

4. - ROCCE DI ORIGINE TETTONICA E IDROTERMALE

Cataclasiti, breccie di faglia e pseudotachiliti (ca)

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

Corniole (cc)

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

5. - DEPOSITI CONTINENTALI NEOGENICO-QUATERNARI

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

Subsintema di Nissod (IVR₁)

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

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

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

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



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

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

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

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

Età: Pleistocene superiore

Subsintema di Colle San Carlo (IVR₂)

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

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

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

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

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

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

Età: Pleistocene superiore

Subsintema di Exxenex (IVR₃)

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

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

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



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

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

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

Età: Pleistocene superiore

Subsintema di Pileo (IVR₄)

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

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

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

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

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

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

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

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



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

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

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

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

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

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

Età: Pleistocene superiore - Olocene?



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

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

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

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

Subsintema del Château Blanc (MGE₁) (parte completamente formata dell'Unità Postglaciale)

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

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

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

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

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

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

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

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

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

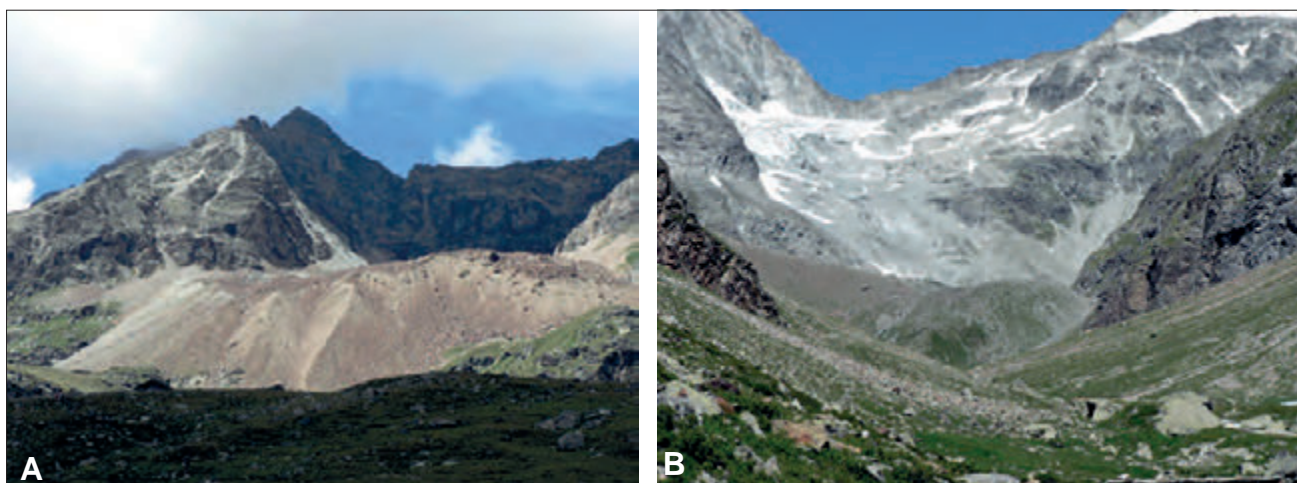


Fig. 96 - Subsintema del Château Blanc, depositi glaciali della PEG. (A) L'apparato morenico nel profondo circo tra la Becca di Leseney e la Becca d'Arbière, versante orientale. (B) Apparato morenico frontale del ghiacciaio laterale d'Orein (Oren) Nord che sbarra la valle principale.
- Château Blanc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

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

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

Età: Olocene

Subsintema di Les Iles (MGE₂) (parte in formazione dell'Unità postglaciale)

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

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

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

Età: Olocene - Attuale

5.2. - UNITÀ UBIQUITARIE

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

Depositii detritici di falda e di conoide (UID_a)

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

Depositii detritici a grandi massi (UID_a)

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

Depositi detritici di falda e di conoide di genesi mista (UID₁)

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

Depositi di debris flow (UID_{b4})

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

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

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

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

Accumuli di frana (UID_{a1})

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

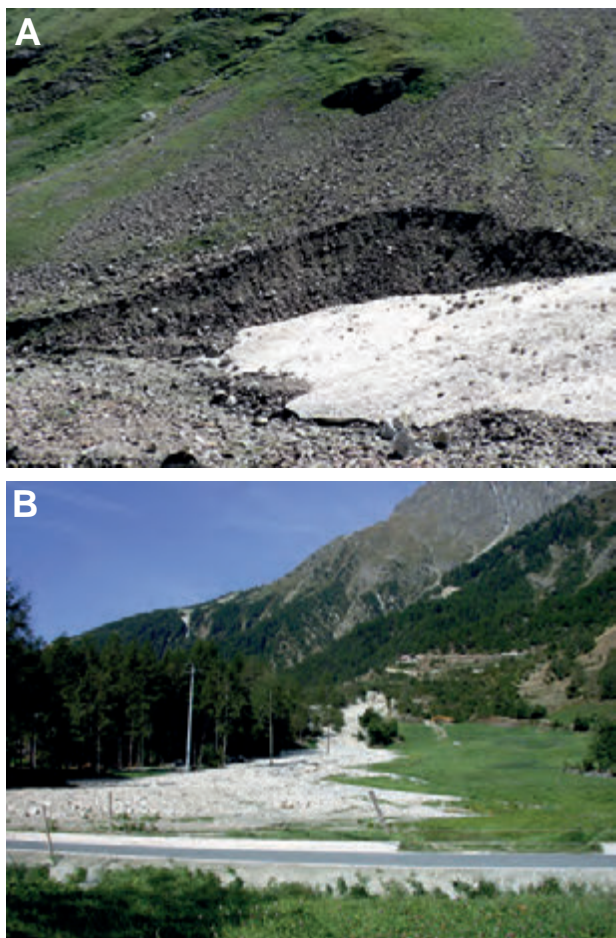


Fig. 97 - (A) Conoide di genesi mista. (B) Debris flow del T. Varere che ha interrotto la carrozzabile della Valpelline tra Closé e Cèntre, Oyace, agosto 2003.

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

sivo, di composizione omogenea, con blocchi spigolosi eterometrici, tessitura aperta in superficie e subordinata matrice ghiaioso-sabbiosa in profondità. Le frane che coinvolgono solo la copertura quaternaria, benché più frequenti e numerose, sono di solito dei colamenti che producono accumuli non cartografabili alla scala del foglio a causa delle modeste dimensioni (al massimo dell'ordine delle migliaia di m³) e del veloce rimodellamento che ne impedisce una corretta delimitazione. Nel loro insieme, tali accumuli costituiscono tuttavia una parte importante della coltre detritico-colluviale che riveste i versanti lontano dalle pareti.

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

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

La frana di Champ Plaisant è uno scivolamento profondo del substrato roccioso, di età postglaciale, sul basso versante destro dell'alta valle di St Barthélemy, alla base del versante orientale del M. Rion, tra Valochère e Champ Plaisant. La nicchia di distacco è impostata al contatto tra ortogneiss della Serie di Arolla e i sottostanti calcescisti della Zona del Combin. L'accumulo è formato da substrato scompaginato con corteo di grandi blocchi e falde detritiche, si estende per oltre 0,5 km² ed affiora con evidenza nell'incisione del T. St Barthélemy con spessore visibile di 35 m. Il fatto che l'accumulo abbia colmato il fondovalle principale senza risalire sensibilmente il versante opposto sembrerebbe indicare una velocità di propagazione non elevata. Al collasso gravitativo è seguito un fenomeno di *debris flow* che ha dato origine a lembi di depositi terrazzati sui due fianchi dell'incisione torrentizia per un tratto di 1,7 km. Lo sbarramento vallivo ha prodotto la formazione di un lago effimero, testimoniato da depositi lacustri e deltizi subaffioranti (alternanze di sabbie medie e ghiaie fini in strati centimetrici con livelli di sabbie debolmente argillose); il lago si estinse per erosione della soglia, come indicato dalla presenza di più ordini di terrazzi a monte dell'accumulo e dalla mancanza di torbe.

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

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



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

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

Di particolare interesse è il curioso allineamento di blocchi di gneiss di Arolla al centro della conca del Breuil, nei pressi di Cervinia. Si tratta di gneiss a bande in blocchi spigolosi di dimensioni plurimetrie (fino ad oltre 1000 m³), visibili nell'area del campo di golf (2000 m) semiseppolti entro un corpo sedimentario pianeggiante, rilevato di oltre 3 m sulle alluvioni attuali del T. Marmore. Questi depositi a blocchi, già interpretati come morene da SACCO (1927) o come parte distale della già citata

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

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

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

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

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

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

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

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

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

Depositati palustri (UID_{e3})

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

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

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

Depositati antropici (h)

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

V - METAMORFISMO

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

1. - METAMORFISMO PREALPINO

L'impronta tettono-metamorfica alpina a carattere polifasico, in genere pervasiva, non ha cancellato le tracce della storia metamorfica e strutturale antecedente, ricostruibile in varia misura nelle unità di basamento cristallino policciclico esposte nel foglio: come ricordato nei capitoli precedenti, a cui rimandiamo per dettagli e ulteriori riferimenti bibliografici, un metamorfismo pretriasico in facies granulitica e/o anfibolitica è ben preservato, spesso integralmente, nell'unità superiore dei lembi austroalpini Dent Blanche *s.s.* e Mont Mary-Cervino (complesso kinzigitico) e, come relitti parziali (litologici e/o mineralogici) più o meno evidenti, nei domini di *low strain* delle loro unità inferiori e nel lembo del Pillonet.

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

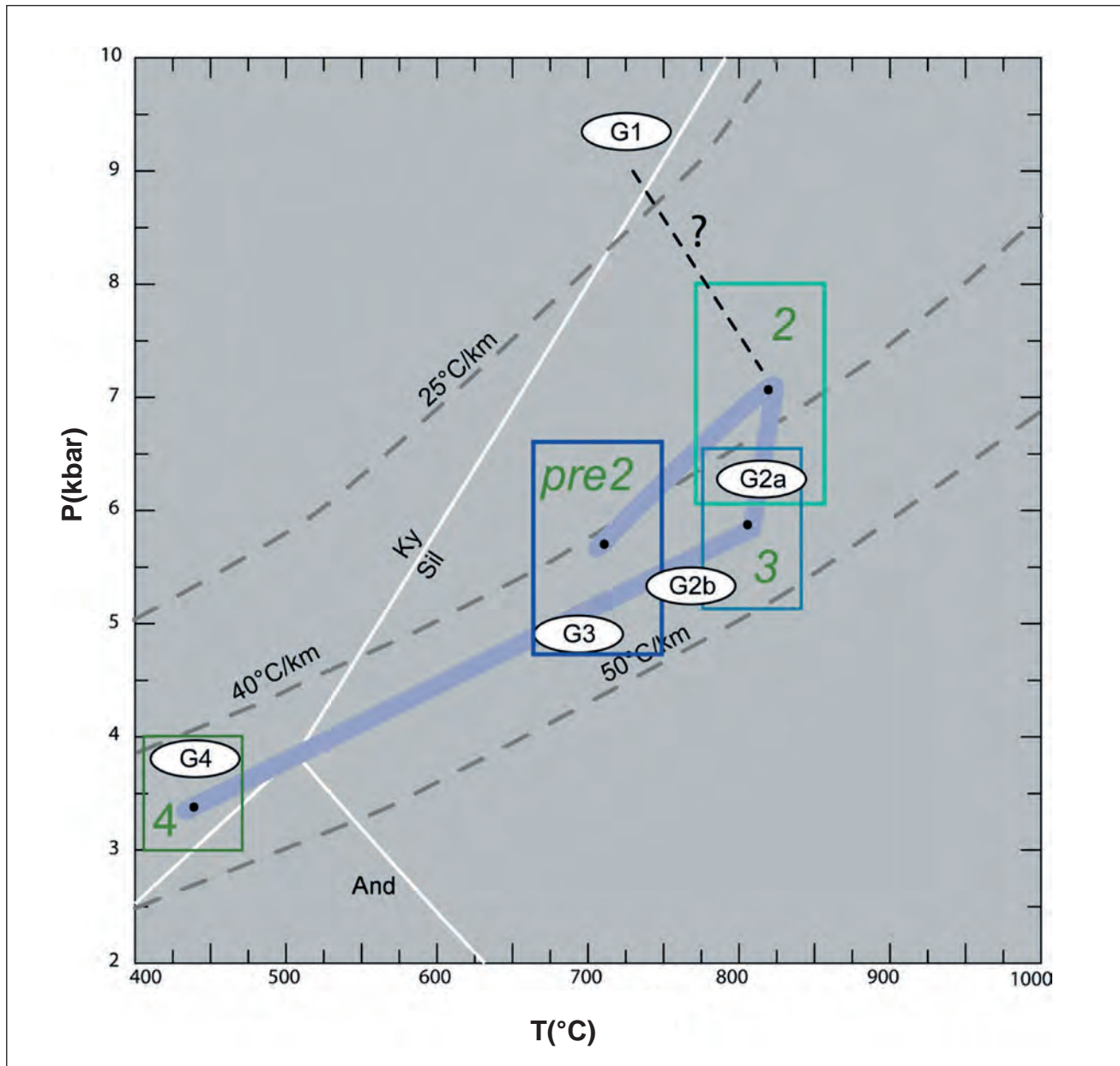


Fig. 99 - Evoluzione P-T-t prealpina del complesso kinzigitico nel lembo della Dent Blanche. G1, G2a, G2b, G3 e G4: GARDIEN *et alii* (1994); Pre-2, 2, 3: MANZOTTI & ZUCALI (2012).
 - Pre-Alpine P-T-t evolution of the kinzigitic complex in the Dent Blanche nappe s.s. G1, G2a, G2b, G3 e G4: GARDIEN *et alii* (1994); Pre-2, 2, 3: MANZOTTI & ZUCALI (2012).

(1994) e di MANZOTTI & ZUCALI (2012), contrastanti per quanto riguarda la fase iniziale. Il modello di GARDIEN *et alii* (1994), è corroborato dalle stime petrologiche di MALASPINA *et alii* (2011), sul complesso kinzigitico affiorante al fondo della media Valpellina presso Dzovenno (vicino alla nostra sezione E), il cui stadio iniziale, definito nelle metabasiti, è caratterizzato da $T > 750^{\circ}\text{C}$ e $P > 1.3 \text{ GPa}$, seguito da decompressione e raffreddamento finale.

Analoghe condizioni fisiche sono valutabili nelle kinzigiti e nelle metabasiti del sottostante lembo Mont Mary-Cervino. Le lenti di peridotiti a spinello

presenti nell'unità superiore del Mont Mary, derivate verosimilmente da matello sottocontinentale (spinello con basso contenuto in Cr), mostrano una riequilibrio metamorfica in facies granulitica-anfibolitica ($800\text{-}600^{\circ}\text{C}$) analoga a quella del complesso kinzigitico incassante (ZAGGIA, 1987; CESARE *et alii*, 1989). L'unità superiore del lembo del Cervino si distingue, tuttavia, per la presenza di locali micascisti granatiferi a biotite-muscovite affioranti nella zona del Gran Lago, alla testata della comba di Cignana, passanti verso est (M. Seriola-Vofrede) ad un tipico complesso kinzigitico,

con paragneiss, migmatiti, metabasiti e marmi a silicati. Condizioni metamorfiche prealpine di bassa pressione erano presenti nell'elemento tettonico inferiore del Mont Mary, indicate da porfiroblasti di andalusite con parziale trasformazione in sericite entro scisti quarzosi a biotite-granato \pm muscovite del Foglio Chatillon (DAL PIAZ *et alii*, 2010).

Il picco del metamorfismo prealpino di alto grado nella Serie di Valpelline non è datato. Sono state a lungo disponibili solo alcune età Rb-Sr delle miche nelle kinzigiti della Valpelline, comprese tra 207 e 184 Ma (HUNZIKER, 1974), integrate recentemente da datazioni U-Pb su monazite (304-248 Ma) e zircone (274 ± 1 Ma; ZUCALI *et alii*, 2011). Sulla base di questi dati risulterebbe quindi permiana la fusione parziale a bassa pressione delle granuliti felsiche della Serie di Valpelline, con sviluppo di diffuse migmatiti e filoni leucocratici concordanti e discordanti. Le età isotopiche permo-mesozoiche sono simili a quelle della Zona Ivrea-Verbanò, analogia che conferma l'originaria contiguità dei basamenti austro-sudalpini in lento raffreddamento durante il Mesozoico. Il picco metamorfico e il *fabric* granulitico del complesso kinzigitico risalgono verosimilmente al ciclo ercinico, o a eventi più antichi, per confronto con la Zona di Ivrea e la Serie dei Laghi (BORIANI *et alii*, 1976; QUICK *et alii*, 1992, 1994): l'evento tettono-metamorfico è quindi più antico del *igneous underplating* in regime di estensione litosferica dei batoliti gabbrici e dei granitoidi permiani, e della sensibile perturbazione termica ad essi associata, anche se non lo si può dimostrare perché il loro contatto è tettonico, marcato ovunque da miloniti polifasiche, estensionali e/o orogeniche. Un contatto intrusivo è preservato tuttavia nel massiccio del M. Morion, ma riguarda paragneiss, migmatiti e anfiboliti riferibili all'unità tettonica inferiore del lembo Dent Blanche s.s., intrusi in discordanza dai granitoidi permiani della Serie di Arolla (PENNACCHIONI & GUERMANI, 1993; DAL PIAZ, 1999; BUCHER *et alii*, 2004; RODA & ZUCALI, 2008, 2011; MALASPINA *et alii*, 2011): ricorda il classico contatto intrusivo esposto al Monte Mucrone nel settore interno della Zona Sesia-Lanzo, posteriore senza dubbio al *fabric* di alto grado e all'evento anatettico nelle kinzigiti incassanti (DAL PIAZ *et alii*, 1972; COMPAGNONI & MAFFEO, 1973; COMPAGNONI *et alii*, 1977; ZUCALI, 2002; ENGI *et alii*, 2009).

Relitti di associazioni a biotite-granato sono preservate nei parascisti polimetamorfici del lembo del Pillonet (non eclogitico): indicano la presenza di un metamorfismo barroviano di medio-alto grado di età varisica, documentato da età di raffreddamento della mica bianca (CORTIANA *et alii*, 1998) ottenute con i metodi Rb-Sr (310 ± 4 Ma) e $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ ($260.3 \pm 1.5 - 253.8 \pm 1.5$ Ma).

Passando ai lembi austroalpini inferiori (eclogitici), significativi relitti prealpini di alto grado sono descritti da LARDEAUX & SPALLA (1991) nel lembo polimetamorfico di Verres, ubicato nel foglio omonimo (rilievo inedito, DAL PIAZ *et alii*, 2011): si tratta di limitati frammenti di un complesso ad affinità kinzigitica, con granuliti felsiche e mafiche (T: 800-700°C, P: 0.9-0.7 GPa) in evoluzione verso la facies anfibolitica (T \approx 600 °C, P: 0.4-0.5 GPa), sfuggiti localmente alla ricristallizzazione polifasica alpina in facies eclogitica e scisti verdi (LARDEAUX & SPALLA, 1991; DAL PIAZ *et alii*, 2011). Prealpino (Permiano?) è il *fabric* statico in facies granulitica dei metagabbri di Etirol-Levaz (KIENAST, 1983), indicativo di cristallizzazione in ambiente di crosta inferiore. Prealpini sono probabilmente i nuclei di alcuni porfiroblasti zonati di granato e l'originaria biotite (alterata o sostituita da mica bianca e rutile sagenitico) presenti nei parascisti dei lembi eclogitici di Etirol-Levaz (BELTRANDO *et alii*, 2010b) e Grun (BIINO & COMPAGNONI, 1988). Sicuramente prealpine sono le spettacolari associazioni di granato, biotite e sillimanite, sostituita quest'ultima da minuti aggregati policristallini di cianite, presenti nella scaglia di parascisti kinzigitici con sovrasimpronta eclogitica (tipo M. Emilius) affiorante sul fianco destro della Grand Valley (impostata lungo una faglia nord-est), a monte di Saint Vincent, entro l'unità eclogitica di Zernatt-Saas, e correlabile al lembo di Grun (Foglio Chatillon, DAL PIAZ *et alii*, 2010): sono queste alcune delle migliori evidenze che i parascisti eclogitici dei lembi inferiori derivano da protoliti metamorfici con chiara affinità kinzigitica.

Passando alle unità pennidiche affioranti nei fogli al contorno, analoghe pseudomorfosi di cianite su sillimanite e di granato-cianite su cordierite (pinitizzata) sono diffusi nei paragneiss e nelle migmatiti del Monte Rosa (DAL PIAZ, 1971a, 2010; ENGI *et alii*, 2001), assieme a relitti di granato e biotite rosso-bruna, indicativi di un basamento cristallino sottoposto ad estesa anatessi e poi intruso, con contatti nettamente discordanti, da un batolite granitico-granodioritico e dal suo apparato di filoni leucocratici (BEARTH, 1952; DAL PIAZ & LOMBARDO, 1986; DAL PIAZ, 2001c, 2004, 2010) di età tardo-carbonifera (isocrona Rb-Sr: 310 ± 50 Ma, HUNZIKER, 1970) e/o permiana inferiore (U-Pb SHRIMP su zircone: 272 ± 4 Ma; LIATI *et alii*, 2001). Come si riscontra al meglio nel basamento sudalpino, nei complessi kinzigitici austroalpini e in quello, ad essi affine, del Monte Rosa-Gran Paradiso, i processi anatettici, l'attività dei fluidi e le condizioni P-T regionali tendono a riassetare la memoria isotopica di eventi tettono-metamorfici varisici o più antichi, giustificando l'esistenza di prevalenti o esclusive età radiometriche permo-triassiche, e comunque vicine a quelle delle manifestazioni magmatiche

maggiori. Il *fabric* metamorfico di alto grado e la diffusa migmatizzazione nel basamento pregranitico del Monte Rosa possono essere riferiti all'orogenesi ercinica in base all'età dei graniti intrusivi, alla datazione chimica Th-U-Pb di rare monaziti incluse in due granati prealpini (330 Ma, ENGI *et alii*, 2001) e all'evoluzione termo-barica dell'evento in discussione. Si noti che la maggior parte delle monaziti datate da ENGI *et alii*, (2001) nei parascisti a tetto del batolite si concentrano attorno a 288 ± 32 Ma: esse sono riferibili all'effetto termico del corpo intrusivo piuttosto che ad un evento metamorfico di carattere regionale, permiano e/o mesozoico (HUNZIKER & BEARTH, 1969; FERRARA & INNENTI, 1974), ipotesi riprese da alcuni autori per ricostruire l'evoluzione tettono-metamorfica postvarisica nel dominio austro-sudalpino (LARDEAUX & SPALLA, 1991; DAL PIAZ, 1993, 1999; DAL PIAZ & MARTIN, 1996; PENNACCHIONI & CESARE, 1998; REBAY & SPALLA, 2001; MAROTTA & SPALLA, 2007; MANZOTTI *et alii*, 2012). Tenui tracce del metamorfismo pregranitico sono presenti anche nei parascisti policiclici situati a tetto degli gneiss occhiadini nella cupola di Arcesa-Brusson (DAL PIAZ & GOVI, 1968; BISTACCHI *et alii*, 2001; Foglio Verres): questi litotipi contengono lenti e noduli di eclogiti retrocesse e sono analoghi a quelli del Monte Rosa, ma fortemente rielaborati dalla sovrainpronta polifasica alpina.

Sicuramente prewestfaliano (vincoli stratigrafici) è il metamorfismo regionale in facies anfibolitica preservato in varia misura nelle unità policicliche del Gran San Bernardo (Ruitor-Pontis, Siviez-Mischabel), rappresentate negli schemi a margine del foglio. A nord della Dora esso è documentato da *fabric* e/o da associazioni mineralogiche in facies anfibolitica a biotite-granato-staurolite \pm cianite nelle metapeliti del Mont Mort, unità del Ruitor (STELLA, 1902; THÉLIN, 1992; BUSSY *et alii*, 1996b; GIORGIS *et alii*, 1999; rilievi inediti per il Foglio Gran San Bernardo), e da associazioni eclogitiche rinvenute in Vallese nelle anfiboliti della piega-falda Siviez-Mischabel, in località Adlerflüe e Minugrat (BEARTH, 1978-80; THÉLIN *et alii*, 1990, 1993; RAHN, 1991; EISELE *et alii*, 1997). Le metapeliti di alto grado del Mont Mort, variamente preservate lungo lo spartiacque italo-svizzero nei pressi del Passo del Gran San Bernardo, mostrano una evoluzione prealpina polifasica a temperatura circa costante e pressione decrescente (esumazione): il primo stadio è caratterizzato dalla associazione granato-staurolite-biotite-muscovite-plagioclasio-quarzo \pm cianite (T: 550-600°C, P: 0.5-0.8 GPa), il secondo da sillimanite-andalusite-biotite-muscovite (T: 550-600°C, P: 0.2 GPa), con sviluppo finale di vene ad andalusite, segnalate da OULIANOFF & TRÜMPY (1958) vicino al Passo del Gran San Bernardo. Le unità di basamento policiclico

(Ergischhorn e Barneuzza) della falda Siviez-Mischabel sono costituite da parascisti con pervasiva sovrainpronta alpina e relitti di granato almandino, muscovite, biotite, plagioclasio e feldspato potassico e da lenti di metabasiti in facies anfibolitica a pargasite-zoisite-plagioclasio, contenenti nuclei di più antiche associazioni eclogitiche a granato-omfacite-fengite-rutilo \pm cianite, in parte retrocesse (T: 650°C, P: 1.5-2.0 GPa; THÉLIN *et alii*, 1990, 1993; RAHN, 1991).

Il metamorfismo in facies anfibolitica dei paragneiss del Mont Mort è riferibile, come quello del Pilonnet, all'orogenesi varisica in base alle età U-Pb della monazite e $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ della muscovite, rispettivamente di 330 ± 2 Ma (picco termico) e di 310-290 Ma (BUSSY *et alii*, 1996b; GIORGIS *et alii*, 1999), analoghe a quella ottenuta nel basamento prenamuriano del Brianzone ligure (327 Ma, GAGGERO *et alii*, 2004). L'evento di HP non è datato: per confronto con le tholeiiti eclogitiche del basamento cristallino elvetico potrebbe essere riferito all'intervallo 470-440 Ma (BIINO, 1995; THÉLIN, 2001; RUBATTO *et alii*, 2001), più antico o coevo, secondo il modello geodinamico seguito, rispetto al magmatismo ordoviciano rappresentato dai metagranitoidi di Sapey-Modane (452 ± 5 Ma; BERTRAND *et alii*, 2000b), dagli gneiss occhiadini del Ruitor (465 ± 11 e 460 ± 7 Ma; GUILLOT *et alii*, 2002) e da altri corpi intrusivi e subvulcanici esposti nel Foglio Gran San Bernardo (BERGOMI, datazioni U-Pb inedite).

A sud della Dora le unità policicliche del Ruitor e delle "zone interne" sono caratterizzate da relitti di eventi prealpini in facies eclogitica (CABY & KIENAST, 1989; DESMON, 1992: T \geq 650°C, P \geq 1.5 GPa, idem Siviez-Mischabel) e anfibolitica (BAUDIN, 1987; DESMONS, 1992; SCHIAVO, 1997, T: 650°C, P: 0.8 GPa), sfuggiti alla riequilibrio polifasica alpina in facies scisti blu e scisti verdi. La loro età è discussa, varisica o più antica: la presenza in Ambin, Vanoise, Valle d'Aosta e Vallese di corpi intrusivi e subvulcanici di età ordoviciano (GUILLOT *et alii*, 1991, 2002; BUSSY *et alii*, 1996a; BERTRAND *et alii*, 2000a) in unità precedentemente attribuite al "Permiano metamorfico" o in unità comunque prive di significativi relitti prealpini in facies anfibolitica pone seri problemi sulla natura (evento di basso grado) o sull'esistenza stessa del metamorfismo varisico nelle unità interne di questo dominio paleo-strutturale. Le tradizionali difficoltà di correlare le varie unità del sistema medio-pennidico del Gran San Bernardo dalla Francia alla Svizzera attraverso la Valle d'Aosta (e.g., GOUFFON, 1993; MALUSÀ *et alii*, 2005; SARTORI *et alii*, 2006) sono state riconsiderate da GUILLOT *et alii*, (2004), suggerendo l'esistenza nell'assetto paleo-strutturale paleozoico del Sistema del Gran San Bernardo di due province igneo-metamorfiche appaiate: i) la cintura esterna (occidentale) Ruitor-Pontis, caratterizzata da corpi

intrusivi alluminosi di 480-450 Ma con metamorfismo varisico di alto grado; ii) la cintura interna (orientale) Vanoise-Fallère-Siviez-Mischabel (Mont Fort) caratterizzata da magmatismo alcalino di 520-480 Ma e da limitate tracce di un metamorfismo varisico di basso grado. Questa ricostruzione è confermata dall'età cambro-ordoviciana (SARTORI *et alii*, 2006, con rif. bibl.) attribuita ad unità sedimentarie ed ignee delle zone interne, prima ritenute di età permiana (*e.g.*, ELLENBERGER, 1958; CABY, 1968; DESMONS & MERCIER, 1993), unità quindi policicliche, ma con eventuale metamorfismo varisico in facies scisti verdi, analogo a quello alpino e quindi facilmente confondibile con esso, o di grado ancora più basso ed ora invisibile. L'ipotesi non è più contrastata dall'età del corpo di tonaliti-granodioriti in facies scisti verdi del Gran Nomenon (MALUSÀ *et alii*, 2005), la cui intrusione risale al limite tra Devoniano e Carbonifero (363-356 Ma, BERTRAND *et alii*, 2000; 360 Ma: GUILLOT *et alii*, 2012; 371.5 ± 1 Ma, U-Pb zircone: BERGOMI, inedito), non al Permiano come universalmente assunto in precedenza.

2. - EVENTI PERMO-MESOZOICI

L'esistenza di un metamorfismo permiano nelle Alpi occidentali, postulato da ELLENBERGER (1958) per presunti processi metasomatici nella Vanoise (gneiss di Sapey), è stata proposta da alcuni autori per spiegare le numerose età radiometriche permo-mesozoiche nel basamento di alto grado austroalpino e sudalpino ed il magmatismo bimodale permiano. Il modello proposto è quello di una crosta continentale fortemente assottigliata e perturbata in campo termico e isotopico ad opera della risalita di astenosfera e della messa in posto dei batoliti gabbrici permiani, intrusi e cristallizzati alla base della ridotta crosta felsica (*e.g.*, DAL PIAZ & ERNST, 1978; DESMONS & HUNZIKER, 1988; LARDEAUX & SPALLA, 1991; DAL PIAZ, 1993, 1999; GARDIEN *et alii*, 1994; DAL PIAZ & MARTIN, 1998; DESMONS *et alii*, 1999c; REBAY & SPALLA, 2001; RODA & ZUCALI, 2008; BALETTI *et alii*, 2012; MANZOTTI & ZUCALI, 2012; MANZOTTI *et alii*, 2012).

Età U-Pb di circa 275 Ma sono state ottenute su zirconi delle kinzigiti della Serie di Valpelline (ZUCALI *et alii*, 2011). Le granuliti coronitiche dei metagabbri di Etirol-Levaz (KIENAST, 1983) potrebbero rientrare in questo gruppo per l'età permiana dello zircone (BELTRANDO *et alii*, 2009b) e per analogia con le granuliti mafiche della Zona d'Ivrea (*e.g.*, QUICK *et alii*, 1994). Coroniti di alto grado si osservano anche nei litotipi meglio preservati dei metagabbri e delle ultramafiti cumulitiche con protoliti di età permiana della falda

Dent Blanche: i) corpo del Cervino: corone di reazione tra olivina e plagioclasio calcico formate da ortopirosseno e da simplectiti di anfibolo edenitico e spinello vermicolare (fig. 76; DAL PIAZ *et alii*, 1977); ii) corpo della Sassa: sviluppo di anfiboli edenitico-orneblendici su pirosseni e anfiboli magmatici e variazione della loro composizione, indicativi di una riequilibrio in facies anfibolitica a pressione decrescente (BALETTI, 2003; BALETTI *et alii*, 2012), con stime termobariche ottenute in base al contenuto in Ti (T: 700-630°C) e Al (P: 0.30-0.20 GPa) dell'anfibolo secondario. Seguono, in entrambi i casi, trasformazioni mineralogiche in facies scisti verdi di età incerta.

