65^\circ$).

I lineamenti sono stati infine classificati in funzione del loro significato strutturale (faglie, fratture) o geomorfologico (trench, rotture di pendenza), della loro cinematica (faglie normali, inverse, trascorrenti, transtensive) e delle fasi deformative fragili a cui sono associati (D1 o D2).

2.2. - FASI DEFORMATIVE E LINEE TETTONICHE

In quest'area delle Alpi nord-occidentali, la tettonica fragile si sviluppa a partire dall'Oligocene, quando la pila di falde Pennidiche-Austroalpine è quasi completamente esumata e, a causa del conseguente raffreddamento, passa dal campo delle deformazioni duttili a quello delle deformazioni di tipo fragile. Questa transizione è documentata dalle età ottenute con il metodo delle tracce di fissione su zircone, che evidenziano come il raffreddamento al di sotto di 250 °C circa sia avvenuto intorno a 33-32 Ma in tutta l'area del foglio Chatillon (HUNZIKER *et al.*, 1992; BISTACCHI *et al.*, 2001).

L'analisi strutturale ha rivelato l'esistenza, in quest'area, di due fasi deformative fragili sovrapposte (D1 e D2), attribuibili all'Oligocene e al Miocene-Attuale (BISTACCHI & MASSIRONI, 2000; BISTACCHI *et al.*, 2001).

In particolare, la fase D1 (Fig. 10/a-b) è associata ad una importante attività idrotermale e magmatica (più importante verso E) di età oligocenica (33-29 Ma; DIAMOND, 1990; BISTACCHI *et al.*, 2001, con rif. bibl.); nel corso di questa fase sono attivi sistemi di faglie normali a direzione NE-SW e E-W, che accomodano una distensione NNW-SSE a scala regionale (Fig. 11 e 12/a).

I sistemi di faglie più importanti del Foglio Chatillon, attivi in fase D1 con cinematica estensionale, sono: 1) Aosta-Ranzola, 2) Ospizio Sottile, 3) Trois Villes. Alcuni dettagli delle strutture D1 e delle zone di faglia, con cataclasiti e *gouge*, sono visibili nella Tavola 14.

La fase D2 si sviluppa nel Neogene, con estensione sino all'Attuale, indicata dalla sismicità (BISTACCHI *et al.*, 2000; BISTACCHI & MASSIRONI, 2000). Nel Miocene si verifica la progressiva estrusione tettonica (*lateral escape*), diretta

verso SW, di un grande frammento del prisma collisionale, corrispondente grosso modo alle Alpi Pennine e Graie (blocco PGA in Fig. 12/b). Questo blocco è delimitato a NE dalla faglia normale del Sempione (Val d'Ossola e Vallese), di cui costituisce il tetto. Proseguendo verso occidente, il suo margine NW è costituito dal sistema trascorrente destro delle linee Rodano–Chamonix (Vallese e Alta Savoia), anche se parte della deformazione è ripartita lungo il fronte penninico e il fronte brianzonese, riattivati in trascorrenza destra. A SE, il limite del blocco PGA è costituito dalla Faglia dell'Ospizio Sottile, riattivata in trascorrenza sinistra dopo la fase di attività normale oligocenica. All'interno del blocco, e quindi in gran parte dell'area coperta dal Foglio Chatillon, si osserva un reticolo molto regolare di faglie e fratture dirette NW-SE, con cinematica estensionale; esse sono in relazione con il regime tensionale NE-SW legato all'estrusione laterale. Le relazioni di intersezione, che testimoniano come questa famiglia di faglie sia successiva al sistema NE-SW (D1), sono ben evidenti a tutte le scale in molte parti del foglio, in particolare in bassa Valle di S. Barthélemy.

2.2.1. - Il sistema Aosta–Ranzola

La faglia Aosta-Ranzola è stata individuata ai primi del Novecento da STELLA (1905, 1943) e riportata nella Carta Geologica d'Italia, foglio Aosta (1912), in corrispondenza del limite settentrionale della finestra di Arcesa-Brusson (Fig. 6, 7, 10). La faglia è stata a lungo considerata come un unico elemento strutturale, diretto E-W, che da Aosta segue la valle della Dora Baltea, per 32 km, sino al Colle di Joux e da quest'ultimo prosegue per altri 7 km sino al Passo della Ranzola, lungo lo spartiacque tra la Valle di Gressoney e la Valsesia. Recenti studi, in parte legati al rilievo geologico del foglio, hanno messo in luce come la faglia Aosta-Ranzola sia in realtà un sistema tettonico ampio circa 2 km che si sviluppa su entrambi i versanti della media valle della Dora, definendo un graben asimmetrico (BISTACCHI *et al.*, 2001). Le faglie principali affiorano sul versante meridionale della valle e sono associate a miloniti e potenti orizzonti cataclastici (spessi sino a 100 m), immergenti di 50-70° verso Nord, e caratterizzati da vistosa alterazione idrotermale. Nel versante settentrionale si rinvencono, invece, faglie minori, coniugate alle precedenti. Chiare evidenze morfologiche accompagnano le strutture principali sul fianco destro della valle; si tratta di contropendenze prodotte da processi di erosione glaciale differenziale tra gli orizzonti cataclastici, più deboli, e le rocce contigue meno fratturate (ad es., le forme a gradino di Thuy e Cloutraz; GIANOTTI, 1999). Il versante destro della media valle della Dora segue, grosso modo, i piani di faglia principali (Tav. 1/a); in sinistra idrografica, si sviluppano importanti deformazioni gravitative profonde, in parte correlate con le faglie dei sistemi NE-SW e NW-SE (ad es., Verrayes-Chambave). Presso il Passo della Ranzola il sistema converge all'interno della faglia NE-SW dell'Ospizio Sottile.

Il sistema Aosta-Ranzola taglia la foliazione regionale in facies scisti verdi e rigetta i contatti, in genere suborizzontali o poco inclinati, tra le falde pennidiche e quelle austroalpine, accoppiando lateralmente le unità austroalpine e piemontesi in facies scisti blu a quelle in facies eclogitica (Fig. 8). Se si suppone che la pila delle falde avesse analoghe caratteristiche sui due lati del sistema Aosta-Ranzola, l'entità del rigetto può essere stimata prendendo in considerazione l'orizzonte di riferimento costituito dal contatto Combin-Zermatt (faglia normale del Combin di BALLEVRE & MERLE, 1993). In base a questi presupposti, BISTACCHI *et al.* (2001) hanno stimato un rigetto verticale di almeno 3000 metri, tenuto conto della quota massima raggiunta dal *klippe* del Monte Emilius (3559 m) e della quota del contatto Combin-Zermatt sepolto al di sotto della piana alluvionale di Aosta (550m). Gli indicatori cinematici dimostrano che questo rigetto si è sviluppato durante la fase fragile D1.

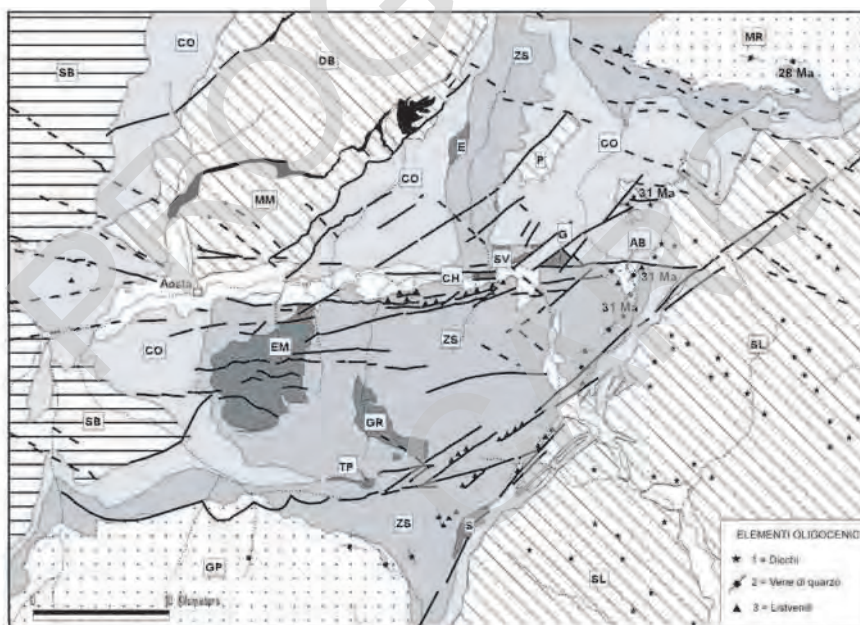


Fig. 10/a - Principali faglie oligoceniche (linee continue) e miocenico-attuali (tratteggiate) nel Foglio Chatillon e in aree circostanti, media Valle d'Aosta (BISTACCHI *et al.* 2001). Alle faglie estensionali oligoceniche si associano filoni andesitici ed ultrapotassici (1), filoni di quarzo aurifero (2) e una vistosa alterazione idrotermale delle ultramafiti (3: listveniti), tutti datati nell'intervallo 32-29 Ma. Unità tettoniche, da tetto a letto: Austroalpino: Sesia-Lanzo (SL) e lembi esterni superiori, non eclogitici (DB: Dent Blanche, MM: M. Mary, P: Pillonet); Unità ofiolitica superiore, scisti blu (CO: Combin); Lembi austroalpini inferiori, eclogitici (EM: M. Emilius, GR: Glacier-Rafay, S: Santanel, TP: Tour Ponton, CH: Chatillon, SV: St Vincent, G: Grun, E: Eirol-Levaz); Unità ofiolitica inferiore, eclogitica (ZS: Zermatt-Saas); Falde pennidiche interne (GP: Gran Paradiso, AB: Arcesa-Brusson, MR: Monte Rosa) ed intermedie (SB: Gran San Bernardo).

Alcune evidenze di terreno suggeriscono una limitata riattivazione del sistema Aosta-Ranzola in regime trascorrente durante la fase deformativa fragile D2 (RING, 1994; BISTACCHI *et al.*, 2000).

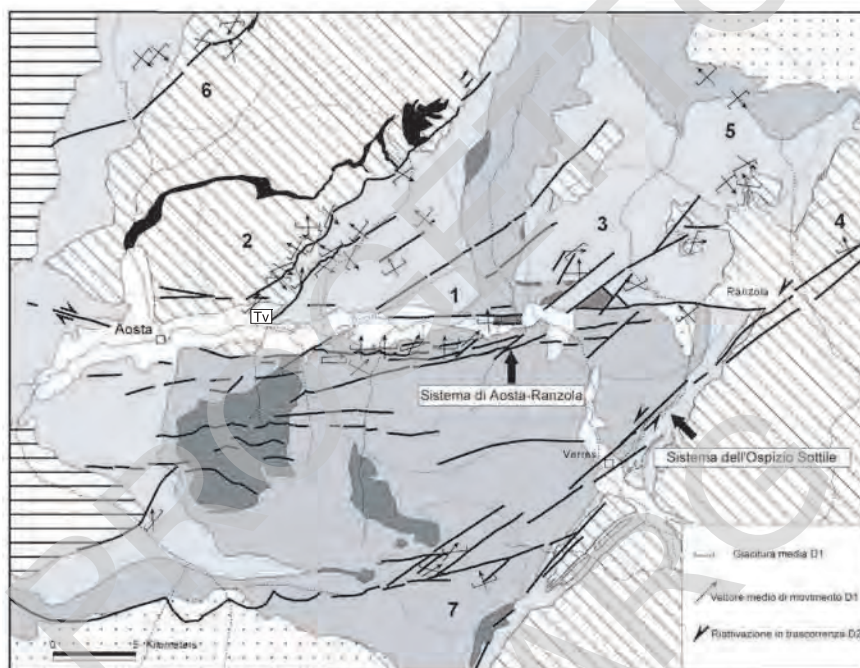


Fig. 10/b - Il sistema di faglie oligoceniche Aosta-Ranzola, Ospizio Sottile e Trois Villes (TV). Nel Neogene, il sistema NE-SW dell'Ospizio Sottile è stato riattivato in trascorrenza sinistra, come svincolo sud-orientale del blocco di falde delle Alpi Pennine e Graie, in migrazione verso SW a tetto della faglia normale del Sempione (BISTACCHI & MASSIRONI, 2000; BISTACCHI *et al.*, 2001). I cerchi numerati (1-7) indicano le subaree in cui sono stati raccolti i dati strutturali in Fig. 11.

2.2.2. - Il sistema dell'Ospizio Sottile

La terminazione orientale della faglia Aosta-Ranzola è stata per lungo tempo un problema insoluto, sebbene alcuni autori trovassero plausibile ipotizzare la sua estensione sino alla linea del Canavese (GOUFFON, 1993; GOUFFON & BURRI, 1997). L'interpretazione delle immagini satellitari ha messo in evidenza un lineamento di circa 70 km, diretto NE-SW, che delimita ad oriente il sistema Aosta-Ranzola presso il passo della Ranzola (Fig. 13; MASSIRONI, 1998; BISTACCHI & MASSIRONI, 2000). Le indagini strutturali e cinematiche hanno dimostrato che il lineamento è un orizzonte fragile di notevole estensione longitudinale, denominato Faglia dell'Ospizio Sottile dal nome dell'edificio ottocentesco situato al

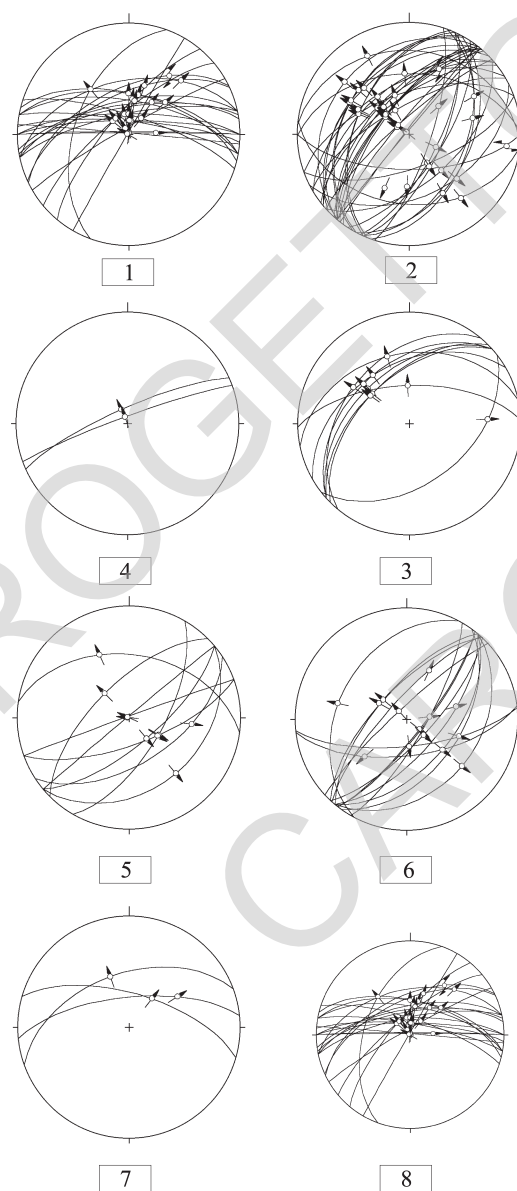


Fig. 11 - Dati cinematici relativi alle faglie oligoceniche nella media Valle d'Aosta, proiezione emisfero inferiore. Ubicazione delle subaree in Fig. 10/b. Il plot 8 mostra i poli dei filoni di quarzo aurifero (circoli) e dei filoni lamprofirici (triangoli) di età oligocenica.

colle omonimo, dove la faglia attraversa la cresta spartiacque tra la Valle di Gressoney e la Valsesia (BISTACCHI *et al.*, 2000; BISTACCHI & MASSIRONI, 2000; BISTACCHI *et al.*, 2001). Questo orizzonte tettonico taglia la Zona Sesia-Lanzo, dalla Valsesia sino alla bassa Valle d'Ayas, e prosegue attraverso le ofioliti piemontesi della Valle di Champorcher, al margine orientale del massiccio del Gran Paradiso (Fig. 10 e 13). La faglia affiora nell'angolo sud-est del foglio, tra Issogne e il Lago di Vercoce, dove è caratterizzata da intensa alterazione idrotermale e da vene di quarzo.