Le anisotropie planari prealpine sono di tipo magmatico nei corpi intrusivi e metamorfico nei paragneiss. Esse sono associate a o tagliate da *detachment* estensionali milonitico-cataclastici che hanno favorito la circolazione dei fluidi, l'evoluzione della crosta profonda e la sua progressiva esumazione. Esempio convincente sono le miloniti prealpine in facies anfibolitica presenti nell'unità kinzigitica del lembo del Mont Mary (MYSe), al limite tra i fogli Chatillon e Monte Cervino (PENNACCHIONI & CESARE, 1998; PENNACCHIONI *et alii*, 2001). Esse contengono quarzo, biotite II, muscovite, plagioclasio, granato, ilmenite, grafite \pm sillimanite, indicano condizioni di relativa bassa pressione (P: 0.45-0.25 GPa, T: 580-510°C) e sono attribuibili a una fase tettonica prealpina di estensione ed esumazione di possibile età tardo permiana e/o triassica, probabilmente la stessa che ha giustapposto lateralmente i gabbri e i granitoidi permiani della Serie di Arolla, allocati in origine a livelli strutturali diversi. Analogo significato geodinamico è attribuibile alle miloniti con associazioni di bassa-P ed alta-T presenti nel corpo ultramafico incluso nei micascisti eclogitici del M. Emilius (BENCIOLINI, 1996). Altre foliazioni milonitiche in facies scisti verdi sono probabilmente il prodotto dell'inversione alpina delle faglie normali a basso angolo che hanno generato l'iperestensione del margine continentale passivo adriatico secondo modelli sbocciati in questi ultimi anni (FROITZHEIM & MANATSCHALL, 1996; DAL PIAZ, 1999; BERNOULLI & JENKYN, 2009a-b; FERRANDO *et alii*, 2004; BELTRANDO *et alii*, 2010a-b, 2012): l'ipotesi è sostenuta dalla tettonica regionale e dall'esistenza nelle zone di taglio di *pattern* strutturali polifasici molto complessi (*e.g.*, PENNACCHIONI & GUERMANI, 1993; RODA & ZUCALI, 2008; BALETTI *et alii*, 2012).

Mancano evidenze dirette (strutture e minerali) del metamorfismo di ambiente oceanico descritto in alcune metabasiti delle Alpi Cozie (MÉVEL *et alii*, 1978) e Pennine (BARNICOAT & BOWTELL, 1995), ad eccezione di nuclei relitti di

anfibolo bruno in qualche metagabbro. Non mancano tuttavia le prove indirette. Il processo era certamente diffuso nell'intera Zona Piemontese, tenuto conto degli estesi fenomeni di idratazione a varia termalità documentati, anche su base geochimica, in numerosi litotipi della *suite* ofiolitica: peridotiti serpentizzate, cloritosciti, glaucofaniti a lawsonite (ex), prasiniti ed ovariditi di origine basaltica, depositi idrotermali a Cu-Fe e Mn. Ai fluidi attivi durante la serpentizzazione oceanica delle peridotiti sono imputabili i fenomeni di alterazione metasomatica segnalati dai gabbri rodingitici, poi ricristallizzati durante l'orogenesi alpina: come indicato nei capitoli III e IV, questi processi sono caratterizzati dal fortissimo aumento del tenore in CaO e dalla diminuzione del tenore in alcali sino a valori prossimi a zero (DAL PIAZ, 1969b; LI, 2002; LI *et alii*, 2004; ZANONI *et alii*, 2011).

3. - METAMORFISMO ALPINO

Il quadro del metamorfismo alla scala 1:600.000 a margine del foglio e in figura 100 distingue: i) unità continentali e oceaniche con associazioni mineralogiche di UHP e/o HP (eclogiti) sostanzialmente simili, ma diacrone, di età sia cretacea superiore (Sesia-Lanzo), sia eocenica (*Lower austroalpine outliers* della Dent Blanche *s.l.*, Zermatt-Saas, Monte Rosa), separate da un *gap* temporale di 25-30 Ma; ii) unità continentali ed oceaniche con associazioni mineralogiche di relativa HP (scisti blu, scisti verdi a glaucofane) di età cretacea superiore (*Upper austroalpine outliers*), cretacea sup.-eocenica inf. (Zona del Combin), eocenica (Gran San Bernardo); iii) unità continentali ed ofiolitiche di età discussa (Pennidico esterno, Zona Sion-Courmayeur, Zona Vallesana) con metamorfismo in facies eclogitica e scisti blu (NIGGLI *et alii*, 1978; FREY *et alii*, 1979; BIGI *et alii*, 1990; BOUSQUET *et alii*, 2002, 2004; GOFFÉ *et alii*, 2004; DESMONS *et alii*, 2004a-b; BELTRANDO *et alii*, 2010a).

3.1. - METAMORFISMO DI SUBDUZIONE

3.1.1. - *Upper Austroalpine outliers*

Rari relitti mineralogici di un metamorfismo di subduzione in facies scisti blu ad epidoto sono segnalati nel lembo della Dent Blanche in Vallese (Mt Dolin: AYRTON *et alii*, 1982; BURRI *et alii*, 1988, 1999) e in Valpelline (KIENAST & NICOT, 1971; CESARE, 1987; DE LEO *et alii*, 1987; GUERMANI, 1992; PENNACCHIONI & GUERMANI, 1993; BALETTI, 2003; RODA & ZUCALI, 2008; MALASPINA *et alii*, 2011; BALETTI *et alii*, 2012), nel lembo Mont Mary-Cer-

vino (DAL PIAZ *et alii*, 1977; CANEPA *et alii*, 1990; SCHIAVO, 1992; HÖPFER, 1997), nella Zona di Roisan in Valtournenche (BALLÈVRE & KIENAST, 1987; MANZOTTI, 2011; MANZOTTI *et alii*, 2012) e, con diffusione relativamente maggiore, nel lembo del Pillonet (DAL PIAZ & SACCHI, 1969; DAL PIAZ, 1976; DAL PIAZ & MARTIN, 1988a) in cui, come ricordato, è stata datata la mica fengitica coesistente con anfiboli sodici (75-74 Ma; CORTIANA *et alii*, 1998). Negli gneiss della Serie di Arolla, nelle metabasiti e nei micascisti (Pillonet) le associazioni relitte sono costituite, in prevalenza, da anfiboli sodici e fengite (Si: 3.5-3.6 atomi p.f.u.) \pm pirosseni augitico-egirini, mentre nelle quarziti a Fe-Mn della comba di Cignana si osservano anfiboli sodici (crossiti a forte tenore in Fe³⁺, magnesioriebeckiti), granato, ematite \pm epidoto e stilpnomelano. Negli scisti albitico-micacei e negli gneiss minuti dell'unità inferiore del Mont Mary (lago di Arpisson, Blavy) sono presenti relitti di glaucofane, Fe-glaucofane e crossite ed anfiboli zonati con nucleo di riebeckite e periferia di glaucofane (CESARE 1987; ZAGGIA, 1987).

Le prime valutazioni termobariche dell'impronta alpina di relativa HP risalgono a KIENAST & NICOT (1971) che hanno proposto T: 500-400°C e P: 0.8-0.7 GPa per lo sviluppo dell'associazione cloritoide-cianite nelle metapeliti del complesso kinzigitico del lembo della Dent Blanche. Analisi di Fe-cloritoide in associazione con clorite (ex biotite) e con sericite (ex staurolite) nel complesso kinzigitico del Mont Mary sono riportate da CESARE (1987).

Per la Serie di Arolla, stime petrologiche basate essenzialmente sul contenuto in Si della mica bianca indicano valori attorno a T: 450°C e P: 1.2 GP nei lembi Dent Blanche e Mont Mary-Cervino, leggermente inferiori a quelli proposti da HÖPFER (1997) nel settore interno della falda Dent Blanche e da RODA & ZUCALI (2008) nel massiccio del M. Morion, rispettivamente T: 500°C - P: 1.4 GPa e T \leq 550°C - P \leq 1.4 GPa; valori di T: 460-390°C e P: 1.0-0.6 GPa sono riportati nella bella tesi di BALETTI (2003) per l'associazione winchite-glaucofane, fengite ed epidoto che definisce la foliazione alpina S₁ nella comba della Sassa.

3.1.2. - *Lower Austroalpine outliers*

Relitti eclogitici di età eocenica sono diffusi nel Lembo di Etirol-Levaz (KIENAST, 1983; BALLÈVRE *et alii*, 1986; DAL PIAZ *et alii*, 2001; BELTRANDO *et alii*, 2010b), unico *outlier* eclogitico compreso nel foglio assieme alla piccola scaglia di Crebuchette. Analoghe e coeve associazioni di HP sono presenti nei lembi di Chatillon, St Vincent, Grun-Vollon e, a sud della faglia Aosta-Ranzola, in quelli del Glacier-Rafray, Tour Ponton, Santanel-Verres e soprattutto del M. Emilius (figg. 52, 61), ove l'impronta eclogitica è

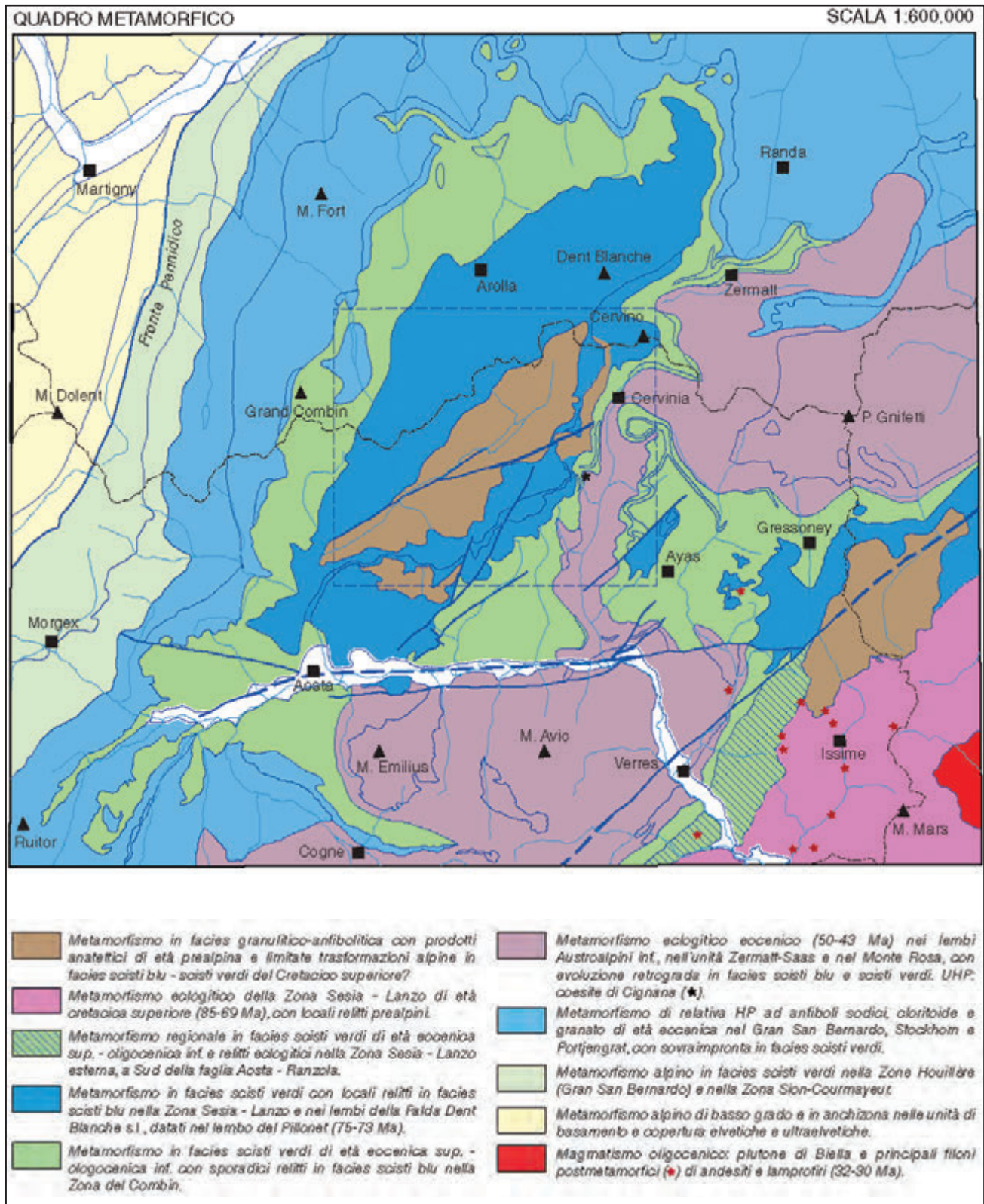


Fig. 100 - Inquadramento metamorfico regionale alla scala 1:600.000.
- Regional metamorphic map at 1:600,000 scale.

più diffusa e meglio preservata (BEARTH *et alii*, 1980; DAL PIAZ *et alii*, 1983, 2001, 2010; PENNACCHIONI, 1996; SCAMBELLURI *et alii*, 1998). Lo schema a mar-

gine della carta li raffigura tutti con il simbolo del metamorfismo eclogitico di età eocenica, esteso anche all'unità ofiolitica di Zermatt-Saas (49-43 Ma)

e alla sottostante falda del Monte Rosa (44 Ma): si tratta di eclogiti felsiche e mafiche caratterizzate da relitti mineralogici della fase progradata (inclusi nel granato) e da una evoluzione in facies scisti blu II a epidoto (retrogradata) e/o in facies scisti verdi (38-35 Ma), da blanda a pervasiva.

Il metamorfismo di HP descritto nel lembo di Etirol-Levaz (fig. 51; KIENAST, 1983; BALLÈVRE *et alii*, 1986) è osservabile in metapeliti, piccoli inclusi di micascisti eclogitici in gneiss granitici e soprattutto in metabasiti derivate da protoliti gabbri di probabile età permiana, con associazioni rispettivamente di:

i) granato-omfacite-quarzo-fengite-rutilo \pm glaucofane, ii) quarzo-granato-omfacite-fengite \pm albite, iii) omfacite-granato-talco \pm cianite, cloritoide, clorite, fengite, corindone. L'età eocenica è definita da datazioni concordanti con i metodi Rb-Sr sulla mica chiara (47 ± 0.9 - 45 ± 0.7 Ma; DAL PIAZ *et alii*, 2001) e U-Pb sulla periferia di zirconi tardo-permiani (47.5 ± 1.0 Ma, BELTRANDO *et alii*, 2010b). Le condizioni termobariche del metamorfismo eclogitico nel lembo di Etirol-Levaz (550°C - 1.5 - 1.6 GPa; KIENAST, 1983) sono analoghe a quelle stimate a quei tempi negli altri *lower Austroalpine outliers* e nelle ofioliti eclogitiche della Zona di Zermatt-Saas ad essi associate, il cui picco di pressione è stato poi elevato a valori di 2.3 - 3 GPa (BUCHER *et alii*, 2005; GROPPA *et alii*, 2009).

3.1.3. - Zona Piemontese

Zermatt-Saas - È costituita da unità coerenti di litosfera oceanica con metamorfismo di subduzione in facies eclogitica, espresso con particolare evidenza dal gruppo di metabasiti in cui eclogiti a granato-omfacite-rutilo e glaucofaniti granatiferi sono i termini estremi. L'impronta metamorfica di HP è riconoscibile anche nei sedimenti, con associazioni a granato, fengite \pm glaucofane, Mg-cloritoide e, in qualche caso, con l'associazione granato-piroseno giadeditico-quarzo-fengite (Valtournenche e Val d'Ayas, DAL PIAZ *et alii*, 1979b), con le quarziti eclogitiche di St Marcel (TUMIATI, 2005; MARTIN *et alii*, 2008) e con quelle di UHP del Lago di Cignana (REINECKE, 1991; FORSTER *et alii*, 2004; GROPPA *et alii*, 2009). Appare poco fondata l'ipotesi di BOUSQUET (2008) secondo cui la Zona di Zermatt-Saas sarebbe un *melange* di corpi eclogitici imballati in una matrice di metasedimenti in facies scisti blu, affine alla *Franciscan Fm* della California. D'altro canto, è poco probabile che la Zona di Zermatt-Saas sia un'unica enorme scaglia (larga 60 km) di litosfera oceanica staccata dallo *slab* a profondità di 70-80 km e rimasta integra durante l'esumazione (ANGIBOUST *et alii*, 2009), essendo piuttosto

un insieme discreto di unità coerenti, di dimensioni varie, spesso non ben delimitabili, comunque analoghe nei caratteri litostratigrafici e nelle stime delle traiettorie P-T e/o delle condizioni di picco, distinguibili sul terreno solo in base alla presenza di limiti milonitici. In molti casi appare aleatorio stabilire se la loro individuazione come unità tettono-metamorfiche indipendenti sia significativa e, nel caso risulti tale, sia attribuibile alla fase progradata oppure a quella decompressionale.

In Vallese ed in Valle d'Aosta il picco eclogitico della Zona di Zermatt-Saas ha fornito stime in parte contrastanti, con variazioni legate in prevalenza al progressivo affinamento dei termobarometri (fig. 101A). A nord della faglia Aosta-Ranzola: 1) Allalin, Saas-Fee, gabbro eclogitico a Mg-cloritoide (CHINNER & DIXON, 1973), T: 570 - 700°C , P: 15 kb; 2) Zermatt, metabasalti e metagabbri eclogitici (FRY & BARNICOAT, 1987), T: 550 - 600°C , P: 17.5-20 kb; 3) Breuil-St Jacques, metabasalti e metagabbri eclogitici (ERNST & DAL PIAZ, 1978), T: $470 \pm 50^\circ\text{C}$, P: 10 ± 2 kb, bassa attività di H_2O ; scisti blu retrogradi: T: $450 \pm 50^\circ\text{C}$, P > 7 kb; scisti verdi (prasiniti): T: $400 \pm 50^\circ\text{C}$, P: 3 ± 2 kb, con alta attività di H_2O . Tra la faglia Aosta-Ranzola e il massiccio del Gran Paradiso, la coppia granato-piroseno in eclogiti mafiche e in metasedimenti delle coperture sopraoceaniche hanno fornito valori compresi tra 420 e 600°C , con *cluster* a 450 - 500°C (MARTIN-VERNIZZI, 1982; BALDELLI *et alii*, 1985; MOTTANA, 1986; BATTISTON *et alii*, 1987; BENCIOLINI *et alii*, 1987; TARTAROTTI, 1988; MARTIN & TARTAROTTI, 1989; NOVO *et alii*, 1989; TARTAROTTI & CAUCIA, 1993); queste stime sono simili a quelle ottenute per il coevo metamorfismo eclogitico nei già citati *lower Austroalpine outliers*. Temperature dell'ordine di 450 - 550°C sono ritenute consistenti con l'associazione glaucofane-Mg cloritoide-talco, in assenza di cianite e coesite, e sono rappresentative di condizioni eclogitiche a P: 1.5 GPa. Condizioni P-T più elevate (T: 550 - 600°C , P > 1.5 - 2.0 GPa) sono state calcolate in metabasiti con associazioni eclogitiche a granato-omfacite-cloritoide-zoisite-talco e a granato-omfacite-cianite-clinozoisite \pm talco (OBERHÄNSLI, 1980; BARNICOAT & FRY, 1986; GANGUIN, 1988; SPALLA *et alii*, 1996; BOCCHIO *et alii*, 2000; BOUSQUET *et alii*, 2004).

Nuove stime basate sull'analisi di pseudosezioni hanno elevato le condizioni di picco del metamorfismo di subduzione nella regione di Zermatt a valori di T: 550 - 600°C e P: 2.5 - 3.0 GPa (BUCHER *et alii*, 2005), al limite tra la facies delle quarzo-eclogiti e quella delle eclogiti a coesite. Nelle lave a *pillow* scoperte da BEARTH (1959) alla Pfulve, presso Zermatt, il nucleo dei cuscini è costituito da normali tipi eclogitici a granato-omfa-

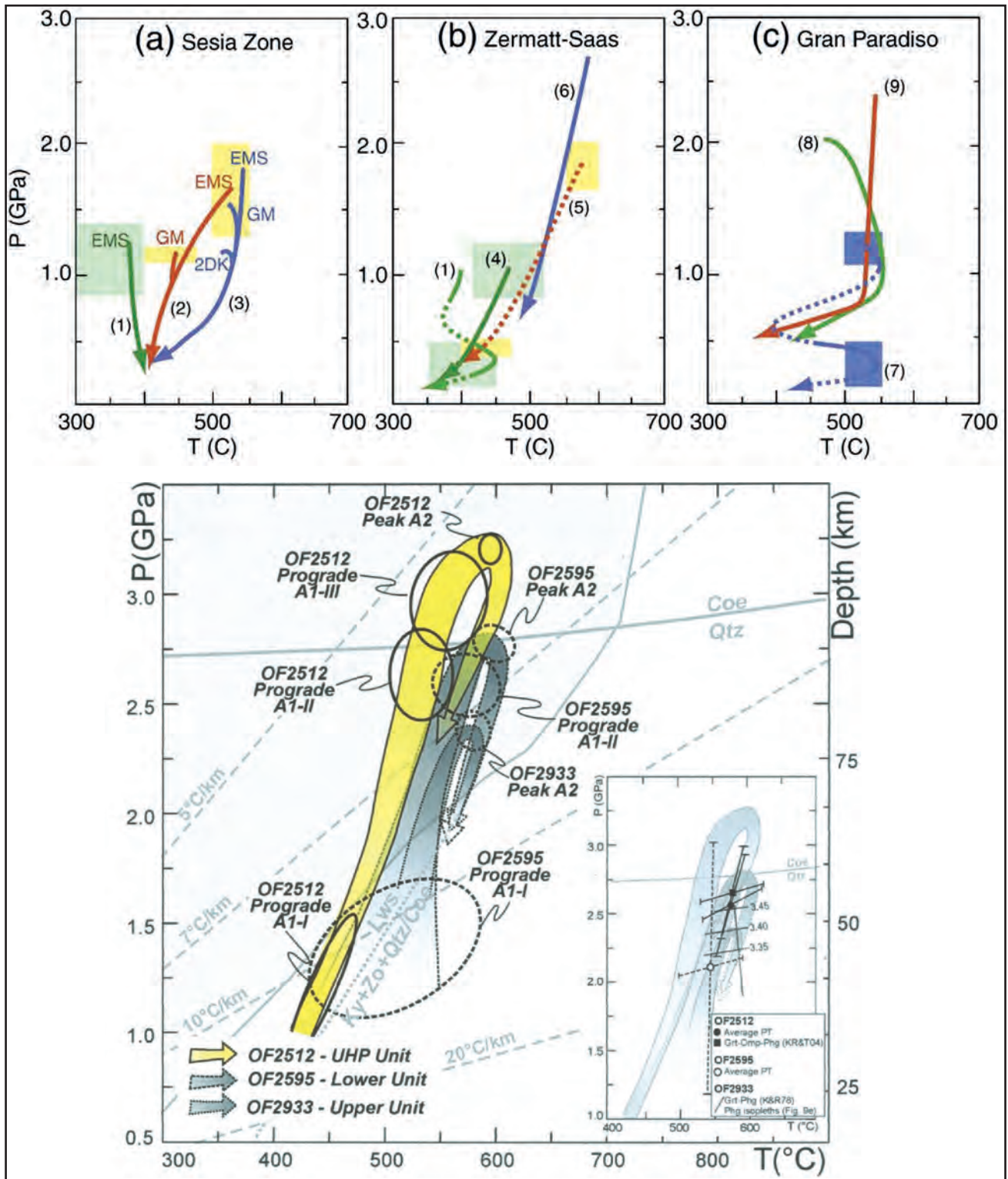


Fig. 101 - Metamorfismo di subduzione e stime petrologiche. (A) Quadro sinottico delle stime P-T proposte da vari autori per la Zona Sesia-Lanzo (a), la Zona di Zermatt-Saas (b) e il Gran Paradiso (c), compilato da BELTRANDO *et alii* (2010a): 1) BOCQUET, 1974; 2) POGNANTE, 1989; 3) KONRAD-SCHMOLKE *et alii*, 2006; 4) ERNST & DAL PLAZ, 1978; 5) CARTWRIGHT & BARNICOAT, 2002; 6) BUCHER *et alii*, 2005; 7) BORGHI *et alii*, 1996; 8) LE BAYON *et alii*, 2006; 9) GABUDIANU RADULESCU *et alii*, 2009. Si noti che, con l'evolversi della petrologia, i valori di P crescono a partire dalle prime stime degli anni 70' a quelle più recenti. (B) Traiettorie P-T dell'unità di UHP del lago di Cignana (OF2512) e delle unità circostanti a letto (OF2595) e a tetto (OF2933) della Zona di Zermatt-Saas (GROppo *et alii*, 2009; BELTRANDO *et alii*, 2013). Per confronto, nell'inserito sono riportati i vincoli PT stimati con metodi convenzionali (POWELL & HOLLAND, 1988) e confrontati con quelli ottenuti con l'analisi delle pseudosezioni.

- Subduction metamorphism and petrological estimates. (A) Synoptic view of P-T estimates suggested by various authors for the Sesia-Lanzo (a), Zermatt-Saas (b) and Gran Paradiso (c) nappes, compiled by BELTRANDO *et alii* (2010a): 1) BOCQUET, 1974; 2) POGNANTE, 1989; 3) KONRAD-SCHMOLKE *et alii*, 2006; 4) ERNST & DAL PLAZ, 1978; 5) CARTWRIGHT & BARNICOAT, 2002; 6) BUCHER *et alii*, 2005; 7) BORGHI *et alii*, 1996; 8) LE BAYON *et alii*, 2006; 9) GABUDIANU RADULESCU *et alii*, 2009. Note that, following the evolution of petrology, P values are increased from the first results of the seventies to the recent estimates. (B) P-T path of the UHP Lago di Cignana unit (OF2512) and surrounding top (OF2595) and bottom (OF2933) units of the Zermatt-Saas Zone (GROppo *et alii*, 2009; BELTRANDO *et alii*, 2013). By comparison are inserted the PT constraints inferred from conventional methods (POWELL & HOLLAND, 1988) and compared with pseudosections estimates.

cite-rutilo, mentre il loro involucro, idrato in ambiente oceanico, è trasformato in scisti glaucofanici a mica bianca, clorite, epidoto, granato, carbonato. Vi sono quindi eclogiti e glaucofaniti sostanzialmente coeve, derivate da basalti con differente contenuto in H₂O e formate da omfacite, granato, glaucofane, epidoto, dolomite ferrifera, Mg-cloritoide, talco, paragonite, clorite, rutilo in rapporti quantitativi molto variabili (e.g., DAL PIAZ & NERVO, 1971; BEARTH & STERN, 1979; DAL PIAZ & ERNST, 1978; OBERHÄNSLI, 1980; BUCHER *et alii*, 2005; ANGIBOUST & AGARD, 2010). L'originaria lawsonite, talora molto abbondante sia a nord che a sud della faglia Aosta-Ranzola, è segnalata da caratteristiche pseudomorfofosi a losanga di mica bianca-epidoto (FRY & BARNICOAT, 1987; MARTIN *et alii*, 2008; ANGIBOUST & AGARD, 2010, con rif. bibl.); da notare che esse non sono esclusive della matrice eclogitica, ma a volte sono incluse nel granato, appartenendo in questo caso ad una fase progradata, assieme ad anfiboli sodico-calcici ed epidoto. Le stime petrologiche più recenti sono sostanzialmente analoghe a quelle proposte per le metabasiti ed i metasedimenti a coesite (UHP) del Lago di Cignana (REINECKE 1991, 1998, T: 590-630°C, P: 2.6-2.8 GPa; FOSTER *et alii*, 2004; GROppo *et alii*, 2009, T: 590-605°C, P > 3.2 GPa), con un gradiente di 5-6°C/km, tipico di un ambiente di subduzione attiva. In figura 101B è riprodotto il diagramma P-T che GROppo *et alii* (2009) hanno costruito per illustrare l'evoluzione metamorfica dell'unità del lago di Cignana (UHP) e delle unità eclogitiche circostanti nell'ambito della Zona di Zermatt-Saas.

Analoghi valori sono stati ottenuti per il grande corpo di serpentiniti eclogitiche ad olivina-titanclinohumite-piroseno di Perrères-Valtournanche (T: 600±20°C, P > 2.5±0.3 GPa, mentre valori più bassi (550±50°C, 1.00±0.4 GPa) sono proposti per lo sviluppo dell'associazione serpentino, minerali opachi ± clorite, ilmenite e anfibolo che accompagna la fase deformativa F₃ (REBAY *et alii*, 2012).

L'evoluzione decompressionale a temperatura grosso modo costante e poi decrescente che accompagna l'esumazione dell'unità ofiolitica è caratterizzata da un *continuum* di trasformazioni metamorfiche con sviluppo di feltri uralitici, simplectiti a diopside e/o albite-barroisite, grandi blasti di glaucofane II con frequente disposizione *random*, zonati e con bordo di anfibolo blu-verde, seguiti da aggregati diablastici di albite-anfiboli calcici, paragonite, clorite, epidoto, biotite (BEARTH, 1967; DAL PIAZ & NERVO, 1971; ERNST & DAL PIAZ, 1978; BENCIOLINI *et alii*, 1984; BALLÈVRE *et alii*, 1986; BUCHER *et alii*, 2004, 2005). Le maggiori trasformazioni sono legate a zone di

taglio duttile con marcata attività dei fluidi. Gli effetti delle trasformazioni finali in facies scisti verdi sono molto variabili, da quasi inesistenti a pervasivi.

Zona del Combin - Il metamorfismo nelle unità oceaniche ad affinità ligure esterna e in quelle di copertura ad affinità continentale (Pancherot-Cime Bianche, Frilhorn) nell'insieme di unità tettoniche riunite nella Zona del Combin è assai meno studiato di quello della Zona di Zermatt-Saas. La causa più probabile è la minore attrazione suscitata dai rari e mal conservati relitti mineralogici di relativa alta pressione sfuggiti alla monotona e ubiquitaria impronta regionale in facies scisti verdi. I relitti sono rappresentati da singoli cristalli o limitate associazioni di anfiboli sodici e sodico-calcici, fengite, paragonite, rutilo e talora granato, segnalati in metagabbri, metabasalti e metasedimenti affioranti nell'area dei fogli Monte Cervino (KIENAST, 1973; DAL PIAZ, 1974, 1976, 1999; DAL PIAZ & ERNST, 1978; BALDELLI *et alii*, 1983; BALLÈVRE *et alii*, 1986; SPERLICH, 1988), Monte Rosa (GOSSO *et alii*, 1979; VANNAY & ALLEMANN, 1990; REDDY *et alii*, 1999, 2003; MARTIN & CORTIANA, 2001), Aosta (CABY, 1981; POLINO *et alii*, 2012). Il granato, ove presente, è in genere ricco in molecola spessartina. Metagabbri in facies scisti blu a epidoto, massicci e a grana grossa, affiorano ai piedi del piccolo ghiacciaio della Forca, lungo la cresta omonima, sul versante di Cervinia (DAL PIAZ & ERNST, 1978; ERNST & DAL PIAZ, 1978), presso il laghetto di q. 2343 sul fianco sinistro del vallone della Forca (Ayas) e al M. Rothorn (DE GIUSTI *et alii*, 2004). Nei metabasalti tholeiitici in facies scisti verdi (prasiniti, ovariditi, anfiboliti albitiche) i rari anfiboli sodici relitti sono rappresentati da cristalli submillimetrici inclusi nei porfiroblasti di albite, spesso organizzati secondo un scistosità relitta, piana o ripiegata, discordante rispetto a quella in facies scisti verdi della matrice che marca la scistosità regionale S₂; sono segnalati nel versante destro dell'alta Valtournanche (DAL PIAZ, 1976), al Gran Tournalin (MARTIN & CORTIANA, 2001) e nel Foglio Aosta (unità dell'Aouilletta, POLINO *et alii*, 2012; CABY, 1981). Anfiboli sodici sono infine comuni nelle quarziti e negli scisti quarziticci con mineralizzazione a manganese e/o a solfuri di Fe-Cu presenti in varie località della Zona del Combin, da Les Vorpilles (GLOM, 1977; DAL PIAZ & OMENETTO, 1978), sul fianco destro dell'alta Valtournanche, a Lignan (BALDELLI *et alii*, 1983; SPERLICH, 1988), in Valle di St Barthélemy, all'Aouilletta (CABY, 1981) e, in Vallese, nei dintorni della Capanna Chanrion (BURRI *et alii*, 1998, 1999).

Gli anfiboli sodici analizzati da MARTIN & CORTIANA

(2001) nelle metabasiti del Combin sono glaucofani e crossiti generati nelle condizioni della facies scisti blu ad epidoto (T: 350-400°C, P: 0.6-0.7 GPa), detta anche degli scisti verdi a glaucofane (BALLÈVRE *et alii*, 1986; BALLÈVRE & KIENAST, 1987). Si rinven-gono in metabasiti derivate da protoliti gabbri e basaltici con rapporto FeO_{tot}/MgO compreso tra 2 e 3 (MARTIN & CORTIANA, 2001); la cristallizza-zione di Fe-glaucofane nei gabbri metamorfici ricchi in titanite è favorita dall'elevato tenore in Fe, mentre quella di glaucofane e crossite nei metabasalti ricchi in epidoto è favorita dalla perdita di Mg prodotta dal metamorfismo oceanico. Con tenori in Fe normali, i metagabbri sono in genere privi di minerali di HP.

Un granato di tipo almandino è presente nelle sequenze ofiolitiche situate a letto dell'unità Pan-cherot-Cime Bianche, nel settore compreso tra St Jacques e la Finestra di Cignana, indicate col nome di Zona di Zermatt-Saas superiore (*Zermatt-Saas top unit*, DAL PIAZ & ERNST, 1978; *Ayas* o *Upper Slice*, ANGIBOUST & AGARD, 2010) o del Combin inferiore (BUCHER *et alii*, 2004; FORSTER *et alii*, 2004), termine quest'ultimo ritenuto più ap-propriato e utilizzato nello schema tettonico del foglio. Si noti che il granato dei micascisti cloriti-co-granatiferi a carbonato presenti nell'incas-sante del giacimento piritoso-cuprifero di Les Vorpilles contiene e preserva abbondanti pri-smetti geminati di Fe-cloritoide (diversi, anche nell'abito, dal Mg-cloritoide nelle associazioni eclogitiche).

Le condizioni fisiche dei relitti in facies scisti blu a epidoto (EVANS, 1990) o di transizione scisti verdi/scisti blu (BALLÈVRE *et alii*, 1986) della Zona del Combin in Valle d'Aosta ed in Vallese sono del-l'ordine di T: 350-400°C e P: 0.6-0.7 GPa (SPERLICH, 1988; MARTIN & CORTIANA, 2001) o di T: 300-450°C e P: 0.9 GPa (REDDY *et alii*, 1999), valori simili a quelli stimati per l'associazione relitta glaucofane-crossite-fengite nella sovrastante falda Dent Blanche *s.l.* (T ≤ 400°C, P: 0.7-0.8 GPa; BALLÈVRE & MERLE, 1993; CORTIANA *et alii*, 1998). Valori leg-germente più elevati (P: 1.00-1.10 GPa) si otte-nono applicando ai dati disponibili, editi ed inediti, i metodi più moderni di calcolo delle condizioni termobariche.

Nelle quarziti e scisti quarziticici permo-eotriasi-cici dell'unità Pancherot-Cime Bianche è segnalato un singolo ritrovamento di cianite lungo il versante italiano della cresta del Furggen, in un orizzonte di "*scistes à disthène et à muscovite*", di spessore me-trico (ROETLISBERGER, 1985), poco oltre il margine orientale del foglio: l'autore descrive cristalli blua-stri di cianite sia nei piani di scistosità, sia negli es-sudati di quarzo idrotermale. L'affioramento non è stato ritrovato.

L'associazione granato-cloritoide-fengite segna-lata nella zona di Entrelor a sud della Dora (Foglio Aosta) indica valori dell'ordine di T: 450°C e P: 1.2-1.4 GPa (BOUSQUET, 2007; BERGER & BOUSQUET, 2008). Analoghi relitti sarebbero presenti anche nel settore interno della Zona del Combin, su-bito a nord della Dora (BOUSQUET *et alii*, 2004, fig. 1), suggerendo l'esistenza di un gradiente me-tamorfico tra il settore esterno e quello interno dell'unità ofiolitica. Nella carta "*Metamorphic struc-ture of the Alps*" di OBERHÄNSLI *et alii* (2004) i due settori in discussione sono riferiti rispettivamente alla *blueschist facies* (BS: gl-lw-grt nelle metabasiti, carfolite-fengite ± pirofillite nei metasedimenti; T = 250-400°C; 0.8 < P < 1.5 GPa), come per la Dent Blanche, e a una *blueschist-eclogite transition* (BET: glaucofane-zoisite-granato ± cpx; gra-nato-Mg-cloritoide-cianite; granato-lawsonite-ky; T: 380-550°C, 1.3 < P < 1.8 GPa). La distinzione si basa su pseudomorfofosi di carfolite segnalate da PFEIFER *et alii* (1991), in Val di Bagnes, a nord-est del lembo Dent Blanche, e sulla associazione granato-cloritoide ricco in Mg-fengite segnalata da BOUSQUET *et alii* (2004), in metapeliti albitiche fortemente retrocesse nel settore compreso tra Dent Blanche e Sesia-Lanzo, poco a nord della faglia Aosta-Ranzola, presso il contatto con le eclogiti della Zona Zermatt-Saas. L'ubicazione è generica, indicata da simboli in una mappa strut-turale a piccola scala che non distingue le due principali unità della Zona Piemontese. Siamo convinti che si tratti della Zona di Zermatt-Saas e quindi non documentata nel settore interno della Zona del Combin, a nord della linea Aosta-Ranzola, la supposta transizione verso la facies eclogitica, mentre confermiamo l'esistenza di un marcato *gap* del picco di pressione tra le unità ofiolitiche del Combin e di Zermatt-Saas.

Le datazioni isotopiche dell'evento in facies sci-sti blu sono scarse, influenzate dalla vigorosa rie-laborazione in facies scisti veri e di significato non sempre chiaro. Sono disponibili in Valle d'Aosta e in Vallese alcune analisi K-Ar di miche bianche di-stribuite nell'intervallo 49-30 Ma, interprete come età di raffreddamento sotto i 400°C (DELALOYE & DESMONS, 1976; AYRTON *et alii*, 1982; HUNZIKER *et alii*, 1999). Analoga interpretazione può essere formulata per la datazione $^{40}Ar-^{39}Ar$ dei relitti di anfibolo sodico nelle metabasiti del Gran Tour-nalin (43.0 ± 0.3 Ma; MARTIN & CORTIANA, 2001), valore peraltro molto vicino alle età più giovani ot-tenute nelle eclogiti di Zermatt-Saas e nel basa-mento del Monte Rosa.

Numerose analisi Rb-Sr e $^{40}Ar-^{39}Ar$ di miche estratte da vari litotipi coinvolti nella zona di ta-glio duttile a carattere polifasico che marca il con-tatto tra Austroalpino (Sesia-Lanzo, Pillonet,

Dent Blanche) e Zona del Combin indicano una fase di accrezione e trasporto tettonico verso nord-ovest, tra 60 e 48 Ma, e una fase estensionale antitettonica tra 45 e 36 Ma (REDDY *et alii*, 1999, 2003). I valori maggiori sono prossimi alle età Rb-Sr (57-52 Ma) delle miche fengitiche analizzate nelle scaglie frontali della Zona Sesia-Lanzo in Val d'Ayas (CORTIANA *et alii*, 1998). Le strutture antitettoniche hanno carattere duttile-fragile e sono probabilmente più giovani.

3.1.4. - Monte Rosa e Gran San Bernardo

La falda pennidica interna del Monte Rosa e la "cupola" di Arcesa-Brusson, entrambe al di fuori del foglio, sono situate a letto della Zona di Zermatt-Saas e, assieme alla falda del Gran Paradiso, sono attribuite al dominio prepiemontese e al margine passivo europeo (figg. 36, 52, 100). Hanno un metamorfismo eclogitico di età eocenica (Gran Paradiso: Rb-Sr 43.0 ± 0.5 Ma, MEFFAN-MAIN *et alii*, 2004; Monte Rosa: U-Pb 42.6 ± 0.5 Ma, LAPEN *et alii*, 2007) ben preservato nei parascisti polimetamorfici, nei *boudins* di metabasiti in essi inclusi e nei caratteristici graniti miloniti in facies *white schists* a cianite-talco-cloritoide (DAL PIAZ, 1971b; DAL PIAZ & LOMBARDO, 1986; GABUDIANU RADULESCU *et alii*, 2009). Le condizioni P-T stimate per il metamorfismo di HP variano da $P > 1.8$ GPa e $T: 500-550^\circ\text{C}$ a $P: 1.9-2.7$ GPa e $T: 515-600^\circ\text{C}$ (fig. 101A).

Età SHRIMP molto più giovani sono state recentemente ottenute su cristalli di monazite (37.4 ± 0.9 Ma) e di allanite (33.7 ± 1.6 Ma) appartenenti ai *silvery micaschists* del Gran Paradiso e riferite rispettivamente a una fase prograd e al picco del metamorfismo eclogitico (GABUDIANU RADULESCU *et alii*, 2009). Questi valori sono analoghi all'età di 35 Ma ottenuta da RUBATTO & GEBAUER (1999) sullo zirconio di quarziti micacee della zona del Gornergrat, riferita alla falda del Monte Rosa. Su queste basi, GABUDIANU RADULESCU *et alii* (2009), attribuiscono al picco eclogitico nel Gran Paradiso e nel Monte Rosa una età di 35-33 Ma. Tenuto conto che il margine continentale distale cui sono attribuiti Monte Rosa e Gran Paradiso dovrebbe entrare nella zona di subduzione prima del dominio Brianzese, l'ipotesi trova le difficoltà seguenti: i) i sedimenti più recenti delle coperture metamorfiche Brianzese sono dell'Eocene medio in Vanoise e probabilmente anche nella serie del Barrhorn, in Vallese (ELLENBERGER, 1958; SARTORI, 1990); ii) attorno a 35 Ma si sono verificati i noti fenomeni di *back-folding* o retroscorrimento duttile-clastico del prisma pennidico a livelli strutturali relativamente superficiali, consistenti con condizioni metamorfiche in facies scisti verdi,

dalla Valle d'Aosta (Grand Nomenon-Entrelor: FREEMAN *et alii*, 1995) al Vallese (Mischabel: BARNICOAT *et alii*, 1995; MARKLEY *et alii*, 1998, 1999); iii) il magmatismo oligocenico e la tettonica fragile che ha consentito l'apertura di vie di risalita indicano che il prisma collisionale attualmente visibile era in buona parte esumato e freddo a 32-30 Ma; iv) l'età di 35 Ma ottenuta da RUBATTO & GEBAUER (1999) si riferisce all'evoluzione post-eclogitica del Monte Rosa o, in alternativa, al metamorfismo in facies scisti blu se la zona del Gornergrat è attribuita alla falda del Mont Fort e quindi al Gran San Bernardo (ESCHER *et alii*, 1987, 1997; DAL PIAZ, 2001c).

Il Sistema tettonico del Gran San Bernardo è caratterizzato da una generale impronta metamorfica in facies scisti verdi di età terziaria e da associazioni relitte in facies scisti blu di vario tipo, variamente preservate nel basamento policiclico e nel tegumento postvarisico (BOCQUET, 1974; FREY *et alii*, 1974; DESMONS *et alii*, 1999b; BOUSQUET *et alii*, 2004; GOFFÈ *et alii*, 2004). Nelle carte metamorfiche più recenti sono state distinte una facies *blueschist* e una facies *upper blueschist*, caratterizzate rispettivamente da associazioni a glaucofane-lawsonite e a glaucofane-epidoto \pm granato, nelle rocce basiche, e da associazioni a carfolite-fengite \pm pirofillite ed a cloritoide-fengite \pm granato nelle metapeliti, indicative di condizioni di $T: 300-400^\circ\text{C}$ e $0.8 < P < 1.5$ GPa, nel primo caso, e di $T: 400-500^\circ\text{C}$ e $1.0 < P < 1.5$ GPa nel secondo (FREY *et alii*, 1974; DESMONS *et alii*, 1999b; GOFFÈ *et alii*, 2004, 2008; BOUSQUET *et alii*, 2004, 2008). In Valle d'Aosta e in Vallese le associazioni in facies scisti blu superiore sono presenti nel basamento polimetamorfico del Ruitor (BAUDIN, 1987; SCHIAVO, 1992; MALUSA *et alii*, 2005) e soprattutto nella falda del Mont Fort, con cloritoide, anfiboli sodici, epidoto, granato e fengite (SCHAER, 1959a; BEARTH, 1963; ESCHER, 1988; GOUFFON, 1993; THÉLIN *et alii*, 1994; CHESSEX, 1995; BURRI *et alii*, 1998; STECK *et alii*, 2001), mentre sembrano mancare nel basamento Siviez-Mischabel (effetto della pervasiva rielaborazione in facies scisti verdi?). La *Zone bouillère* (o permo-carbonifera assiale), unità esterna del sistema del Gran San Bernardo, è caratterizzata da metamorfismo in facies scisti verdi, con *gap* di pressione rispetto alla contigua unità del Ruitor (CABY *et alii*, 1978; BOUSQUET *et alii*, 2008).

3.1.5. - Pennidico esterno

Evidenze di un metamorfismo di HP sono note da tempo nelle unità pennidiche esterne del dominio vallesano (non presente nel foglio), con associazioni in facies scisti blu superiore a clori-

toide-granato descritte nel basamento, nelle metabasiti e nei metasedimenti del Versoyen (T: 425-500°C, P: 1.5-1.6 GPa; CANNIC, 1996; DESMONS *et alii*, 1999b; BOUSQUET *et alii*, 2002; BELTRANDO *et alii*, 2010), assieme a relitti in facies scisti blu di bassa temperatura nelle unità sottostanti (Sion-Courmayeur, Breccie di Tarentasia). Le eclogiti segnalate nella zona del Versoyen (*e.g.* CANNIC, 1996; BOUSQUET *et alii*, 2002) sono ubicate in scaglie di basamento e forse riferibili a eventi orogenici prealpini (BELTRANDO, *com. pers.*).

3.2. - METAMORFISMO BARROVIANO

La zona di subduzione fossile esumata nel prisma collisionale austroalpino-pennidico è caratterizzata da una sovraimpronta tettono-metamorfica regionale di tipo barroviano che maschera, in parte o completamente, le associazioni eclogitiche e in facies scisti blu di età cretacea superiore ed eocenica descritte in precedenza. Essa conclude il *continuum* di trasformazioni decompressionali, a partire da quelle in facies scisti blu II (posteclogitiche), che accompagnano la progressiva esumazione delle unità di HP, sviluppando trasformazioni e nuove associazioni mineralogiche in facies scisti verdi nelle unità esposte in valle d'Aosta e nel Vallese. Non si tratta di un metamorfismo "esotico" o "trasportato", come lo è quello di HP, formatosi nella zona di subduzione e poi traslato durante l'esumazione e l'appilamento finale delle falde, ma è un evento posteriore alla strutturazione del prisma collisionale, come attestato dal progressivo aumento di grado termico procedendo verso il basso della catena e dalle isograde che tagliano in discordanza molti limiti tettonici tra le falde: lo si osserva all'interno della falda Monte Rosa dove le trasformazioni albite-oligoclasio e cloritoide-staurolite marcano il passaggio dalla facies scisti verdi a quella anfibolitica (BEARTH, 1958; FREY *et alii*, 1974; ENGI *et alii*, 2001).

Nel foglio Monte Cervino e nelle zone circostanti, rappresentate nello schema a margine (fig. 100), il metamorfismo in facies scisti verdi del prisma austroalpino-pennidico è caratterizzato, da tetto a letto, dalle seguenti associazioni mineralogiche principali:

Lembi austroalpini superiori - Kinzigiti, Gneiss di Arolla, Zona di Roisan: albite-miche bianche-epidoto-clorite-anfiboli calcici, biotite oliva e/o stilpnomelano, granato ricco in spessartina.

Zona del Combin - Calcescisti *s.l.*: miche bianche, clorite, albite, epidoto; metagabbri: actinolite, clinozoisite, clinocloro, albite \pm mica bianca; metabasalti: albite, actinolite, clorite, epidoto, titanite, struttura prasinitica.

Lembi austroalpini inferiori e Zona di Zermatt-Saas - Micascisti, marmi impuri e calcescisti: albite, miche bianche, clorite, epidoto; eclogiti-glaucofaniti: anfiboli calcici, albite, clorite, clinozoisite, epidoto, miche chiare, biotite oliva, titanite.

Monte Rosa e Arcesia-Brusson - Parascisti: muscovite, biotite rosso-bruna, albite, oligoclasio, epidoto, anfiboli calcici, granato; eclogiti: albite, orneblenda, clorite, epidoto, titanite.

Gran San Bernardo - Associazioni analoghe a quelle della Zona del Combin.

Zone esterne - Le unità *elvetiche* presenti nell'Inquadramento metamorfico comprendono il basamento cristallino di parte del Monte Bianco e delle Aiguilles Rouges e unità di copertura permo-cenozoiche (ANTOINE, 1971; FREY *et alii*, 1974, 1999; ANTOINE *et alii*, 1978). Il granito del Monte Bianco è caratterizzato da una debole e discontinua impronta metamorfica alpina in facies scisti verdi di basso grado, con associazioni a quarzo, albite, muscovite, biotite, clorite, epidoto e stilpnomelano, e da vene idrotermali di quarzo \pm clorite, muscovite, adularia e calcite: le vene hanno età isotopiche Rb-Sr e K-Ar di 18-13 Ma e sono coeve con zone di taglio che accompagnano l'esumazione delle scaglie di basamento (BOUSQUET *et alii*, 2004, ROSSI *et alii*, 2005; GLOTZBACH *et alii*, 2011, con rif. bibl.). Le successioni clastiche terziarie delle falde elvetiche ad occidente dei massicci cristallini mostrano associazioni in facies zeolitica (DESMONS *et alii*, 1999a).

3.3. - ATTIVITÀ IDROTERMALE OLIGOCENICA

La presenza e l'attività dei fluidi sono un fattore fondamentale per lo sviluppo dei processi metamorfici, l'innescio e la distribuzione delle deformazioni nelle fasi di *rifting* continentale e *drifting* oceanico e durante l'intera orogenesi alpina, con tracce evidenti nelle rocce eclogitiche e in facies scisti verdi. L'attività idrotermale successiva al metamorfismo barroviano e alle deformazioni duttili associate ha la massima espressione macroscopica nella genesi delle breccie di faglia listvenitiche e dei filoni di quarzo aurifero diffusi nei Fogli Chatillon, Monte Rosa e Verres (BISTACCHI *et alii*, 2001, con rif. bibl.): queste manifestazioni, di dimensioni imponenti soprattutto lungo la linea tettonica Aosta-Ranzola, sono posteriori alla scistosità regionale S₂ e, ove datate, sono coeve con il magmatismo postcollisionale di età oligocenica. Oltre ai consueti fluidi acquosi ricchi in silice, si registra una forte attività di CO₂ di origine profonda, documentata nell'Oligocene dalla estesa carbonatizzazione di alcuni lamprofiri e soprattutto dei frammenti di serpentinite antigoritica in molte breccie di faglia listvenitiche.

VI - TETTONICA E GEODINAMICA

1. - STRUTTURA DELLA REGIONE

La complessa architettura del Foglio Monte Cervino è sintetizzata in alcune figure a margine della carta: i) l'Inquadramento tettonico regionale alla scala 1:600.000 (fig. 52), utilizzato anche come base strutturale per lo Schema del metamorfismo (fig. 100), commentato nel Capitolo V: entrambi coprono l'area dei fogli Aosta, Chatillon, Gran San Bernardo, Monte Rosa e Verres del Progetto CARG, dei fogli Chanrion-Vélan, Grand Saint-Bernard, Matterhorn, Orsières, Randa e Zermatt dell'Atlante Geologico della Svizzera alla scala 1:25.000 e del foglio francese Mont Blanc alla scala 1:50.000; ii) Schema tettonico del Foglio Monte Cervino alla scala 1:200.000 (fig. 60); iii) cinque sezioni geologiche alla scala 1:50.000 (A-B-C-D-E, estremi indicati nel foglio), estese dalla Valtournenche alla Val di Bagnes, con direzione subtrasversale rispetto alle direttrici tettoniche alpine della regione.

1.1. - SCHEMI TETTONICI

1.1.1. - *Inquadramento regionale*

Lo schema mostra la posizione e la struttura interna del prisma collisionale austroalpino-pennidico tra la Valle d'Aosta e il Vallese meridionale (figg. 36, 38, 53). Sono indicati e distinti con colori diversi i lembi austroalpini esterni (*Austroalpine outliers*, DAL PIAZ, 1999; DAL PIAZ *et alii*, 2001): i) quelli superiori, non eclogitici, rappresentati dai lembi di basamento Dent Blanche, Mont Mary-Cervino e Pillonet e dai metasedimenti mesozoici, non ofiolitici, della Zona di Roisan e del Mont Dolin, presso Arolla; ii) quelli inferiori, con impronta eclogitica di età eocenica, situati al limite tra le unità ofiolitiche del Combin e di Zermatt-Saas, o all'interno di quest'ultima, alcuni a letto/sud (M. Emilius, Glacier-Rafray, Tour Ponton, Acque Rosse, Verres) altri a tetto/nord (Etirol-Levaz, Grun, Vollon, Chatillon, St Vincent) della linea tettonica Aosta-Ranzola, di età oligocenica (figg. 37, 61). Il lembo Mont Mary-Cervino raggruppa il lembo del Mont Mary *Auct.* e il tratto nord-orientale interno della falda Dent Blanche *s.s. Auct.*, detto lembo del Cervino: quest'ultimo si estende sino al versante sinistro del vallone di Zmutt, ad ovest di Zermatt, come proposto in DAL PIAZ (1999) e nello schema tettonico alla scala 1:200.000 a margine del Foglio Matterhorn (DAL PIAZ, in BUCHER *et alii*, 2004). Sebbene in parte diversi dal punto di vista litologico ed evolutivo, i due lembi sono stati associati nell'unità tettonica maggiore Mont Mary-Cervino perché affiorano in continuità

laterale, contengono entrambi la Zona di Roisan, occupano la stessa posizione geometrica a letto del lembo Dent Blanche e a tetto della Zona del Combin e la loro separazione è legata alle faglie del sistema di Trois Villes.

Nell'angolo sud-orientale dello schema tettonico si osserva il settore centrale della Zona Sesia-Lanzo, elemento austroalpino interno costituito dalle unità dei Micascisti eclogitici, degli Gneiss minuti e della II Zona diorito-kinzigitica; per limiti di scala non sono rappresentate le piccole scaglie di marmi di probabile età mesozoica (unità di Bonze *Auct.*) presenti nella dorsale Priäl-Crabun-Pietre Bianche (Foglio Verres, inedito) al contatto tettonico tra micascisti eclogitici e gneiss minuti, ma meno estesi di come figurano in alcuni schemi regionali (VENTURINI *et alii*, 1991, 1994; VENTURINI, 1995; BABIST *et alii*, 2006). I lembi Austroalpini superiori e la Zona Sesia-Lanzo poggiano, con contatto tettonico di primo rango, sulle unità ofiolitiche con relitti in facies scisti blu della Zona del Combin (*nappe du Tsaté* in Vallese), comprendenti anche le sottili unità di copertura ad affinità continentale di età permiana e/o mesozoica (Pancherot-Cime Bianche e Frilihorn, Fascio di Cogne) descritte nei capitoli precedenti. Il contatto Zona Sesia/Combin è una zona di taglio duttile e di mescolanza tettonica che ha prodotto le scaglie basali di Gneiss minuti milonitici affioranti sul fianco sinistro della Valle d'Ayas, tra Brusson, la valle di Mascognaz e Champoluc (CORTIANA *et alii*, 1998; DE GIUSTI *et alii*, 2004), poi deformata da pieghe coricate meso-megascopiche, come ad esempio quelle del Monte Pinter, della Punta Piure e della Punta Straling (GOSSO *et alii*, 1979; DAL PIAZ, 1992). La Zona del Combin poggia in contatto tettonico e con marcato *gap* metamorfico sui lembi austroalpini inferiori (eclogitici) situati a nord della faglia Aosta-Ranzola (Etirol-Levaz, Grun, Vollon) o sulla Zona di Zermatt-Saas. A loro volta, le unità ofiolitiche ad impronta eclogitica della Zona di Zermatt-Saas sono appilate sulle unità continentali superiori/interne della Zona Pennidica (Monte Rosa, Arcesa-Brusson e Gran Paradiso, a sud dello schema) e si immergono sotto le unità retrovergenti del sistema tettonico medio-pennidico del Gran San Bernardo (Brianzone), dal Siviez-Mischabel (ESCHER *et alii*, 1987, 2001; MARKLEY *et alii*, 1999; SARTORI *et alii*, 2006), a nord di Zermatt, al Gran Nomenon (HERMANN, 1925 b-c; DAL PIAZ, 1928; CABY *et alii*, 1978; FREEMAN *et alii*, 1997; BERTRAND *et alii*, 2000; MALUSÀ *et alii*, 2005a-b; POLINO *et alii*, 2012), a ovest di Cogne. La Zona del Combin prosegue nel settore nord-occidentale del foglio, al di sotto e all'esterno della falda Dent Blanche (GIORDANO, 1869; ARGAND, 1908, 1909, 1911), in sovrascorrimento sulla falda del Mont

Fort (GOUFFON, 1993; SARTORI *et alii*, 2006) e le altre unità continentali del Gran San Bernardo, o al loro interno ("sinclinale" di Avise; FRANCHI *et alii*, 1908; GOVI, 1966; MALUSÀ, 2004; POLINO *et alii*, 2012).

Il sistema tettonico del Gran San Bernardo è in sovrascorrimento (fronte Brianzese) sulle unità penniniche esterne/inferiori della Zona Sion-Courmayeur (vallesana), costituite in prevalenza da successioni carbonatiche e silicoclastiche di età cretacea, localmente eocenica, e da sporadiche ofioliti, entrambe con metamorfismo alpino in facies scisti blu e/o scisti verdi (CITA, 1954; TRÜMPY, 1955a-b, 1960; ELTER, 1960; ZULAUF, 1963; ELTER & ELTER, 1965; ANTOINE, 1971; BURRI & MARRO, 1993; BOUSQUET *et alii*, 2002). Queste unità sono traslate lungo il fronte penninico sulle unità del dominio elvetico-ultraelvetico, costituite da falde di scollamento e da coperture aderenti di età carbonifero sup.-cretacea, dai leucograniti e granofiri metamorfici del M. Chetif-Testa Bernarda, dal granito del Monte Bianco e da un basamento metamorfico pregranitico (ANTOINE *et alii*, 1978; DE GIUSTI *et alii*, 2004). Nel settore sud-orientale della figura si osservano il plutone della Valle del Cervo

(Biella) e i filoni postmetamorfici di andesiti e lamprofiri di età oligocenica (asterisco): essi tagliano la pila delle falde e tutte le strutture duttili come è evidente, in particolare, tra il margine meridionale della cupola di Arcesa-Brusson, la Zona del Combin al Colle Pallasina (Valle di Mascognaz, Ayas) e la Zona Sesia-Lanzo (DAL PIAZ *et alii*, 1979d; DIAMOND & WIEDENBECK, 1986; DAL PIAZ, 1992; BISTACCHI & MASSIRONI, 2000; DE GIUSTI *et alii*, 2004).

Faglie principali presenti nell'inquadramento tettonico regionale (BISTACCHI & MASSIRONI, 2000; BISTACCHI *et alii*, 2001; DE GIUSTI *et alii*, 2004; MALUSÀ *et alii*, 2005a, 2009; DAL PIAZ *et alii*, 2010; POLINO *et alii*, 2012): i) Aosta-Ranzola, linea tettonica estensionale costituita da un fascio di faglie ampio diverse centinaia di metri, immergente a nord di circa 60°, e sue diramazioni occidentali nel Foglio Aosta (fig. 102); la linea tettonica è marcata da breccie listvenitiche (BISTACCHI *et alii*, 2001), diffuse nei fogli Chatillon (versante destro della Val d'Aosta; RATTO, 1998; DAL PIAZ *et alii*, 2010), Monte Rosa (Rocca di Verra; DAL PIAZ & OMENETTO, 1978; DAL PIAZ, 2004) e Verres (cava inattiva di Sizan; M. Ros-Col d'Arta, Rovarey-Collioud), con mica

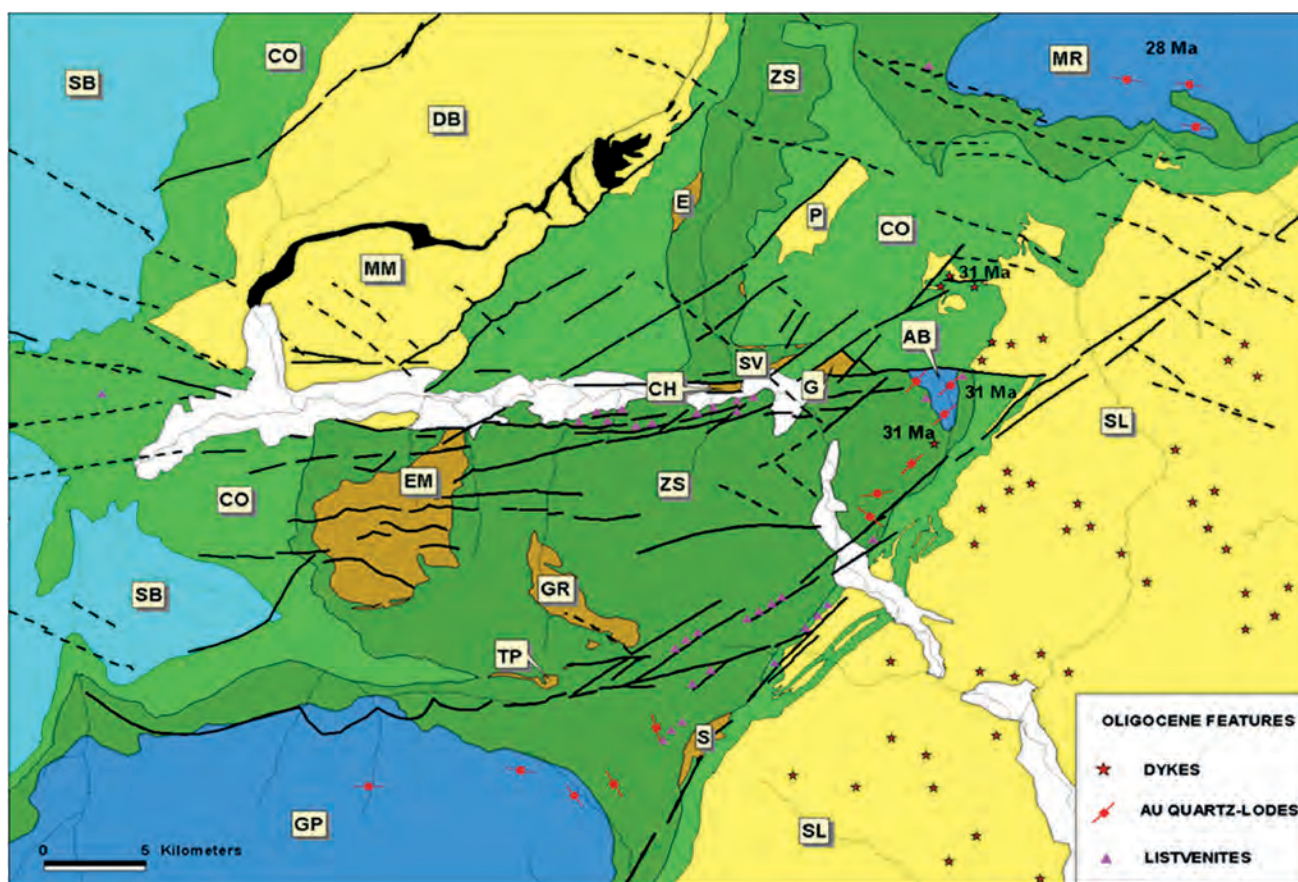


Fig. 102 - Le faglie principali, le breccie listvenitiche e i filoni di andesiti-lamprofiri di età oligocenica nella media e bassa Valle d'Aosta (BISTACCHI *et alii*, 2001).
- Principal faults, listvenitic breccias and andesite-lamprophyre dykes of Oligocene age in the middle and lower Aosta valley (BISTACCHI *et alii*, 2001).

verde di cromo di età oligocenica (PETTKE *et alii*, 1999); ii) faglia dell'Ospizio Sottile, attiva nell'Oligocene con cinematica estensionale e, nel Neogene, in trascorrenza sinistra (BISTACCHI *et alii*, 2001); iii) faglie del sistema di Trois Villes e del Pillonet, subverticali e dirette da NE-SO a NNE-SSO (BISTACCHI *et alii*, 2001; BISTACCHI & MASSIRONI, 2010); iv) faglie del Buthier e di Praz de Dieu-Vofrede, estese dalla Valpelline alla Valtournenche, rappresentate in parte da STECK *et alii* (1999) e DE GIUSTI *et alii* (2004); v) faglie nel Foglio Aosta (POLINO *et alii*, 2012) al margine e all'interno della struttura retroflessa del Gran Nomenon, nella zona di contatto tra il basamento polimetamorfo del Rutor e la Zone houillère e tra quest'ultima e la falda del Mont Fort sul versante settentrionale della Valle d'Aosta (GOUFFON, 1993; MALUSÀ *et alii*, 2005b, 2009).