Gli indicatori cinematici su specchi di faglia testimoniano una prima attività distensiva, attribuita alla fase regionale D1, ed una seconda fase D2, in trascorrenza sinistra, legata alla migrazione laterale verso sud-ovest del blocco PGA.

2.2.3. - Sistema di Trois-Villes

Durante il rilievo del foglio è stato individuato un sistema di faglie NE-SW in prossimità del margine orientale del Mont Mary ed esteso alle sottostanti sequenze ofiolitiche dell'unità del Combin, in destra idrografica della Valle di S. Barthélemy (Fig. 10). La faglia principale (Trois-Villes) segue per un lungo tratto il contatto Mont Mary-Combin ed è caratterizzata da un orizzonte di cataclasi coesive, spesso circa tre metri, che immerge di 45-50° verso NW e contiene pseudotachiliti (Tav. 14/b). Riedel sintetici al piano di faglia principale e strutture SC' nei calcescisti in prossimità dell'orizzonte deformato documentano l'attività distensiva del sistema di faglie, riferibile alla fase fragile D1.

2.3. - ATTIVITÀ IDROTERMALE

All'interno del foglio, l'attività idrotermale oligocenica è ampiamente rappresentata lungo i sistemi Aosta-Ranzola ed Ospizio Sottile, specie ove le faglie tagliano rocce serpentinitiche (Fig. 10; RATTO, 1998; BISTACCHI *et al.*, 2001). La circolazione di fluidi idrotermali ad alta temperatura (350-400 °C) ed alto contenuto in CO₂ (sino al 20 %) provoca il metasomatismo delle ultrabasiti che si arricchiscono in Ca, K e OH, con variazioni (sino al 70%) del contenuto in SiO₂ (DAL PIAZ & OMENETTO, 1978; RICHARD, 1981; RATTO, 1998). Il risultato finale è una breccia di faglia molto coesiva, chiamata "listvenite" (KASHKAI, 1964, in DAL PIAZ & OMENETTO, 1978). Queste rocce singolari sono caratterizzate da: i) frammenti di serpentinite fortemente carbonatizzata con magnetite relitta; ii) muscovite ad alto contenuto in Cr ("fuchsite"), derivato da precedente spinello; iii) solfuri di Cu-Fe e Pb-Zn; iv) cemento costituito da una matrice a carbonato (in genere dolomite e magnesite) ± quarzo. Il processo di listvenitizzazione avviene per stadi successivi a partire dalla serpentinite debolmente alterata sino a un vero e proprio *stockwork* di carbonato, quarzo e "fuchsite".

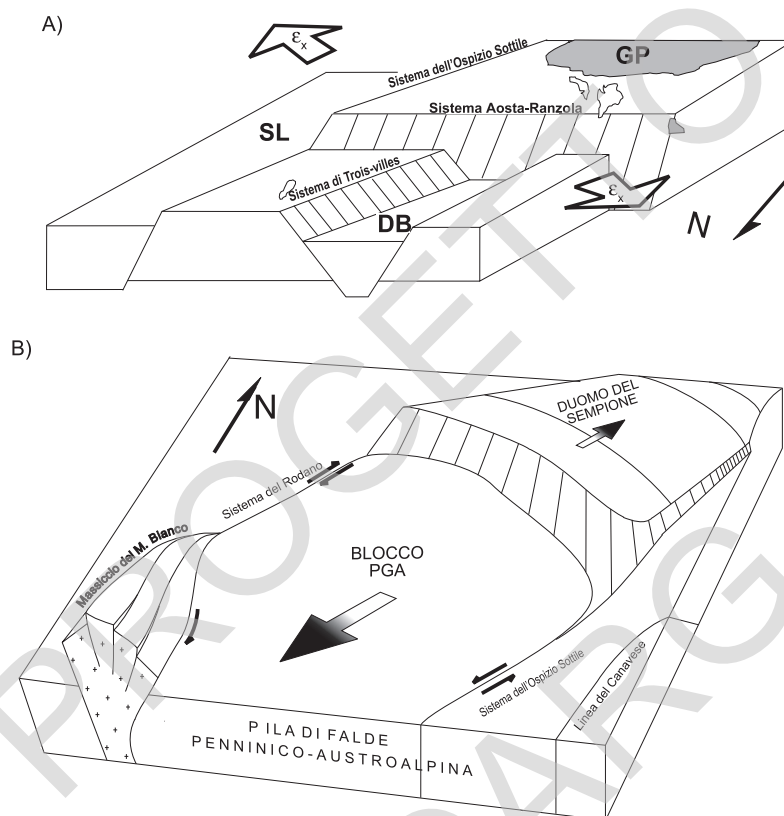


Fig.12 - Stereogrammi che illustrano in modo schematico i processi tettonici a scala regionale avvenuti nell'Oligocene (D1) e dal Miocene all'Attuale (D2); a) deformazione ortorombica D1 con abbassamento relativo della pila di falde a tetto del sistema Aosta-Ranzola (GP: Gran Paradiso; DB: Dent Blanche; SL: Sesia Lanzo); vi si associa la faglia normale di Trois Villes; b) lateral escape D2 del blocco delle Alpi Pennine e Graie (PGA), a tetto della faglia del Sempione, svincolato dai sistemi trascorrenti Ospizio Sottile e Rodano-Chamonix (BISTACCHI & MASSIRONI, 2000).

Le listveniti sono facilmente riconoscibili sul terreno per la patina di alterazione ocra e, sulle superficie fresche, per il colore verde cromo ("fuchsite") e le venature biancastre della matrice. Tra gli affioramenti più significativi di queste breccie metasomatiche ricordiamo: lo scasso stradale tra Fenis e Plan Clavalite (sistema Aosta-Ranzola), la zona di Rovarey-Pontey (Aosta-Ranzola), la cresta settentrionale del Bec Laris (faglia dell'Ospizio Sottile) e, fuori dal foglio, la classica cava di Sizan, nella bassa Val d'Ayas (sistema Ospizio Sottile).

La diretta connessione tra listveniti e filoni di quarzo aurifero, evidente specie

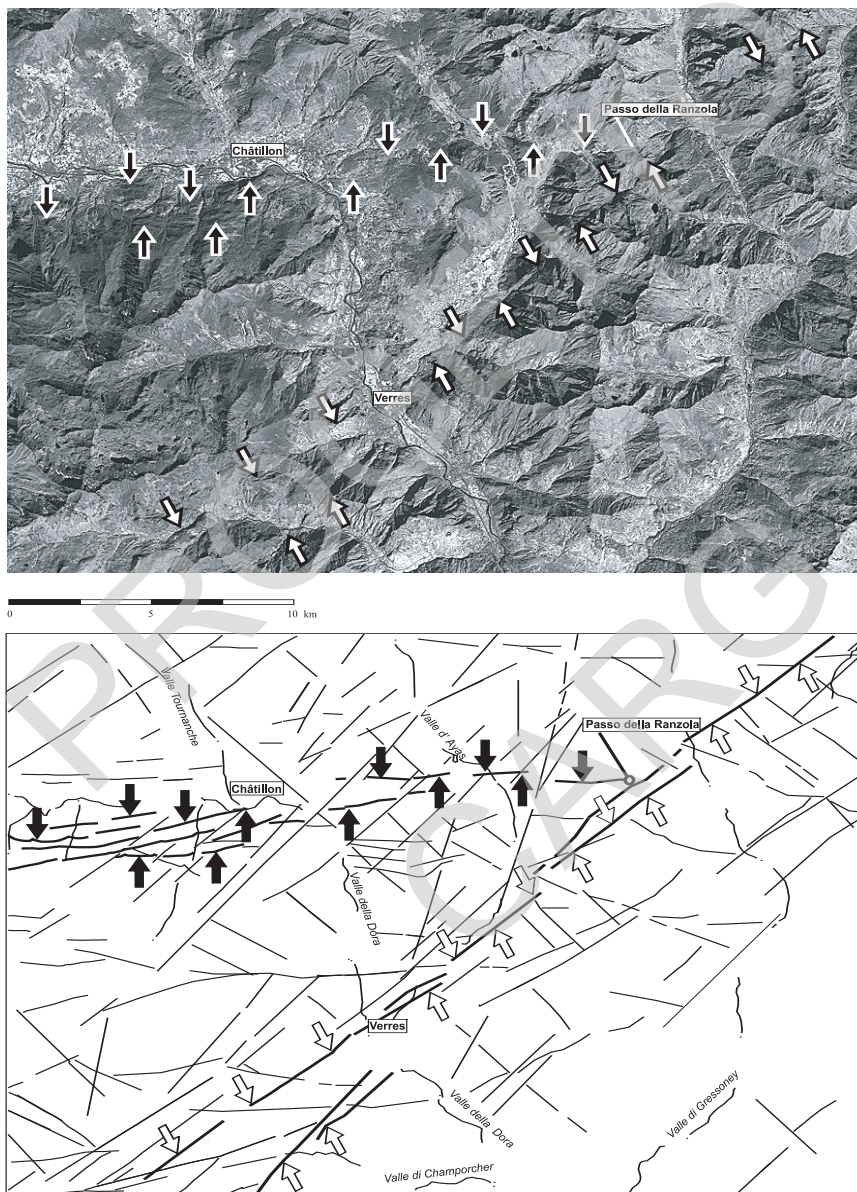
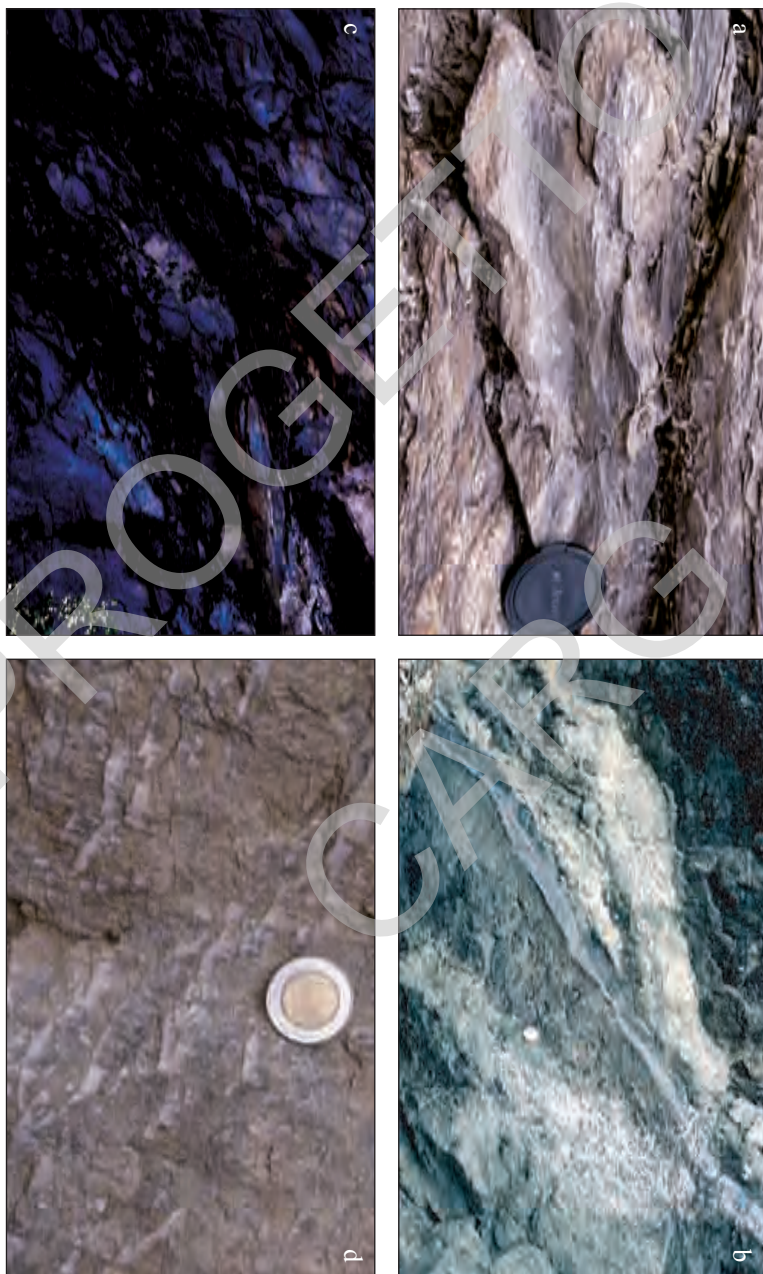


Fig.13 - Rapporti tra i sistemi Aosta-Ranzola (freccie nere) ed Ospizio Sottile (freccie vuote) così come appaiono sull'immagine Landsat 5 TM (banda 4 con enfattizzazione spaziale dei bordi) (BISTACCHI & MASSIRONI, 2000).



Tav. 14 - a) Strutture S-C' nei calcescisti della bassa Valle di St. Barthélemy; b) Linea di Trois Villes: particolare delle cataclasti coesive verdi (di varia tonalità), con banda grigia di pseudotachiliti, più compatti (in rilievo) delle cataclasti; c) faglia normale est-ovest D₁, con livelli di gouge, nei calcescisti della bassa Valle Clavallée, unità eclogitica di Zermatt-Saas a sud della Dora; d) piano di faglia normale nei calcescisti, con graptoliti e fibre in calcite; loc. idem.

nel distretto di Brusson, nonché le recenti datazioni della “fuchsite” nelle listveniti di Sizan permettono di collocare l’attività idrotermale che le ha generate tra i 30 e i 32 Ma (DIAMOND, 1990; PETCKE *et al.*, 1999), durante la fase deformativa fragile D1 (BISTACCHI *et al.* 2001) e la contemporanea messa in posto di filoni calc-alcalini e lamprofirici (VENTURELLI *et al.*, 1984).