1.1.2. - Schema tettonico del foglio

Rispetto all'inquadramento regionale alla scala 1:600.000 lo schema tettonico del Foglio Monte Cervino alla scala 1:200.000 (fig. 60) rappresenta: i) le principali unità tettoniche e litologiche dei lembi austroalpini; ii) le unità ofiolitiche superiori e inferiori della Zona del Combin (falda del Tsaté), non distinte in carta da codici e colori specifici: corrispondono all'unità della Luette in Val di Bagnes, definita nel Foglio Chanrion-Mont Vélan (BURRI *et alii*, 1998, 1999), assieme alle unità non ofiolitiche del Pleureur e di Mauvoisin, costituite da scisti, quarziti e breccie basali, marmi fillitici e "calcescisti rossi" di possibile età giurassico-cretacea; iii) le unità litostratigrafiche del Mont Fallère e del Métailler, appartenenti alla falda del Mont Fort (GOUFFON, 1993; SARTORI *et alii*, 2006) ed esposte nella finestra tettonica di Boussine (figg. 18, 58; GOUFFON & BURRI, 1997; BURRI *et alii*, 1998). Tutti i limiti tra le varie unità rappresentate nello schema sono contatti tettonici marcati da zone di taglio duttile e semiduttile più o meno ampie, con vistoso *gap* metamorfo tra la Zona del Combin, in facies scisti verdi con rari relitti in facies scisti blu, ed il sottostante gruppo di unità eclogitiche continentali (Etirol-Levaz) ed oceaniche (Zermatt-Saas).

Faglie principali: i) faglia del Buthier: subverticale, diretta NE-SO e marcata da cataclasi e pseudotachiliti, riattiva un tratto del *thrust* milonitico tra le unità di Valpelline e di Arolla del lembo Dent Blanche, ad ovest di Oyace; da essa si dirama la faglia di Praz de Dieu, estesa per 13 km sino alla testata della comba di Cignana e al vallone di Vofrede; ii) estremità settentrionale delle faglie del sistema di Trois Ville (BISTACCHI & MASSIRONI, 2000; BISTACCHI *et alii*, 2001), dirette NNE-SSO e con cinematica distensiva: separano l'unità kinzi-

gitica del Mont Mary dalla Serie di Arolla del Cervino e un tratto di quest'ultima dall'unità ofiolitica del Combin, fortemente ridotta, per cause tettoniche, tra il massiccio della Cima Bianca, la comba di Cignana e il vallone di Vofrede (figg. 60, 81); vi si associano alcune faglie coniugate, dirette NE-SO, tra la Cima Bianca e il M. Saleron e tra la Punta Tzan e la comba di Cignana; iii) faglia del Pillonet: diretta NE-SO, delimita a nord-ovest il lembo austroalpino (DAL PIAZ, 1976), fortemente ribassato rispetto alle successioni ofiolitiche del Gran Tournalin e del M. Zerbion; iv) faglie con cinematica normale al margine interno del gabbro austroalpino della Sassa (Dent Blanche) e tra la comba di Faudery e la comba di Vertosan (Vert Tzan); v) faglia diretta NE-SO lungo il margine interno del corpo gabbroico del Mont Collon, indicata nel Foglio Matterhorn (BUCHER *et alii*, 2004); vi) faglia negli Gneiss di Arolla in facies minuta e milonitica a nord-ovest del Bec di Epicoune e nella dorsale tra i ghiacciai di Otemma e Brenay (BURRI *et alii*, 1998); vii) paleofaglie sismogenetiche marcate da cataclasi nella Serie di Arolla ai margini del ghiacciaio del Mont Gelé, in fortissimo ritiro; in questa zona è stata omessa la faglia segnata in precedenti documenti (STECK *et alii*, 1999; DE GIUSTI *et alii*, 2004) circa al limite tra il corpo di metagranitoidi massicci del M. Morion (Rion) e gli gneiss milonitici al suo esterno, sostituita da un gruppo di faglie minori, discordanti rispetto alla scistosità regionale S₂ e alla foliazione milonitica. Si noti infine che tratti del contatto tettonico esterno (nord-occidentale) tra il lembo Dent Blanche e la sottostante unità ofiolitica del Combin (Luette), al margine del foglio, sono riattivati da faglie distensive (MAZUREK, 1986; WUST & SILVERBERG, 1989).

1.2. - SEZIONI GEOLOGICHE

Le cinque sezioni geologiche a margine della carta si estendono dalla Valtournenche alla Val di Bagnes, attraverso la Valle di St Barthélemy e la Valpelline. Hanno direzione trasversale rispetto alle principali direttrici tettoniche della regione e costituiscono un'ideale successione seriale procedendo da nord-est (sezione A) a sud-ovest (sezione E). Si noti che, nel settore italiano, i torrenti Marmore, Barthélemy e Buthier scendono verso l'osservatore, quindi destra e sinistra delle sezioni vallive nei profili corrispondono a sinistra e destra idrografica. Per evitare la moltiplicazione in legenda di caselle e codici indicativi di litotipi identici ma presenti in unità tettoniche diverse, i lembi Dent Blanche e Mont Mary-Cervino sono distinti in carta e nei profili solo con la traccia dei loro limiti tettonici, non su base litologica, e lo stesso dicasi per le unità del Combin superiore e inferiore.

Le sezioni A, B e C sono tratte in parte, con piccole modifiche e semplificazioni, dai profili alla scala 1:25.000 dei Fogli Chanrion-Mont Vélain (BURRI *et alii*, 1998, 1999) e Matterhorn (BUCHER *et alii*, 2003). Le sezioni A e B sono orientate circa est-ovest, quelle C, D, E attorno a SE-NO. Le tracce di tutte le sezioni tendono a seguire le vette e le creste principali, con andamento a volte spezzato, con riferimenti topografici indicati nel profilo solo nel caso di significativi cambiamenti di direzione. La prosecuzione al di sopra della superficie topografica dei contatti tettonici di primo ordine tra lembi austroalpini e unità ofiolitiche e dei contatti di secondo ordine, tra unità interne, sono rappresentati con linee tratteggiate di spessore diverso e, rispettivamente, di colore blu e nero. In molti casi, per consentirne la rappresentazione alla scala delle sezioni, sono stati notevolmente ingranditi i corpi stratoidi minori di marmi e metabasiti nel complesso kinzigitico, i filoni aplitici e melanocratici negli gneiss di Arolla, i gabbri milonitici e vari litotipi nella Zona di Roisan e nella Zona Piemontese, utili per sottolineare la geometria del *bedding* litologico e/o della foliazione dominante. Per lo stesso motivo, in alcuni casi sono state riunite in un unico codice le sottili e ripetute alternanze di litotipi diversi (*e.g.*, calcescisti con intercalazioni di prasiniti e viceversa). Per una visione più chiara dell'assetto litologico e strutturale della sezione geologica molte delle piccole coltri di depositi quaternari presenti in carta sono state eliminate in favore del substrato, o semplificate se costituite da diverse facies che sono comunque presenti in banca dati e riconoscibili in carta.

Sezione A - È orientata circa est-ovest, segue la cresta di confine dal Monte Cervino (4477 m) alla Dent d'Hérens (4171), alla Tête de Valpelline (3799 m) e al Col de la Division (3314 m) e poi prosegue in territorio vallesano sino al Glacier d'Arolla e al Mont Collon (3636 m). Dall'alto al basso essa mostra: i) l'assetto litologico e strutturale dei lembi della Dent Blanche e del Cervino, formati entrambi dalle Serie (unità) di Valpelline e di Arolla, contenente quest'ultima i corpi di metagabbri permiani del Mont Collon, della Sassa e del Cervino (figg. 16, 41, 47); ii) la sottostante Zona Piemontese, ricostruita in prevalenza per estrapolazione degli affioramenti esposti nella conca del Breuil (fig. 1), comprendente tre unità ofiolitiche principali e l'unità Pancherot-Cime Bianche. La chiusura sinformale del complesso kinzigitico della Serie di Valpelline nel lembo Dent Blanche, con piano assiale immergente a nord-ovest, non è visibile lungo la traccia della sezione ed è stata interpretata proiettando nel sottosuolo la piega esposta alla base dell'impervia cresta nord della Tête de Valpelline (fig. 23A), in accordo con la ricostruzione di

ARGAND (1908, 1909), e ipotizzando la sua continuità laterale per due chilometri (BUCHER *et alii* (2004)). Si notino i filoni femici con metamorfismo alpino (in realtà molto più piccoli e abbondanti) entro gli gneiss occhiadini della Serie di Arolla nell'ombra di pressione prodotta dalla tozza chiusura occidentale del rigido corpo dei metagabbri del Cervino (fig. 73). L'estremità occidentale della sezione mostra la geometria del contatto milonitico tra i metagabbri del Mont Collon e gli ortogneiss sottostanti.

Sezione B - È circa parallela alla sezione precedente, si estende dai pianori di Plan Maison (2548 m), sopra il Breuil, alla P. Gastaldi (Cors, 3852 m), al Glacier des Grandes Murailles e alla Tête de Roeses (3216 m), sul fianco sinistro idrografico dell'alta Valpelline, e quindi al Mont Braoulè (Brulè, 3578 m), alla Vierge (3232 m) e all'Evêque (3716 m), lungo la cresta di confine, per continuare verso ovest sino al bacino del Lago di Mauvoisin (1975 m), attraverso il Petit Mont Collon (3555 m), il Glacier d'Otemma, la dorsale dei Portons (3512 m), il Glacier du Brenay e i contrafforti a nord del Col de Lire Rose (3115 m). Procedendo da est verso ovest e dal basso all'alto, il primo tratto mostra la struttura della Zona Piemontese in parte nascosta sotto depositi quaternari (in prevalenza glaciali), semplificati e ridotti, ricostruita proiettando tratti di sezioni vicine: i) la Zona di Zermatt-Saas (eclogitica) è formata da una potente scaglia basale di peridotiti serpentizzate, ricche in *boudins* rodingitici (non rappresentati), prosecuzione occidentale del massiccio Breithorn-Gobba di Rollin-Rocca di Verra, deformato da pieghe-faglie vergenti a ONO e riaffiorante in Valtournenche tra Perrière e Singlin (DAL PIAZ & ERNST, 1978; DAL PIAZ *et alii*, 1980; BUCHER *et alii*, 2004; ZANONI *et alii*, 2012); al di sopra, eclogiti e glaucofaniti (da basalti tholeiitici integri o idrati) più o meno retrocesse in anfiboliti albitiche a relitti di HP e/o il complesso di meta-sedimenti mesozoici con micascisti granatiferi a Mg-cloritoide centimetrico, calcescisti, marmi e quarziti di probabile età giurassica (DAL PIAZ *et alii*, 1979b; RUBATTO *et alii*, 1998), in cui sono inglobati, con forti variazioni laterali, corpi lenticolari di serpentiniti e metagabbri e intercalazioni stratiformi di anfiboliti; il tratto sommitale è formato da metabasalti e calcescisti. ii) Segue, al di sopra, la Zona del Combin, di spessore ridotto rispetto alle sequenze esposte nella dorsale tra Val d'Ayas e Valtournenche e alla Conca di By: l'unità del Combin inferiore, non distinta in carta, e l'unità Pancherot-Cime Bianche, completamente mascherate lungo il profilo da depositi quaternari, sono state ricostruite estrapolando le sezioni del Colle del Teodulo-Cresta della Forca, di Château e di Vorpilles-Creton, in accordo con i citati schemi tet-

tonici di BUCHER *et alii* (2004) e di FORSTER *et alii* (2004); l'unità del Combin superiore è formata da dominanti calcescisti in facies carbonatica e terrigena, con intercalazioni stratoidi di tipiche prasiniti, matabasalti tholeiitici in facies scisti verdi. Maggiori dettagli sulla notevole varietà litologica e strutturale della Zona Piemontese tra il Breuil e la Cresta della Forca sono figurati in un profilo di CORNELIUS (1935) e nelle sezioni geologiche alla scala 1:25.000 n. 8-12 (DAL PIAZ & MARTINOTTI in BUCHER *et alii*, 2004, Tav. III), inspiegabilmente ignorate nel recente lavoro di ANGIBOUST & AGARD (2010) su questa zona. iii) Austroalpino, lembo del Cervino: inizia con la potente unità basale della piramide del Cervino (1300 m, sezione A), qui ridotta ad una sottile coda, spesso qualche decina di metri, già indicata con precisione nella carta di ARGAND (1908); essa è costituita da gneiss microocchiadini (albite a scacchiera) e minuti della Serie di Arolla e minori gabbri milonitici a "fuchsite". Segue l'unità superiore, formata dal complesso kinzigitico, ricco in migmatiti, esposto lungo lo sperone orientale della Punta Gastaldi (Cors) per circa 1000 m, corrispondente alla "testa bruna" del Cervino; presso il Bivacco Balestrieri (3142 m), essa contiene un elemento esotico, costituito da una piega coricata con nucleo di gneiss di Arolla e discontinua periferia di marmi mesozoici attribuibili alla Serie di Roisan (GOSSO & MARTINOTTI in DAL PIAZ, 1976). Il contatto tettonico con la Serie di Arolla del sovrastante lembo della Dent Blanche è marcato da una vasta fascia milonitico-cataclastica, in evidenza morfologica lungo la parete orientale delle Grandes Murailles (panorami geologici in figura 103, DAL PIAZ, 1992). iv) Lembo sommitale della Dent Blanche: l'unità inferiore è formata da gneiss granitoidi, occhiadini, minuti e milonitici della Serie di Arolla, con filoni di gneiss aplitici (fa) trasposti parallelamente alla scistosità regionale alpina S_2 ; sono estesi sino alla sommità della bastionata delle Grandes e Petites Murailles, tranne nei tratti dove l'unità è sovrascorsa dai parascisti kinzigitici, in parte retrocessi, dell'unità superiore (Dent d'Hérens, sezione A; Punta Budden, profilo 12 in BUCHER *et alii*, 2004). Seguendo l'ipotesi di una sinforme di falde centrata lungo la Valpelline, i litotipi della Serie di Arolla passerebbero al di sotto del nucleo kinzigitico della Valpelline (unità sommitale del lembo Dent Blanche) per riapparire sul suo lato esterno, dai Bouquetins al Mont Collon (sezione A; figg. 41A, 69) e sino al *thrust* frontale sulla sottostante falda ofiolitica del Combin (Tsaté, sezioni B, C, E). Nel settore svizzero la Serie di Arolla è costituita da prevalenti gneiss granitoidi con filoni leucocratici e varietà occhiadine, minute e milonitiche, contenenti corpi poco deformati di metagra-

nitoidi massicci, sovente porfirici e con estesi relitti del *fabric* magmatico (Evêque, Les Portons), delimitati da zone con alto gradiente di deformazione alpina. L'estremità nord-occidentale del lembo della Dent Blanche è caratterizzata dalla falesia di metadioriti e metagabbri anfibolici affioranti sopra il Colle de la Lire Rose, alla base degli gneiss granodioritici con miloniti della Ruinette (BURRI *et alii*, 1998).

Nel bacino del lago di Mauvoisin la sottostante falda del Tsaté (Combin) è costituita dall'unità superiore (Luette) di calcescisti con prasiniti stratoidi e lenti di serpentiniti e dalle unità non ofiolitiche di Mauvoisin (sui due lati del lago) e del Pleureur (estremità della sezione), caratterizzate da intensi ripiegamenti di seconda e terza fase. Al di sotto si entra nella finestra tettonica di Boussine (BURRI, 1983; BURRI *et alii*, 1998, 1999) e nei parascisti del Métailler (falda del Mont Fort), unità sommitale del Sistema del Gran San Bernardo (BURRI & MARRO, 1993; GOUFFON, 1993; SARTORI *et alii*, 2006).

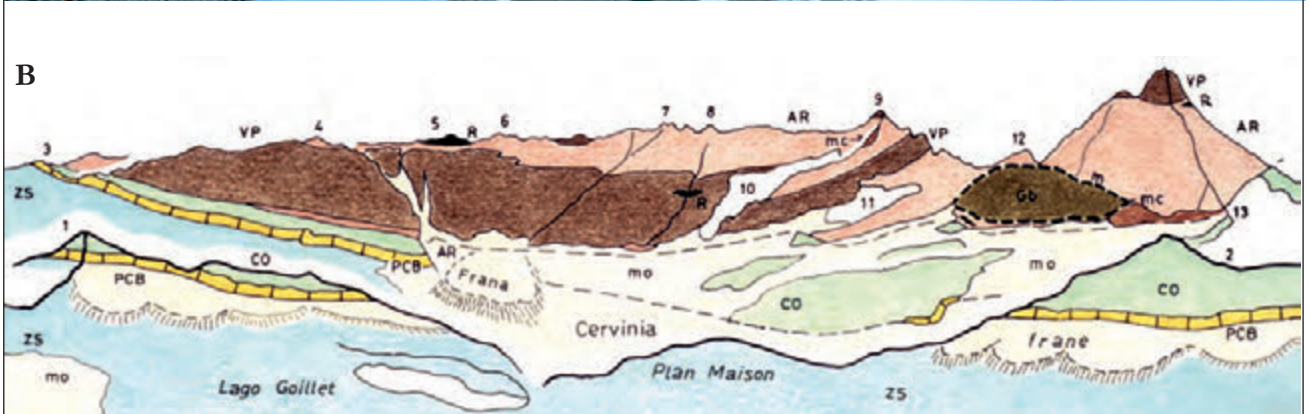
Sezione C - È diretta SE-NO, si sviluppa dalla cresta spartiacque tra Valtournenche e Valpelline alle Cime di Livournera (Livourneyaz, 3288 m), attraversa la Valpelline presso la frazione di Léchère (1813 m), poco a valle della diga di Place Moulin, continua sul lato opposto attraverso la Becca Chatelée (3208 m), la comba de la Sassa (fig. 7A), il Grand Epicoune (3340 m) e prosegue in Svizzera presso la fronte del Glacier d'Otemma, la Pointe d'Otemma (3403 m), il Col de Tsofeiret (2628 m), lo sbocco del vallone di Brenay e raggiunge il lago di Mauvoisin (1975 m) e il fianco sinistro del bacino (fig. 90), sotto il Tournelon Blanc (fuori foglio). Nel tratto sud-orientale la sezione ricostruisce la struttura del lembo Dent Blanche, caratterizzato da un raddoppio del contatto interno Valpelline/Arolla per piega isoclinale coricata e traspota (interferenza F_2 - F_3), con geometria a S guardando verso nord-est. La struttura meso-megascopica della Serie di Valpelline, in genere prealpina o rielaborata da deformazioni alpine soprattutto nelle zone periferiche, è sottolineata da alcune intercalazioni di marmi antichi. Sul fianco sinistro (destro nel profilo) e sull'asta della Valpelline, il complesso kinzigitico con tracce più o meno evidenti di retrocessione alpina (MYS) fa passaggio a litotipi perfettamente preservati (MYSh), anche se non mancano ristretti canali di intensa deformazione milonitico-cataclastica alpina, non rappresentabili alla scala della carta e della sezione. Il ripido versante settentrionale del M. Dzalou mostra anche fenomeni di collasso gravitativo postglaciale, con trincee e fratture risanate alla fine degli anni '80 sopra la spalla sinistra della diga di Place Moulin (vedi Capitolo VII). Tra il fianco destro

idrografico della Valpelline e quello sinistro della comba de la Sassa (Becca Chatelé) la giacitura della scistosità regionale e del *bedding* litologico dell'unità kinzigitica varia progressivamente da subverticale a pendente verso sud-est di una cinquantina di gradi: la struttura è imputabile alla parziale riorganizzazione megascopica alpina con retrocessione metamorfica del *fabric* prealpino, in genere limitata. Il vistoso contatto tettonico tra l'elemento superiore (kinzigitico) e quello inferiore (gneissico) del lembo Dent Blanche è esposto sui due fianchi della comba Grand Chamen (GUERMANI, 1992; PENNACCHIONI & GUERMANI, 1993), quindi corre lungo il fianco sinistro idrografico della comba de la Sassa, mascherato per lunghi tratti da una potente falda di detrito kinzigitico dal marcato colore rosso-violaceo, ben visibile da lontano (fig. 7, fotografia dal colle della Tsa, e fig. 40), ed è nuovamente esposto nella splendida conca tra il Colle de la Sassa e il Bivacco Stefano Ceresa (DAL PIAZ, 1992, vol. II, H2). Nella comba Grand Chamen il contatto tettonico tra il complesso kinzigitico, ricco di marmi antichi, e gli gneiss della Serie di Arolla, con corpo lenticolare di metagraniti massicci, è rappresentato da una zona di deformazione pluri-tettonica pendente a sud-est di 55-70°: essa è formata da una fascia di filloniti-miloniti derivate dai paragneiss kinzigitici (MYSI) e da una sottostante fascia di miloniti omogenee, alternate a livelli di ultramiloniti derivate dai granitoidi (DBAb), passanti a gneiss minuti e microocchiadini con bande di miloniti. La situazione si ripete al Colle de la Sassa con il consueto contrasto cromatico: le filloniti di parascisti sono esposte alla base della parete nord della dorsale Becca Bovet-Becca des Lacs, le miloniti di gneiss granitoidi nel gradino di valle alla base dei resti del ghiacciaio e al colle.

Procedendo verso nord-ovest, la sezione attraverso il corpo basico de la Sassa (fig. 41), esteso dal fianco destro della comba omonima alla q. 3101 del Jardin des Chamois, attraverso il Grand Epicoune (GUERMANI, 1992; BURRI *et alii*, 1998; BALETTI, 2003). Il corpo basico inizia con una fascia di dioriti e gabbri metamorfici in facies scisti verdi, da scistoso-laminati a milonitici, a testimonianza della natura tettonica del contatto con gli gneiss granitoidi incassanti, qui coperto da depositi quaternari. La fascia basica contiene lenti di metagabbri meno deformati e un corpo molto appiattito di peridotiti cumulitiche, in genere alterate (ingrandite in carta). Verso nord, il corpo basico principale è formato da varie lenti di metagabbri poco deformati, avvolti da sottili fasce di rocce mafiche scistose o milonitiche, non distinte alla scala del foglio: si tratta di metagabbri e metadioriti ad anfibolo bruno, plagioclasio in genere completamente alterato e subordinata biotite. Gli gneiss di

Arolla a tetto del corpo basico sono in parte preservati nello sperone nord del Grand Epicoune, mentre il contatto con gli gneiss minuti e milonitici di letto è esposto con continuità lungo la parete occidentale della cresta Bec d'Epicoune-Pointe du Jardin des Chamois, ove la lente basica, tozza e ad alto angolo nel versante valdostano, addolcisce la sua pendenza e tende a chiudersi a becco di flauto. Proseguendo verso nord-ovest, il basamento cristallino sottostante è formato da alternanze di metagranitoidi massicci, omogenei o porfirici (Pointe d'Otemma), e da varietà più deformate e rielaborate, con gneiss occhiadini, microocchiadini, minuti e milonitici, diffusi questi ultimi soprattutto nel tratto frontale del lembo austroalpino. Il contatto tettonico tra il lembo della Dent Blanche (elemento inferiore, Serie di Arolla *Auct.*) e l'unità piemontese della Luette, mascherato lungo la sezione da depositi detritici e glaciali, è situato a circa 2600 m di quota ed è segnalato, come di consueto, da un contrasto morfologico molto marcato. L'unità della Luette è formata da calcescisti mesozoici con intercalazioni lenticolari di serpentiniti molto deformate, subordinati metabasalti (prasiniti, ovariditi, locali *pillow*-brecce a crossite-epidoto) e quarziti impure, talora a spessartina-piemontite (dintorni della Capanna Chanrion, fig. 80C). Dai pressi del Col de Tsofeiret al lago di Mauvoisin si osserva un'ampia struttura antiformale comprendente, da tetto a letto, le unità mesozoiche della Luette e di Mauvoisin (falda del Tsaté-Combin) e, al di sotto, le unità paleozoiche Métailler-Mont Fallère della falda del Mont Fort (Gran San Bernardo); analoga successione si osserva sul versante sinistro della Val di Bagnes, complicata da una cascata di pieghe meso-megascopiche (BURRI *et alii*, 1998, 1999).

Sezione D - Diretta in media SE-NO, la sezione taglia la media Valtournenche, la testata della Valle di St Barthélemy e il versante sinistro della Valpelline, dal colle del Pillonet (2698 m) alla Becca de Leseney (3502 m), attraverso Suisse (1745 m, a sud di Chamois), le frazioni di Buisson (1119 m) e Levaz (1707 m), il massiccio carbonatico della Cima Bianca (Cime Blanche, 3009 m), la faglia di Praz de Dieu (2290 m) e raggiunge il torrente Buthier poco a monte della frazione di Puillayes (1602 m), toccando tutte le unità tettoniche continentali ed oceaniche presenti nel foglio, eccetto la Falda del Mont Fort. Guardando il profilo, sul lato destro della Valtournenche (sinistro idrografico) si osservano, da tetto a letto: i) il basamento cristallino del lembo del Pillonet (elemento Austroalpino superiore, non eclogitico), costituito da ortogneiss minuti e microocchiadini tipo Serie di Arolla, suborizzontali, contenenti un corpo di anfiboliti albitico-epidotiche (DBY) con anfiboli sodici e fengite di età cretacea superiore (DAL PIAZ &



SACCHI, 1969; DAL PIAZ, 1976; CORTIANA *et alii*, 1998) e ripetute intercalazioni di marmi impuri di probabile età mesozoica (DBAc). Il lembo poggia, in contatto milonitico, su calcescisti con alcune intercalazioni stratoidi di prasiniti dell'unità del Combin (versante di Ayas). Ad occidente è delimitato da una faglia subverticale diretta nord-est che lo ribassa e lo pone in contatto con successioni di dolomie e marmi triassici dell'unità Pancherot-Cime Bianche, a loro volta sovrapposte a serpentiniti, calcescisti e prasiniti, in buona parte subaffioranti e riferibili dubitativamente all'unità del Combin inferiore. Nella zona vi sono estesi depositi quaternari che mascherano il contatto tettonico Combin/Zermatt-Saas, ubicato a circa 1850 m di quota, tra l'abitato di Suisse (1745 m) e Saverou (1898 m, IGM). L'impervia parete tra Suisse e Nuarsaz (1123 m), modellata dal ghiacciaio olocenico, è formata da anfiboliti albitiche, di origine basaltica, con locali corpi relitti di eclogiti e glaucofaniti granatiferi, dislocate da sistemi di frattura ad alto angolo, diretti circa est-ovest e nord-sud. Sul fianco sinistro del torrente Suisse compare, al di sotto dei metabasalti di Pilaz-Vieillen (la Magdaleine), il grande corpo di metagabbri con varietà eclogitiche che si estende per circa 2.5 km sino ad Antey-St-André.

Il ripido versante destro della Valtournenche (sinistro per chi guarda la sezione), sopra Buisson (stazione di partenza della funivia per Chamois) e sino al paese di Levaz (1707 m), è costituito dagli stessi metabasalti tholeiitici affioranti sul versante opposto (ZSA): assieme alla fascia di metagabbri eclogitici (ZSGa), esposti poco a sud, e a sottili scaglie di serpentiniti milonitiche, queste pietre verdi appartengono con certezza all'unità di Zermatt-Saas e costituiscono il substrato tettonico del lembo austroalpino inferiore (eclogitico) di Etirol-Levaz (fig. 51; KIENAST, 1983; BALLÈVRE *et alii*, 1986; DAL PIAZ, 1999; DAL PIAZ, *et alii*, 2001; BELTRANDO *et alii*, 2010b). Il lembo è formato da

orto e parascisti eclogitici più o meno retrocessi in facies scisti verdi, con intercalazioni di eclogiti e metagabbri eclogitici (ETLb) e con una sottile scaglia di serpentiniti. La giacitura tabulare e poco inclinata del lembo di Etirol-Levaz produce la morfologia dei pianori glaciali che si estendono dalla sommità della parete (2042 m) verso Crêt e la conca palustre di Lo Detor (1971 m) dove, come già ricordato, il lembo cristallino sparisce sotto la falesia di prasiniti e serpentiniti su cui poggia l'alpeggio di q. 2107 m. Queste pietre verdi e i sovrastanti calcescisti appartengono alla Zona del Combin, estremamente ridotta (200 m circa) per elisione tettonica in questo tratto della Valtournenche, tra il lembo di Etirol-Levaz e quello del Mont Mary-Cervino. Quest'ultimo è formato da 600 m circa di ortogneiss minuti albitico-fengitici e miloniti della Serie di Arolla, senza il consueto contrasto morfologico rispetto alla Zona del Combin, assenza dovuta allo stato di intensa deformazione tettonica e gravitativa del basamento austroalpino; vi si associano bande concordanti di gneiss leucocratici (filoni trasposti) e rari gneiss occhiadini e microocchiadini a microclino e/o albite a scacchiera. Le successioni mesozoiche della Zona di Roisan formano la parte superiore del massiccio della Cima Bianca e due intercalazioni minori di marmi a patina gialla e calcescisti entro gli gneiss minuti sottostanti (versante SSE), la prima a 2470 m, la seconda a 2750 m. Il lembo mesozoico della Cima Bianca è formato da dolomie cristalline, marmi e calcescisti (figg. 64-68), con ripetute intercalazioni tettoniche di gneiss minuti milonitici, ed è caratterizzato da un complesso quadro deformativo prodotto dall'interferenza di tre fasi plicative, due sinscistose e di tipo isoclinale ($F_1 - F_2$) e una caratterizzata da pieghe aperte F_3 , visibili sui versanti nord-orientale e sud-occidentale del massiccio e dislocate da faglie del sistema di Trois Villes, dirette ENE. In valle di St Barthélemy, il lembo mesozoico poggia su una potente successione di

Fig. 103 - Panorami dal Plateau Rosà, o Testa Grigia (DAL PIAZ, 1992). Guardando verso ovest (A-B): Breuil-Cervinia, il lembo del Cervino e la Zona Piemontese. Topografia: 1) Cresta Sometta-Motta di Pletè, 2) Cresta della Forca (3492), 3) Pancherot, 4) M. Rouge, 5) Mt Blanc du Creton, 6) Tour de Creton, 7) Jumeaux, 8) P. Gastaldi, 9) Dent d'Hérens, 10) Gh. di M. Tabel, 11) Gh. di Cherillon, 12) Testa del Leone, 13) Colle del Breuil. Geologia: i) Lembo del Cervino, Serie di Valpelline (VP), Serie di Arolla (AR), Zona di Roisan (R); micascisti (mc), gabbro permiano (Gb) e fascia milonitica (m); ii) Zona Piemontese: unità del Combin (CO), Pancherot-Cime Bianche (PCB), Zermatt-Saas (ZS). Depositi glaciali della PEG, non inerbiti (mo). Guardando verso il Cervino e la Svizzera (C). Topografia: 1) Cresta della Forca (3492), 2) Corno del Teodulo (3469 m), 3) Rifugio e Colle del Teodulo (3290 m), 4) Piccolo Cervino (3820 m), cresta nord, 5) Ober Gabelhorn (4062 m), 6) Zinal Rothorn (4221 m), 7) Weissborn (4505 m), 8) Dom du Mischabel (4545 m), 9) Täschhorn (4490 m), 10) Alphubel (4206 m), 11) Allalin (4027), 12) Rimpfischhorn 4198 m, 13) Pfulve, 14) Gornergrat (3089 m), 15) morena destra del gh. del Gorner, 16) Valle di Zermatt, Mattertal. Geologia: i) Lembi del Cervino e della Dent Blanche, Serie di Valpelline (VP), Serie di Arolla (AR), gabbro permiano e fascia milonitica (m); ii) Zona Piemontese: unità del Combin (CO), calcescisti con intercalazioni di prasiniti (cp); Pancherot-Cime Bianche (PCB); Zermatt-Saas (ZS), serpentiniti (s), micascisti e Fm del Garten (mc); iii) Sistema medio-penninico del Gran San Bernardo: basamento policiclico pre-westfaliano (SB), tegumento permio-carbonifero (C), Serie del Barrhorn, coperture in facies brianzonese scollate (BR) e piega retroflessa Zermatt-Mischabel (R); iv) Zona elvetica (E). (D-E) Idem, fotografie. - Panorama from Plateau Rosà, or Testa Grigia (DAL PIAZ, 1992). Looking west (A-B): Breuil-Cervinia, Matterhorn and Piemonte Zone. Topography: 1) Sometta-Motta di Pletè ridge, 2) Cresta della Forca (3492), 3) Pancherot, 4) Mt Rouge, 5) Mt Blanc du Creton, 6) Tour de Creton, 7) Jumeaux, 8) P. Gastaldi, 9) Dent d'Hérens, 10) Mt Tabel glacier, 11) Cherillon gl., 12) Testa del Leone, 13) Breuil Hill. Geology: i) Matterhorn tectonic element, Valpelline Series (VP), Arolla Series (AR), Roisan Zone (R); micascists (mc), Permian gabbro (Gb) and mylonitic horizon (m); ii) Piemonte Zone: Combin (CO), Pancherot-Cime Bianche (PCB) and Zermatt-Saas (ZS) units. Glacial deposits of L.G.A, without grass (mo). Looking towards the Matterhorn and the Swiss side (C). Topography, Italian and Swiss terms: 1) Cresta della Forca (3492), 2) Corno del Teodulo (3469 m), 3) Rifugio and Colle del Teodulo (3290 m), 4) Piccolo Cervino (3820 m), northern ridge, 5) Ober Gabelhorn (4062 m), 6) Zinal Rothorn (4221 m), 7) Weissborn (4505 m), 8) Dom du Mischabel (4545 m), 9) Täschhorn (4490 m), 10) Alphubel (4206 m), 11) Allalin (4027), 12) Rimpfischhorn 4198 m, 13) Pfulve, 14) Gornergrat (3089 m), 15) right moraine of Gorner Gl., 16) Zermatt valley, Mattertal. Geology: i) Matterhorn and Dent Blanche nappe s.s., Valpelline Series (VP), Arolla series (AR), Permian gabbro and mylonitic horizon (m); ii) Piemonte Zone: Combin unit (CO), calcscists and prasinite interlevings (cp); Pancherot-Cime Bianche (PCB); Zermatt-Saas (ZS), serpentinites (s), micascists and Garten Fm (mc); iii) Middle-Penninic Grand St Bernard system: polycyclic pre-westfalian basement (SB), Permian-Carboniferous units (C), Barrhorn Series, briançonais decollement cover units (BR) and Zermatt-Mischabel-back-fold (R); iv) Helvetic Zone (E). (D-E) Idem, photographs.

miloniti grigio-verdognole e tettoniti nerastre (DBAd), esposte per 300-400 m, riferite al basamento cristallino e delimitate verso nord-ovest dalla faglia di St Barthélemy, diretta nord-est e appartenente al sistema di Trois Villes (BISTACCHI & MASSIRONI, 2000; BISTACCHI *et alii*, 2001). Il versante destro della valle (sinistro nel profilo) è formato da prevalenti gneiss minuti albitici e microocchiadini della Serie di Arolla, attribuibili all'unità inferiore del lembo Dent Blanche. Dal punto di vista morfologico il versante è suddiviso in due tratti acclivi, separati dal ripiano glaciale in cui è insediato il lago Leseney (2575 m), con il Bivacco Nebbia (indicato su I.G.M.), ora sostituito dal più ampio Bivacco Reboulaz (2585 m). Seguendo la sezione verso la Becca de Leseney, il versante è costituito da discontinui affioramenti di gneiss minuti con una banda ettometrica di gneiss occhiadini (2600 m). Il contatto tra i due elementi tettono-metamorfici del lembo Dent Blanche è segnalato dalla consueta zona di taglio duttile, situata a 2950-3000 m e comprendente una fascia di granitoidi milonitici (di Arolla) e un livello sovrastante di filloniti scure di origine kinzigitica. Il passaggio al complesso kinzigitico, formato da paragneiss e migmatiti con parziale rielaborazione alpina, in genere limitata, avviene in modo brusco per effetto dell'elevato gradiente deformativo. Presso la base, il complesso kinzigitico è caratterizzato dalla presenza di una prima intercalazione di marmi antichi (MYSd, 3050 m) e, poco sopra (3100-3170 m), di una scaglia di gneiss minuti albitico-micacei che costituiscono la chiusura di una piega coricata. Altre intercalazioni di marmi antichi compaiono sotto la vetta della Becca de Leseney, ove sottolineano una piega coricata prealpina vergente a sud-est; riappaiono più a nord, sul versante destro della Comba des Arbières, al limite con un vasto corpo di paragneiss a biotite-granato-sillimanite con *fabric* prealpino ben preservato (MYSh), esteso sino al Buthier (1600 m). Presso l'alpeggio di Praz de Dieu (2290 m) la sezione geologica attraversa la faglia omonima (figg. 60, 104), diretta ENE e connessa, come già ricordato, alla faglia ad alto angolo del Buthier situata lungo l'asse della Valpelline. Oltre la fine della sezione, il versante destro della Valpelline espone un complesso kinzigitico con rielaborazione alpina parziale e discontinua (MYS), contenente abbondanti intercalazioni di metabasiti e subordinati marmi: come indicato nella sezione E, esso si estende sino al contatto milonitico con la sovrastante unità di Arolla, in posizione rovesciata nell'ipotesi che la Serie di Valpelline costituisca il nucleo di una megapiega sinformale.

Sezione E - Parallela alla precedente, la sezione inizia in Valle di St Barthélemy, presso la frazione di Praz (1738 m), si estende verso nord-ovest at-

traverso il M. Rion (2710 m) e il Col du Salvè (2568 m) sino alla Becca de Fontaney (2972 m) e al M. Pisonet (3206 m), spartiacque con la Valpelline (fig. 40B), segue l'impervia dorsale tra la Comba di Montagnayes (Montagnaia) e quella di Vessonaz (Vessona), attraversa il torrente Buthier (1400 m), a est di Dzovenno, e risale il versante destro idrografico (sinistro in sezione) della Valpelline, tra la comba di Crête Sèche e quella di Faudery (figg. 43A, 78), sino alla q. 3307 del Trident, raggiunge il Mont Gelé (3518 m), la Fenêtre Durand (2797 m), tra la Conca di By e la Val di Bagnes (figg. 3A), e infine il Mont Avril (3346 m). Nel primo tratto del profilo, partendo dalla Valle di St Barthélemy, il substrato roccioso è costituito da un corpo di serpentiniti, presso Praz, e da sovrastanti calcescisti della Zona del Combin, in buona parte mascherati da depositi glaciali e detritici: essi si estendono fino a 2200 m circa, dove affiora la base degli gneiss minuti albitici, microocchiadini e milonitici (Serie di Arolla), riferiti all'unità inferiore del lembo del Cervino. Gli gneiss minuti del M. Rion contengono alcune sottili intercalazioni di marmi gialli e calcescisti della Zona di Roisan (una sola nella sezione) e, poco sotto, alla base dello sperone sud-ovest (2500-2400 m), un corpo lenticolare di micascisti, metagabbri anfibolici, miloniti e marmi antichi analoghi a quelli del lembo del Pillonet. La zona è interessata da deformazioni gravitative. Nel sottosuolo del Col Salvè (2568 m) sono proiettati in sezione, con notevoli semplificazioni, gli affioramenti esposti nei pianori tra il colle e Chavalary, costituiti da dolomie e marmi a liste di quarzo della Zona di Roisan, associati a miloniti (figg. 64-67). Lo sperone meridionale della Becca de Fontaney, sopra il Col de Chaleby, inizia con una barra decametrica di marmi e calcescisti mesozoici ed è costituito, al di sopra, da prevalenti ortogneiss minuti albitico-fengitici, attribuibili all'unità inferiore (Serie di Arolla) del lembo della Dent Blanche. Superata una faglia ad alto angolo del sistema di Trois Villes, immersa a ONO, lungo la cresta tra la Becca de Fontaney e il M. Pisonet, si incontra il contatto tettonico tra l'unità inferiore e quella superiore (marmi e parascisti della Serie di Valpelline): il contatto è deformato da una piega megascopica F₃ con asimmetria a S (guardando a nord-est) e piano assiale immergente a basso angolo verso la Valpelline. La dorsale Pisonet-Couloz, sino circa al colletto situato a sud della Becca d'Invergnau, è modellata nel complesso kinzigitico (MYS) con retrocessione alpina da limitata a pervasiva e grandi bancate di marmi antichi che segnalano, a distanza, l'esistenza di pieghe meso-megascopiche. Più a nord, si passa, con limite transizionale, al complesso kinzigitico con *fabric* prealpino di alto grado ben preservato (MYSh) e grana spesso vistosa.

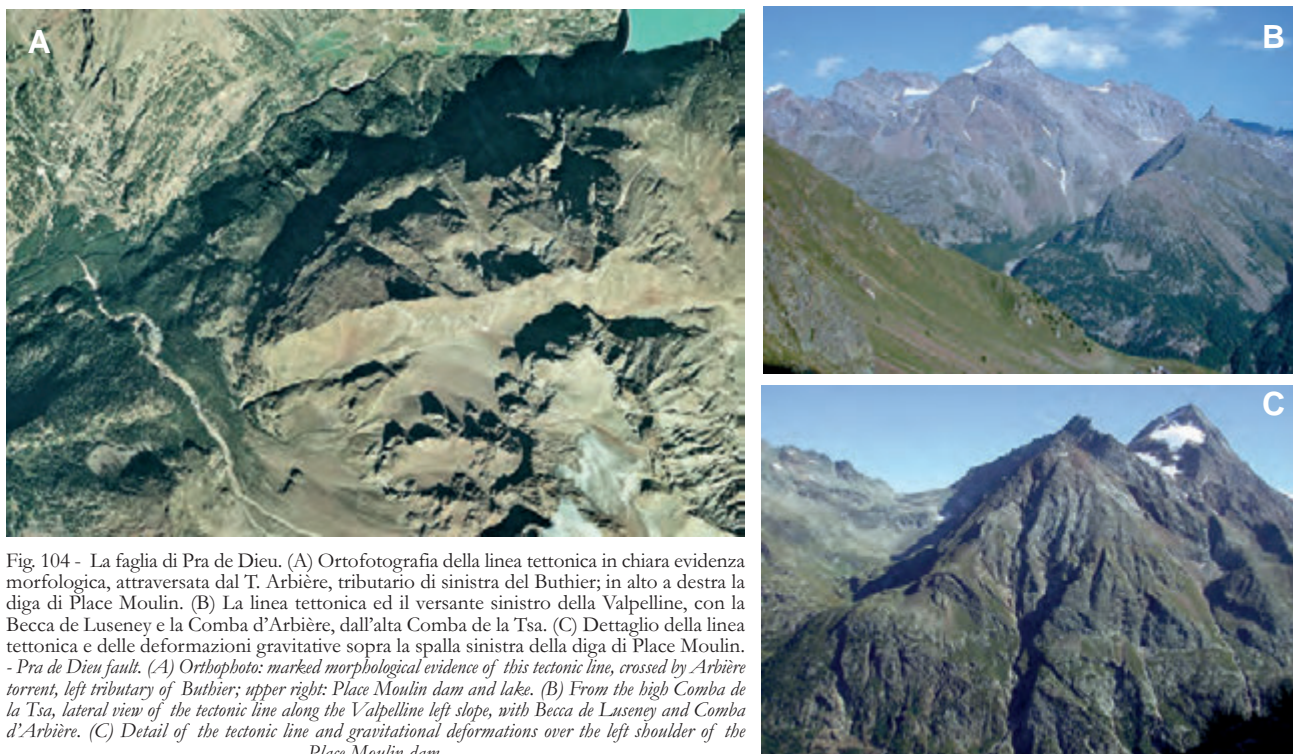


Fig. 104 - La faglia di Pra de Dieu. (A) Ortofotografia della linea tettonica in chiara evidenza morfologica, attraversata dal T. Arbière, tributario di sinistra del Buthier; in alto a destra la diga di Place Moulin. (B) La linea tettonica ed il versante sinistro della Valpelline, con la Becca de Luseny e la Comba d'Arbière, dall'alta Comba de la Tsa. (C) Dettaglio della linea tettonica e delle deformazioni gravitative sopra la spalla sinistra della diga di Place Moulin.
- Pra de Dieu fault. (A) Orthophoto: marked morphological evidence of this tectonic line, crossed by Arbière torrent, left tributary of Buthier; upper right: Place Moulin dam and lake. (B) From the high Comba de la Tsa, lateral view of the tectonic line along the Valpelline left slope, with Becca de Luseny and Comba d'Arbière. (C) Detail of the tectonic line and gravitational deformations over the left shoulder of the Place Moulin dam.

Carta e sezione riportano le due principali intercalazioni di marmi. Il complesso raggiunge la gola del Buthier e la faglia omonima, poi risale sul versante opposto sino alla frazione di Crêtes (1671 m), a monte di Dzovenno, con fresche kinzigiti a grana grossa e numerose intercalazioni di metabasiti e subordinati marmi. Nella gola si trova la miniera abbandonata di calcopirite in ganga quarzosa di Servaz (sono visibili alcune discariche). Il contatto tettonico con la sovrastante unità inferiore (Arolla in posizione rovesciata) del lembo della Dent Blanche affiora a 1700 m circa, sopra Crêtes, e prosegue con andamento rettilineo e qualche ampia ondulazione (in carta) sino alla Comba de la Tsa (Plan Marmottin) e alla Comba de la Sassa (sezione C), marcato dalla banda di kinzigiti filonitiche e da quella di granitoidi milonitici (DIEHL *et alii*, 1952; GUERMANI, 1992; BURRI *et alii*, 1998). Questo contatto è anche caratterizzato da una parziale riattivazione fragile, attribuibile alla fase di distensione NW-SE oligocenica (D_1 in BISTACCHI & MASSIRONI, 2000). Il tratto successivo della sezione, sino a quota 2000 m circa, è costituito da una potente fascia di gneiss minuti albitico-fengitici della Serie di Arolla, talora microocchiadini (albite a scacchiera) e con ripetute fasce milonitiche di tipo omogeneo e a bande (fig. 71D), in belle esposizioni lungo il torrente e i tagli artificiali della strada bianca che da Ruz (Dzovenno) sale a Berriè (DAL PIAZ, 1992; GUERMANI, 1992; PENNACCHIONI & GUERMANI, 1993). Analoghi litotipi della Serie di

Arolla ad alta deformazione alpina affiorano alla fronte nord-occidentale del lembo Dent Blanche, dal Mont Gelé al lago della Clusa (fig. 71A-B, 105), ed entrambi avvolgono il dominio plurichilometrico di *low strain* costituito dai metagranitoidi massicci con trasposti pendenti di tetto del M. Morion (Mont Rion in carta) (fig. 7B); il corpo è cartografato e descritto da DIEHL *et alii*, (1952) e DAL PIAZ & GUERMANI (in BURRI *et alii*, 1998, 1999), con osservazioni petrografiche e strutturali di dettaglio di PENNACCHIONI & GUERMANI (1993), RODA & ZUCALI (2008), MALASPINA *et alii*, (2011). Il *thrust* frontale del lembo della Dent Blanche sui calcescisti della Zona del Combin (Tsaté) è esposto lungo la cresta di confine, alla base dello sperone nord-occidentale del Mont Gelé, presso la Fenêtre Durand (figg. 3A, 4A) esso è marcato da miloniti in facies scisti verdi e da scaglie di serpentiniti cataclastico-milonitiche, presenti anche all'inizio della cresta nord-orientale del Monte Berrio, già nel Foglio Gran San Bernardo, e nel settore svizzero. L'analisi cinematica di questo contatto, effettuata da WUST & SIVERBERG (1989), dimostrato l'esistenza di una generalizzata tettonica estensionale a partire dalla transizione duttile-fragile (Oligocene). I calcescisti del Mont Avril mostrano varietà carbonatiche lungo la cresta sud-orientale e varietà terrigene sul versante svizzero e lungo la cresta occidentale (BURRI *et alii*, 1998, 1999), non distinte in carta; i metasedimenti contengono due intercalazioni stratoidi di metabasalti prasinitici e metagabbri



Fig. 105 - Il thrust frontale del lembo Dent Blanche sui calcescisti mesozoici della Zona del Combin nascosti sotto la piana alluvionale di Eaux Blanches e i depositi glaciali dell'alta Conca di By; sullo sfondo il M. Gelé e la Fenêtre Durand.
 - The Dent Blanche frontal thrust over the Mesozoic calcscists of the Combin Zone, hidden below the alluvial plain of Eaux Blanches and glacial deposits of high Conca di By; at bottom the Mt. Gelé and Fenêtre Durand.

in facies scisti verdi (Fenêtre Durand, non segnalati in precedenza) e lenti di serpentiniti esposte nella parete meridionale di q. 3190 (Col du Mont Avril nella CTR) e proiettate nella sezione geologica. Come riportato in precedenza, il contatto tra le serpentiniti e i metasedimenti della Conca di By (*e.g.*, Punta Ratti, a sud della Capanna Amiante nel Foglio Gran San Bernardo) è spesso marcato da “*aureole di contatto magmatico*” con fels a silicati di calcio (DIEHL *et alii*, 1952), reinterpretate come zone di reazione rodingitica e indicative di un mantello peridotitico esposto e serpentinitizzato al fondo del bacino mesozoico (DAL PIAZ, 1969, 1999). Breccie sedimentarie di serpentiniti con sottili intercalazioni di depositi oceanici e zone di reazione rodingitica affiorano al margine occidentale della conca di By, entro i calcescisti piemontesi a nord del Bivacco Savoye (Foglio Gran San Bernardo, rilievi inediti 2012).

2. - EVOLUZIONE STRUTTURALE

Le unità tettono-metamorfiche distinte nel foglio sono caratterizzate da deformazioni prealpine e alpine (unità policicliche) o da sole defor-

mazioni polifasiche, duttili e fragili, riferibili all'orogenesi alpina (unità monocicliche). Le deformazioni estensionali avvenute nel Permiano e nel *rifting* continentale mesozoico sono state in genere invertite e comunque mascherate dalla sovraimpronta tettono-metamorfica alpina. Il foglio è caratterizzato dalla presenza di sovrascorrimenti di vario rango, da deformazioni duttili, prealpine ed alpine, da una scistosità regionale riferibile in genere alla seconda fase alpina di deformazione duttile e da sistemi di faglie di notevole estensione che dislocano in varia misura la pila delle falde. Con i consueti simboli sono indicate in carta le anisotropie planari e lineari più significative, queste ultime limitate al settore italiano. I simboli non specificano l'età alpina o prealpina ed il carattere dell'anisotropia, desumibile dal codice e dalla descrizione del litotipo e dell'unità a cui sono associati. Nei litotipi policiclici con forte sovraimpronta dinamica alpina la foliazione prealpina è riattivata dagli eventi alpini. Dati analitici puntuali (banca digitale) sono inseriti nel sito ufficiale della Regione Autonoma Valle d'Aosta (GEOLOGIA.VDA, <http://geologiavda.partout.it/>).

2.1. - DEFORMAZIONI DUTTILI

Le deformazioni megascopiche più appariscenti rappresentate in carta, negli schemi tettonici e nei profili a margine sono i sovrascorrimenti (*thrust*) di vario rango e le pieghe, dette post-falda, che deformano unità tettoniche già appilate. Con linee blu di diverso spessore sono indicati i *thrust* che delimitano le unità tettoniche principali, continentali (lombi austroalpini e pennidici) e oceaniche (unità ofiolitiche piemontesi), e i contatti milonitici tra unità tettoniche individuate al loro interno (e.g., Arolla e Valpelline). In vari casi le tracce dei *thrust* sono troppo vicine per consentire di decorarle col simbolo (triangolini) dell'unità di tetto, peraltro desumibile dalla lettura della carta geologica ed evidente nelle sezioni.

Le osservazioni sul terreno e al microscopio, accompagnate da dati petrologici e da datazioni stratigrafiche e isotopiche, consentono di delineare i caratteri principali della complessa evoluzione strutturale del prisma austroalpino-pennidico. Nelle condizioni più favorevoli, esse permettono di riconoscere una successione di eventi deformativi in base ai loro rapporti di sovrapposizione, di distinguere le deformazioni sinmetamorfiche (sin-scistose *Auct.*) da quelle postmetamorfiche, prealpine ed alpine, con riferimento a specifiche condizioni P-T-tempo, di documentare il carattere quasi sempre composito della scistosità dominante (detta regionale) e di ricostruire, sulla base di indicatori di vario tipo, la cinematica di singole unità tettono-metamorfiche e dei gruppi di unità deformate in modo omogeneo. Dopo la prima applicazione dell'analisi strutturale moderna in Valle d'Aosta ad opera di Rosalino SACCHI (in DAL PIAZ & SACCHI, 1969, lembo del Pillonet), dati strutturali di dettaglio sono stati forniti da BALLÈVRE & LE GOFF (in BALLÈVRE *et alii*, 1986), VOGLER (1987), SCHIAVO (1992), ZANELLA (1992), MONOPOLI (1993), FORSTER *et alii* (2004), ANGIBOUST & AGARD (2010), ZANONI *et alii* (2012) nei lombi del Cervino e di Etirol-Levaz e nella Zona piemontese in Valtournenche e in valle di St Barthélémy, da GUERMANI (1992), PENNACCHIONI & GUERMANI (1993), MENEGON *et alii* (2007, 2008), RODA & ZUCALI (2008, 2011), MALASPINA *et alii* (2011), ZUCALI *et alii* (2011) nel lembo della Dent Blanche in Valpelline, da CESARE (1987), ZAGGIA (1987), CANEPA *et alii* (1990), PENNACCHIONI & CESARE (1997), PENNACCHIONI *et alii* (2001) nel lembo del Mont Mary, da CANEPA *et alii* (1990), MANZOTTI (2011), MANZOTTI *et alii* (2012) nella Zona di Roisan tra il paese omonimo ed il lago di Cignana, da REDDY *et alii* (2003) nel transetto tra l'alta Val d'Ayas e il margine interno del lembo del Cervino ed infine da AYRTON *et alii* (1982), SAVARY & SCHNEIDER (1983), BAIRD & DEWEY (1986), WUST

& SILVERBERG (1989), BURRI *et alii* (1998, 1999), STECK *et alii* (1999), BUCHER *et alii*, (2004) nel settore svizzero del foglio.

I dati strutturali raccolti durante il rilievo del foglio, inseriti ancora in parte nella citata banca dati digitale, sono esposti in seguito in modo sintetico ad integrazione di quelli tratti dalla letteratura, con maggiore dettaglio in alcune aree di particolare interesse.

2.1.1. - Deformazioni prealpine

La presenza di *fabric* prealpini in facies granulitica e/o anfibolitica documenta il carattere policiclico (alpino e più antico) delle unità di basamento pregranitico della falda Dent Blanche s.l. Essi sono conservati, talora in modo praticamente perfetto, nelle rocce pelitiche, carbonatiche e mafiche del complesso kinzigitico: come già ricordato, si tratta delle unità superiori dei lombi Dent Blanche e Mont Mary-Cervino, situate a livelli strutturali diversi nel prisma collisionale. Allo stato di relitti strutturali meso-microscopici e/o mineralogici, le associazioni prealpine di alto grado sono presenti anche nei parascisti appartenenti alle unità inferiori dei lombi Austroalpini superiori (Mont Mary-Cervino e Pillonet, non eclogitici) e dei lombi inferiori (Etirol-Levaz, ecc., eclogitici). All'esame macroscopico, nei settori meglio preservati della Serie di Valpelline (MYSh, MYSi) si riconoscono in genere due foliazioni prealpine, definite da associazioni mineralogiche di alto grado che precedono la genesi delle migmatiti e dei filoni leucocratici associati (DIEHL *et alii*, 1952; NICOT, 1977; GARDIEN, 1994; GARDIEN *et alii*, 1994): la prima è pervasiva e persistente ed è deformata da pieghe mega-mesoscopiche, isoclinali o aperte, evidenziate a distanza e nelle sezioni dalle grandi intercalazioni di marmi e con locale sviluppo di una nuova foliazione di piano assiale (fig. 106A). In entrambi i casi la scistosità è marcata da abbondante biotite bronzea nelle metapeliti, da un fine *banding* composizionale nelle metabasiti, con alternanza di letti neri (pirossenico-anfibolici) e di letti bianchi (plagioclasio calcico), e da filari di noduli silicatici nei marmi impuri. La successiva evoluzione prealpina è caratterizzata, al diminuire della pressione, da estesi processi di fusione parziale delle metapeliti con sviluppo di sacche e letti di pegmatiti di anatessi (fig. 106B) che tendono a disporsi in prevalenza lungo le anisotropie planari precedenti, anche se non mancano sistemi di vene e di filoni nettamente discordanti, evidenti soprattutto nelle zone con pieghe macroscopiche. Il processo è accompagnato dall'arricchimento in granato delle restiti, talora cospicuo e a grana vistosa. La scistosità regionale di alto grado è ritenuta generalmente variscica (DESMONS *et alii*, 1999c, con rif. bibl.). L'ini-



Fig. 106 - (A) Pieghe isoclinali prealpine nel complesso kinzigitico del lembo Dent Blanche, comba dei Tre Laghi, versante destro della Valpelline. (B) Pegmatiti di anatessi della Serie di Valpelline, Comba della Sassa. (C) Migmatiti e intrusioni nella falda del Monte Rosa: complesso a metamorfismo pregranitico intruso da corpi discordanti, Naso del Lyskamm; (D) dettaglio di una pegmatite con grandi cristalli di cordierite sostituita da aggregati di granato-kyanite alpini, zona del Rif. Mantova.

- (A) Pre-Alpine isoclinal folding in the Dent Blanche kinzigitic complex, Comba dei Tre Laghi, right side of Valpelline. (B) Anatectic pegmatite of Valpelline Series, Comba della Sassa. (C) Migmatites and intrusions in the Monte Rosa nappe: pre-granitic metamorphic complex intruded by discordant granitic bodies, Naso del Lyskamm; (D) Detail of a pegmatite with large crystals of cordierite, replaced by Alpine garnet-kyanite aggregates, Mantova Hut area.

zio del ciclo anatettico è probabilmente anteriore all'intrusione dei plutoni permiani, ma nella falda Dent Blanche non vi sono prove dirette a sostegno di questa ipotesi poiché i rapporti tra il complesso kinzigitico della Serie di Valpelline e i corpi di gabbri e granitoidi permiani della Serie di Arolla sono sempre e ovunque di natura milonitica. Il complesso kinzigitico ha risentito in varia misura della perturbazione termica prodotta dall'*igneous under-*

plating dei batoliti gabbri (DAL PIAZ *et alii*, 1983; DAL PIAZ, 1993, 2010) e si è raffreddato lentamente durante la sua esumazione in regime transensivo: lo si può desumere dalla stretta analogia con la Zona Ivrea-Verbanò e da alcune recenti datazioni U-Pb su monazite (304-248 Ma) e zirconio (274 ± 1; ZUCALI *et alii*, 2011). Come già ricordato, l'età pregranitica del *fabric* granulitico nelle unità austroalpine trova sostegno a scala regionale nel-

l'esistenza di rapporti intrusivi discordanti preservati localmente nell'unità inferiore del lembo Dent Blanche (M. Morion; BURRI *et alii*, 1998, 1999; RODA & ZUCALI, 2008; DAL PIAZ, 2010), nel M. Emilius (PENNACCHIONI, 1996), in altri lembi eclogitici e soprattutto nella Zona Sesia-Lanzo (M. Murcrone-M. Mars) i cui parascisti derivano da un complesso di paragneiss e metabasiti molto simile a quello della Serie di Valpelline, impronta alpina a parte (NOVARESE, 1929, 1931; DAL PIAZ *et alii*, 1972, 1983; COMPAGNONI *et alii*, 1977; LARDEAUX & SPALLA, 1991; DAL PIAZ, 1993; ZUCALI, 2002; ZUCALI *et alii*, 2002). Passando alle vicine unità penniniche interne, spettacolari intrusioni discordanti di graniti permo-carboniferi entro i paragneiss a biotite-granato-sillimanite con diffuse migmatiti a cordierite (attualmente pinitizzata) del Monte Rosa (complesso pregranitico) sono esposte al Lyskamm (fig. 106C-D) e nel vallone di Verra, alla testata della Valle d'Ayas (DAL PIAZ, 1971a, 2004). Analoghi rapporti tra corpi intrusivi e migmatiti sono presenti nel basamento cristallino del Gran Paradiso.

Nei domini poco deformati dall'orogenesi alpina, i litotipi della Serie di Arolla e della Serie di Valpelline conservano buona parte delle associazioni magmatiche permiane e di quelle metamorfiche di alto grado, con trasformazioni alpine parziali. Il quarzo primario mostra estinzione ondulata o a bande, ma limitata o assente ricristallizzazione dinamica in aggregati a grana molto più minuta rispetto a quella del precursore: *subgrain rotation* è il meccanismo di deformazione prevalente. Il plagioclasio è preservato raramente e mostra in genere una trasformazione da parziale a completa in aggregati saussuriti submicroscopici di zoisite-clinozoisite, albite e muscovite sericitica. Il contenuto in epidoto è indicativo del tenore in Ca nel plagioclasio originario. Nei paragneiss kinzigitici la destabilizzazione di sillimanite, granato e biotite inizia lungo microfrazture che attraversano l'aggregato cristallino e indicano l'importanza della deformazione fragile nelle fasi iniziali del processo.

Negli altri settori del Foglio Monte Cervino le anisotropie prealpine sono in varia misura riattivate, riequilibrare, trasposte e mascherate dalle deformazioni polifasiche e dalla rigenerazione metamorfica alpina (in facies eclogitica o scisti blu e poi in facies scisti verdi).

A scala mega-mesoscopica si osservano corpi lenticolari più o meno appiattiti di kinzigiti e rocce associate che conservano il *fabric* composito prealpino, variamente orientato rispetto alle filloniti-miloniti alpine che li avvolgono: i loro contatti sono caratterizzati da passaggi graduali o, con maggiore frequenza, da gradienti di deformazione molto elevati. La situazione si ripete per alcuni corpi di me-

tagranitoidi massici, anche se in modo meno vistoso. I rapporti tra miloniti alpine ed i corpi con *fabric* metamorfici (Valpelline) e magmatici (Arolla) preservati sono schematizzati in figura 107A (PENNACCHIONI & GUERMANI, 1993).

Di particolare interesse la presenza nell'unità kinzigitica del lembo del Mont Mary di miloniti prealpine con associazioni sincinematische in facies anfibolitica (fig. 107B, PENNACCHIONI & CESARE, 1997), ubicate nel settore al limite tra i fogli Châtillon e Monte Cervino. Distinte con il codice

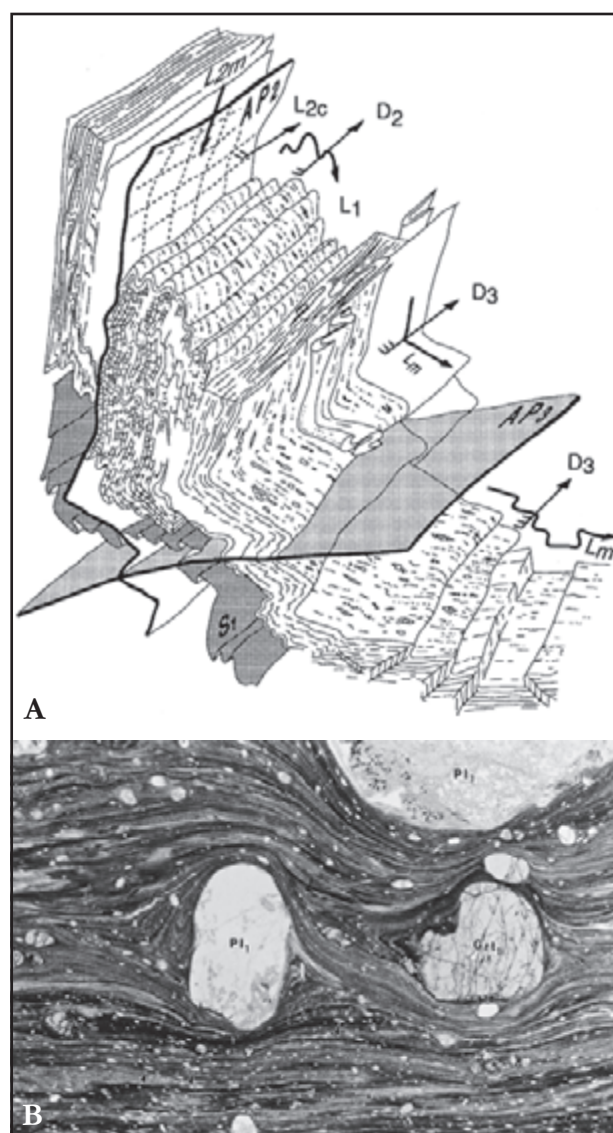


Fig. 107 - (A) Schema delle deformazioni duttili alpine D_1 - D_2 - D_3 e delle lineazioni nel lembo della Dent Blanche in Valpelline (PENNACCHIONI & GUERMANI, 1993). (B) Ultramylonite prealpina in facies anfibolitica nel complesso kinzigitico del Mont Mary (MY_{S_c}), con porfiroclasti di granato (Grt_1), plagioclasio (Pl_1) e piccola sillimanite (freccie) in matrice fluidale ricca in biotite e finemente zonata (PENNACCHIONI & CESARE, 1997).

- (A) Sketch of Alpine ductile deformations D_1 - D_2 - D_3 and lineations of the Dent Blanche nappe s.s. in Valpelline (PENNACCHIONI & GUERMANI, 1993). (B) Pre-Alpine amphibolite-facies ultramylonite in the kinzigitic complex of Mont Mary (MY_{S_c}), including porphyroclasts of garnet (Grt_1), plagioclase (Pl_1) and small sillimanite (arrows) in a flowing, finely banded and biotite-rich matrix (PENNACCHIONI & CESARE, 1997).

MYSe, sono costituite da quarzo, biotite, muscovite, plagioclasio, granato, sillimanite, ilmenite e grafite e riferibili dubitativamente a fasi deformative permo-mesozoiche.