2.4. - SISMICITÀ

Nel Foglio Chatillon e nelle zone circostanti vi sono notizie di un’attività sismica modesta. Lo indicano il Catasto dei terremoti (POSTPISCHL, Ed., 1985) e la Carta della pericolosità sismica del territorio italiano (a cura di SLEJKO, GNDT on line). Il recente Catalogo dei sismi storici al di sopra della soglia del danno (VALENSISE & PANTOSTI, 2001), realizzato dall’Istituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia, segnala due sismi di una certa rilevanza nel massiccio del Monte Bianco (Valle di Chamonix, 29.04.1905; magnitudo macrosismica M: 6) e in Val d’Ayas (25.07.1855; M: 5.8). Altri sismi di minore entità sono segnalati nell’area del Monte Bianco (11.03.1817; 13.08.1905), in bassa Valle di Cogne (29.11.1869), in Valpelline (23.09.1938), in bassa Valle d’Aosta, nei dintorni di Bard (18.06.1968) e Pont St Martin (05.03.1892), e nella zona di Brusson (2001), presso l’intersezione dei sistemi Aosta-Ranzola e Ospizio Sottile.

La sismicità di tipo strumentale conferma che le Alpi nord-occidentali sono un settore ad intensità sismica medio-bassa (una dozzina di sismi con magnitudo < 4 nel periodo 1982-1997; BISTACCHI *et al.*, 2000, con rif. bibl.). La distribuzione dei terremoti (Fig. 14) ha una significativa relazione con alcune delle strutture maggiori della catena, pur tenendo conto delle intrinseche incertezze di locazione (errori di fase, modelli di propagazione delle velocità, non sempre sufficientemente attendibili, distribuzione non uniforme delle stazioni). Le aree a maggiore sismicità coincidono, infatti, con i margini del blocco delle Alpi Pennine e Graie (PGA in Fig. 12), in particolare lungo la linea del Rodano e la Faglia dell’Ospizio Sottile. Gli eventi a debole profondità nelle falde penniniche medie ed esterne suggeriscono una riattivazione del *thrust* frontale brianzonese e di quello penninico. Il sistema Aosta-Ranzola non sembra associato a particolare sismicità. La deformazione di depositi olocenici nei dintorni di Nus, se realmente di natura tettonica, potrebbe essere attribuita ad una attività attuale della Faglia Aosta-Ranzola (CARRARO *et al.*, 1994).

L’ubicazione dei sismi e i relativi meccanismi focali calcolati per il settore alpino nord-occidentale suggeriscono l’estensione della fase deformativa D2 sino all’Attuale, con attività principale lungo la Faglia dell’Ospizio Sottile e il sistema Rodano-Chamonix (Fig. 14; BISTACCHI *et al.*, 2000).

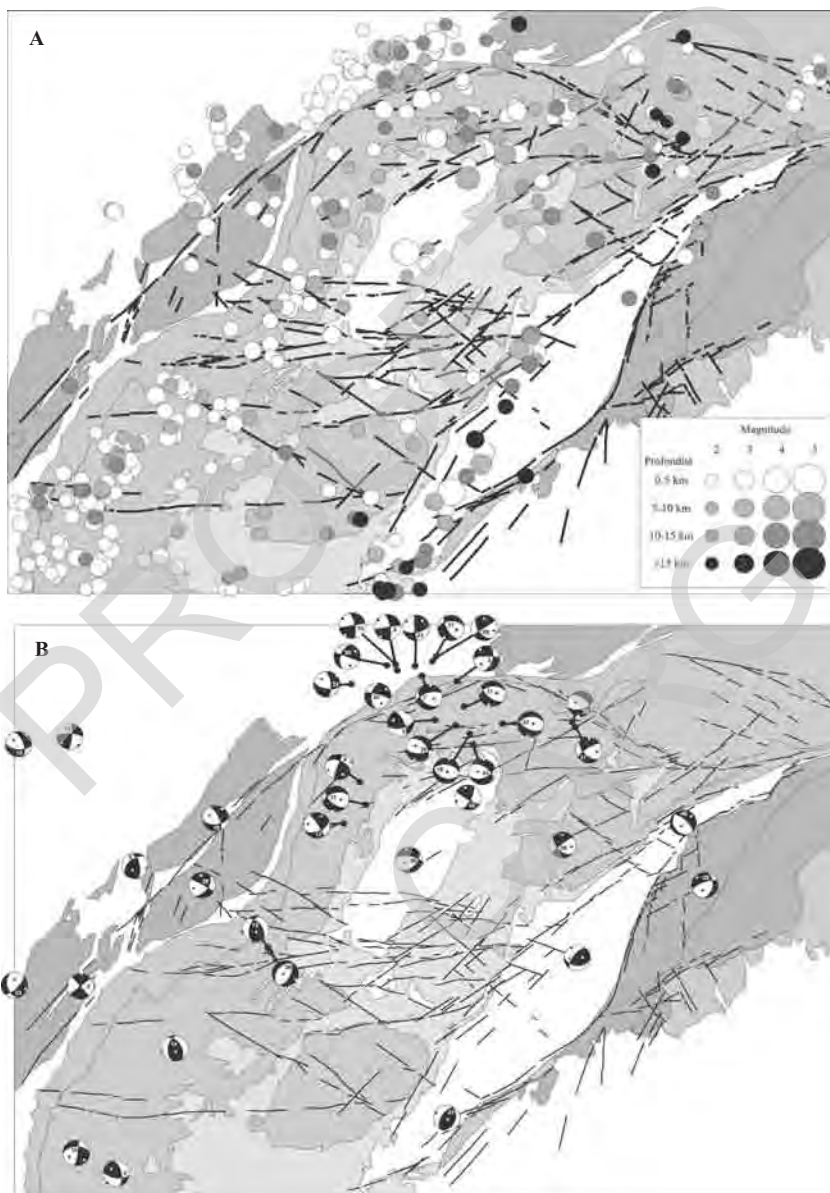


Fig. 14 - Sismotettonica (BISTACCHI et al., 2000): a) correlazione tra lineamenti principali e sismicità (eventi dal 1982 al 1997 con magnitudo > 2.0 ed errori di locazione verticale ed orizzontale < 5 Km); b) correlazione tra lineamenti e meccanismi focali dal 1968 al 1997.

3. - DEFORMAZIONI GRAVITATIVE

L'intensa tettonica fragile, l'assetto morfostrutturale e l'elevata energia del rilievo hanno favorito e controllato lo sviluppo, dopo il ritiro glaciale, di svariate "deformazioni gravitative profonde di versante" (DGPV) presenti nel foglio e in altri settori della Valle d'Aosta (rif. bibl. nell'Inquadramento). Secondo la definizione corrente le 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). Si è già detto che molte delle zone interessate da deformazioni gravitative erano state indicate come *masses glissées* o come *écroulements* nella carta della Valle d'Aosta di ELTER (1987) e distinte come DGPV nel suo aggiornamento (DE GIUSTI *et al.*, 2004).

Il versante sinistro della valle principale, tra Quart e Chatillon, è interessato da due delle più estese DGPV della regione, quella della Croce di Fana (Fig.15; circa 14 km²) e quella della Becca d'Aver (Tav.8a; 30 km²), separate da un setto non deformato (Nus). Sul versante opposto vi sono la DGPV del M. Corquet (Tav.8b), notevole per forma e dimensioni (circa 9 km²), e quelle di Champsotherroul e Bellecombe, nei dintorni di St Vincent (Tav.12). Si tratta di morfostrutture complesse, costituite da zone a differente grado di deformazione e diverse direzioni di movimento. Frequenti le trincee e le depressioni chiuse,

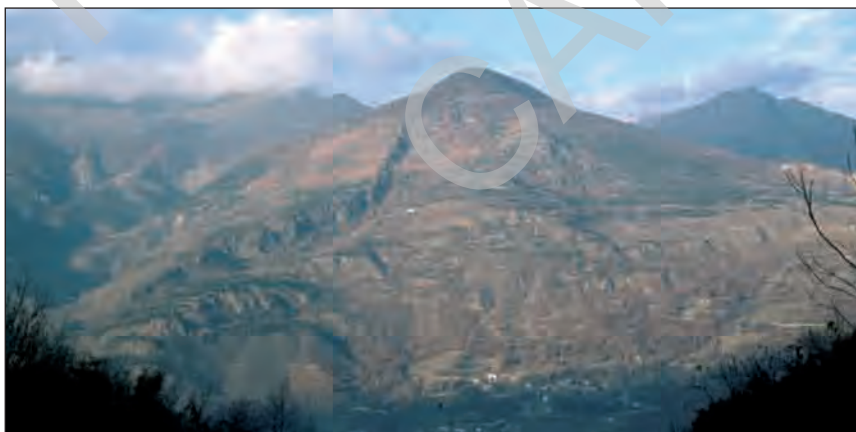


Fig.15 - La grande DGPV della Croce di Fana, versante meridionale, impostata nel basamento cristallino del M. Mary e nei sottostanti calcescisti del Combin (in basso a destra); la scarpata che dalla vetta si abbassa verso il castello di Quart, ben visibile sulla sinistra, è l'espressione morfologica in affioramento della profonda superficie di scivolamento da cui ha origine il collasso del versante.

specie nella parte medio-alta, e diffuse coperture di natura gravitativa (accumuli di crollo, falde detritiche e prodotti colluviali) che hanno preso origine dall'intenso stato di allentamento del substrato roccioso. La DGPV della Becca d'Aver coinvolge gran parte del territorio dei comuni di Verrayes, Chambave e St Denis: ha una forma triangolare, con vertice coincidente con la vetta della Becca d'Aver e base nel fondovalle della Dora Baltea (BISTACCHI & MASSIRONI, 2000). In questo tratto la morfologia è mediamente molto meno acclive rispetto a quella dei versanti indeformati a cui fa transizione laterale, situazione comune in gran parte delle DGPV ad elevato grado di evoluzione.

Tra le DGPV minori, di particolare interesse è quella di Bellecombe (St Vincent) che si sviluppa in serpentiniti (Tav.12b) e subordinate metabasiti su di un'area di circa 3,5 km²: sono stati distinti due settori separati da un setto di roccia integra, corrispondente alla parte inferiore della dorsale Mont Bec-Banquettes. Nel settore occidentale (Bellecombe) il dissesto si manifesta con potenti lembi di substrato roccioso traslati e scompaginati (tra cui il rilievo a cupola del M. Avi), numerosi accumuli di crollo ed estese falde detritiche a grandi massi; nel settore orientale (Champsotterrou) ha avuto origine la frana omonima, il cui accumulo ha generato l'antico lago di St Vincent.

Ricercando le cause prime di queste deformazioni gravitative, esse appaiono in genere prodotte e controllate dalle principali discontinuità tettoniche della regione (BISTACCHI & MASSIRONI, 2000; DE GIUSTI *et al.*, 2004). Fenomeni di corrosione carsica a spese di corpi sepolti di gessi e/o rocce carbonatiche sono stati ipotizzati come causa delle DGPV della Becca d'Aver (CARRARO & PEROTTO, 1991) e della Croce di Fana (GIARDINO, 1995). In entrambi i casi l'ipotesi di una dissoluzione profonda appare poco verosimile: alla Becca d'Aver si tratta essenzialmente di scivolamenti in massa di calcescisti e pietre verdi lungo un substrato indeformato pendente verso la Valle d'Aosta; alla Croce di Fana dovrebbero invece mancare le rocce solubili richieste dal modello.

Le DGPV costituiscono problemi complessi sotto il profilo tecnico-applicativo e della gestione del territorio, in particolare: innesco di grandi frane; progressiva deformazione dei terreni di fondazione di edifici, intere frazioni e vie di comunicazione; deformazione di gallerie stradali e idrauliche; stabilità delle dighe, ecc. Un caso descritto in letteratura è quello delle modeste ma dannose deformazioni della galleria idraulica della centrale elettrica di Quart, scavata in rocce interessate dalla DGPV della Croce di Fana (CHIESA *et al.*, 1991).

VIII - AMBIENTE E GEORISORSE

1. - EVENTI ALLUVIONALI

Le biblioteche e gli archivi storici di vari enti pubblici sono ricchi di documentazioni storiche inerenti le passate alluvioni, alcune catastrofiche, altre, seppur gravi, coinvolgenti settori più ristretti della Valle d'Aosta.

Particolare interesse suscita la lettura di documenti che raccontano il verificarsi di attivazioni o riattivazioni di fenomeni gravitativi e di dissesti legati alla dinamica dei corsi d'acqua che sono tuttora rilevabili e cartografabili sul territorio. Le cronache più antiche narrano, ad esempio, di un "cataclisma" verificatosi tra il X e il XI secolo (nel 1100 secondo altri documenti), con piogge che *"formarono nel ventre della Becca d'Aver un'enorme sacca d'acqua"* provocando una grande frana che scese attraverso i valloni di Oley e Basset e distrusse, seppellendolo, l'antico borgo di Chambave (in corrispondenza dell'attuale abitato di Champagne in comune di Verrayes). Dalle descrizioni parrebbe trattarsi di *debris flow*, una tipologia di dissesto che, dato l'alto potenziale detritico esistente nel bacino (con estesi e potenti depositi glaciali e detritici) e l'energia del rilievo, si è ripetuta nei secoli senza però portare ad ulteriori tragiche conseguenze. Lo stesso evento alluvionale è citato in molteplici testimonianze storiche riferite a fenomeni verificatisi in altri comuni; si ricorda ad esempio la diversione del torrente Buthier ad Aosta (che ha portato all'abbandono del talweg presente sotto l'antico ponte romano) o la distruzione della chiesa di St Marcel ad opera del torrente.

Nelle cronache sull'alluvione dell'ottobre 1791, invece, si trovano riferimenti all'attività della DGPV della Becca d'Avert nella zona di Chambave-St Denis; si racconta, infatti, che piogge torrenziali, durate 15 giorni, provocarono un cedimento generale del terreno da St Denis a Diémoz, con formazione di enormi

crepe, gravi danni alla collina, alle vigne e alle case e numerose vittime tra la popolazione. Altri indizi di attività della DGPV sono registrati tra il 1884 (anno della costruzione della ferrovia) ed i primi del '900 quando *“numerosi cedimenti del terreno provocarono tanti e tali problemi alla galleria ferroviaria di Tercy (Chambave) che la linea fu spostata sul versante opposto”*, dove si trova attualmente.