2.1.2. - *Deformazioni permo-mesozoiche*

La fase estensionale-transtensiva che ha generato l'evoluzione tettono-termica e magmatica permiana non ha lasciato nell'area del foglio tracce evidenti e ben documentabili a causa della severa sovrainpronta polifasica alpina. Oltre alle miloniti in facies anfibolitica del Mont Mary, le miloniti alpine al limite tra gabbri e granitoidi della Serie di Arolla (figg. 16, 75A) hanno probabilmente riattivato alcune delle discontinuità permiane e/o mesozoiche che hanno sollevato e posto a contatto unità situate in origine a livelli crostali diversi. L'ipotesi è corroborata dalle trasformazioni coronitiche nei corpi gabbri del Cervino (DAL PIAZ *et alii*, 1977; BENCIOLINI, 1996) e della Sassa (BALETTI, 2003), da quelle nei metagabbri granulitici relitti del lembo di Etirol-Levaz (KIENAST, 1983), dal confronto con l'evoluzione della Zona Ivrea-Verbanò (QUICK *et alii*, 1992, 1994, con rif. bibl.) e dal quadro complesso e contrastante degli indicatori cinematici osservati nel versante italiano del Cervino (ZANELLA, 1992). Le grandi faglie estensionali a basso angolo che hanno guidato la formazione del *rifting* continentale mesozoico sino alle strutture iperestese del margine distale adriatico sono state riprese, grazie alla loro debolezza meccanica, dalle deformazioni polifasiche alpine e poi ricucite dal metamorfismo di subduzione e da quello barroviano: in vari casi, tuttavia, esse sono ancora individuabili in base alla presenza di specifiche associazioni litologiche e di strutture proprie della transizione continente-oceano (BELTRANDO *et alii*, 2010a-b). Lo documentano le unità di basamento e copertura riferite ad originari alloctoni estensionali e le molteplici evidenze di denudazione del mantello litosferico non solo nella Zona di Zermatt-Saas, da tempo note, ma anche nella Zona del Combin, indicate da quarziti a manganese aderenti a corpi di serpentiniti (*e.g.*, Testa Grigia nord: DAL PIAZ, 1969a; Lignan: BALDELLI *et alii*, 1983), oltre alle diffuse oficalci e alle brecce serpentinitiche presenti in entrambe le unità ofiolitiche nella conca di By, nel versante sinistro della Valle d'Aosta e nel massiccio del M. Avic (Foglio Chatillon), a nord (tetto) e a sud (letto) della linea tettonica Aosta-Ranzola.

2.1.3. - *Deformazioni alpine*

Le faglie normali a basso angolo permiane e/o mesozoiche all'interno del basamento austroalpino e i contatti tettonici che in origine separavano le unità di crosta continentale da quelle oceaniche

sono stati profondamente modificati alla scala regionale da almeno tre fasi di deformazione duttile, rendendo estremamente complesso il quadro strutturale del foglio (figg. 52, 60). I contatti tra i lembi austroalpini e le unità ofiolitiche piemontesi e quello tra queste ultime e la falda del Mont Fort (Gran San Bernardo) corrispondono a superfici di sovrascorrimento di primo ordine, unitamente al contatto tra il gruppo di unità non eclogitiche (lembi Austroalpini superiori + Combin-Tsaté) e il sottostante gruppo di unità eclogitiche (lembi Austroalpini inferiori + Zermatt-Saas): alcuni contatti riattivano e invertono strutture preorogeniche legate alle fasi permiane, all'evoluzione del *rifting* continentale e alla genesi di alloctoni estensionali (DAL PIAZ, 1999, 2010; BELTRANDO *et alii*, 2010a-b). Il picco del metamorfismo alpino (vedi Capitolo V) indica che questi due gruppi di unità tettono-metamorfiche hanno raggiunto nella zona di subduzione profondità massime notevolmente diverse, seguendo traiettorie indipendenti, diacrone o sincrone a seconda dei casi, sino al loro definitivo accoppiamento avvenuto durante l'esumazione e l'accrescimento del prisma orogenico.

I sovrascorrimenti principali disegnati nello schema tettonico sono in realtà mascherati, per lunghi tratti, da coltri detritiche o da depositi glaciali. Ove esposti, sono in genere sottolineati da ampie zone milonitico-fillonitiche e, in certi casi, da cataclasi e pseudotachiliti che documentano successive riattivazioni di tipo semiduttile e fragile. Altri sovrascorrimenti sono presenti all'interno di unità o di gruppi di unità tettoniche caratterizzati da analoga storia metamorfica e cronologica, sottolineati da zone di taglio duttile, da metasedimenti di copertura o da allineamenti di lenti di serpentiniti milonitiche, derivate da peridotiti di mantello sottocontinentale e vere saponette dal punto di vista reologico.

Il contatto tettonico tra l'unità (Serie *Auct.*) di Valpelline e quella di Arolla nel settore esterno del lembo della Dent Blanche è bene esposto lungo vari tratti del versante destro della Valpelline (figg. 16, 40A) e, per il settore interno, al Cervino (fig. 63) e nell'impervia parete orientale delle Grandi e Piccole Muraglie (fig. 103). Nel primo caso, privo di difficoltà alpinistiche, l'analisi strutturale meso-microscopica della zona di taglio duttile che delimita le due unità di basamento ha messo in evidenza nelle filloniti (di origine kinzigitica) e nelle miloniti (granitoidi) in dominante facies scisti verdi la presenza di lineazioni di *stretching* dirette NO-SE, con indicatori cinematici che documentano un trasporto tettonico verso nord-ovest dell'unità di tetto (GUERMANI, 1992; PENNACCHIONI & GUERMANI, 1993), seguito da un'inversione del movimento, con traslazione verso il settore interno del prisma collisionale (REDDY *et alii*, 1999, 2003). Nella zona

di Bionaz, DIEHL *et alii*, (1938, 1952) indicano la presenza di un orizzonte di ultramiloniti lungo il contatto tettonico Valpelline/Arolla, una delle maggiori evidenze contro il modello dell'ultrapiegia di ARGAND. Vi si associano, in un tratto discreto del *thrust*, tipiche pseudotachiliti nerastre, descritte da MENEGON *et alii*, (2007).

La scistosità dominante ha carattere composito (fig. 107), con S_1 e S_2 distinguibili macroscopicamente solo nei casi in cui S_2 sia un clivaggio di crenulazione sufficientemente spaziato e trasversale rispetto a S_1 , mentre al microscopio è possibile in genere attribuire alla scistosità penetrativa dominante il rango di S_2 . Tutte le maggiori unità strutturali contengono discontinue tracce della scistosità alpina S_1 , associata ad un gruppo di deformazioni F_1 caratterizzate principalmente da miloniti, pieghe isoclinali senza radice, pieghe a guaina ed estese trasposizioni in regime di taglio semplice avvenute durante l'evoluzione tettono-metamorfica delle unità continentali ed oceaniche nella zona di subduzione. Queste strutture sono diffuse ed evidenti nel gruppo di unità ad impronta eclogitica, mentre sono meno appariscenti nelle unità con relitti in facies scisti blu: come già ricordato, nel primo gruppo la scistosità S_1 è riferibile all'Eocene (Etirol-Levaz e Zermatt-Saas), nel secondo al Cretacico sup. (Pillonet) e a tempi probabilmente intermedi (Zona del Combin). Il contatto tettonico tra la Zona del Combin e la Zona di Zermatt-Saas è visibile localmente lungo il versante destro della Valtournenche (figg. 60, 103), complicato dalla presenza dell'unità Pancherot-Cime Bianche e dal lembo di Etirol-Levaz, ma in gran prevalenza è sepolto sotto depositi quaternari. L'esistenza nel vallone di Cignana di una unità ofiolitica di UHP, indipendente dal resto della Zona di Zermatt-Saas, intesa come gruppo di unità con impronta crono-metamorfica omogenea, si basa solo sulla presenza-assenza di coesite (unità del Lago di Cignana; FORSTER *et alii*, 2004; GROppo *et alii*, 2009); le sue piccole dimensioni non consentono di rappresentarla nello schema tettonico del foglio.

Miloniti - Le miloniti della falda Dent Blanche sono caratterizzate da fabric SL e da forte riduzione di grana come effetto di una ricristallizzazione dinamica molto pervasiva. La loro età alpina è dimostrata da alcune datazioni isotopiche e dal fatto che esse deformano i granitoidi e i gabbri permiani, le successioni mesozoiche della Zona di Roisan e quelle della Zona Piemontese.

Gli orizzonti milonitici dei lembi Dent Blanche e Mont Mary-Cervino sono riferibili alle fasi deformative F_1 - F_2 e contengono frequenti pieghe isoclinali senza radice, con assi paralleli alla linea-

zione minerale Lm. Le miloniti derivate dai granitoidi della Serie di Arolla (fig. 71) sono costituite da aggregati microscopici di quarzo, albite, miche bianche, epidoti, anfiboli (actinolite, orneblenda, rara winchite), clorite, stilpnomelano, titanite \pm granato, egrina-augite, minerali opachi. L'alterazione del plagioclasio in prodotti saussuritici e il loro fluire nella matrice a formare letti ricchi in albite, mica bianca e epidoto sono la causa principale dei processi di *softening* e di taglio duttile dell'ammasso roccioso assieme alla ricristallizzazione dinamica del quarzo per *subgrain rotation*. I corpi di metagranitoidi massicci sono avvolti da fasce di miloniti in facies scisti verdi, di ampiezza anche chilometrica, costituite da gneiss minuti albitici, omogenei o a bande, con intercalazioni di gneiss microocchidini. Le miloniti al margine dei corpi gabbri hanno spessore relativamente modesto (1-10 m), colore biancastro o verdognolo, grana fine ed elevata resistenza meccanica e sono caratterizzate talora dalla presenza di qualche lamella di mica cromifera verde smeraldina. Al microscopio appaiono costituite da aggregati di tremolite-actinolite, clorite, epidoti, albite \pm titanite, minerali opachi, calcite, mica cromifera ed eventuali relitti dell'associazione primaria, in particolare anfibolo bruno più o meno decolorato e raro pirosseno. Il passaggio tra i metagabbri massicci, ma in genere fratturati, e le miloniti è estremamente brusco. Le miloniti derivate da protoliti kinzigitici sono delle filloniti in facies scisti verdi a grana molto fine, sericitico-cloritiche, con quarzo, albite \pm epidoto e grafite in proporzioni variabili, prive in genere di significativi relitti prealpini.

Nella scistosità alpina si notano in genere due gruppi di lineazioni subortogonali, difficilmente risolvibili ad occhio nudo. In sezione sottile si osservano *fabric* S/C, *shear bands*, porfiroclasti (feldspato potassico, epidoto, titanite), ombre di pressione, *mica-fish* di biotite prealpina (Serie di Valpelline) e muscovite (Serie di Arolla), *fabric* cristallografico e morfologico del quarzo: questi indicatori segnalano concordemente un trasporto tettonico *top-to-NO* durante le fasi milonitiche F_1 - F_2 del *thrust* Valpelline/Arolla del lembo della Dent Blanche (PENNACCHIONI & GUERMANI, 1993; MENEGON *et alii*, 2008; ZUCALI *et alii*, 2011). Nella zona del Mont Dolin, la *stretching lineation* che indica un trasporto *top-to-NNO* è espressa anche da anfiboli sodici (AYRTON *et alii*, 1982; BURRI *et alii*, 1998, 1999) ed è deformata da una crenulazione D_2 in facies scisti verdi diretta NNE. Nella stessa regione, la crenulazione D_2 appare anche in miloniti verdastre derivate da protoliti gabbri e dioritici della Serie di Arolla (BURRI *et alii*, 1998, 1999). A scala regionale il *fabric* milonitico è parallelo ai contatti tra le unità tettoniche di Arolla e Valpelline,

tra i lembi Dent Blanche e Mont Mary-Cervino e tra quest'ultimo, Pillonet compreso, e la zona del Combin. Rilevanti distorsioni si osservano attorno ai grandi corpi dei gabbri permiani: benchè fratturati ed alterati, essi hanno rigidità elevata (relativa) a causa della scarsa o assente ricristallizzazione dinamica, e si comportano come i porfiroclasti di feldspato potassico nella matrice milonitica degli gneiss di Arolla. Distorsioni minori si osservano attorno ai corpi lenticolari di metagranitoidi massicci.

Deformazioni F₁-F₂ - La tettonica duttile post-falda è caratterizzata da due principali fasi di deformazione (F₂ e F₃), entrambe scistogene e riscontrabili a tutte le scale. Nel Foglio Chatillon, a sud della linea Aosta-Ranzola, gli assi di queste strutture hanno un andamento variabile da circa est-ovest (Glacier-Rafray ed ofioliti circostanti) a circa nord-sud (M. Emilius), documentando un processo post-eclogitico di graduale torsione a scala regionale (PENNACCHIONI, 1995; DAL PIAZ *et alii*, 2010), torsione che manca nell'area del Foglio Monte Cervino, ove le pieghe F₂ e F₃ hanno direzioni assiali più regolari, rispettivamente tra ovest e nord-ovest e tra nord e nord-est. Sul terreno gli gneiss di Arolla milonitici mostrano un *fabric* composito, definito da un clivaggio di crenulazione S₂ sovrapposto alla foliazione S₁ (GUERMANI, 1992; PENNACCHIONI & GUERMANI, 1993; MENEGON *et alii*, 2008; MALASPINA *et alii*, 2011; ZUCALI *et alii*, 2011). La scistosità S₂ si sviluppa sul piano assiale di pieghe F₂, strette o isoclinali, con asse subparallelo a quello delle pieghe aperte F₃, dirette entrambe attorno a NE-SO. I processi di crenulazione F₂ producono un *layering* differenziato espresso da sottili *microlithons* gneissici, delimitati da films micacei (e.g., Comba della Sassa, Plan de la Sabla-Comba Vertsan, Colle di Valcornière). Sulla foliazione S₁ crenulata si osserva una lineazione minerale di *stretching* L₁: essa è trasversale rispetto a F₂ e possiede la stessa orientazione della Lm negli ammassi rocciosi dove non si osservano strutture di interferenza F₂-F₁. La lineazione di crenulazione L₂ è associata alle pieghe F₂ e parallela alle loro cerniere. Sulla scistosità S₂ e sui piani che contengono L₁ si osserva a volte una lineazione milonitica Lm₂ perpendicolare agli assi F₂. L'analisi meso-microscopica indica che le miloniti sono in genere il risultato di almeno due distinte fasi di deformazione milonitica Fm₁ e Fm₂, associate alle fasi deformative F₁ e F₂ e con analoga direzione di trasporto tettonico verso nord-ovest. Le miloniti di prima fase sono riconoscibili nei domini di relativo *low-strain* della F₂, espressa da pieghe da aperte a isoclinali, con foliazione di crenulazione spaziata o pervasiva. Nei domini di

high-strain avviene la completa sostituzione della foliazione S₁ ad opera della foliazione milonitica Sm₂ che si sviluppa con l'ulteriore evoluzione e trasposizione della foliazione di crenulazione S₂. In assenza di interferenze S₁-S₂ visibili ad occhio è difficile distinguere le miloniti Sm₁ da quelle Sm₂ le cui lineazioni hanno la stessa orientazione. Il *layering* differenziale, che è tipico nella crenulazione S₂, può essere indicativo delle miloniti di seconda fase. L'assenza di pieghe megascopiche F₂ del contatto tra le unità di Arolla e Valpelline sul fianco destro della valle indica che le miloniti associate sono probabilmente riferibili in prevalenza alla foliazione S₂. Specifiche trasformazioni metamorfiche di carattere decompressionale indicano che le deformazioni F₂-F₃ si sono sviluppate dopo il picco di relativa HP, accompagnando la progressiva esumazione delle unità austroalpine e piemontesi (GUERMANI, 1992; PENNACCHIONI & GUERMANI, 1993).

Una spettacolare serie di pieghe isoclinali meso-megascopiche F₂ è visibile nella parete sud del Château des Dames (fig. 108A-B-C; v. DAL PIAZ, 1992, vol. II), con assi e Lcr inclinati dolcemente verso SSO e piano assiale in prevalenza subverticale. Esse deformano gneiss granitici, *podds* dolomitici, coperture scistose mesozoiche e miloniti F₁ e sono a loro volta deformate da grandi pieghe aperte F₃, subcoassiali. L'insieme di pieghe F₂-F₃ è avvolto dal contatto milonitico tra il lembo del Cervino e quello sovrastante della Dent Blanche, contatto che descrive una piega chilometrica F₃ con geometria a Z guardando verso nord-est. Altre pieghe F₂ deformano la Serie di Arolla nei lembi della Dent Blanche (e.g., Becca Labiè in Comba della Sassa) e del Cervino e il contatto milonitico Arolla/Vapelline (Dent d'Hérens, Col de la Division, Punta Gastaldi, Punta Livourneyaz, Punta Fontanelles), con figure d'interferenza F₂-F₃ tipo piega ripiegata (fig. 109).

Analogo quadro deformativo è segnalato nel lembo del Pillonet (DAL PIAZ & SACCHI, 1969) e nelle unità ofiolitiche piemontesi nel settore italiano del foglio (DAL PIAZ & SACCHI, 1969; GOSSO in DAL PIAZ *et alii*, 1980; BALLÈVRE *et alii*, 1986; VOGLER, 1987; VANNEY & ALLEMANN, 1990; BALLÈVRE & MERLE, 1993; ANGIBOUST & AGARD, 2010; ZANONI *et alii*, 2012) e in Vallese (AYRTON *et alii*, 1982; SAVARY & SCHNEIDER, 1983; BAIRD & DEWEY, 1986; WUST & SILVERBERG, 1989; BURRI *et alii*, 1998, 1999; STECK *et alii*, 1999). Nei metabasalti eclogitici dell'unità di Zermatt-Saas è frequente una lineazione minerale L₂ marcata da singoli individui o da aggregati a covone di glaucofane di seconda generazione, spesso zonato.

Deformazioni F₃-F₄ - Le deformazioni F₃ sono rappresentate da pieghe a tutte le scale: quelle maggiori sono in genere aperte, simmetri-

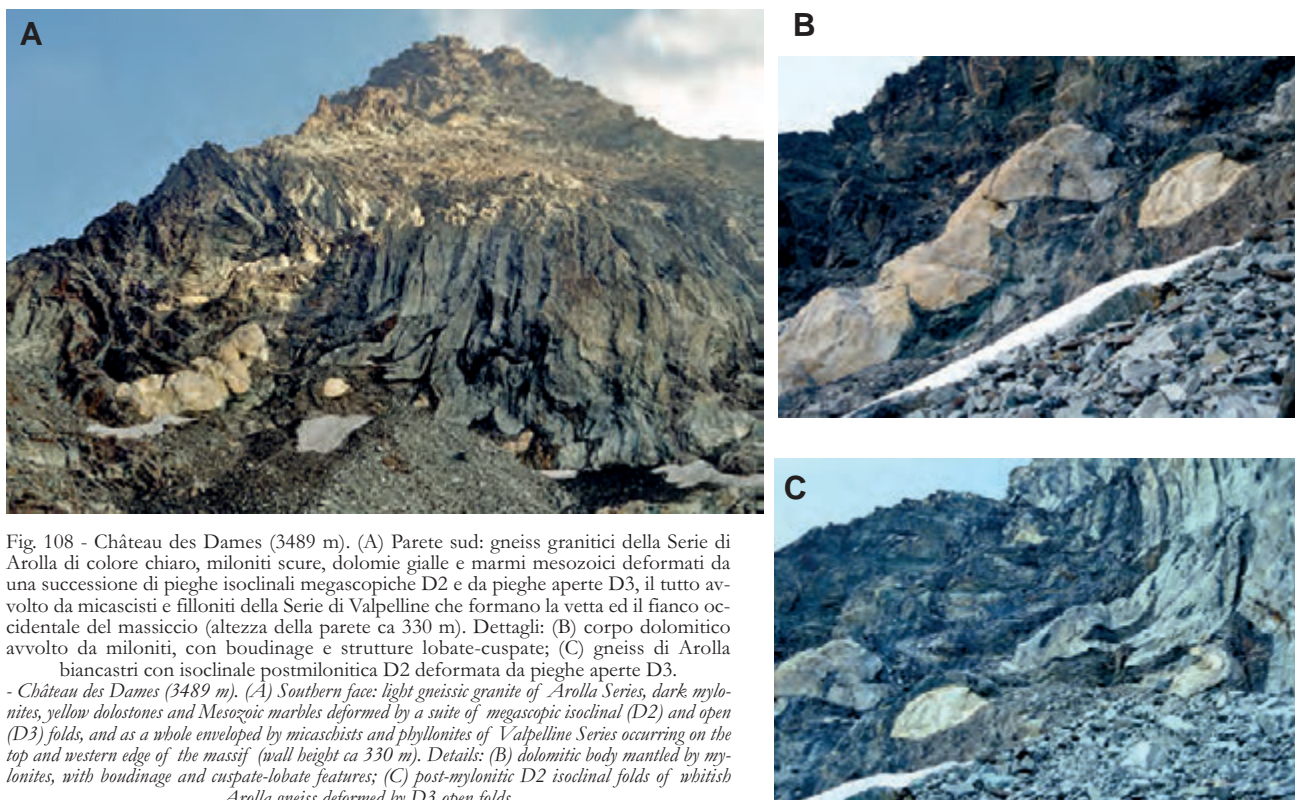


Fig. 108 - Château des Dames (3489 m). (A) Parete sud: gneiss granitici della Serie di Arolla di colore chiaro, miloniti scure, dolomie gialle e marmi mesozoici deformati da una successione di pieghe isoclinali megascopiche D2 e da pieghe aperte D3, il tutto avvolto da micascisti e filloniti della Serie di Valpelline che formano la vetta ed il fianco occidentale del massiccio (altezza della parete ca 330 m). Dettagli: (B) corpo dolomitico avvolto da miloniti, con boudinage e strutture lobate-cusate; (C) gneiss di Arolla biancastri con isoclinali postmilonitica D2 deformata da pieghe aperte D3.

- Château des Dames (3489 m). (A) Southern face: light gneissic granite of Arolla Series, dark mylonites, yellow dolostones and Mesozoic marbles deformed by a suite of megascopic isoclinal (D2) and open (D3) folds, and as a whole enveloped by micascists and phyllonites of Valpelline Series occurring on the top and western edge of the massif (wall height ca 330 m). Details: (B) dolomitic body mantled by mylonites, with boudinage and cusped-lobate features; (C) post-mylonitic D2 isoclinal folds of whitish Arolla gneiss deformed by D3 open folds.

che o più spesso asimmetriche, con piani assiali da suborizzontali a fortemente inclinati (fig. 109B); quelle mesoscopiche hanno geometria *kink* o *chevron* e piano assiale variamente inclinato. La fase è successiva alla scistosità regionale S_2 e all'attività principale dei piani di sovrascorrimento, fatta eccezione della loro riattivazione tardiva di tipo semiduttile o fragile, quale ad esempio quella che si registra in estesi settori del contatto tra la Zona del Combin e la Zona di Zermatt-Saas, con cinematica retrovergente. Nelle unità austroalpine le pieghe F_3 non sono in genere scistogene, anche se a tratti si riconosce un *crenulation* con incipiente foliazione di piano assiale S_3 (e.g., Becca di Salè; MONOPOLI, 1993), mentre è più evidente nei metasedimenti e nelle metabasiti della Zona di Zermatt-Saas. Gli assi F_3 hanno direzione compresa tra NE-SO e ENE-OSO, con dolce inclinazione nei due sensi, indicativa degli effetti di una fase F_4 , attribuibile a pieghe aperte e con notevole lunghezza d'onda, non documentate tuttavia da evidenti cerniere, e/o all'attività delle faglie regionali.

2.2. - DEFORMAZIONI FRAGILI

La storia geologica delle Alpi occidentali è caratterizzata, nei suoi ultimi 30 Ma, da molteplici deformazioni postmetamorfiche diffuse

non solo nel settore esterno dell'arco alpino (Elvetico, Molassa, Giura; BIGI *et alii*, 1990), ma anche nella parte assiale e interna del prisma collisionale (e.g., BISTACCHI & MASSIRONI, 2000; BISTACCHI *et alii*, 2001; SUE & TRICART, 2003; CHAMPAGNAC *et alii*, 2004; SUE *et alii*, 2007; MALUSÀ *et alii*, 2009). Si tratta di ricerche recenti. Come già ricordato nelle note del Foglio Chatillon, le deformazioni fragili tardo-alpine sono state a lungo trascurate nello studio della catena collisionale a vergenza europea: lo documentano, in modo immediato, le carte geologiche e tettoniche pubblicate nel secolo scorso in cui, a parte il classico lineamento periadriatico, le faglie rappresentate sono sorprendentemente poche (e.g., SPICHER, 1980; BIGI *et alii*, 1990; STECK *et alii*, 1999). L'omissione è legata a varie cause, tra cui: i) il prevalente interesse per l'evoluzione della zona di subduzione fossile, le deformazioni sinmetamorfiche e le traiettorie P-T-tempo; ii) la scarsità di sicuri livelli guida per individuare le faglie e il loro rigetto; iii) la dispersione della deformazione in fasce molto ampie, specie nei calcescisti e in altri litotipi fissili; iv) l'estensione dei depositi quaternari che impedivano di valutare la continuità spaziale delle faglie principali; v) l'effetto mascherante delle deformazioni gravitative che hanno colpito creste e versanti dopo il ritiro glaciale. Notevoli passi in avanti sono



Fig. 109 - (A) Involuppo in successione rovesciata e con interferenza D2-D3 dell'unità di Arolla (gneiss chiari) entro il complesso kinzigitico bruno della sottostante unità di Valpelline, lembo Dent Blanche, parete sud del Col de la Division, Valpelline. (B) Fontanella (Fontanelles), parete sud-ovest: piega megascopica F3, con asimmetria a S (guardando a nord-est), nel complesso kinzigitico messa in evidenza da potente intercalazione di marmi antichi. (C) Fontanella parete sud-est, subparallela all'asse della megapiega: intercalazione nei parascisti di gneiss di Arolla minuti e milonitici del complesso del Château des Dames con forte retrocessione alpina; a sinistra il colle di Valcornere, modellato nella Serie di Arolla con due piccoli corpi di dolomie e marmi mesozoici.

- (A) Tectonic envelope through D2-D3 interference of the light Arolla gneiss in overturned succession into the kinzigitic complex of the underlying Valpelline unit, Dent Blanche nappe s.s., Col de la Division southern edge, Valpelline. (B) Mt Fontanella (Fontanelles), south-western face: megascopic F3 fold with S-asymmetry (looking north-east) of the kinzigitic complex, evidenced by a thick bed of old marble. (C) Mt Fontanella, south-eastern face, nearly parallel to megafold axis: fine-grained to mylonitic Arolla gneiss of the Château des Dames complex mantled by strongly retrogressed parascists of the Valpelline unit; on the left: the Valcornere hill, modeled within Arolla gneiss with two small bodies of Mesozoic dolostone and marble.

stati compiuti grazie a tecniche di *remote sensing* dapprima su dati satellitari, ottici e radar che hanno permesso di documentare la grande continuità dei principali lineamenti regionali (discussione e riferimenti in BISTACCHI & MASSIRONI, 2000, 2001; BISTACCHI *et alii*, 2000), poi su modelli digitali del terreno (DEM) da dati LIDAR (*Laser Imaging Detection and Ranging*): questi ultimi, ottenuti dalla Regione nel 2010, a rilievo da

tempo concluso, hanno consentito di ovviare definitivamente a molti degli inconvenienti sopra indicati, fornendo un supporto decisivo per interpolare strutture fragili visibili sul terreno in modo puntuale o molto discontinuo. Partendo da questa analisi sono stati effettuati nuovi controlli sul terreno ed è stata aggiornata la carta digitale in allestimento, causando notevole ritardo nel flusso di lavoro previsto.

2.2.1. - Fasi deformative e linee tettoniche

Nel settore valdostano del prisma collisionale austroalpino-pennidico la tettonica fragile si sviluppa a partire dall'Oligocene, quando la pila delle falde era stata quasi completamente esumata e raffreddata, con passaggio dal campo delle deformazioni duttili a quello delle deformazioni fragili. Questa transizione avviene a 33-31 Ma nelle unità della media e bassa Valle d'Aosta, età definita con il metodo delle tracce di fissione su zircone che data il raffreddamento al di sotto di circa 250°C (HUNZIKER *et alii*, 1991, 1992; BISTACCHI *et alii*, 2001; MALUSÀ, 2004; MALUSÀ *et alii*, 2006, 2009). Una conferma indipendente è fornita dai filoni oligocenici (32-30 Ma) di quarzo aurifero, andesiti e lamprofiri insediati in fratture di tipo fragile, spesso associate alle faglie principali e a breccie listvenitiche (DAL PIAZ & OMENETTO, 1978; DAL PIAZ *et alii*, 1979d; DIAMOND & WIEDENBECK, 1986; PETTKE *et alii*, 1999; BISTACCHI & MASSIRONI, 2000; BISTACCHI *et alii*, 2001).

L'analisi strutturale multiscalare - dall'affioramento all'immagine satellitare, passando per il rilievo geologico al 1:10.000 - ha rivelato l'esistenza nell'area dei fogli Chatillon, Monte Cervino, Monte Rosa e Verres di due principali fasi tettoniche caratterizzate da strutture fragili, indicate D₁ e D₂ in BISTACCHI & MASSIRONI (2000) e attribuite all'Oligocene e al Miocene (figg. 52, 60). Deformazioni fragili più recenti, attribuibili al Pliocene-Olocene, sono state riconosciute in Vallese, a nord dell'area del Foglio Monte Cervino (SUE *et alii*, 2007, rassegna e rif. bibl.). Recenti misure geodetiche e l'esame delle banche dati sulla sismicità storica e strumentale fanno ritenere che una parte di queste strutture sia tuttora attiva (DELACOU *et alii*, 2004, 2008). L'argomento è ripreso nel capitolo dedicato alla sismicità.

Fase D₁ - Questa fase è l'espressione di un importante evento di estensione regionale, diretto NNO-SSE, caratterizzato da diffusa attività idrotermale (filoni e vene di quarzo, breccie di faglia listvenitiche) e dall'intrusione di plutoni e filoni e postmetamorfici di età oligocenica (32-29 Ma) e di origine mantellica (DAL PIAZ *et alii*, 1979d; VENTURELLI *et alii*, 1984; DIAMOND, 1986, 1990; DIAMOND & WIEDENBECK, 1986; BIGI *et alii*, 1990; PETTKE *et alii*, 1999; BISTACCHI *et alii*, 2001; MALUSÀ *et alii*, 2006). L'attività idrotermale oligocenica è molto evidente lungo le linee Aosta-Ranzola e dell'Ospizio Sottile, indicate nell'Inquadramento tettonico regionale da affioranti a sud e ad est del Foglio Monte Cervino (fig. 52). All'interno del foglio sono attive in questa fase le linee di Trois Villes, Buthier e Praz de Dieu-Vofrede (fig. 60). Fa-

glie minori, non sempre rappresentabili in carta, sono molto comuni e riconoscibili per analoghe caratteristiche cinematiche. Anche i contatti tettonici duttili e altre discontinuità orientate in modo favorevole sono spesso parzialmente riattivate durante questa fase deformativa, come si osserva ad esempio per il contatto tra l'unità di Valpelline e quella di Arolla sul fianco destro della Valpelline.

Fase D₂ - Le deformazioni della fase D₂ sono anch'esse di tipo estensionale, ma sono caratterizzate da una direzione di estensione NE-SO, ortogonale alla precedente, e si sviluppano nel Neogene. In precedenza, BISTACCHI *et alii*, (2000) avevano prolungato questa fase deformativa fino all'Attuale, attribuendo ad essa anche la moderata sismicità strumentale osservata in valle d'Aosta e nelle regioni circostanti. Studi più recenti di DELACOU *et alii* (2004, 2008), basati su un *dataset* più aggiornato, hanno mostrato come la sismicità strumentale, più intensa in Vallese che in Valle d'Aosta, sia invece associabile ad una successiva fase deformativa (indicata D₃) che si sviluppa a partire dal Pliocene con direzione di estensione attorno a N-S. Nel Foglio Monte Cervino non sono state riconosciute strutture riferibili con sicurezza a questo evento. Tornando alla fase D₂, essa è caratterizzata da un reticolo molto regolare di faglie e fratture dirette NO-SE, con cinematica estensionale. Sulla base di un'analisi estesa alle Alpi nord-occidentali, BISTACCHI & MASSIRONI (2000) hanno interpretato queste strutture come effetto della progressiva migrazione verso sud-ovest (*lateral escape*) di un grande frammento rigido del prisma collisionale, corrispondente grosso modo alle Alpi Pennine e Graie. Questo blocco di falde è situato a tetto della faglia normale del Sempione (MANCKTELOW, 1985; HUBBARD & MANCKTELOW, 1992) ed è delimitato: i) a nord-est dalla stessa faglia del Sempione, ii) a nord-ovest dal sistema trascorrente destro delle linee Rodano-Chamonix (BISTACCHI & MASSIRONI, 2000; MALUSÀ *et alii*, 2006), anche se parte della deformazione è ripartita lungo il fronte pennidico e il fronte brianzonese, riattivati in trascorrenza destra, iii) a sud-est dalla faglia dell'Ospizio Sottile, riattivata in trascorrenza sinistra dopo la fase D₁ di attività normale oligocenica. All'interno del blocco, quindi anche in gran parte dell'area rappresentata nel Foglio Monte Cervino, si osserva un reticolo molto regolare di faglie normali e di fratture dirette NO-SE, con cinematica estensionale, associate al regime tensionale NE-SO. Le relazioni di intersezione, che testimoniano come questa famiglia di faglie sia successiva al sistema diretto NE-SO (D₁), sono ben evidenti a tutte le scale in molte zone del foglio, in particolare in bassa Valle di St Barthélémy.

2.2.2. - *Il sistema Aosta-Ranzola*

Il sistema tettonico Aosta-Ranzola è situato nel Foglio Chatillon, ma è opportuno ricordarlo brevemente per la sua importanza nel quadro tettonico tardo e postmetamorfico della media e bassa Valle d'Aosta, con riferimento a precedenti descrizioni di dettaglio (BISTACCHI *et alii*, 2000, 2001; DAL PIAZ *et alii*, 2010). Segnalata da NOVARESE (1904) e STELLA (1905, 1943), la faglia è rappresentata nella *Carta geologica delle Alpi Occidentali* alla scala 1:400.000 (FRANCHI *et alii*, 1908) e nel foglio Monte Rosa (1912) alla scala 1:100.000, limitatamente al tratto tra il Colle della Ranzola e il Col di Joux, al margine settentrionale della finestra tettonica di Arcesa-Brusson. La faglia è stata poi estesa sino ad Aosta, raggiungendo una lunghezza di circa 40 km (fig. 52; BIGI *et alii*, 1990). Come già ricordato, la faglia Aosta-Ranzola è un sistema tettonico ampio circa 2 km, esposto su entrambi i lati della Valle d'Aosta con la geometria di un graben asimmetrico (DAL PIAZ, 1999; BISTACCHI *et alii*, 2001). Le faglie principali affiorano sul versante destro idrografico della valle, immergono a nord di circa 60° (valore medio) e sono marcate da miloniti e da potenti orizzonti cataclastici (spessi sino a 100 m), caratterizzati da vistosa alterazione idrotermale prodotta da fluidi ricchi in Si e CO₂, con genesi nelle serpentiniti di breccie di faglia listvenitiche (DAL PIAZ & OMENETTO, 1978; RATTO, 1998; BISTACCHI *et alii*, 2001; VICIDOMINI, 2008; DAL PIAZ *et alii*, 2010). Nel versante sinistro vi sono altre faglie che, nella zona di Chatillon-St Vincent, ribassano fortemente alcuni lembi austroalpini del gruppo eclogitico e la sovrastante Zona del Combin (si veda l'Inquadramento tettonico in figura 52). Il sistema Aosta-Ranzola taglia la foliazione regionale S₂ in facies scisti verdi, disloca i *thrust* che delimitano le falde continentali ed oceaniche e pone allo stesso livello il gruppo di unità austroalpine e piemontesi in facies scisti blu (relitti) con quello in facies eclogitica, esposti rispettivamente sul versante settentrionale e su quello meridionale della valle, con rigetto verticale di almeno 3000 m (fig. 110, BISTACCHI *et alii*, 2001). La storia del sistema tettonico Aosta-Ranzola si sviluppa essenzialmente durante la fase deformativa fragile oligocenica D₁, mentre durante la fase D₂ denota solo limitate riattivazioni in regime trascorrente (RING, 1994; BISTACCHI *et alii*, 2001).

2.2.3. - *Il Sistema di Trois-Villes*

Questo sistema di faglie raggruppa varie strutture dirette da NNE-SSO a NE-SO, scoperte durante il rilievo dei Fogli Chatillon e Monte Cervino nel settore compreso tra la Dora Baltea e l'alta Valle di St Barthélemy (fig. 102; BISTACCHI & MASSIRONI, 2000; BISTACCHI *et alii*, 2000, 2001;

DAL PIAZ *et alii*, 2010). La faglia principale (Trois-Villes) marca un segmento del contatto tra il lembo del Mont Mary e la sottostante Zona del Combin (prevalenti calcescisti) ed è caratterizzata dalla presenza nel basamento cristallino del Mont Mary di un orizzonte di protocataclasi coesive, spesse circa quindici metri, che immerge di 45-50° verso nord-ovest. Questo potente orizzonte di rocce di faglia contiene a sua volta livelli più sottili di cataclasi (fino a 2 metri), ultracataclasi e pseudotachiliti (10-20 cm). Nei calcescisti la deformazione si distribuisce su una fascia più ampia, caratterizzata da penetrative strutture SC' di tipo fragile/duttile che si sviluppano grazie a prevalenti meccanismi di *pressure-solution*. L'attività distensiva del sistema di faglie è riferibile alla fase fragile D₁ e il rigetto verticale, misurato utilizzando come marker il contatto tettonico Mont Mary-Combin ad Effraz (bassa Valle di St Barthélemy), è di circa 1000 m. Nel tratto settentrionale, a sud di Fontin (presunta "*patrie d'origine*" dell'omonima fontina), la faglia si suddivide in due rami subparalleli: i) il ramo occidentale segue il vallone di Chaleby, separa l'unità di Valpelline del lembo del Mont Mary dall'unità di Arolla del lembo del Cervino e disloca in trascorrenza sinistra le sovrastanti successioni mesozoiche della Zona di Roisan e le miloniti associate; ii) il ramo orientale attraversa la dorsale del M. Rion, separa l'unità di Arolla del lembo Dent Blanche dalla Zona di Roisan della Cima Bianca e prosegue verso NNE sino al piccolo bacino glaciale di Chavacour, ripartendosi in alcuni segmenti che dislocano il *thrust* basale dell'unità kinzigitica del lembo Dent Blanche. Un terzo elemento del sistema di Trois Villes, ad oriente dei precedenti, si estende dal fianco sinistro della Valle di St Barthélemy al bacino del lago di Cignana, entro i calcescisti con pietre verdi dell'unità del Combin, poi tra questi litotipi e gli gneiss di Arolla con intercalazioni di rocce carbonatiche (Zona di Roisan) del lembo del Cervino ed infine all'interno di quest'ultimo (M. Ersaz-Becca di Salè).

2.2.4. - *Faglie del Buthier e di Praç de Dieu-Vofrede*

La faglia del Buthier, diretta NE-SO, è situata al centro della media Valpelline (fig. 52) e non risulta segnalata sino ad ora. Nel tratto nord-orientale, dalla diga di Place Moulin sino al settore di Bionaz, la faglia è spesso sepolta sotto i depositi quaternari di fondovalle. La sua scoperta si deve allo scavo dell'imposta della diga che ha messo a nudo la Serie di Valpelline (kinzigiti e marmi) e uno stretto canale subverticale di taglio fragile, con cataclasi. Nella zona di Bionaz la faglia è situata lungo la gola del Buthier, poi passa sul fianco destro della Valpelline, sotto i potenti depositi glaciali

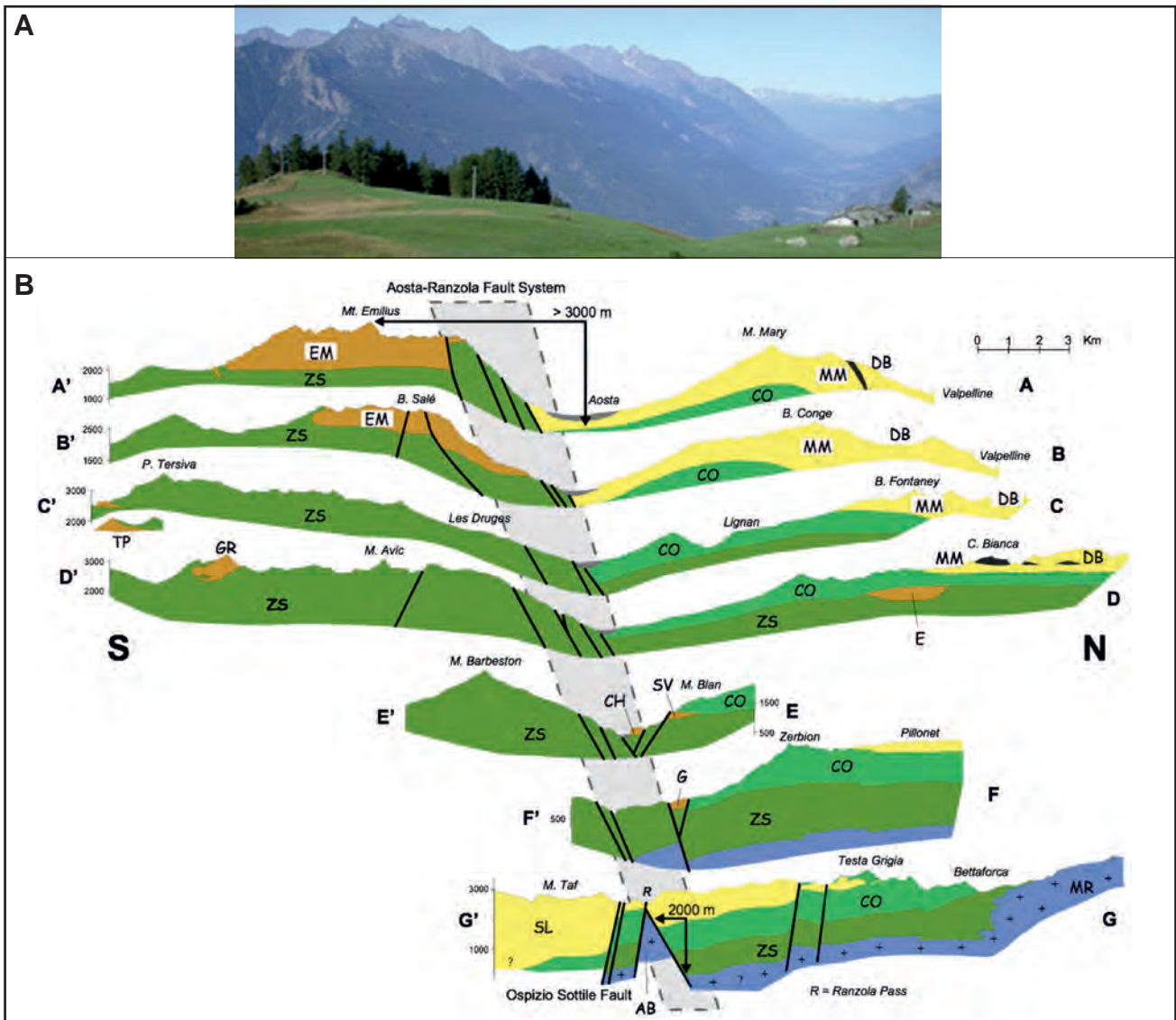


Fig. 110 - (A) Panorama dal Col di Joux verso Aosta ed interpretazione geostrutturale. Faglia distensiva (normale) Aosta-Ranzola di età oligocenica (32- 30 Ma), diretta E-W: a destra la zona a tetto della faglia, ribassata, a sinistra quella di letto, sollevata (rigetto relativo massimo 3 km). (B) Sezioni geologiche (BISTACCHI *et alii*, 2001), pila delle falde da tetto a letto: Austroalpino superiore (Dent Blanche: DB, Mont Mary: MM), Unità ofiolitica sup. (Zona del Combin: CO), Lembi Austroalpini inf. (Chatillon: CH, Etirol-Levaz: E, Mt Emilius: EM, Glacier-Rafray: GR, Grun: G, St Vincent: SV, Tour Ponton: TP), Unità ofiolitica inf. (Zermatt-Saas: ZS), Penninico interno (Monte Rosa: MR, Arcesa-Brusson: AB). - (A) Panorama from Col di Joux toward Aosta and geotectonic interpretation. East-west trending Aosta-Ranzola extensional fault system of Oligocene age (32-30 Ma): on the right the lowered hanging zone, on the left the raised footwall zone (maximum vertical displacement 3 km). (B) Geological cross-sections (BISTACCHI *et alii*, 2001) and the nappe pile from top to bottom: Upper Austroalpine outliers (Dent Blanche: DB, Mont Mary: MM), Upper ophiolite unit (Combin Zone: Co), Lower Austroalpine outliers (Chatillon: CH, Etirol-Levaz: E, Mt Emilius: EM, Glacier-Rafray: GR, Grun: G, St Vincent: SV, Tour Ponton: TP), Lower ophiolite unit (Zermatt-Saas: ZS), Inner Penninic (Monte Rosa: MR, Arcesa-Brusson: AB).

di Dzovenno-Oyace, ed intercetta infine il *thrust* dell'unità di Valpelline sull'unità di Arolla del lembo Dent Blanche: questa zona di taglio duttile affiora nella parete franosa sotto Suchéaz-Dzone-Chez la Ville ed è caratterizzata dalla presenza di ultramiloniti nerastre (*Gangmylonite* di STUTZ & MASSON, 1938; DIEHL *et alii*, 1952), con associate pseudotachiliti. MENEGON *et alii* (2007), ipotizzano che la comparsa delle pseudotachiliti in un tratto limitato del *thrust* in oggetto, marcato altrove solo da miloniti e ultramiloniti, sia legata alla presenza lungo il contatto di una grossa asperità geometrica, responsabile di cicliche rotture sismiche (*e.g.*, SIBSON, 1980). Il carattere cataclastico dell'orizzonte

con pseudotachiliti indica che esse sono successive all'evento di taglio duttile tra le due unità tettoniche (Valpelline/Arolla), documentato da orizzonti continui di filloniti (MYSI) e miloniti (DBAb) alpine in facies scisti verdi. Appare quindi preferibile attribuire cataclasi e pseudotachiliti di questo tratto del *thrust* milonitico all'azione della faglia del Buthier, limitatamente al segmento ove le condizioni di giacitura erano favorevoli per la loro interazione. Si noti che simili riattivazioni, sia pure su scala minore, si osservano anche in altri tratti di questo contatto milonitico, ad esempio tra Crêtes e Berrier.

La faglia Praz de Dieu si estende per circa 13 km dalla Valpelline al vallone di Vofrede, in Val-

tournenche, con direzione ENE-OSO. Il segmento morfologicamente più marcato, evidente anche nelle basi topografiche italiane e svizzere, è indicato nelle carte geologico-strutturali di STECK *et alii* (1999), DE GIUSTI *et alii*, (1999) e BONETTO *et alii* (2010), ma non è descritto nelle relative note illustrative. La faglia Praz de Dieu-Vofrede si dirama da quella del Buthier con un angolo di circa 20°, appare in netto risalto morfologico sul versante sinistro della Valpelline (fig. 104) e si estende per circa 4.3 km sino al colle di q. 2982 m (CTR) ai piedi del M. Dzalou, segue il contatto delle unità Valpelline/Arolla sino al colle di q. 2976 tra il M. Arpettaz e il M. Poudzo, raggiunge i colli di Valcornière e di Vofrede (3122 m, CTR), alla testata della comba di Cignana, in prevalenza entro l'unità kinzigitica del lembo del Cervino, per raggiungere infine il basso vallone di Vofrede ove disloca il sovrascorrimento delle due unità di basamento del lembo del Cervino sulle prasiniti con calcescisti della sottostante Zona del Combin. La sua cinematica è di faglia normale ad alto angolo. Gli affioramenti migliori, in prossimità dei colli sopra citati, sono caratterizzati da potenti e continui orizzonti di cataclasiti e pseudotachiliti.

2.2.5. - Altre faglie

La faglia del Glacier du Mont Gelé, indicata nelle carte di DE GIUSTI *et alii*, (2004) e di BONETTO *et alii*, (2010) e nello schema di MENEGON *et alii* (2007), corrisponde piuttosto alla vasta zona di taglio duttile in facies scisti verdi che delimita, alla base e all'esterno, il grande corpo lenticolare di metagranitoidi massicci del M. Morion. Nella zona si osserva anche una serie di specchi di faglia ad alto angolo, decorati da splendide cataclasiti di colore rosso-bruno e viola vinaccia (mineralizzate ad ematite) e da pseudotachiliti nerastre (fig. 111). Queste rocce sono esposte lungo la bassa dorsale "montonata" che fiancheggia sulla destra quello che rimane del ghiacciaio del Mont Gelé, costituita da gneiss microocchiadini, minuti e milonitici della Serie di Arolla. I migliori affioramenti si osservano sui dossi situati tra 2860 e 2800 m di quota, alla latitudine del M. Morion meridionale: si tratta di faglie normali con immersione variabile tra NNO ed il quadrante nord-est, inclinate in genere di 75-85° e discordanti rispetto alla S₂ degli gneiss minuti che immerge in media a sud-est di 40-50°, deformata sovente da *crenulation* e pieghe di seconda e terza fase. Una di queste faglie può essere correlata al lineamento che per circa 4 km attraversa i metagranitoidi delle dorsali del M. Morion, della Vierge e della Crête Sèche, con andamento ENE-OSO. Altre cataclasiti e pseudotachiliti sono state rinvenute nelle miloniti crenulate (F₁-F₂) affioranti, tra

q. 2561 e q. 2600 m, alla base della falesia che delimita ad ovest i dossi "montonati".

Faglie subverticali o ad alto angolo sono presenti in vari altri settori del lembo della Dent Blanche, dalla piramide del Cervino, al margine e all'interno del corpo di metagabbri del Collon-Bouquetins, al versante settentrionale del Bec d'Epicoune e al massiccio della Pointe d'Otemma (BURRI *et alii*, 1988; BUCHER *et alii*, 2004).

Direzione analoga a quella del sistema di Trois Villes e dell'Ospizio Sottile hanno la faglia subverticale che delimita, sul lato nord-occidentale, il lembo austroalpino del Pillonet e le faglie listriche gravitative nella DGPV della Motte de Pleté, presso Cervinia (v. apposito capitolo). La faglia del Pillonet (DAL PIAZ, 1976) è situata nell'angolo sud-est del foglio e si estende verso nord-est nel contiguo Foglio Monte Rosa (Inquadramento tettonico regionale), al limite tra il lembo cristallino, l'unità Pancherot-Cime Bianche (marmi, dolomie, cataclasiti) e la Zona del Combin (serpentiniti, prasiniti e minori calcescisti).

3. - SISMICITÀ E TETTONICA ATTIVA

La sismicità nel territorio del Foglio Monte Cervino e nelle aree circostanti delle Alpi nord-occidentali è ben rappresentata dai cataloghi messi a disposizione dall'Istituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia (INGV), riguardanti sia la sismicità strumentale che la sismicità storica. I dati storici sono particolarmente importanti per valutare la sismicità di questo settore delle Alpi, caratterizzato da tempi di ritorno piuttosto lunghi. Nella figura 112 e nella tabella 2 sono riassunti i dati tratti da quattro database che, nel complesso, forniscono un quadro completo e omogeneo della sismicità nelle Alpi nord-occidentali.

Il Catalogo Parametrico dei Terremoti Italiani, versione 2011 (CPTI11; ROVIDA *et alii*, 2011), basato sull'integrazione di database macrosismici (DBMI11) e strumentali, provvede un quadro sinottico e combinato della sismicità storica e strumentale (fig. 112).

Il Database Macrosismico DBMI11 (LOCATI *et alii*, 2011) fornisce un quadro aggiornato al 2011 degli eventi che sono stati avvertiti, o che hanno prodotto danni, in una regione di interesse. Una *query* riferita ad Aosta restituisce i 16 eventi riportati in tabella 2. Questi record corrispondono in maggioranza ad eventi dalla forte intensità epicentrale, con area epicentrale al di fuori della Val d'Aosta. Solo un numero limitato di record corrisponde invece ad eventi di intensità medio-bassa avvenuti in Valle d'Aosta o nei suoi immediati dintorni.



Fig. 111 - Faglie normali con cataclasiti rosso-violace discordanti negli gneiss minuti e milonitici della Serie di Arolla nella bassa dorsale sulla destra del ghiacciaio del M. Gelé.

- Normal faults marked by red-purple cataclastic surfaces discordant across the fine-grained to mylonitic Arolla gneiss in the lower spur flanking the Mt. Gelé glacier.

Il quadro più aggiornato relativo alla sismicità strumentale si ottiene invece dall'*Italian Seismic Instrumental and Parametric Database* (ISIDE; ISIDE WORKING GROUP, 2010), catalogo che integra i dati provenienti da localizzazioni effettuate in tempo quasi-reale con i dati del Bollettino Sismico Italiano (a partire dal 16 Aprile 2005). Una *query* effettuata il 7.11.2013 ha restituito i dati rappresentati sempre in figura 112.

Per finire, il *Database of Individual Seismogenic Sources* (DISS), versione 3.1.1 (DISS WORKING GROUP, 2010), contiene una compilazione georeferenziata di informazioni tettoniche e paleosismologiche relative a strutture con attività documentata dal tardo Pleistocene all'Olocene. Esse sono suddivise in sorgenti sismogenetiche individuali (rappresentazione semplificata di faglie), sorgenti composite (regioni allungate che contengono un numero imprecisato di sorgenti non identificabili singolarmente) e sorgenti incerte (sorgenti proposte in letteratura ma prive di dati certi e definitivi). Come si vede in figura 112, questo database non riporta record in Valle d'Aosta, mentre sono pre-

senti due sorgenti composite in Vallese e in Savoia, corrispondenti a diversi settori del sistema di linee tettoniche Rodano-Chamonix.

Nel complesso si può dire che l'area del Foglio Monte Cervino è caratterizzata da eventi di magnitudo limitata (mai registrati eventi > 3.1) e relativamente poco frequenti nel tempo. I *cluster* di eventi a magnitudo maggiore nell'ambito delle Alpi nord-occidentali (fino a 4.4 per la sismicità strumentale e 6.4 per gli eventi storici), si concentrano in Vallese, in particolare lungo il sistema di linee tettoniche Rodano-Chamonix, evidenziato anche da due sorgenti composite riportate nel database DISS (DISS WORKING GROUP, 2010). In Vallese si osserva anche un'alta frequenza di eventi di magnitudo minore. Si noti però che la frequenza di eventi a bassa magnitudo è elevata anche nel volume tabulare, immergente a basso angolo verso sud-est, compreso tra il fronte penninico e quello brianzonese e, in modo più discontinuo, anche nel volume compreso tra la linea dell'Ospizio Sottile e la linea del Canavese, come già evidenziato in varie pubblicazioni (BISTACCHI *et alii*, 2000; SUE *et alii*, 2007).

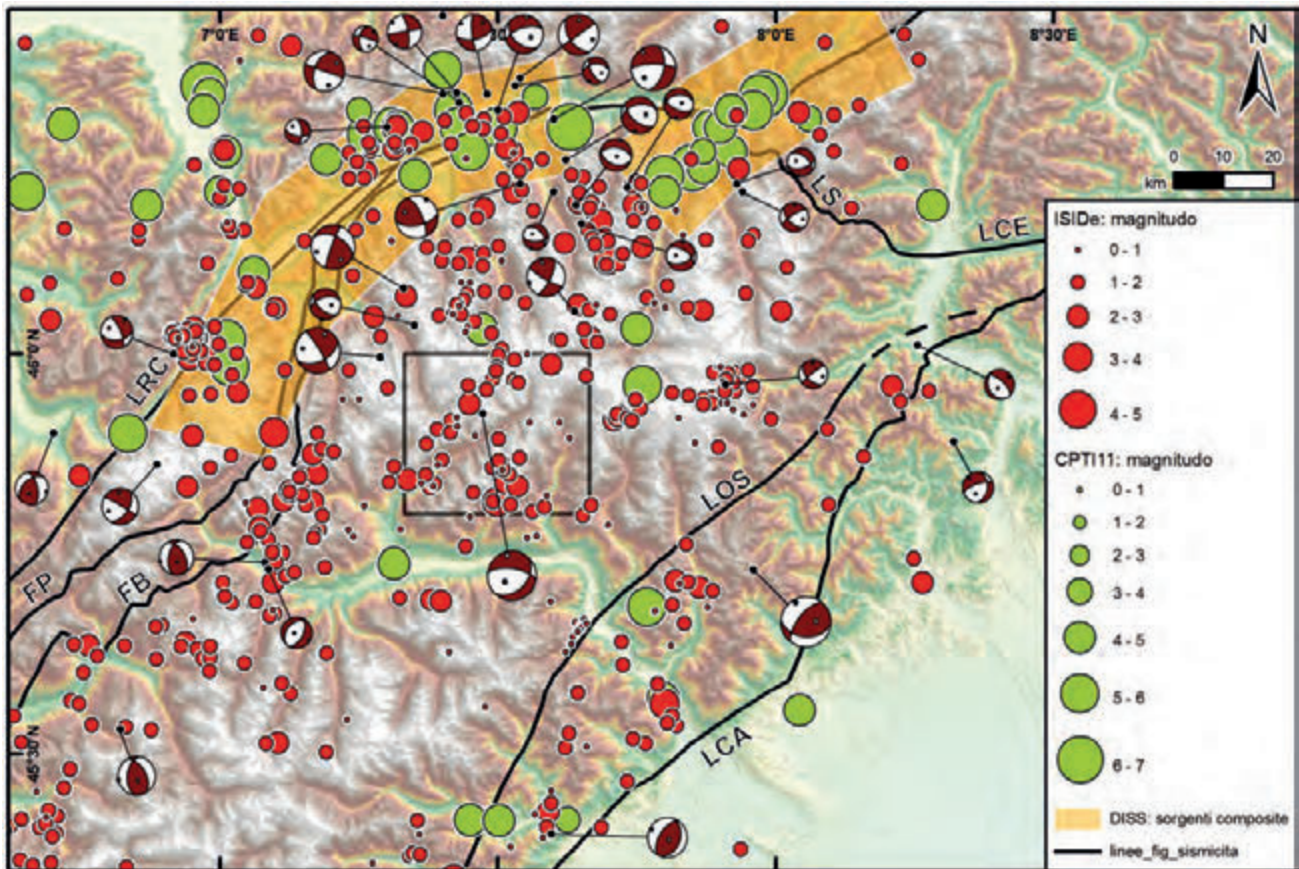


Fig. 112 - Sismicità nell'area del Foglio Monte Cervino (cornice) e nelle delle Alpi nord-occidentali circostanti. Dettagli sulle fonti nel testo. Linee tettoniche: Canavese (LCA), Ospizio Sottile (LOS), Centovalli (LCE), Sempione (LS), Rodano-Chamonix (LRC); Fronte Brianzonese (FB), Fronte Pennidico (FP).
 - Seismic activity in the area of Monte Cervino map (box) and in surrounding north-western Alps. See text for references. Tectonic lines: Canavese (LCA), Ospizio Sottile (LOS), Centovalli (LCE), Sempione (LS), Rodano-Chamonix (LRC); Briançonnais frontal thrust (FB), Penninic frontal thrust (FP).

Tab. 2 - Sismicità nelle Alpi nord-occidentali.
 - Seismicity in the north-western Alps.

Intensità macrosismica ad Aosta (Mercalli-Cancani-Sieberg)	Data	Area epicentrale	Numero di osservazioni	Intensità macrosismica epicentrale (Mercalli-Cancani-Sieberg)	Magnitudo momento Mw (da CPTI11)
3	1808/04/02 16:43	Valle del Pellice	107	8	5.69 ±0.15
4-5	1869/11/29 17:38	Aosta	1	4-5	4.09 ±0.34
2	1873/03/12 20:04	Marche meridionali	196	8	5.95 ±0.10
4	1884/11/27 22:15	Alpi Cozie	63	6-7	5.33 ±0.20
5	1886/09/05	Val Di Susa	102	7	5.25 ±0.17
4	1887/02/23 05:21	Liguria occidentale	1516	> 10*	6.97 ±0.15
3	1892/03/05	Pont S. Martin	86	7	4.90 ±0.19
6	1905/04/29 01:46	Alta Savoia	267	7-8	5.63 ±0.09
5	1914/10/26 03:43	Tavernette	67	7	5.41 ±0.16
2	1920/09/07 05:55	Garfagnana	756	10	6.48 ±0.09
3-4	1936/10/17 02:42	Biellese	15	6	4.72 ±0.41
3	1960/03/23 23:08	Vallese	178	6-7	5.00 ±0.20
3	1963/07/19 05:45	Mar Ligure	463	> 6*	6.02 ±0.14
avvertito (felt)	1968/06/18 05:27	Bard	60	6	5.08 ±0.17
3	1979/02/09 14:44	Capriate S. Gervasio	73	6	4.85 ±0.13
2	1983/11/09 16:29	Parmense	850	6-7	5.06 ±0.09

* Area epicentrale nel Mar Ligure, si riporta la massima intensità registrata a terra.

Dal punto di vista sismotettonico, il quadro interpretativo più aggiornato è quello proposto da SUE *et alii*, (2007) e da DELACOU *et alii*, (2004, 2008). Secondo questo quadro, la tettonica attiva nelle Alpi Occidentali è caratterizzata da un generale regime distensivo nelle zone assiali e più elevate della catena, con direzione di estensione disposta radialmente, perpendicolare all'asse della catena, mentre le zone esterne-marginali e meno elevate della catena, sia sul versante italiano che su quello franco-svizzero, sono tuttora soggette ad un regime compressivo. La transizione tra questi tre domini strutturali, caratterizzati da una tettonica contrastante, avviene tramite due fasce intermedie caratterizzate da un regime trascorrente. Passando dall'interno all'esterno della catena, l'asse verticale del tensore dello stress corrisponde quindi a σ_1 (asse maggiore del tensore), σ_2 (asse intermedio) e σ_3 (asse minore). Questa permutazione è interpretata da SUE *et alii*, (2007) come dovuta al fatto che nel dominio assiale della catena sia preponderante il contributo del carico isostatico al campo di stress regionale. Questo carico sarebbe legato al forte spessore crostale, evidenziato dai profili sismici, dalla topografia elevata e dall'anomalia negativa di gravità (POLINO *et alii*, 1990, con rif. bibl.). Nelle zone marginali lo spessore crostale ridotto permetterebbe invece agli stress orizzontali, riferibili alla convergenza tra la placca europea e l'*indenter* adriatico, di dominare il campo dello stress regionale. Questa interpretazione è in accordo con il quadro cinematico desunto dai meccanismi focali (riportati da BISTACCHI *et alii*, 2000) che evidenziano una prevalente distensione da NO-SE a nord-sud nell'arco compreso tra il fronte pennidico e quello brianzonese e prevalente trascorrenza sinistra nella fascia compresa tra la linea dell'Ospizio Sottile e la linea del Canavese (fig. 112).

4. - LA GENESI DELLE ALPI

Come ricordato nella parte storica, a cui si rimanda per i riferimenti bibliografici, la "Genesi delle Alpi" è un tema che ha marcato l'evolversi delle concezioni sulla struttura della catena e sulla sua formazione, ampiamente dibattute negli ultimi due secoli. Concentrandoci sulle Alpi nord-occidentali (fig. 113), riassumiamo i caratteri salienti e il significato geostrutturale del prisma austroalpino-pennidico, con particolare riguardo alle unità esposte nel Foglio Monte Cervino e negli schemi strutturali a margine. Abbiamo visto che il prisma collisionale comprende due sistemi principali di falde continentali ed oceaniche che si distinguono per una impronta tettono-metamorfica e temporale contrastante (figg. 36, 37, 61, 100): i) il sistema sommitale, non eclogitico, formato dai lembi Au-

stroalpini superiori (Dent Blanche, Mont Mary-Cervino, Pillonet) e la Zona del Combin, loro substrato tettonico; ii) il sistema sottostante, tipicamente eclogitico, formato dai numerosi lembi Austroalpini inferiori e dalla Zona Zermatt-Saas, in intima associazione; iii) il Sistema medio-pennidico del Gran San Bernardo (brianzonese), che raggruppa unità di basamento e copertura con metamorfismo alpino in facies scisti blu. Il Sistema pennidico superiore-interno del Monte Rosa-Gran Paradiso (dominio prepiemontese) e quello pennidico inferiore-esterno (vallesano), esteso sino al contatto tettonico con il dominio elvetico-delfinese (fronte pennidico), non sono compresi nel foglio.