Sempre a Chambave, oltre ai torrenti Pacquière, St Denis e Oley, è spesso citato nei documenti storici anche il torrente Septumian a causa della sua attività che ciclicamente coinvolge l'omonimo abitato: il 16 maggio 1846 il torrente provocò 32 morti, mentre il 20 maggio 1937 ed il 13 giugno 1957 furono registrati molteplici danni ai coltivi ed alle abitazioni.

L'anno 1846 fu particolarmente funesto. All'alluvione del 16 maggio, che colpì gravemente non solo Chambave, ma tutta la Valle d'Aosta (vedasi ad esempio il già citato alluvionamento del torrente St Barthélemy, cfr. cap 2.2.1), se ne aggiunse una seconda il 17 ottobre che interessò parte degli abitati colpiti anche nei mesi precedenti. Altrettanto devastante fu l'alluvione del 13-16 giugno 1957 che interessò ancora una volta tutta la regione, con frane ed estesi fenomeni di esondazione della Dora Baltea e dei torrenti laterali.

Tra gli anni '50 e '90 le cronache riportano altri eventi alluvionali, talvolta gravi, ma in genere confinati in settori ristretti. Ne sono un esempio gli eventi dell'ottobre 1977, agosto 1978 e aprile 1981; in quest'ultimo caso a Champagne si verificò una colata detritica che interruppe la S.S. 26.

Non passano dieci anni ed una nuova alluvione (22-25 settembre 1993) colpì tutto il territorio regionale (tra le zone più colpite anche i comuni di Champorcher e Cogne).

Dopo 7 anni, tra il 13 ed il 16 ottobre 2000, la Valle d'Aosta è colpita ancora una volta da uno delle più gravi alluvioni degli ultimi due secoli. La gravità dell'evento è legata alla concomitanza dei seguenti fattori: i) estensione delle precipitazioni su tutto il territorio regionale; ii) presenza, all'interno del fenomeno, di alcuni intervalli di forte intensità delle precipitazioni, in particolare durante le prime ore del 15 ottobre; iii) ampiezza dei bacini di raccolta delle acque dovuta all'innalzamento dello zero termico da 2400 a 3000 m per l'effetto di venti di scirocco, come testimoniato dai valori di temperatura registrati tra il 13 ed il 16 ottobre nelle stazioni situate al di sopra dei 1300 m; iv) contributo della neve precedentemente caduta e sciolta in occasione dell'evento; v) preventiva parziale saturazione dei versanti a seguito delle intense precipitazioni avvenute tra fine settembre ed i primi ottobre, con valori compresi tra 100 mm e 200 mm. Per questi motivi l'evento alluvionale fu contraddistinto non solo dall'estensione dei fenomeni ma anche dalla loro varietà tipologica, con estese aree esondate, frane di scivolamento, colate rapide e fenomeni di trasporto in massa sui

conoidi, Vi furono 17 vittime tra la popolazione e danni alle infrastrutture per 500 milioni di euro.

In sintesi, gli effetti delle precipitazioni sono stati, in successione cronologica: i) drastico aumento dei livelli idrici di tutti i corsi d'acqua sino al raggiungimento di valori critici; per quanto riguarda la piena della Dora Baltea, il picco strumentale è transitato tra le ore 9.00, nella media valle e le ore 14 di domenica 15 ottobre, in bassa valle, con 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 (nell'area di Gimillan a Cogne) e la mattina del 15, principalmente tra le ore 7.00 e le 9.00, nel settore centrale della Valle d'Aosta (Pollein, Nus, Fenis, Chambave); iii) innesco di dissesti lungo le aste torrentizie tributarie; iv) attivazione/riattivazione di fenomeni gravitativi coinvolgenti estese superfici e grandi volumi, come ad esempio la frana denominata "Becca di Nona" (cfr. cap. V/2.2).

Nella tabella è riportata una stima minima dei dissesti censiti.

	Numero di fenomeni	Superfici Interessate
Frane	385	1.642.418 m ²
Debris/Earth flows	259	4.281.562 m ²
Esondazioni torrenti laterali	-	5.039.968 m ²
Esondazioni Dora Baltea	-	6.738.353 m ²

Un dato importante che emerge dall'analisi degli archivi è rappresentato dal fatto che, salvo alcuni particolari episodi, i fenomeni più devastanti, sia come effetti sulla geomorfologia dei luoghi sia come danni alle strutture antropiche, si ripetono ciclicamente negli stessi luoghi da secoli; l'uomo, però, tende generalmente a cancellarli dalla memoria ed a scrivere che "*non s'era mai visto prima un simile evento*" o che "*era un evento imprevedibile*". Tale credenza ha portato spesso a ripetere nel tempo i medesimi errori; sono molti gli esempi che si potrebbero citare, dalla riattivazione di alcuni apparati di conoide, come quelli dei torrenti Comboé (1711, 1957, 2000), Chalamy (1110, 1654, 1673, 1766, 1958), St Barthélemy (1846, 2000) ecc., alle piene della Dora Baltea, fenomeni che hanno provocato, da un lato, gravi danni ai coltivi in occasione di svariati episodi di divagazione verificatisi nei secoli (ad es. nella piana tra Quart e St Christophe) e, dall'altro, l'abbattimento di numerosi ponti quasi sempre nei medesimi luoghi (ad es. il Pont Suaz a Charvensod, distrutto e ricostruito almeno 15 volte dal 1332).

Tali considerazioni vogliono pertanto evidenziare quanto sia importante conservare la memoria storica degli eventi passati quale elemento fondamentale nella valutazione della pericolosità e del rischio.

Infine, di seguito si riporta una tabella con l'elenco dei principali eventi alluvionali che hanno interessato il territorio del Foglio Chatillon e sono censiti nella banca dati alfanumerica del Servizio Cartografia e Assetto Idrogeologico della Regione (in grassetto le alluvioni più catastrofiche).

Elenco dei principali eventi alluvionali

Alluvione XI-XII secolo Alluvione 1390 Alluvione 1519 Alluvione 1594 Alluvione 1610 Alluvione 1640 12-20 settembre Alluvione 1654 6-8 luglio Alluvione 1680 8 giugno Alluvione 1734 13 ottobre Alluvione 1755 14 ottobre Alluvione 1756 giugno Alluvione 1759 23-26 ottobre Alluvione 1791 ottobre Alluvione 1840 30-31 ottobre	Alluvione 1846 16-17 maggio Alluvione 1846 17-18 ottobre Alluvione 1879 12 giugno Alluvione 1908 giugno Alluvione 1920 novembre Alluvione 1948 4-5 settembre Alluvione 1957 13-16 giugno Alluvione 1958 19-20 agosto Alluvione 1977 7 ottobre Alluvione 1978 7 agosto Alluvione 1981 22-25 settembre Alluvione 1993 22-25 settembre Alluvione 2000 13-16 ottobre
--	---

2.- RISORSE MINERARIE ED ATTIVITÀ ESTRATTIVA

2.1.- MINIERE E MINERALIZZAZIONI NELLE OFIOLITI

Nelle unità ofiolitiche del foglio vi sono antiche miniere, mineralizzazioni ed indizi che caratterizzano una provincia metallogenica a Fe-Cr, Ni-Co, Cu-Fe, Au, Mn (BOTTINO *et al.*, 1975; DAL PIAZ *et al.*, 1977; CASTELLO, 1981, 1990, 1995). Si possono distinguere: 1) mineralizzazioni a magnetite, ospitate nelle serpentiniti della Zona Piemontese, 2) mineralizzazioni idrotermali a solfuri ed ossidi di Cu-Fe, associate ai metabasalti ed alle quarziti giurassiche sovrastanti e, più raramente, a serpentiniti, 3) mineralizzazioni idrotermali a Mn in quarziti e scisti quarzosi, 4) limitate mineralizzazioni ad amianto e talco. Le prime tre risalgono all'ambiente oceanico e sono state poi rielaborate dagli eventi tettono-metamorfici alpini, con locali mobilizzazioni. La quarta è probabilmente di età alpina. Vi sono infine modeste mineralizzazioni legate all'attività idrotermale oligocenica (listveniti e filoni di quarzo, potenzialmente auriferi), già descritte nel capitolo IV/3.

L'attività mineraria ebbe notevole sviluppo nei secoli passati, ma è da tempo esaurita a causa della limitata consistenza dei giacimenti e/o dei costi non più competitivi dell'estrazione in galleria.

2.1.1. - Mineralizzazioni a magnetite

La miniera di magnetite di Cogne, la più importante delle Alpi occidentali, ha chiuso la sua attività nel 1979. La coltivazione del giacimento, iniziata probabilmente in epoca romana, si era protratta con alterne vicende sino alla fine dell'Ottocento. Agli inizi del Novecento la miniera visse un periodo di notevole sviluppo con nuove ricerche, l'applicazione di tecniche industriali e la costruzione della galleria del Drinc che completava il collegamento del cantiere di Cogne agli impianti siderurgici di Aosta (FORETIER *et al.*, 1993). Nel 1965, la coltivazione impiegava oltre 200 minatori e la produzione giornaliera era di circa 1300 t di *tout-venant* al 45-50% in Fe. Il giacimento è costituito da lenti di magnetite molto pura, insediate in una grande scaglia di serpentiniti antigoritiche che si estende, per circa 2.5 km, dal vallone di Grauson (Larcinaz) al versante meridionale del M. Creya, ove sono ancora visibili gli imbocchi dei principali livelli della coltivazione: Liconi (2520), Colonna (2406 m) e Costa del Pino (2027 m). Il corpo di serpentiniti ha spessore variabile (250-30 m) ed è interposto tra dolomie e marmi dolomitici triassici del Fascio di Cogne, a letto, e calcescisti con alcune intercalazioni di prasiniti a tetto (STELLA, 1913, 1921; AMSTUTZ, 1962; ELTER, 1960, 1971; DI COLBERTALDO *et al.*, 1967; DAL PIAZ, 1969; BETHAZ, 1972; COMPAGNONI *et al.*, 1979, 1981; CASTELLO, 1981). La lente metallifera maggiore, in buona parte coltivata, era lunga oltre 600 m ed aveva uno spessore di 50-70 m. La magnetite, localmente accompagnata da ematite, pirite, pirrotina e calcopirite, è associata ad antigorite, brucite, clinohumite, olivina, calcite e dolomite.

Nel massiccio del M. Avic vi sono le antiche piccole miniere del Lago Gelato (Lac Gelé), Col de la Croix e Raye-Chevrère. Si tratta di modesti giacimenti insediati nelle serpentiniti, simili a quelli di Liconi-Colonna e Larsinaz (Cogne).

La miniera di Lac Gelé è situata a 2500-2620 m, nel dosso serpentinitico che delimita a valle (NE) il lago omonimo. Si tratta di una serie di lenti mineralizzate ad andamento SW-NE, con spessore complessivo di circa 4 m. Gli antichi lavori minerari si limitarono ad una serie di pozzetti ed a due gallerie profonde 20 m, ubicate lungo una zona di faglia pendente ad ovest di 45°. Minerali segnalati: magnetite, pentlandite, bravoite, cromite, pirrotina, pirite cuprifera.

La miniera di magnetite di Col de la Croix è situata a 2315-2320 m, nei pressi del laghetto a NW del colle omonimo; lavori minerari: una trincea lunga circa 6 m e altri piccoli scavi entro le serpentiniti.

La miniera di Raye-Chevrère è situata a 2700 m circa, 100 m a SE del Col de Raye-Chevrère, insediata in serpentiniti antigoritiche a clorite e relitti di pirosseno (profilo B-B'). La zona mineralizzata, diretta nord-sud, è concordante con la foliazione regionale, subverticale.

Mineralizzazioni a magnetite, note fin dal XVII secolo, sono situate nel versante settentrionale del Monte Barbeston, in località Praz-Négoz-Désot, torrente Pessey, Ussel (Chatillon), Montgéron, Col de Valmerianaz, Albard (CASTELLO, 1981, 1990; ROBILANT, 1786). L'esistenza della miniera di Le Gran Leysi, in località Pesonet (2300 m), tra il Gran Lago e il Lac Cornu, è nota solo per la richiesta di sfruttamento presentata nel 1787.

Altre mineralizzazioni a magnetite sono segnalate a Lignan-Issologne (Nus; magnetite e pirite); a ovest di Bec Courbo (Fenis, STELLA, 1921); al Ponton, dove due mineralizzazioni a q. 2150 e q. 2400 m erano già coltivate nel 1652; sul versante NW della Tete de Plan Fret, a 2400 m, nota con il nome di Piccola Bella Lana (MATTIROLLO, 1901); sui versanti del Monte Ros (Champorcher), dove una miniera di magnetite venne coltivata dal 1646. Sono segnalati indizi presso l'Alpe Mezove e l'Alpe Salè (valle di St Marcel; BARELLI, 1835).

Recentemente, DIELLA *et al.* (1993) hanno descritto alcune mineralizzazioni a magnetite, Ti-clinohumite, brucite, pirrotina, pentlandite, heazlewoodite (Ni_3S_2) e calcopirite entro le serpentiniti del massiccio del Monte Avic.

2.1.2. - Mineralizzazioni a solfuri di ferro-rame

Nel massiccio del Monte Avic sono note le miniere di Herin, Barma de Rova e Bellecombe, mentre nel comprensorio di St Marcel-Clavalité sono famose le miniere di Servette-Chuc, Molina, Tramail la Rossa e Grand Alp. I giacimenti sono insediati in glaucofaniti e cloritoscisti derivati da materiale basaltico che ha interagito in varia misura con soluzioni idrotermali ed acqua marina, nonché in quarziti di origine organica (radiolariti giurassiche) e/o idrotermale. Le mineralizzazioni sono originate dalla precipitazione di alcuni elementi (Fe, Cu, Mn) estratti dalle rocce basiche ad opera di fluidi idrotermali alimentati da circuiti profondi all'interno della crosta oceanica. I maggiori giacimenti di solfuri sono stati descritti da HUTTENLOCHER (1934) e DEBENEDETTI (1965). NATALE (1969) ha riconosciuto relitti di pirite colloforme (idrotermale) entro blasti di pirite; MARTIN & TARTAROTTI (1986), KRUTOW-MOZGAWA (1988) e MARTIN *et al.* (1989) hanno analizzato le rocce e i minerali metallici delle mineralizzazioni di St Marcel.

Miniera di Herin – E' situata al margine orientale del foglio, sulla sinistra idrografica del torrente Chalamy, alle pendici del monte Tête-du-Filon, tra q. 1373 e q. 1810 m (PIEPOLI, 1937; DAL PIAZ & OMENETTO, 1978; CASTELLO, 1981). La mineralizzazione si estende in superficie per circa 1 km e comprende, oltre a Herin, tre affioramenti principali: Molire, a q.1810; Montjovet, a q.1673; Comba Wargney, a q.1373. La mineralizzazione principale è quella di Montjovet, ubicata tra i torrenti Valcrosa e Mont-Lyan. Il giacimento di Herin si

estende in direzione est-ovest per circa 400 m, immerge a SW di 15-35° e ha uno spessore tra 0.80 e 3 m. La maggior parte del banco è costituita da una ganga quarzoso-anfibolica a granato, carbonato, clorite e talco. Nel settore occidentale predomina la pirite, in quello orientale la calcopirite. La mineralizzazione a pirite forma ammassi lenticolari e straterelli con aggregati di cristalli subrotondegianti del diametro fino ad 1 cm, cui si associano calcopirite e blenda interstiziali e magnetite tardiva. La calcopirite cementa le fratture dei porfiroclasti di granato, insieme a blenda e magnetite. La matrice quarzosa contiene magnetite, ilmenite, subordinata ematite e, localmente, rame nativo, bornite e pirrotina. Le rocce incassanti sono degli scisti a glaucofane (gastaldite) e cloritoide (sismondina), di origine basaltica, analoghi a quelli della Valle di St Marcel. La miniera di Herin raggiunse la massima produzione nel 1905 con 11.000 t/a.

Miniera di Pailleron - Consiste in una galleria di 15 m scavata sotto la miniera di Herin (prima del 1835), entro scisti cloritici a talco e granato.

Miniera di La Balme (Montjovet) - E' formata da calcopirite insediata entro cloritoscisti granatiferi sul versante orientale del monte de l'Ouille.

Miniera di Barma de Rova - E' situata sul prolungamento del banco mineralizzato di Herin, a 1865-1875 m in sinistra idrografica del vallone del Lac Gelé, e consiste di due gallerie con imbocco a monte del sentiero che collega Praz-Orsie al Lac Gelé. La foliazione alpina immerge a NE ed è interrotta da numerose fratture. Le gallerie, scavate inizialmente (XIX secolo ?) per la ricerca di Cu-Fe, furono poi utilizzate per la produzione di macine.

Miniera di Bellecombe - Comprende la miniera omonima, le mineralizzazioni di Praz-Négoz-Désot, Praz-Grain e quelle site tra 1170 e 1340 m, tra i torrenti Moriolaz e Pessey, coltivate da tempi preistorici fino al XVIII secolo. Le mineralizzazioni sono insediate in glaucofaniti a granato, cloritoscisti, talcoscisti e livelli quarzosi a granato e zolfo. Sulle pareti di alcune gallerie si osservano ancora resti delle ruote da macina estratte in passato.

Altre mineralizzazioni a solfuri di Cu-Fe sono segnalate a Col de Valmerianaz e nella zona di Arnad (CASTELLO, 1990).

Nelle sequenze ofiolitiche dell'unità eclogitica Zermatt-Saas, a nord e ad est del lembo del Monte Emilius, vi sono le miniere di Molina, Chuc-Servette, Etabloz (Brissogne) ed altri indizi di mineralizzazione a solfuri nel vallone di Laures e all'Alpe Salé (St Marcel).

Miniera di Chuc-Servette - E' caratterizzata da una serie di imbocchi tra 1283 e 1443 m sulla sinistra del vallone di St Marcel, noti come miniera di Chuc, e da una serie di imbocchi tra 1717 e 1890 m in destra idrografica, conosciuti come miniera di Servette (MARTIN *et al.*, 2004). Servette era già sfruttata dai Salassi e dai Romani per il rame, mentre Chuc cominciò ad essere coltivata nel XVIII secolo, con metodi moderni. La mineralizzazione a solfuri di Cu-Fe è con-

centrata in lenti con spessore variabile tra 1.5 e 8 m, comprese entro glaucofaniti, talcoscisti, cloritoscisti a granato e cloritoide, derivati da basalti con forte alterazione oceanica, e talora entro quarziti. La paragenesi metallica è costituita da pirite, calcopirite, ilmenite, rutilo, ematite, magnetite, blenda, bornite, “neodigenite”, pirrotina, marcasite, mackinawite (KRUTOW-MOZGAWA, 1988; TARTAROTTI 1988; MARTIN *et al.*, 1989, 2004). Analoghe mineralizzazioni sono presenti nella vicina Valle di Clavalitè, sfruttate in prevalenza per il rame; lo attestano i cumuli di scorie di Misereigne (MATTIROLO, 1901).

Miniera di Molina (località Lovignan) - Ricordata da ROBILANT (1786), è situata a 1350-1400 m sul lato sinistro della valle di Clavalitè. Si tratta di una mineralizzazione a calcopirite e pirite entro i soliti cloritoscisti a granato, cloritoide e glaucofane. L'assetto litostratigrafico è simile a quello delle miniere di Herin, Chuc e Servette. A sud del Tramail la Rossa (1450-1500 m), gli stessi litotipi contengono un giacimento di calcopirite e pirite. Simili mineralizzazioni sono presenti nei cloritoscisti al contatto tra calcescisti e serpentine della Grand Alp, in Valle di Fenis. Indizi di mineralizzazioni a calcopirite e bornite in metabasiti sono segnalati al Col Fenis e a La Cengla (Champorcher), al contatto tra serpentiniti e calcescisti (vene di quarzo a calcite e zolfo).

2.1.3. - Mineralizzazioni a manganese

Le mineralizzazioni a silicati ed ossidi di manganese sono associate a rocce quarzitiche con spessori in genere non superiore al metro. Esse sono interpretate come radiolariti di età giurassica medio-superiore, arricchite in Mn da processi idrotermali di ambiente oceanico e poi ricristallizzate durante l'orogenesi alpina (DEBENEDETTI, 1965; DAL PIAZ *et al.*, 1979; MARTIN-VERNIZZI, 1982). Le quarziti sono generalmente zonate e policrome per effetto dei minerali manganiferi dominanti: rossi (piemontite), rosa (Mn-muscovite, Mn-titanite, rodonite, Mn-calcite, Mn-tremolite; Mn-epidoto), nero (braunite, hausmannite), giallo (miche, Mn-granato), viola (Mn-giadeite, Mn-omphacite, Mn-diopside). Le mineralizzazioni più note sono quelle di Pila, Charvensod e St Marcel.

Mineralizzazione di Pila – E' situata nel Vallone di Grauson a 2050 m, entro quarziti associate a calcescisti e metabasiti prasinitici. E' costituita da granato manganesifero, ematite, carbonato, anfibolo sodico e pirosseno egirino. Simili sono le mineralizzazioni di Revenaud (Charvensod) e del Lago Chamolè, rappresentate da quarziti a granato, rodonite ed ossidi di manganese.

Nella Valle di St Marcel vi sono numerosi affioramenti di quarziti a Mn: la miniera dell'Alpe Praborna (entro metabasiti a granato) e le mineralizzazioni di Mulac (tra anfiboliti prasinitiche e soprastanti calcescisti), Lago Layet (in glaucofaniti), Servette (a contatto con i cloritoscisti a zolfo di Fe-Cu), Chuc (a tetto

delle glaucofaniti), Chavanalla (tra metagabbri a “fuchsite” e soprastanti calcescisti), Rualla (tra calcescisti e micascisti di tetto).

La miniera di Praborna, situata sulla sinistra idrografica della valle a 1900 m, è il giacimento a manganese più famoso delle Alpi per la varietà e la bellezza dei minerali presenti, in particolare: “violano” (aggregati di Mn-omphacite e Mn-diopside), greenovite (Mn-titanite), piemontite (epidoto), spessartina (Mn-granato), flogopite manganesifera, “alurgite” (Mn-muscovite), hausmannite e braunite (ossidi di Mn), rodochrosite (Mn-carbonato) e rodonite, associati a minerali non manganesiferi, tra cui egirina cromifera, uwarovite (Cr-granato) e oro nativo (GRIFFIN & MOTTANA, 1982; MARTIN-VERNIZZI, 1982; MOTTANA, 1986; MARTIN & KIENAST, 1987; PERSEIL, 1998; TUMIATI, 2005). La miniera fu coltivata dal 1415 al 1900 per i minerali silicatici colorati, usati nell’industria del vetro. Il livello mineralizzato si trova tra glaucofaniti di letto e gabbri milonitici a “fuchsite” di tetto; è caratterizzato da lenti metriche di piemontite e braunite, è raddoppiato da pieghe isoclinali e deformato da *boudinage*. La mineralizzazione comprende livelli di pirosseniti massicce alternate a livelli di micascisti carbonatici ad epidoto, Mn-granato e Mn-pirosseno, passanti a quarziti a minerali di Cr e Fe ed a quarziti con lenti ricche in braunite e piemontite o in rodonite e braunite. La mineralogia del tutto particolare è dovuta alle condizioni metamorfiche eclogitiche in cui le rocce sono state ricristallizzate. Il banding litologico è tagliato da varie generazione di vene.

Altre piccole mineralizzazioni sono presenti in Val Clavalité (Chez Boz: quarziti a braunite e piemontite) e nello sperone sud del M. Dela (2575 m: quarziti a piemontite e spessartina; DAL PIAZ & NERVO, 1971).

Nell’unità del Combin, al margine settentrionale del foglio, è presente la mineralizzazione di Varenche St Barthélemy, presso Issologne: si tratta di scisti quarzitici ad ardennite, piemontite, spessartina, “alurgite” e glaucofane, spesso finemente zonati e policromi, contivati in tempi passati (BALDELLI *et al.*, 1983).

2.2. - FILONI DI QUARZO

Il foglio Chatillon è caratterizzato dalla presenza di numerosi filoni, lenti e vene di quarzo, talora ad albite e clorite, di dimensioni spesso non cartografabili e generalmente discordanti rispetto alla scistosità regionale. Essi appaiono spesso concentrati lungo le faglie distensive D1 ed è quindi verosimile che la loro genesi risalga all’azione dei fluidi residuali del metamorfismo alpino ed alla tettonica oligocenica, come riscontrato nei vicini distretti di quarzo aurifero del Monte Rosa e del Gran Paradiso (DIAMOND, 1990; BISTACCHI *et al.*, 2001, con rif. bibl.).

2.3. - ATTIVITÀ ESTRATTIVA

Le oficalci sono oggetto di intensa coltivazione in varie località della Valle d'Aosta. Le principali cave del foglio sono ubicate a nord di Chatillon, allo sbocco del torrente Chalamy e in destra idrografica della Dora Baltea, in località Mure.

Le oficalci valdostane forniscono brecce ornamentali di notevole pregio. Rientrano nella categoria dei "marmi verdi" e sono commercializzate con il nome "Verde Alpi" o con nomi locali (FIORA & FERRARESE, 1988; FERRARESE *et al.*, 1999). L'attività estrattiva, iniziata nel 1925 con lo sfruttamento di alcuni blocchi di frana, si sviluppò in modo caotico tra il 1950 ed il 1970, sfiorando la punta massima di un centinaio di cave; nell'ultimo decennio, anche in seguito alla nuova legge regionale (1996), è stata oggetto di una opportuna razionalizzazione, riducendosi ad una trentina di cave per la produzione di marmi verdi o aggregati.

Le principali cave valdostane sono ubicate sui due fianchi della valle principale, tra Issogne ed Aosta, e nell'alta Valle di Gressoney. Le cave attive e inattive presenti nel Foglio Chatillon sono situate nei dintorni di Champdepraz, allo sbocco del torrente Chalamy e in destra idrografica della Dora Baltea, in località Mure, a nord di Chatillon e nella zona di St Denis-Verrayes. Tutte le oficalci sono ubicate nella Zona Piemontese, ai margini di corpi serpentinitici appartenenti alle unità del Combin (Verrayes) e di Zermatt-Saas (St Denis-Chatillon, Champdepraz), senza mostrare rilevanti diversità macroscopiche. Le brecce sono formate da frammenti di serpentiniti massicce o scistose, nero-verdastre, di forma rotondeggiante o a spigoli vivi e dimensioni da qualche metro a pochi millimetri, immersi in una matrice carbonatica biancastra e solcati da una rete di vene carbonatiche, talora molto abbondanti. La genesi della breccia risale in genere allo stadio oceanico (deformazione tettonica o fratturazione idraulica), mentre la matrice carbonatica è di natura idrotermale o, almeno in qualche caso, chiaramente sedimentaria (St Denis). In seguito, le oficalci hanno subito le vicende dell'orogenesi alpina (trasporto tettonico, deformazioni e metamorfismo polifasico) che hanno obliterato, in genere completamente, l'associazione mineralogica originaria. I frammenti sono costituiti da serpentino (antigorite), spesso con magnetite e, più raramente, clinopirosseno (diopside), anfibolo (tremolite) e Mg-clorite. La matrice è formata da calcite e dolomite ricca in ferro. La coltivazione avviene con filo elicoidale e abrasivo o filo diamantato, riducendo al minimo il materiale di scarto.

Cave per ruote da macina, attive dai tempi pre-romani al XVII secolo, sono ubicate in località Barma de Rova, Servette-Chuc, Fontillon (sopra Les Druges) e Valmerianaz (Bellecombe). Il materiale sfruttato è il cloritoscisto granatifero, talora a cloritoide, ricordato in precedenza, derivato da basalti con forte altera-

zione oceanica. Antiche cave di pietra ollare (cloritoscisto) erano aperte presso il laghetto a NW del Col de la Croix (2310–2320 m) e nella zona del Lago Gelato, nel massiccio del M. Avic.

Vi sono infine alcune cave di inerti, attive o inattive, aperte nei depositi alluvionali, glaciali o gravitativi della valle principale o dei suoi fianchi.

2.4. – CENNI DI IDROGEOLOGIA

2.4.1. - *Le Terme di Saint Vincent*

La sorgente *Fons Salutis* di Saint Vincent si trova nel settore orientale del comune, a 630 m s.l.m., lungo la direttrice del lineamento tettonico Aosta-Ranzola (mascherato in questa zona da coperture quaternarie), con cui è probabilmente in connessione.

Le acque hanno una portata complessiva di 0,25 litri al minuto ed una temperatura media all'emergenza di 7,2 C° (BORTOLAMI *et al.*, 1984). In base al loro chimismo, le acque della *Fons Salutis* possono essere definite bicarbonato-sodiche e secondariamente cloruro-solfato-sodiche. Secondo BORTOLAMI *et al.* (1984) la presenza di magnesio disciolto, unitamente a litio, stronzio, iodio e bromo, con un rapporto Cl/Br di poco superiore a 100, potrebbe evidenziare l'apporto di acque salate fossili di origine marina, forse provenienti dalla pianura. Tuttavia, la presenza di elevati tenori in CO₂ e Mg disciolto può anche essere spiegata ipotizzando un legame con fluidi di origine metamorfica, appartenenti ad un circuito idrico presente a notevole profondità. Tale ipotesi può essere corroborata dall'esistenza del sistema di faglie Aosta-Ranzola che consentirebbe la risalita di fluidi profondi ed il loro successivo mescolamento con acque meteoriche locali, ottenendo acque con il chimismo osservato alla *Fons Salutis*.

2.4.2. - *Sorgenti*

In genere le, principali emergenze d'acqua si osservano al passaggio tra corpi con permeabilità primaria o secondaria ed un substrato impermeabile di varia natura. La prima situazione si verifica nel caso di depositi detritici, alluvionali o glaciali di ablazione ed il grado di permeabilità è funzione delle dimensioni e della densità dei ciottoli; la permeabilità secondaria è dovuta invece alla presenza di discontinuità stratigrafiche (ad esempio un contatto tra i depositi glaciali di fondo e quelli di ablazione, o un contatto tra substrato e depositi sciolti) o strutturali (corpi originariamente impermeabili intensamente fratturati). Entrambi i tipi sono presenti nel Foglio Chatillon. Un catasto delle sorgenti ed informazioni di dettaglio sono reperibili presso la Regione.

PROGETTO
CARGO

IX - ABSTRACT

The sheet 91-Chatillon of the Geological Map of Italy at 1:50.000 scale has been surveyed at the 1:10.000 scale and integrated by the interpretation of satellite images, structural analysis and laboratory work, including petrography, petrology, whole rock geochemistry and isotope dating. The sheet is located in the middle Aosta valley, a key area of the Italian north-western Alps which is dominated by the upper and inner part of the collisional orogenic wedge, a fossil subduction complex here represented by a stack of continental (Austroalpine, *i.e.* Adria-derived) and ophiolitic (Piedmont ocean) nappes.

From top to bottom the nappe stack consists of: i) the Austroalpine Sesia-Lanzo inlier and the upper Austroalpine outliers (Dent Blanche-Mt. Mary-Pillonet thrust system) and the underlying ophiolitic Combin unit which includes, near its base, the southern tail of the Pancherot-Cime Bianche continental cover unit; ii) the lower Austroalpine outliers (Mt. Emilius, Glacier-Rafray, Chatillon and minor basement slices) and other ophiolitic units (Zermatt-Saas, Grivola-Urtier). The former group is eclogite-free and displays blueschist facies relics of Late Cretaceous age. The latter is characterized by an eclogitic imprint of lower-middle Eocene age and includes toward the bottom a decollement continental cover unit (Cogne) and a blueschist facies, Combin-type ophiolitic unit (Aouilletta). The Austroalpine-Piedmont nappe stack in turn overrides the Europe-derived Monte Rosa and Gran Paradiso continental nappes which are exposed north and south of the mapped area.

As a whole, the collisional wedge displays a greenschist facies metamorphic reworking of Late Eocene-Early Oligocene age and is transected by post-metamorphic Oligocene dykes and fault systems. The Austroalpine units consist of crystalline basement sheets with an Alpine eclogitic to greenschist facies imprint

and are derived from partly to poorly preserved pre-Alpine granulite (Mt. Emilius) and/or amphibolite facies (Mt. Mary) protoliths (paragneiss, marbles and mafic rocks), and Permian felsic to mafic intrusives. The ophiolitic Piedmont units consist of mantle serpentinite, ophicalcite, Ti- and Mg-metagabbro, tholeiitic metabasalt and cover metasediments, ranging from manganiferous metacherts (Jurassic) to carbonate and terrigenous sequences, with subduction-related (eclogitic or blueschist) relics and a greenschist facies Barrovian overprint.

In spite of severe Alpine reworking, the existence of contrasting lithostratigraphic settings may be envisaged, ranging from slices of transposed oceanic lithosphere (e.g., Zermatt-Saas unit) to flysch-dominated ophiolitic sequences (e.g., Combin unit). The Austroalpine-Piedmont nappe stack is characterized by ductile deformations developed from the nappe generation and evolution within the growing wedge at different depths and polyphase folding during exhumation.

The Mesozoic Piedmont ocean was sutured in the Eocene, giving rise to the onset of continental collision with accretion of the Austroalpine-Piedmont wedge by the Monte Rosa, Gran Paradiso and other Penninic nappes derived from the European passive continental margin (occurring near the Chatillon sheet).

From the Late Eocene to the Early Oligocene, the subduction-related cool thermal regime exhausted and the Austroalpine-Penninic collisional wedge, as a whole, was overprinted by a greenschist to amphibolite facies regional metamorphism.

During the Oligocene, the collisional nappe stack was fragmented by the Aosta-Ranzola extensional fault system, allowing the upper Austroalpine outliers and Combin unit (hangingwall) to be laterally juxtaposed along the Aosta valley to the underlying lower Austroalpine outliers and Zermatt-Saas unit (footwall). The Oligocene event was accompanied by hydrothermal activity (listvenitic alteration and quartz veins) and the emplacement of andesitic to ultrapotassic dykes. During the Neogene, the rigid block of nappes in the Pennine-Graian Alps was displaced to the SW, moving away from the Simplon low angle detachment and along the NE-trending Ospizio Sottile left-lateral fault system.

The Quaternary cover is represented by glacial, alluvial and gravitational deposits, mainly generated during the retreat of the maximum glacial expansion. Large gravitational slope deformations, rock falls and debris flows are a characteristic feature of the study area. Mines of magnetite (Cogne), Cu-Fe sulphides (Chuch, Servette, Herin) and Mn-rich bodies (Praborna) inside the ophiolitic sequences were active in the past. Some quarries of "green marble" (ophicalcitic breccia) are presently exploited.

X - BIBLIOGRAFIA

- AMATO J.M., JOHNSON C.M., 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.
- AMSTUTZ A. (1954) - *Nappe de l'Emilius*. Archives Sci. Genève, **7**: 463-473.
- AMSTUTZ A. (1962) - *Notice pour un carte géologique de la vallée de Cogne et de quelques espaces au sud d'Aoste*. Archives Sci. Genève, **15**: 1-104.
- ARGAND E. (1909) - *L'exploration géologique des Alpes pennines centrales*. Bull. Soc. Vaudoise Sci. nat., **45**: 217-276.
- ARGAND E. (1909) - *La Doire Baltée en aval d'Aoste*. Rev. Géogr. annuelle, **3** : 381-391.
- ARGAND A. (1911) - *Les nappes de recouvrement des Alpes pennines et leurs prolongements structuraux*. Mat. Carte géol. suisse, **31**: 25 pp.
- ARGAND A. (1916) - *Sur l'arc des Alpes occidentales*. Eclogae Géol. Helv., **14**: 145-191.
- ARGAND A. (1934) - *La zone pennique*. Guide géol. Suisse, Wepf & Co., Basel, 149-189.
- ARMANDO E. (1971) - *Sondaggi elettrici nella piana di Aosta*. Geofisica e Meteorologia, **20**, 5/6: 155-157.
- ARMANDO E. & DAL PIAZ G.V. (1970) - *Studio geologico e geofisico della coltre quaternaria nei dintorni di Aosta*. Quaderni Ist. Ricerca Acque, CNR, **1970**: 12 pp.
- AROBBA D., CALDERONI G., CARAMIELLO R., CARRARO F., GIARDINO M. & QUAGLIOLO P. (1997) - *Palynological and radiometric evidence of a last glacial-interstadial from peat sediments in the Ivrea morainic amphitheatre (NW-Italy)*. Geol. Insubrica, **2** (2): 143-148.
- BALDELLI C., DAL PIAZ G.V. & LOMBARDO B. (1985) - *Ophiolite eclogites from Verres, Val d'Aosta, Western Alps*. Chem. Geol., **50**: 87-98.
- 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.
- BALLÈVRE M. & MERLE O. (1993) - *The Combin Fault: reactivation of a detachment fault*. Schweiz. mineral. petrogr. Mitt., **73**: 205-227.
- BALLÈVRE M., KIENAST J.R. & VUICHARD J.P. (1986) - *La "nappe de la Dent Blanche" (Alpes occidentales): deux unités austroalpines indépendantes*. Eclogae Géol. Helv., **79**: 57-74.
- 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 geologici sul Gruppo del Gran Paradiso*. Atti. R. Acc. Lincei, **3/1**: 122 pp.
- BARETTI M. (1893) - *Geologia della Provincia di Torino*. Casanova, Torino, 2 vol., 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 al 1:380.000 e stampati a cura di CAMPANINO F. & POLINO R., Centro Studi Geodinamica Catene Collisionali, CNR Torino.
- BATTISTON P., BENCIOLINI L., DAL PIAZ G.V., DE VECCHI G., MARCHI G., MARTIN S., POLINO R. & TARTAROTTI P. (1987) - *Geologia di una traversa dal Gran Paradiso alla Zona Sesia-Lanzo in alta val Soana, Piemonte*. Mem. Soc. Geol. It., **29** (1984): 209-232.
- BEARTH P. (1967) - *Die Ophiolite der Zone von Zermatt-Saas Fee*. Beitr. Geol. Karte Schweiz, **132**: 130 pp.
- BEARTH P., DAL PIAZ G.V., ELTER G., GOSSO G., MARTINOTTI G. & NERVO R. (1980) - *Il lembo di ricoprimento del Monte Emilius, Dent Blanche s.l.* Atti Acc. Sci. Torino, **114**: 226-240.
- BENCIOLINI L. (1989) - *Evoluzione tettonico-metamorfica del corpo ultramafico di Arpisson (Lembo Austroalpino del M. Emilius, Alpi occidentali)*. Tesi Dott. Univ. Padova, inedita.
- BENCIOLINI L. (1996) - *Eclogitized websterite-rich subcontinental mantle slice in the austroalpine Mt. Emilius nappe*. Mem. Sci. Geol. **48**: 73-91.
- 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.
- BENCIOLINI L., MARTIN S. & TARTAROTTI P. (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.
- BERNARDIS G. (1958) - *Rilevamento geologico e prospezione radiometrica del versante meridionale del Mont Mary (Aosta)*. Tesi Laurea Sci. Geol. Univ. Padova, inedita.
- BERSANI L. (1995) - *Evoluzione tettono-metamorfica del Lembo austroalpino del Glacier-Rafray (Valle d'Aosta)*. Tesi Laurea inedita, Dip. Geol. Pal. Geof. Univ. Padova, 112 pp.
- BETHAZ A. (1972) - *La miniera di magnetite di Cogne in Val d'Aosta*. Boll. Ass. Min. Subalpina, **9**: 93-101.
- BIANCOTTI A. & PEYRONEL G. (1980) - *Il modellamento glaciale e fluviale della Valle di Cogne (Valle d'Aosta)*. Rev. Valdôtaine Hist. Nat., **33-34**: 59-69.
- BIGI G., CASTELLARIN A., COLI M., DAL PIAZ G.V., SARTORI R., SCANDONE P. & VAI G.B., 1990. *Structural Model of Italy, sheet1*. C.N.R., Progetto Finalizzato Geodinamica, SELCA Firenze.
- BIINO G. & COMPAGNONI R. (1988) - *La scaglia di Grun in Val d'Aosta: un lembo austroalpino composito, incluso nelle metaofioliti della Zona Piemontese*. Boll. Soc. Geol. It., **107**: 101-107.
- BISTACCHI A. (1999) - *Tettonica nealpina nelle Alpi nord-occidentali*. Tesi Dott. Sci. Terra Univ. Padova.
- 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.
- BLANKENBURG F. VON & DAVIES J.H., 1995. *Slab breakoff. A model for syncollisional magmatism and tectonics in the Alps*. Tectonics, **14**: 120-131.
- BOCCHIO R., BENCIOLINI L., MARTIN S. & TARTAROTTI P. (2000) - *Geochemistry of eclogitized Fe-Ti gabbros from various lithological settings (Aosta Valley ophiolites, Italian western Alps). Protolith composition and eclogitic paragenesis*. Periodico Min., **69**: 217-237.
- BORTOLAMI G., OLIVERO G.F. & ZUPPI G.M. (1984) - *Sistemi idrici profondi, geotermali e freddi, in Piemonte e Valle d'Aosta*. Mem. Soc. Geol. It., **29**: 171-185.
- BOTTINO G., MASTRANGELO F., NATALE P. & ZUCCHETTI S. (1975) - *Memoria illustrativa della Carta mineraria d'Italia. I - Alpi Occidentali*. Mem. per servire alla descr. Carta Geol. It., **14**: 1-37.

- 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.
- BRUGIAPAGLIA E. (1996) - *Dynamique de la végétation tardiglaciaire et holocène dans les Alpes italiennes nord-occidentales*. Thèse en Sciences Univ. Aix-Marseille III, 148 pp.
- BRUNO L. (1897) - *Studi intorno al fenomeno glaciale nella vallata della Dora Baltea*. Riv. Geogr. It., **4**: 253-260..
- BRUNO L. (1906) - *Bacino di Saint Vincent. Uno sguardo geologico*. Tip. Canavesana, Ivrea, 18 pp.
- BURCKHARD C.E. & FALINI F. (1956) - *Memoria sui giacimenti italiani di manganese*. 20th Inter. Geol. Congr, Mexico, **5**: 221-272.
- 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.
- CANEPA M., CASTELLETO M., CESARE B., MARTIN S. & ZAGGIA L. (1990) - *The Austroalpine Mont Mary nappe (Italian Western Alps)*. Mem. Sci. Geol., **42**: 1-17.
- 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.
- CARRARO F. & FERRARINO G. (1982) - *Tentativi di realizzazione di un nuovo tipo di carte morfologiche: le Carte morfostratigrafiche*. Boll. Ass. It. Cartografia, **54-55**: 209-218.
- CARRARO F., GHIBAUDO G., GIARDINO M. & PEROTTO A. (1994) - *Intense deformazioni in depositi fluviolacustri olocenici nella media Valle d'Aosta*. Atti Ticinensi Sci. Terra, ser. spec., **1**: 123-136.
- CARRARO F. & GIARDINO M. (2002) - *Quaternary glaciations in the Western Italian Alps – a review*. In EHLERS J. & GIBBARD P.L. (Eds): *Quaternary glatiations - extent and chronology, part I: Europe*. Elsevier.
- CARRARO F., LANZA R., PEROTTO A. & ZANELLA E. (1991) - *L'evoluzione morfologica del Biellese occidentale durante il Pleistocene inferiore e medio, in relazione all'inizio della costruzione dell'Anfiteatro Morenico d'Ivrea*. Boll. Museo Reg. Sci. Nat. Torino, **9**: 99-117.
- CARRARO F. & PEROTTO A. (1991) - *Integrazione del rilevamento geologico-strutturale in scala 1:100.000 relativo ad alcune aree di preminente importanza nella Regione Valle d'Aosta: depositi quaternari*. Rapporto inedito, GEODE s.r.l., Milano, 93 pp.
- CASTALDO G. & STAMPANONI G. (1975) - *Memoria illustrativa della Carta Mineraria d'Italia*. Mem. per servire descr. Carta Geol. d'It., **14**: 213 pp.
- CASTELLI D. (1985) - *La Falda Piemontese alla base del margine sudoccidentale del lembo dell'Emilius, media Valle d'Aosta*. Ofioliti, **10**: 19-34.
- 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) - *Note sulle mineralizzazioni a ferro-rame, magnetite e manganese di Chatillon, Emarese (Valle d'Aosta) del complesso Piemontese dei Calcescisti con Pietre verdi*. Revue Valdotaïne Hist. Nat., **44**: 41-50.
- CASTELLO P. (1995) - *Inventario dei minerali e delle mineralizzazioni del Parco naturale Mont-Avic*. Parco Naturale, Champdepraz, **C47**: 42 pp.
- CASTIGLIONI G.B. (1968) - *Depositi morenici*: In LEONARDI P.: *Le Dolomiti*, vol. II (31), 389-399, CNR-Giunta Provinciale Trento.
- CERADINI F. & SEGRE C. (1920) - *Deviazione della ferrovia valdostana a Tercy*. Riv. Tecn. Ferr. It., **9**: 32 pp.
- CESARE B., MARTIN S. & ZAGGIA L. (1989) - *Mantle peridotites from the Austroalpine Mt. Mary nappe (Western Alps)*. Schweiz. mineral. petrogr. Mitt., **69**: 91-97.
- CHIESA S., FORNERO I., FRASSONI A., MAZZA G., ZANCHI A. & ZANINETTI A. (1991) - *Gravitational instability phenomena concerning a hydroelectric plant in Italy*. 7° Intern. Congr. Rock Mechanics, Aachen, W. Wittke (Ed): 1087-1092.
- COMPAGNONI R. (1977) - *The Sesia-Lanzo Zone: high pressure-low temperature metamorphism in the Austroalpine continental margin*. Rend. Soc. It. Min. Petr., **33**: 335-374.
- COMPAGNONI R., DAL PIAZ G.V., HUNZIKER J.C., GOSSO G., LOMBARDO B. & WILLIAMS P.F. (1977) - *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., ELTER G., FIORA L., NATALE P. & ZUCCHETTI S. (1979) - *Nuove osservazioni sul giacimento di magnetite di Cogne in Valle d'Aosta*. Rend. Soc. It. Min. Petr., **35**, 755-766.
- COMPAGNONI R., ELTER G., FIORA L., NATALE P. & ZUCCHETTI S. (1981) - *Magnetite deposits in serpentized lherzolites from the ophiolitic belt of the Western Alps, with special reference to the Cogne deposit (Aosta Valley)*. Proceedings Intern. Symp. Mafic Ultramafic Complexes, Athens 9-11 October 1980, **3**: 376-394.
- CORTESOGNO L., GALBIATI B., PRINCIPI G. & VENTURELLI G. (1978) - *Le breccie ofiolitiche della Liguria orientale*. Ofioliti, **3**: 99-160.
- CORTIANA G., DAL PIAZ G.V., DEL MORO A., HUNZIKER J.C. & MARTIN S. (1998) - $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ and Rb-Sr dating on the Pillonet klippe and frontal Sesia-Lanzo zone in the Ayas valley and evolution of the western Austroalpine nappe stack. Mem. Sci. Geol., **50**: 177-194.
- 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.
- DAL PIAZ GB. (1928) - *Geologia della catena Herbetet-Grivola-Gran Nomenon*. Mem. Ist. Geol. Univ. Padova, **7**: 84 pp.
- 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-Tecoprint, Bologna.
- DAL PIAZ G.V. (1969) - *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**: 263-315.
- DAL PIAZ G.V. (1971) - *Alcune considerazioni sulla genesi delle ofioliti piemontesi e dei giacimenti ad esse associati*. Boll. Ass. Min. Subalpina, **8**: 365-388.
- DAL PIAZ G.V. (1974) - *Le métamorphisme de haute pression et basse température dans l'évolution structurale du bassin ophiolitique alpine-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 valley*. Ofioliti, **13**: 157-162.
- DAL PIAZ G.V., A CURA DI (1992) - *Le Alpi dal M. Bianco al Lago Maggiore*. Guide Geol. Regionali, Be-Ma - S.G.I., **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. (1999) - *The Austroalpine-Piedmont nappe stack and the puzzle of Alpine Tethys*. In G. GOSSO *et al.* (Eds): 3rd Workshop on Alpine Geological Studies, Biella-Oropa, September 29th-October 1st, 1997, Mem. Sci. Geol., **51/1**: pp. 155-176.
- DAL PIAZ G.V. (2001) - *History of tectonic interpretations of the Alps*. J. Geodynamics, **32**: 99-114.
- DAL PIAZ G.V. (2001) - *Commemorazione di Giulio Elter*. Mem. Sci. Geol., **53**: 153-162, con allegata "Carte géologique de la Vallée d'Aoste" di G. ELTER, 1987.
- DAL PIAZ G.V., BISTACCHI A. & MASSIRONI M. (2003) - *Geological outline of the Alps*. Episodes, **26/3**: 175-180.
- DAL PIAZ G.V., COMPAGNONI R., ELTER G.I., GOSSO G., NATALE P. & NERVO R. (1977) - *Escursione ad alcuni giacimenti a Cu-Fe e Mn della Falda Piemontese, Alpi occidentali: 10-13 ottobre 1977*. Ofioliti, **2**: 241-263.
- 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*. Int. J. Earth Sci., **90**: 668-684.

- DAL PIAZ G.V., DI BATTISTINI G., KIENAST J.R. & VENTURELLI G. (1979) - *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. & 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. & 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. & 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. & 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. (1988) - *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. & 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. (1979) - *Carta geologica del lembo del Glacier-Rafray (Dent Blanche s.l.) e note illustrative*. Centro Studi problemi orogeno Alpi occidentali, CNR Torino, **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., VENTURELLI G. & SCOLARI A. (1979) - *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-écupriferi-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.
- DEBENEDETTI A. (1975) - *Carniole della Valle d'Aosta. Studio isotopico ed ipotesi genetica*. Boll. Soc. Geol. It., **94**: 1883-1894.
- 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.
- DEMATTEIS A. (1994) - *Dimensioni e dinamica di svuotamento del lago provocato dalla frana di sbarramento del Monte Avi (Valle d'Aosta, Italia)*. Atti Rencontre intern. jeunes chercheurs en géol. appliquée, EPFL Lausanne, 85-89.
- 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.
- DI COLBERTALDO D., DI FURIA E. & ROSSI F. (1967) - *Il giacimento a magnetite di Cogne in Val d'Aosta*. Rend. Ist. Lombardo, **101**: 361-394.
- 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.
- DIELLA V., FERRARIO A. & ROSSETTI P. (1995) - *The magnetite ore deposits of the southern Aosta valley: Chromitite transformed during an Alpine metamorphic event*. Ofioliti, **19**: 247-256.
- DRIESNER T. (1993) - *Aspects of petrographical, structural and stable isotope geochemical evolution of ophecarbonate breccias from ocean floor to subduction and uplift: an example from Chatillon, middle Aosta valley, Italian Alps*. Schweiz. mineral. petrogr. Mitt., **73**: 69-84.

- ELLENBERGER F. (1958) - *Etude géologique du pays de Vanoise*. Mém. Soc. Géol. France, 561 pp.
- ELTER G. (1960) - *La zona Pennidica dell'alta e media Valle d'Aosta e le unità limitrofe*. Mem. Ist. Geol. Min. Univ. Padova, **22**: 113 pp.
- ELTER G. (1971) - *Schistes lustrées 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, échelle 1:100.000*. Centro di Studio sui problemi dell'orogeno delle Alpi Occidentali, C.N.R. Torino, SELCA Firenze, allegata in DAL PIAZ, 2001.
- 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 PIFFNER O.A., LEHNER P., HEITZMANN P., MUELLER St. & STECK A. (Eds): *Deep structure of the Swiss Alps*. Birkhäuser Verlag, Basel, 205-221.
- ESCHER A., MASSON H. & STECK, A. (1987) - *Coupes géologiques des Alpes occidentales suisses*. Service hydrol. géol. nat. Berne, Rapports géol., **2**: 11 pp.
- FERRARINO G. (1979) - *Analisi dell'origine ed evoluzione del bacino lacustre di Chatillon-S. Vincent*. Tesi Laurea inedita Dip. Sci. Terra Univ. Torino.
- FERRARESE P., FIORA L., FORNARO M. & PRIMAVORI P. (1999) - *Green marbles of the Aosta valley: History, extraction and technical-commercial features*. Marmomacchine intern., **24**: 102-140.
- FIORA L. & FERRARESE P. (1998) - *I marmi verdi della Valle d'Aosta*. L'Informatore del Marmista, Zisi Ed., **436**: 6-14.
- FLINT R.F. (1957) - *Glacial and Pleistocene geology*. New York, Wiley and Sons.
- FLINT R.F., SANDERS J.E. & RODGERS J. (1960) - *Diamictite: A substitute term for symmictite*. Geol. Soc. Amer. Bull., **71**: 1809-1810.
- FORETIER P., GERBORE R. & VASSONEY G. (1993) - *Cogne e la sua miniera*. Musumeci Ed., Quart (Aosta), 99 pp.
- FORNARO M., FERRARESE P., FIORA L., & PRIMAVORI P. (1999) - *La coltivazione dei marmi verdi della Valle d'Aosta: aspetti giacimentologici, tecnici e economici*. Marmomacchine, **146**: 168-230.
- FORNO M.G. (1989) - *Osservazioni su alcune grandi frane oloceniche di grandi dimensioni nel settore alpino occidentale*. Boll. Soc. Geol. It., **108**: 409-418.
- FREY M., DESMONS J. & NEUBAUER F. (1999) - *The new metamorphic map of the Alps*. Schweiz. mineral. petrogr. Mitt., **79**: 1-230.
- 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.
- 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.
- 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.
- GASTALDI B. (1871-74) - *Studi geologici sulle Alpi occidentali*. Mem. R. Comit. Geol. d'Italia, **1**: 47 pp., **2**: 161 pp.
- 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) - *Karte der Penninischen Alpen, 1:200.000*. N. Denkschr. allg. schweiz. Ges. gesamten Naturwiss., **23**.
- GERLACH H. (1871) - *Das südwestliche Wallis*. Beiträge geol. Karte der Schweiz, **9**: 1-175.
- GIANELLI G. & PRINCIPI G. (1977) - *Northern Apennine ophiolite: an ancient transcurrent fault zone*. Boll. Soc. Geol. It., **96**: 53-58.
- GIANOTTI F. (1999) - *Geological and geomorphological evidence for the Aosta-Ranzola fault along the Aosta Valley*. In MARTIN S. & POLINO R. (Eds): *Fission track analysis, theory and applications*. Mem. Sci. Geol., **51**: 498-501.

- GIARDINO M. (1995) - *Analisi di deformazioni superficiali: metodologie di ricerca ed esempi di studio nella media Valle d'Aosta*. Tesi dottorato inedita, Torino, 236 pp.
- GIARDINO M. (1996) - *Aspetti metodologici e problemi cartografici dello studio di deformazioni superficiali nella media Valle d'Aosta*. Il Quaternario, **9**: 227-232.
- GIORDANO F. (1864) - *L'industria del ferro in Italia*. Relazione per la commissione delle ferriere, Ministero di Marina, Torino. Tipografia Cotta e Capellino, 437 pp.
- GIORDANO F. (1869) - *Sulla orografia e sulla geologica costituzione del Gran Cervino*. Atti R. Acc. Sci. Torino, **4**: 304-321.
- GOUFFON Y. (1993) - *Géologie de la nappe du Grand San Bernard entre la Dore Baltée et la frontière suisse (Valle d'Aoste, Italie)*. Mém. Géol. Univ. Lausanne, **12**: 147 pp.
- GOUFFON Y. & BURRI M. (1997) - *Les nappes des Pontis, de Siviez-Mischabel et du Mont Fort dans les vallées de Bagnes, d'Entremont (Valais-Suisse) et d'Aoste (Italie)*. Eclogae Géol. Helv., **90**: 29-41.
- GRASSO F. (1967) - *Studio geologico del tracciato dell'autostrada Quincinetto-Aosta*. Boll. Ass. Min. Subalpina, **4**: 1-40.
- GRASSO F. (1968) - *La frana del Monte Avi (Valle d'Aosta)*. Boll. Soc. Geol. It., **87**: 109-131.
- GRIFFIN M.L. & MOTTANA A. (1982) - *Crystal chemistry of clinopyroxenes from the St. Marcel manganese deposit, Val d'Aosta, Italy*. Amer. Mineral., **67**: 568-586.
- HERMANN F. (1925) - *Paléogéographie et genèse penniques*. Eclogae Géol. Helv., **19**: 604-618.
- HERMANN F. (1927) - *Stereogramma tettonico delle Alpi valdostane centrali 1:37.500*. Mem Ist. Geol. Univ. Padova, **7**.
- HERMANN F. (1937) - *Carta geologica delle Alpi nord-occidentali alla scala 1:200.000, con note illustrative e carta strutturale alla scala 1:750.000*. Tipografia Allegretti di Campi, Milano, 24 pp.
- HORMES A., MÜLLER B.U. & SCHLÜCHTER C. (2001) - *The Alps with little ice: evidence for eight Holocene phases of reduced glacier extent in the Central Swiss Alps*. The Holocene, **11**: 255-265.
- 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 Géol. 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.
- HUTTENLOCHER H. F. (1934) - *Die Erzlagerstättenzonen der Westalpen*. Schweiz. mineral. petrogr. Mitt., **14**: 227-237.
- 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'étude de roches métamorphiques*. C.R. Acad. Sci. Paris, **276**: 2621-2624.
- KRUTOW-MOZGAWA, A. (1988) - *Métamorphism eclogitique dans les sédiments riches en fer ou magnésium de la couverture des ophiolites piémontaises (mine de Servette, Val d'Aoste)*. Thèse Doct. Univ. P. et M. Curie, Paris VI.
- 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. (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.
- LE ROY LADURIE E. (1967) - *Histoire du climat depuis l'an mil*. Flammarion, Paris, 379 pp.
- LOMBARDO B. & POGNANTE U. (1982) - *Tectonic implications in the evolution of the Western Alps ophiolite metagabbros*. Ophioliti, **2**: 371-394.

- LUGEON M. & ARGAND E. (1905) - *Sur les grandes nappes de recouvrement de la zone du Piémont*. C.R. Acad. Sci. Paris, **140**: 1364-1367.
- 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.
- MARTHALER M. (1984) - *Géologie des unités penniques entre le val d'Anniviers et le val de Tourtemagne*. Eclogae Géol. Helv., **77**: 395-448.
- MARTIN-VERNIZZI S. (1982) - *La mine de Praborna (Val d'Aoste, Italie): une série manganésifère métamorphisée dans le faciès éclogite*. Thèse Doct. Univ. P. et M. Curie, 215 pp.
- MARTIN S., BINEL C., CASARTELLI P., FRANCHI S., FRIZZO P., MAMBRETTI A., PIEILLIER E., TUMIATI S. & ZINETTI G. (2004) - *Le miniere di rame e ferro di Servette*. Tipografia Valdostana, 16 pp.
- MARTIN S. & KIENAST J.R. (1987) - *The HP-LT manganiferous quartzites of Praborna, Piemonte ophiolite nappe, Italian Western Alps*. Schweiz. mineral. petrogr. Mitt., **67**: 339-360.
- MARTIN S., MEGGIOLARO V. & TARTAROTTI P. (1989) - *Sulphide and oxide phases in the eclogitic mineralized lithologies of the lower St Marcel valley (Italy)*. Plinius, **2**: 67-68.
- MARTIN S. & TARTAROTTI P. (1986) - *Geological setting of the Servette-Chuc sulphide glaucophanites, Italian Western Alps*. Ofioliti, **3**: 356.
- 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., TARTAROTTI P. & DAL PIAZ G.V. (1994) - *Alpine ophiolites: a review*. Boll. Geof. Teorica Appl., **36**: 175-220.
- MASSIRONI M. (1998) - *Analisi di prodotti satellitari ottici e radar per lo studio della tettonica fragile in aree montuose: il caso delle Alpi occidentali*. Tesi Dott. Sci. Terra Univ. Padova.
- MATTIROLO E. (1899) - *Relazione di rilevamento*. Boll. R. Comit. Geol. It., **30**: 3-29.
- MATTIROLO E. (1901) - *Relazione di rilevamento*. Boll. R. Comit. Geol. It., **32**: 25-29 (parte uff.).
- MAYER A., ABOUCHAM 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., 809.
- MEZZENA F. (1981) - *La Valle d'Aosta nella preistoria e nella protostoria*. Archeologia in Valle d'Aosta, Catalogo Mostra: 14-62, Aosta.
- MICHARD A., GOFFÉ B., CHOPIN CH. & HENRY C. (1996) - *Did the Western Alps develop through an Oman-type stage? The geotectonic setting of high-pressure metamorphism in two contrasting Tethyan transects*. Eclogae Géol. Helv., **89**, 43-80.
- MORETTI A. (1948) - *Notizie sui giacimenti cupriferi della Valle d'Aosta*. Atti Congr. Min. It., Ass. Min. Sarda, 3-18.
- 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.
- MOTTANA A. (1986) - *Blueschist-facies metamorphism of manganiferous cherts: a review of the Alpine occurrences*. Geol. Soc. Am. Mem., **164**: 267-299.
- NATALE P. (1969) - *Recrystallization and remobilisation in some pyrite deposits of the Western Alps*. Atti Conv. 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., HIRN 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.
- NICOUD G., DE LOS COBOS G., FUDRAL S., DRAY M., POLICINI F., NOVEL J.P., PARRIAUX A., ZUPPI G.M., BONETTO F., PAILLET A., OLIVE P. & PUIG J.M. (1999) - *Les étapes du comblement alluvial de la plaine d'Aoste (Italie): une dynamique lacustre complexe*. Eclogae Géol. Helv., **92**: 139-147.
- 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. (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. (1912) - *Relazioni preliminari sulla campagna geologica dell'anno 1911 - Alpi Occidentali*. Boll. R. Comit. Geol. It., **43**: 30-38 (parte ufficiale).
- 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**: 203-244.
- NOVARESE V. (1915) - *Il Quaternario in Valle d'Aosta e nelle valli del Canavese, parte III: Gli stadi post-wurmiani*. Boll. R. Comit. Geol. It., **45**: 137-194.
- NOVARESE V. (1916) - *Gli stadi post-wurmiani nella Valle d'Aosta*. La Geografia, **4**: 73-85.
- NOVARESE V. (1931) - *La formazione dioritico-kinzigitica in Italia*. Boll. R. Uff. Geol. It., **56**/7: 1-62.
- NOVEL J.P., PUIG J.M., ZUPPI G.M., DRAY M., DZIKOWSKI M., JUSSELAND C., MONEY E., NICLOUD G., PARRIAUX A. & POLLICINI F. (2002) - *Complexité des circulations dans l'acquitifère alluvial de la plaine d'Aoste (Italie): mise en évidence par l'hydrogéochimie*. Eclogae Géol. Helv., **95**: 323-331.
- NOVO M., ACCOTTO S., NERVO R. & POGNANTE U. (1989) - *Jadeite-quartz bearing metatrandjemites from the Mt. Nero ophiolitic eclogites, Champorcher valley (North-Western Alps)*. Ofioliti, **14**: 57-62.
- OBERHÄNSLI R., BOUSQUET R., ENGI M. et al., Eds (2004) - *Metamorphic structure of the Alps and explanatory notes*. Mitt. Oeterr. Min. Ges., **149**: 1-226.
- OROMBELLI G. (1998) - *Le torbe del Rutor: una successione significativa per la storia olocenica dei ghiacciai e del clima nelle Alpi*. In GHELARDONI P. (Ed.): Studi in onore di Mario Pinna. I - Il clima e la storia del clima. Mem. Società Geografica It., **55**: 153-165.
- 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 R. POLINO & R. Sacchi (Eds): Atti Conv. Alpi-Appennino, Peveragno 1994. Scritti e Doc. Acc. Naz. Sci. detta dei XL, **14**: 335-348.
- PELLOUX A. (1922) - *Miniére e minerali manganesiferi della Valle d'Aosta*. Rend. Uff. Invenzioni e Ricerche, Roma, **1**: 22-38.
- PENCK A. & BRÜCKNER E. (1909) - *Die Alpen Im Eiszeitalter*. Chr. Herm. Tauchnitz, Leipzig, **3**: 717-1199.
- PENNACCHIONI G. (1988) - *Studio geologico del tratto meridionale della dorsale tra Valnontey e Valleile (Cogne, valle d'Aosta)*. Mem. Sci. Geol., **40**: 333-354.
- PENNACCHIONI G. (1989) - *Struttura ed evoluzione metamorfica alpina del M. Emilius (Alpi occidentali)*. Tesi Dott. Univ. Padova, inedita.
- PENNACCHIONI G. (1990) - *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)*. Journal metam. Geol., **15**: 777-791.
- PENNACCHIONI G., DI TORO G. & MANCKTELOW N. (2001) - *Strain-insensitive shape preferred orientation of porphyroclasts in Mont Mary mylonites*. J. Struct. Geol., **23**: 1281-1298.
- PERSEIL E.A. (1998) - *Evolution cristallochimique des oxydes de manganèse dans le gisement de St. Marcel-Praborna (Val d'Aoste, Italie)*. Rend. Lincei Sci. Fis. Nat., **9**: 315-336.
- 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.
- PIEPOLI P. (1937) - *Osservazioni sul giacimento piritoso-cuprifero di Champdepraz in Valle d'Aosta*. Rend. R. Acc. Naz. Lincei, **25**: 652-655.
- PLATT J.P. (1986) - *Dynamics of orogenic wedges and the uplift of high-pressure metamorphic rocks*. Geol. Soc. Am. Bull., **97**: 1037-1053.

- 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**: 345-36.
- POSTPISCHL D., ED (1985) - *Atlas of isoseismal maps of Italian earthquakes*. C.N.R., Progetto Geodinamica, Bologna, 164 pp.
- 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 inedita, Dip. Sci. Terra Univ. Torino., 213 pp.
- REBAY G. & SPALLA I.M. (2001) - *Emplacement at granulite facies conditions of the Sesia-Lanzo metagabbros: an early record of Permian rifting ?* Lithos, **58**: 85-104.
- RICHARD A. (1981) - *Le district aurifère de Challant (Val d'Aoste- Italie): litologie, géochimie et métallogénie de l'or*. Thèse doct, Univ. Grenoble.
- RING U. (1994) - *Late Alpine kinematics of the Aosta fault, northwestern Italian Alps*. N Jb. Geol. Pal. Mh., **7**: 434-442.
- ROBILANT N. DE (1786) - *Essai géographique suivi d'une topographie souterraine minéralogique et d'une docimasie des Etats du Roi de Sardaigne en terre ferme*. Mém. Acad. Royale des Sciences, Turin, **6**: 191-304.
- RONDOLINO R. (1934) - *Sopra alcuni minerali di S. Marcel (Valle d'Aosta)*. Periodico Mineral., **5**: 123-139.
- ROURE F., HEITZMANN P. & POLINO R., Eds (1990) - *Deep structure of the Alps*. Mém. Soc. géol. France, **156**: 367 pp.
- 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.
- SACCO F. (1920) - *Il Glacialismo nel Gruppo del M. Emilius (Valle d'Aosta)*. Boll. Soc. Geol. It., **39**: 111-131, con carta glaciologica.
- SACCO F. (1920) - *La glaciation dans les vallons de Saint-Barthelemy et de Torgnon*. Revue Augusta Praetoria, **1** (4-5): 236-243.
- SACCO F. (1927) - *Il glacialismo della Valle d'Aosta*. Serv. Uff. Idrogr. Po, Parma, 66 pp.
- SANERO E. (1936) - *Ricerche petrografiche sui porfiroidi sericitici di Aosta*. Periodico Min., **7**: 285-295.
- SANERO E. (1938) - *Sulla presenza della formazione diorito-kinzigitica del ricoprimento della Dent Blanche (Serie di Valpelline) nei dintorni di Aosta*. Periodico Min., **9**: 35-52.
- SCAMBELLURI M., PENNACCHIONI G. & PHILIPPOT P. (1998) - *Salt-rich aqueous fluids formed during eclogitization of metabasites in the Alpine continental crust (Austroalpine Mt. Emilius unit, Italian western Alps)*. Lithos, **43**: 151-167.
- SCHMID S.M., AEBLI H.R., HELLER F. & ZINGG A. (1989) - *The role of the Periadriatic line in the tectonic evolution of the Alps*. Geol. Soc. London Spec. Publ., **45**: 153-171.
- SCHNEIDER R.E. (1978) - *Pollenanalytische Untersuchungen zur Kenntnis der Spät- und postglazialen Vegetationsgeschichte am Südrand der Alpen zwischen Turin und Varese (Italien)*. Bot. Jahrb. Syst., **100**: 26-109.
- SCHNEIDER R.E. (1985) - *Palinologic research in the southern and south-eastern Alps between Torino and Trieste*. Diss. Botanicae, **87**: 83-103.
- SEGRE C. (1927) - *Studi geognostici interessanti la ferrovia valdostana*. Riv. Tecn. Ferr. It., **32**: 1-48.
- SERVIZIO GEOLOGICO D'ITALIA (1908) - *Carta geologica delle Alpi Occidentali 1:400.000*. Sintesi dei rilievi al 1:25.000 di S. FRANCHI, E. MATTIROLO, V. NOVARESE, A. STELLA e D. ZACCAGNA per la Carta Geologica d'Italia alla scala 1:100.000.
- SIROCCHI P. & NABER J. (1971) - *Rilievi geologici e geoelettrici sulla coltre quaternaria della piana di Aosta, Parte I e II*. Tesi Laurea inedite, Ist. Geol. Univ. Torino.
- SISMONDA A. (1866) - *Carta geologica di Savoia, Piemonte e Liguria*. Governo di S.M. Vittorio Emanuele II, Re d'Italia.

- SMIRAGLIA C. (1992) - *Observation on the rock glaciers of Monte Emilius (Valle d'Aosta, Italy)*. Proc. Int. Workshop on Permafrost and Periglacial Environment in Mountain Areas, Interlaken, 1991, Permafrost and Periglacial Processes, **3**: 163-168.
- 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.
- SPERLICH 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.
- 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. hydrol. géol. nat., Carte spéc. **123**, 4 feuilles, Berne.
- 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 PIFFNER O.A., LEHNER P., HEITZMANN P., MUELLER St. & STECK A. (Eds): Deep structure of the Swiss Alps. Birkhäuser Verlag, Basel, 123-137.
- 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 Furgin e sui gneis di Monte Emilius e Monte Rafrè*. Boll. Soc. Geol. It., **25**, XLVI-XLVII.
- STELLA A. (1913) - *La miniera di Cogne (Val d'Aosta)*. Ed. A. Barabino, Genova, 21 pp.
- STELLA A. (1921) - *Le miniere di ferro dell'Italia*. I Congr. Min. Naz. Roma, 426 pp.
- STELLA A. (1927) - *Sezioni geologiche attraverso l'alta Valle d'Aosta*. R. Ufficio Geol. Ital.
- STELLA A. (1943) - *I giacimenti auriferi delle Alpi italiane*. Mem. Descr. Carta Geol. d'Italia, **27**: 134 pp.
- 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** (3): 1041-1083.
- 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. & MASSON R. (1938) - *Zur Tektonik der Dent Blanche Decke*. Schweiz. mineral. petrogr. Mitt., **18**: 40-53.
- TARTAROTTI P. (1989) - *Le ofioliti piemontesi della media e bassa Valle di St Marcel (Aosta)*. Tesi Dott. Univ. Padova, inedita.
- TARTAROTTI P., BENCIOLINI L. & MONOPOLI B. (1998) - *Brecce serpentinitiche nel massiccio ultrabasco del Monte Avic (Falda ofiolitica piemontese): possibili evidenze di erosione sottomarina*. Atti Ticinensi Sci. Terra, ser. spec., **7**: 73-86.
- 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., MARTIN S. & POLINO R. (1986) - *Geological data about the ophiolitic sequences in the St Marcel valley (Aosta valley)*. Ofioliti, **11**: 343-346.
- TREVES B. & HARPER G.D. (1994) - *Exposure of serpentinites on the ocean floor: sequence of faulting and hydrofracturing in the Northern Apennine ophiolites*, Ofioliti, **19**: 435-466.
- TUMIATI S. (2005) - *Geochemistry, mineralogy and petrology of the eclogitized manganese deposit of Praborna (Vall d'Aosta, Western Italian Alps)*. Tesi Dott. Univ. Insubria, 241 pp.
- VALENSISE G. & PANTOSTI D. (Eds) (2001) - *Data base of potential sources for earthquakes larger than M 5.5 in Italy*. INGV Roma.

- VANNAY J.C. & ALLEMANN R. (1990) - *La zone Piémontaise dans le Haut-Valtournanche (Val d'Aoste, Italie)*. Eclogae Géol. Helv., **83**: 21-39.
- 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.
- VIRGILIO F. (1886) - *Di un antico lago glaciale presso Cogne in Valle d'Aosta*. Atti Acc. Sci. Torino, **21**: 15 pp.