I lembi austroalpini sono formati da protoliti analoghi: successioni carbonatiche e terrigene mesozoiche (Zona di Roisan), granitoidi e gabbri permiani, parascisti e complesso kinzigitico con metamorfismo pregranitico di alto grado ed evento termico permiano; la Zona Piemontese da unità ofiolitiche ad affinità liguride esterna *s.l.* (Zona del Combin, comprendente le unità esotiche Panche-rot-Cime Bianche e Frilihorn), e da unità oceaniche *s.s.* ad affinità liguride interna (Zermatt-Saas). Il primo gruppo di falde ha scarsi relitti mineralogici in facies scisti blu ad epidoto, il secondo una generale impronta eclogitica, prossima alle condizioni di UHP documentate dalla coesite nell'unità del Lago di Cignana. I due gruppi di falde hanno un differenziale del picco di pressione di almeno 1.4-1.7 GPa, corrispondenti a profondità dell'ordine di 40-50 km (BELTRANDO *et alii*, 2010a, con rif. bibl.). I dati strutturali, petrologici e radiometrici confermano l'indipendenza cinematica e l'evoluzione diacrona di questi due gruppi di unità all'interno della zona di subduzione, prima del loro accoppiamento avvenuto durante le fasi finali dell'esumazione, attestato da una comune sovraimpronta in facies scisti verdi con deformazioni duttili post-falda di età Eocene superiore-Oligocene inferiore. I relitti del metamorfismo in facies scisti blu nelle unità austroalpine del primo gruppo, ove datati (Pillonet) con concordi età Rb-Sr e *plateaux* ^{40}Ar - ^{39}Ar (CORTIANA *et alii*, 1998), risalgono al Cretacico superiore (75-73 Ma), con valori in parte analoghi a quelli di VENTURINI (1995) sui micascisti eclogitici della Zona Sesia-Lanzo. Nelle successioni mesozoiche i dati sono scarsi e probabilmente influenzati da *resetting* delle miche durante l'evento in facies scisti verdi: ci riferiamo alle età eoceniche (K-Ar) ottenute nelle coperture austroalpine del Mont Dolin (AYRTON *et alii*, 1982) e in alcuni calcescisti della Zona del Combin (DELALOYE & DESMONS, 1976), in un settore interno caratterizzato da zone di taglio duttile in facies scisti verdi tra 45 e 36 Ma (REDDY *et alii*, 2003). È quindi possibile che il metamorfismo in facies scisti blu della Zona del Combin

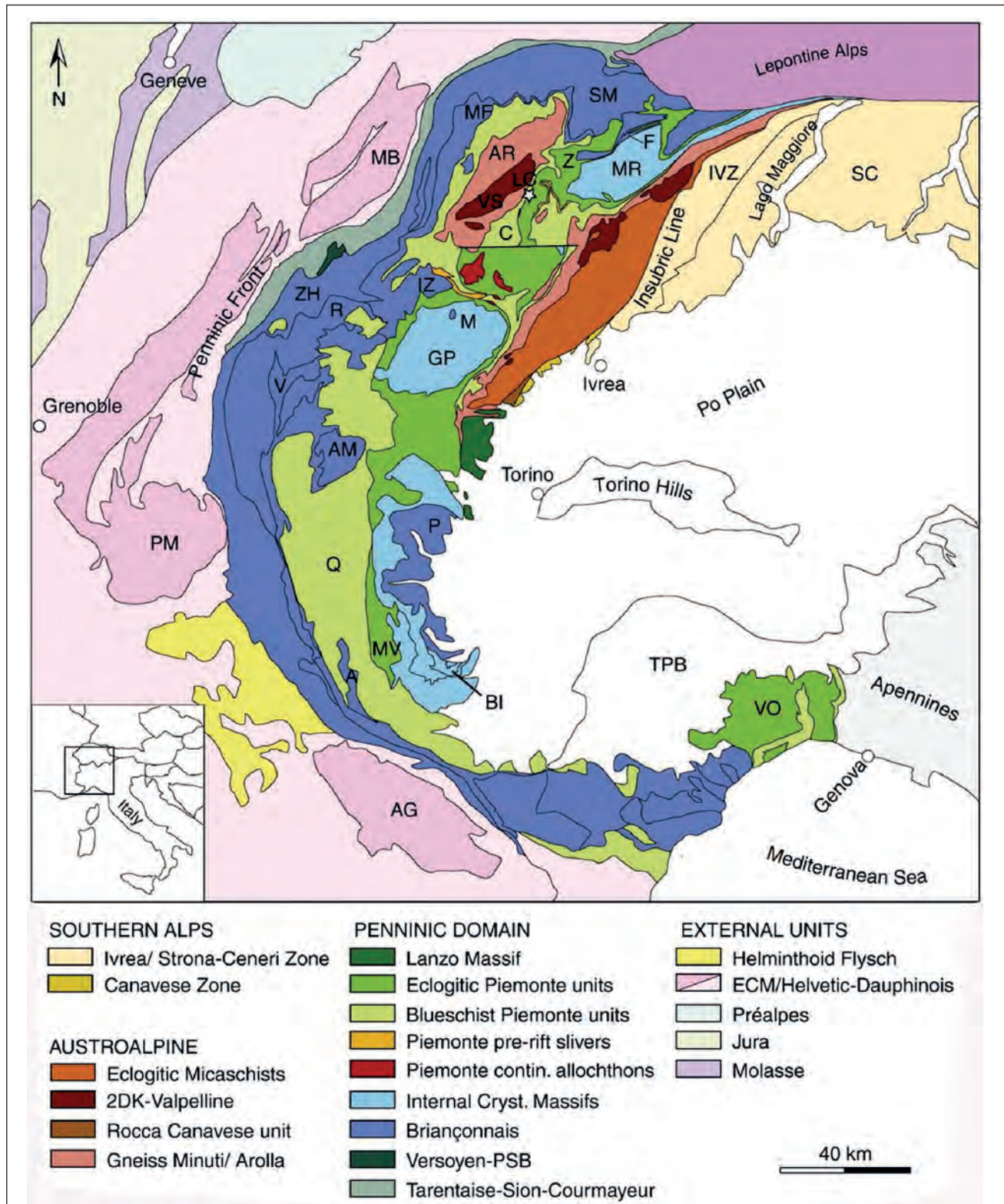


Fig. 113 - Carta tettonica delle Alpi occidentali (BELTRANDO *et alii*, 2012; BIGI *et alii*, 1990). A: Zona di Acceglio; AG: Massiccio dell'Argentera; AM: Massiccio dell'Ambin; AR: Serie di Arolla; BI: unità UHP Brossasco-Isasca; C: Zona de Combin; ECM: Massicci cristallini esterni (Elvetico-Delfinese); F: Furgg Zone; GP: Gran Paradiso; IVZ: Zona d'Ivrea; IZ: Zona Brianzonnese interna; LC: unità di UHP del Lago di Cignana (stella); M: unità di Money; MB: Monte Bianco; MF: falda del Mont Fort; MR: Monte Rosa; MV: Monviso; P: unità di Pinerolo; PM: Pelvoux; Q: Queyras Schistes Lustrés; R: Ruitor; SC: Serie dei Laghi; SM: falda Siviez-Mischabel; TPB: Bacino terziario piemontese; VA: Vanoise; VO: Massiccio di Voltri; VS: Serie di Valpelline; ZH: Zone Houillère; ZS: Zona di Zermatt-Saas.

- Tectonic map of the Western Alps (BELTRANDO *et alii*, 2012; BIGI *et alii*, 1990). A: Acceglio Zone; AG: Argentera massif; AM: Ambin massif; AR: Arolla Series; BI: UHP Brossasco-Isasca unit; C: Combin unit; ECM: External crystalline massifs (Helvetic-Dauphinois); F: Furgg Zone; GP: Gran Paradiso; IVZ: Ivrea Zone; IZ: internal Briançonnais Zone; LC: UHP Cignana lake unit (star); M: Money unit; MB: Mont Blanc; MF: Mont Fort nappe; MR: Monte Rosa; MV: Monviso; P: Pinerolo unit; PM: Pelvoux; Q: Queyras Schistes Lustrés; R: Ruitor; SC: Laghi Series; SM: Siviez-Mischabel nappe; TPB: Tertiary Piemonte basin; VA: Vanoise; VO: Voltri massif; VS: Valpelline Series; ZH: Houillère Zone; ZS: Zermatt-Saas Zone.

sia all'incirca coevo con quello dei lembi Austroalpini superiori di cui costituisce il substrato tettonico e/o di poco più giovane (Paleocene-Eocene inf. ?), tenuto conto della supposta età cretacea superiore dei protoliti di alcuni calcescisti del Combin-Tsaté in Vallese (MARTHALER, 1981) e di quella eocenica del metamorfismo eclogitico nelle sottostanti unità oceaniche e continentali. Il metamorfismo eclogitico nel gruppo inferiore è ben datato con metodi retentivi nella Zona di Zermatt-Saas a nord e a sud della linea Aosta-Ranzola e negli associati lembi Austroalpini inferiori, con età di picco comprese in prevalenza nell'intervallo 49-43 Ma (RUBATTO *et alii*, 1998; DAL PIAZ *et alii*, 2001; BELTRANDO *et alii*, 2010b), molto vicine o analoghe (le più giovani) all'età del metamorfismo eclogitico nelle sottostanti unità continentali del Monte Rosa (LAPEN *et alii*, 2007: 42.6 ± 0.6 Ma) e del Gran Paradiso (MEFFAN-MAIN *et alii*, 2004: 43 ± 0.5 Ma). Le età eocenico-oligoceniche (37-33 Ma) ottenute nel Gran Paradiso da GABUDIANU RADULESCU *et alii*, 2009) e il loro significato problematico sono state discusse nel capitolo precedente.

Un secondo *gap* nelle condizioni fisiche di picco emerge dal confronto tra le unità eclogitiche del Monte Rosa-Gran Paradiso e quelle in facies scisti blu del sottostante sistema multifalda del Gran San Bernardo (fig. 100), giustapposte grosso modo allo stesso livello strutturale dalle fasi di deformazione D₂-D₃: sulla base di svariate stime petrologiche (DESMONS *et alii*, 1999; MEFFAN *et alii*, 2004; LE BAYON *et alii*, 2006; LE BAYON & BALLÈVRE, 2006; LAPEN *et alii*, 2007; BELTRANDO *et alii*, 2010a) tale differenza è analoga o di poco inferiore a quella stimata tra i due gruppi di falde austroalpine e piemontesi.

Un *gap* di pressione di segno opposto si riscontra tra la *Zone Houillère*, unità monociclica esterna in facies scisti verdi di basso grado del Sistema del Gran San Bernardo, e la sottostante unità del Versoyen nel dominio vallesano, caratterizzata da associazioni eclogitiche (di età discussa) e in facies scisti blu (GOFFÉ & BOUSQUET, 1997; DESMONS *et alii*, 1999a; BOUSQUET *et alii*, 2002, 2004; BELTRANDO *et alii*, 2007b, 2010a; MASSON *et alii*, 2008).

La genesi delle Alpi è l'ultimo significativo evento della storia di una cintura mobile della litosfera mediterranea che, dal Precambriano, è stata rielaborata, ringiovanita, accretata e consumata più volte da processi geodinamici in regime divergente, trascorrente e convergente. L'attuale catena alpina è nata dalla chiusura della Tetide mesozoica, effetto della convergenza tra la placca superiore adriatica e la placca inferiore, costituita in origine dalla litosfera oceanica ligure-piemontese, da alloctoni estensionali e dal margine continentale passivo europeo, subdotto, colliso ed invertito durante l'orogenesi alpina, un processo di 100 Ma, iniziato nel

Cretacico e tuttora attivo. La storia geologica prealpina è ben preservata nelle Alpi Meridionali e, in varia misura, in alcuni domini relativamente poco deformati delle unità policicliche austroalpine, penniniche ed elvetiche della catena collisionale, come nel caso della Serie di Valpelline, di alcuni settori della Serie di Arolla e, in aree vicine al Foglio Monte Cervino, nel basamento policiclico del Gran San Bernardo (Ruitor, Siviez-Mischabel), del Monte Rosa (complesso pregranitico) e della Zona Sesia-Lanzo. La tettonica, la perturbazione termica ed il magmatismo permiani e le successioni sedimentarie permo-mesozoiche forniscono indicazioni basilari per ricostruire il periodo compreso tra il collasso dell'orogenesi varisica e l'inizio di quella alpina, dominato da una tettonica distensiva-transtensiva polifasica, con imponente *underplating* magmatico, *rifting* continentale mesozoico, formazione di margini passivi asimmetrici con alloctoni estensionali e locale denudazione del mantello sottocontinentale, sino alla fase di *spreading* oceanico iniziata nel Giurassico medio-superiore.

4.1. - EVOLUZIONE PREVARISICA E VARISICA

L'orogenesi paleozoica e la collisione continentale varisica hanno dato origine al supercontinente Pangea per amalgamazione di Gondwana e Laurasia e la completa subduzione degli oceani interposti. I futuri domini paleostrutturali alpini erano situati lungo il fianco meridionale di questo orogene. Il termine "varisico" è stato coniato per definire il parossismo orogenico carbonifero in Europa centrale, ma in seguito sono stati documentati vari eventi precursori di età devoniana e ordoviciana a sostegno dell'esistenza di una lunga orogenesi paleozoica, essenzialmente continua. Negli ultimi anni sono state documentate con maggiore frequenza tracce di eventi ancora più antichi (*e.g.*, Gran San Bernardo), una sorta di Rinascimento di antiche idee in voga prima dell'impatto della geocronologia isotopica, sostenute ad esempio da GB. DAL PIAZ (1965) nell'articolo "Meditazioni sul cristallino antico delle Alpi".

In breve, l'evoluzione prepermiana delle Alpi può essere tratteggiata nel modo seguente, sulla base dell'ampia letteratura sull'argomento (BORIANI *et alii*, 1976; VON RAUMER & NEUBAUER, 1993; BUSSY *et alii*, 1996; DESMONS *et alii*, 1999c; GIORGIS *et alii*, 1999; BERTRAND *et alii*, 2000a-b; STAMPFLI & BOREL, 2002, 2004; MUTTONI *et alii*, 2003; GAGGERO *et alii*, 2004; SARTORI *et alii*, 2006; VON RAUMER & STAMPFLI, 2008; COMPAGNONI *et alii*, 2010; DAL PIAZ, 2010).

1) Datazioni U-P di zirconi ed età modello di Nd documentano l'esistenza di una storia precambriana. Gli zirconi più antichi rinvenuti in diversi basamenti policiclici indicano la presenza

di materiale esotico proveniente dall'erosione di sorgenti extraalpine. L'esistenza nel Proterozoico-Cambriano inferiore di un oceano in espansione, di archi vulcanici insulari e di un magmatismo bimodale è documentata in unità cristalline con destinazione europea e africana, con tracce di un metamorfismo eclogitico nella falda della Silvretta e in altre unità.

- 2) Tracce di una subduzione verso nord della litosfera oceanica situata sul fianco settentrionale di Gondwana sono preservate nel basamento varisco dei domini austroalpino orientale, sudalpino ed elvetico-delfinese, indicate da rocce precambriane riciclate, frammenti di suture ofiolitiche e relitti di bacini marginali. La subduzione risale al Paleozoico antico ed è documentata dall'accrescimento di un prisma orogenico, da eclogiti mafiche e felsiche e da un diffuso magmatismo calc-alcaino (460-430 Ma), ben documentato quest'ultimo anche nel sistema tettonico del Gran San Bernardo (BONIN *et alii*, 1993; BERTRAND *et alii*, 2000a-b; GUILLOT *et alii*, 2002; GAGGERO *et alii*, 2004; SARTORI *et alii*, 2006; GAUTHIEZ *et alii*, 2011).
- 3) La chiusura dell'oceano e la collisione continentale del Siluriano-Carbonifero inferiore genera l'orogenesi varisica classica, con formazione di una catena a falde con crosta continentale ispessita, suture ofiolitiche, metamorfismo regionale di grado variabile in condizioni termiche perturbate, con diffusi processi anatettici, deformazioni post-falda, deposizione di flysch ed attività magmatica sinorogenica (360-320 Ma; BERTRAND *et alii*, 2000b; GUILLOT *et alii*, 2012). Il metamorfismo prealpino è in facies granulitica o anfibolitica nella maggior parte delle unità delle Alpi occidentali, ma con impronta di basso e forse bassissimo grado in alcune unità elvetico-delfinesi (BIGI *et alii*, 1990) e nelle unità interne del Gran San Bernardo (Mont Fort) formate da un basamento metamorfico a lungo ritenuto da molti autori di età permiana (GOUFFON, 1993; MALUSÀ *et alii*, 2005; SARTORI *et alii*, 2006, con rif. bibl.).

A partire dal tardo Carbonifero, la catena varisica collassa ed è sigillata da potenti successioni di depositi clastici ("discordanza ercinica" in GB. DAL PIAZ, 1939) ed intrusa da plutoni e corpi subvulcanici postorogenici, acidi, intermedi e basici di età permiana (OBERHÄNSLI *et alii*, 1985; BUSSY *et alii*, 1998, 2000; BERTRAND *et alii*, 2000b; MONJOIE *et alii*, 2005, 2007; RING *et alii*, 2005; BELTRANDO *et alii*, 2007).

4.2. - EVOLUZIONE PERMO-MESOZOICA

La convergenza varisica termina circa al limite tra Carbonifero e Permiano, quando diventa dominante una tettonica trascorrente e transtensiva

alla scala della placca euroasiatica (*e.g.* MUTTONI *et alii*, 2003, 2009; GAETANI, 2010). Con il Permiano inferiore si instaura un nuovo regime geodinamico caratterizzato da attenuazione della litosfera continentale, risalita della astenosfera e forte perturbazione termica, a cui si associano processi di estensione asimmetrica (con Adria nel ruolo di placca superiore) e imponente attività intrusiva e vulcanica alimentata da sorgenti astenosferiche. Nel futuro dominio austro-sudalpino l'attività magmatica inizia nel Permiano inferiore con *underplating* di batoliti gabbrici che cristallizzano in condizioni granulitiche (statiche) alla base di sezioni assottigliate di crosta continentale: la fusione parziale (anatessi) della crosta felsica sovrastante produce fusi granitici che migrano verso l'alto, mentre le restiti sono arricchite in granato (*e.g.*, DAL PIAZ *et alii*, 1977; QUICK *et alii*, 1994; ROTTURA *et alii*, 1998; BELTRANDO *et alii*, 2007b; RUTTER *et alii*, 2009). Nello stesso tempo l'attivazione di sorgenti profonde produce la genesi di granitoidi calc-alcaini insediati nella crosta superiore.

Nel Triassico medio si verifica una nuova fase magmatica, con carattere geochemico calc-alcaino e shoshonitico: è documentata soprattutto nelle Alpi Meridionali ed imputata alla fusione parziale in condizioni estensionali ("rifting abortito" *Auct.*) del mantello litosferico, arricchito ad opera di fluidi crostali durante la subduzione varisica (DAL PIAZ & MARTIN, 1998). Il *rifting* continentale vero e proprio tra Adria ed Europa inizia nel Triassico superiore formando un canale marino marcato da faglie listriche, semigraben e depositi sin-rift. I classici modelli di *rifting* simmetrico sono sostituiti da strutture fortemente asimmetriche, governate da faglie litosferiche a basso angolo e caratterizzate da margini continentali passivi di tipo contrastante, con fenomeni di iperestensione, denudazione del mantello sottocontinentale al fondo del bacino, gabbri preoceanici e sviluppo di alloctoni estensionali descritti nei capitoli precedenti (FROITZHEIM & MANATSCHAL, 1996; FROITZHEIM *et alii*, 1996; DAL PIAZ, 1999, 2010; FERRANDO *et alii*, 2004; BERNOULLI & JENKYN, 2009a-b; BELTRANDO *et alii*, 2010b) (fig. 114). Per alcuni autori è Adria la placca estensionale superiore, come nell'evento permiano, per altri è l'Europa a giocare questo ruolo.

Il *rifting* continentale termina al limite tra Giurassico medio e superiore, quando nella Tetide occidentale inizia il *drifting* dell'oceano mesozoico ligure-piemontese. L'età è definita con precisione da radiolariti deposte inizialmente su blocchi continentali subsidenti durante le ultime fasi di *rifting* e, dal Bathoniano medio in poi, come nell'Atlantico centrale, sopra la litosfera oceanica in espansione (BERNOULLI & JENKYN, 2009a-b), età

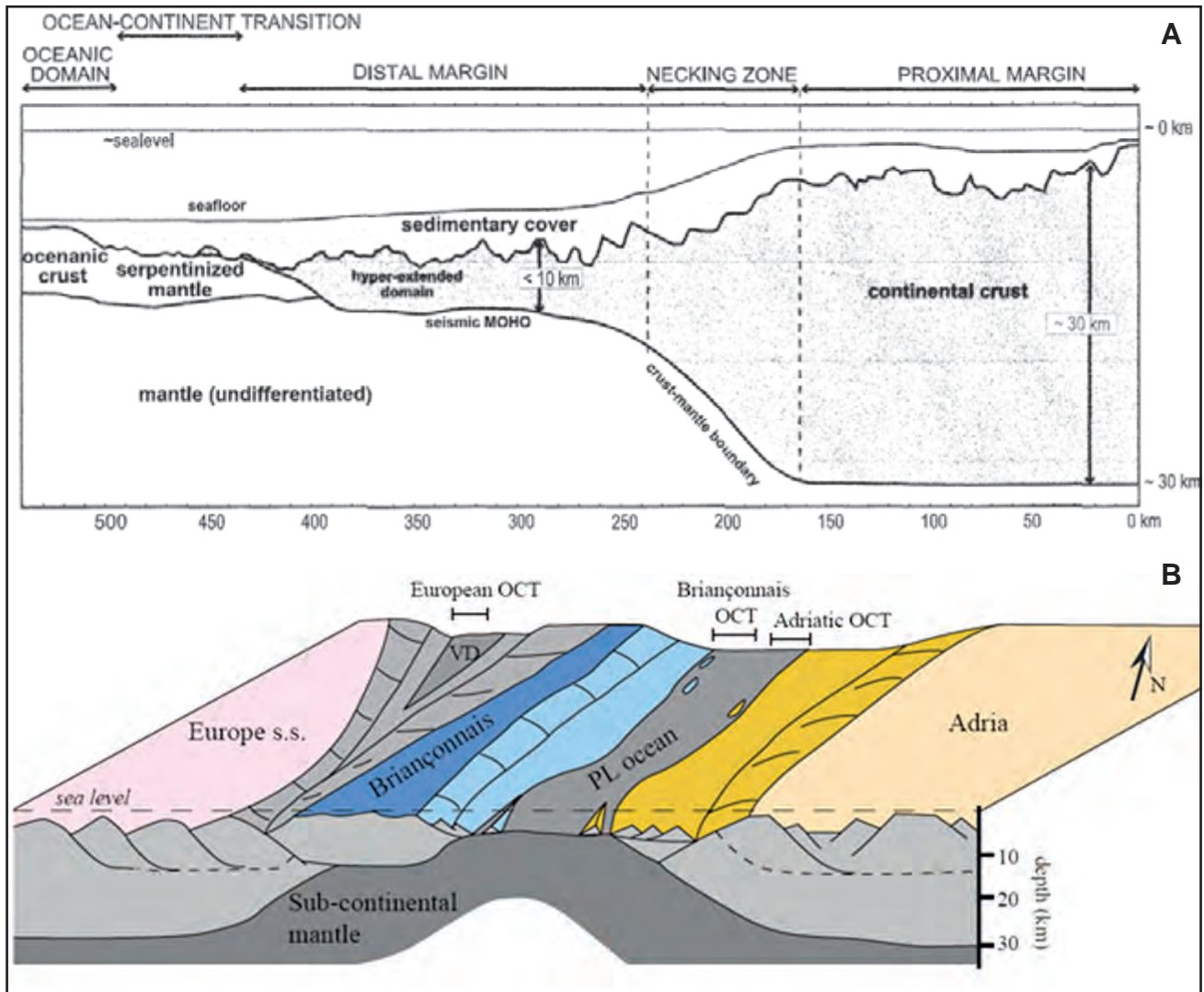


Fig. 114 - (A) Sezione ideale di un "magma-poor rifted margin" e suoi domini strutturali (MOHN *et alii*, 2012). (B) Schema paleostrutturale della Tetide occidentale nella fase di *rifting* giurassico ed esumazione del mantello sottocontinentale (BELTRANDO *et alii*, 2010a).
 - (A) Ideal section of a "magma-poor rifted margin" and its structural domains (MOHN *et alii*, 2012). (B) Paleostuctural reconstruction of western Tethys during Jurassic rifting and exhumation of subcontinental mantle (BELTRANDO *et alii*, 2010a).

confermate dalle datazioni radiometriche citate in precedenza. Con l'apertura e l'espansione dell'Oceano ligure-piemontese il dominio austro-sudalpino diventa parte del margine continentale passivo adriatico, opposto di quello europeo in cui sono allocati il dominio pennidico (prepiemontese, brianzonese) e quello elvetico-delfinese.

I caratteri stratigrafici, l'evoluzione e la paleogeografia del margine passivo adriatico sono evidenti sia nelle classiche successioni sedimentarie e vulcaniche delle Alpi Meridionali, ben preservate dalla Lombardia al Triveneto nonostante la tettonica polifasica sud-vergente, sia nelle falde di scollamento delle Alpi Calcaree Settentrionali, in condizioni di deformazione relativamente maggiori, ma comunque non metamorfiche (BIGI *et alii*, 1990; PLÖCHINGER, 1995). L'evoluzione del margine europeo in progressiva subsidenza è memorizzata

sia dalle successioni sedimentarie delle Prealpi Romande e del Chiabiese, staccate precocemente dal loro substrato in subduzione e sfuggite al metamorfismo orogenico, sia da quelle elvetico-delfinesi, solo in parte metamorfiche, e dalle coperture brianzonesi, in facies metamorfica alpina più pronunciata. Il passaggio dalla fase di *rifting* alla fase di *drifting* è coevo rispetto all'apertura dell'Atlantico centrale, ma più complicato dal punto di vista strutturale. La presenza di mantello litosferico denudato e fortemente idrato (serpentiniti) al fondo del bacino ligure-piemontese (*e.g.*, Valle d'Aosta, Val Malenco, Arosa) è documentata da estese coperture di oficalci, breccie sedimentarie monogeniche e poligeniche, quarziti a manganese o sedimenti pelagici (*e.g.*, TARTAROTTI *et alii*, 1998; DAL PIAZ, 1999; BERNOULLI & JENKYN, 2009a-b; TUMIATI *et alii*, 2010): queste situazioni anomale ri-

spetto alla litosfera oceanica normale sono state inizialmente paragonate alle grandi zone di frattura oceanica e poi riferite alla transizione oceano-continentale con riferimento al margine della Galizia (BOILLOT *et alii*, 1995; MANATSCHALL & BERNOULLI, 1999; MANATSCHALL, 2004). Lo scenario è completato dalla presenza di frammenti di crosta continentale (alloctoni estensionali) abbandonati nell'oceano mesozoico, potenziale sorgente, come ricordato più volte, dei lembi Austroalpini inferiori e di altre sottili unità di basamento, di incerta provenienza, associate alle ofioliti alpine. A sud della Valle d'Aosta e delle Valli di Lanzo l'Austroalpino ha termine.

A partire da ARGAND, la Tetide occidentale è stata oggetto di molteplici ricostruzioni e di un vivace dibattito, tuttora aperto, sul significato dei molteplici orizzonti ofiolitici presenti all'interno del prisma austroalpino-pennidico, potenziale sutura di corrispondenti canali oceanici o risultato finale di una tettonica estensionale fragile e/o duttile caratterizzata da sistematiche trasposizioni a tutte le scale durante le fasi di subduzione e di esumazione. Nello stesso tempo, l'interpretazione dei margini continentali passivi ha subito, come abbiamo visto, sostanziali innovazioni, con particolare riguardo ai loro settori iperestesi.

4.3. - CONFIGURAZIONE DELLA TETIDE ALPINA- OCCIDENTALE

Riferite da Argand al ricoprimento pennidico VI ed alla sua radice, la falda Dent Blanche e la Zona Sesia-Lanzo sono state attribuite al margine adriatico (DAL PIAZ *et alii*, 1972; COMPAGNONI *et alii*, 1977) sulla base dei criteri seguenti: i) rapporti geometrici con le unità ofiolitiche piemontesi nell'ambito di una configurazione iniziale ottenuta retrodeformando il prisma orogenico secondo l'ordine in cui le falde sono attualmente sovrapposte ed età del metamorfismo di subduzione, ii) assenza di sicura crosta ofiolitica mesozoica nella Zona del Canavese, iii) identità litologica, metamorfica e temporale tra le unità di basamento sommitali del sistema Dent Blanche-Sesia (Serie di Valpelline, II Zona Diorito-kinzigitica) e il settore occidentale-inferiore delle Alpi Meridionali (Zona Ivrea-Verbanò o prima Zona Diorito-kinzigitica). Si tratta di unità peculiari delle Alpi nord-occidentali, non correlabili con il sistema austroalpino delle Alpi orientali (BIGI *et alii*, 1990; DAL PIAZ, 1999; DAL PIAZ *et alii*, 2003; SCHMID *et alii*, 2004). La ricostruzione di questo settore della Tetide è resa particolarmente difficile dalla presenza di molteplici alternanze tra unità continentali ed unità ofiolitiche e dal significato ad esse attribuibile: la soluzione prescelta presuppone

l'esistenza nel bacino oceanico Ligure-Piemontese e nei suoi margini di sottili frammenti di crosta continentale (*extensional allochthons*) al posto dei classici microcontinenti. L'assetto strutturale e la presenza di contrastanti traiettorie P-T-tempo nell'Austroalpino e nelle unità ofiolitiche piemontesi hanno consentito di individuare due gruppi di falde provenienti da sorgenti paleogeografiche distinte. I lembi austroalpini superiori, esterni e non eclogitici (Dent Blanche, Mont Mary-Cervino e Pillonet), sovrascorsi sull'elemento superiore (Zona del Combin) della Zona Piemontese, sono strutturati e metamorfosati a partire dal Cretacico superiore (CORTIANA *et alii*, 1998), unitamente alla Zona Sesia-Lanzo (VENTURINI, 1995; BELTRANDO *et alii*, 2010a), e riferiti in genere al margine adriatico. Di contro, i lembi Austroalpini inferiori ed esterni (Mt Emilius, Glacier-Rafra, Etirol-Levaz, ecc.), attualmente inseriti entro la Zona Piemontese, sono stati subdotti nell'Eocene, contemporaneamente alle ofioliti (Zermatt-Saas) a cui sono associati (DAL PIAZ *et alii*, 2001): tali frammenti di crosta continentale possono quindi derivare da uno o più alloctoni intraoceanici.

La figura 115 (DAL PIAZ, 1999) mostra in modo sintetico l'assetto paleostrutturale prospettato per la Tetide occidentale alla fine del Giurassico e una sua variante. Tutte le unità del Sistema austroalpino occidentale (Dent Blanche *s.l.* e Sesia-Lanzo) sono riferite ad originari alloctoni estensionali di un margine continentale iperesteso, poi integrato e modificato dall'attività magmatica, tettonica e deposizionale della fase di *spreading*.

Nello schema A i lembi austroalpini inferiori, tutti eclogitici, riuniti per semplicità nell'elemento Monte Emilius (ME), sono riferiti a uno o più alloctoni estensionali dispersi nell'oceano mesozoico piemontese, grosso modo al limite tra il bacino della Zona di Zermatt-Saas (ZS), ad affinità ligure interna, ed il bacino della Zona del Combin, ad affinità ligure esterna, e sono correlati alla Margna (MA), situata a nord di una grande zona di taglio giurassica (BECCALUVA *et alii*, 1984). In questa prospettiva, l'alloctono Monte Emilius non era fisicamente connesso con quello della Margna, anche se la loro allocazione nel bacino piemontese poteva essere sostanzialmente analoga. I lembi austroalpini superiori, non eclogitici, e la Zona Sesia-Lanzo, situati a tetto della Zona del Combin, costituivano un gruppo di alloctoni estensionali ancora aderenti al margine adriatico, nell'ambito di un settore distale caratterizzato da locale denudazione del mantello sottocontinentale (FERRANDO *et alii*, 2004; BELTRANDO *et alii*, 2010a-b). Mancano, come detto, evidenze di quel fantomatico canale oceanico interno ipotizzato da MATTAUER *et alii*,

(1987) e poi ripreso da STAMPFLI (1993) e PLEUGER *et alii*, (2007) per negare la pertinenza austroalpina del Sistema Dent Blanche-Sesia. Si noti che PLEUGER *et alii* (2007) hanno riproposto come farina del loro sacco l'esistenza dell'alloctono intraoceanico Monte Emilius descritto e figurato in DAL PIAZ (1999), di cui hanno cambiato soltanto il nome. Rimane in ogni caso erroneo riferire ad una sorgente paleogeografica unitaria i lembi austroalpini superiori, non eclogitici, e quelli inferiori eclogitici.

Nella ricostruzione alternativa di figura B si assume un'origine intraoceanica anche per il frammento crostale Dent Blanche-Sesia (DB-SL), distinto da quello del Monte Emilius e separato dalle Alpi Meridionali da un canale oceanico di cui non c'è più traccia (MO: "missing ocean"), non cor-

relabile alla Zona del Combin. La sua esistenza tra la Zona Sesia-Lanzo e le Alpi Meridionali, virtualmente possibile, non è suffragata da una corrispondente sutura ofiolitica.

La figura 115 indica anche la traccia del futuro piano di Benioff. La subduzione si sviluppa tra l'alloctono Sesia-Lanzo e le Alpi Meridionali, ma verso sud diventa intraoceanica, con la placca superiore sorgente delle unità ofiolitiche delle Liguridi. Analoga situazione può ripetersi a nord, dove l'esistenza di alcuni tratti di litosfera oceanica alla fronte della placca superiore adriatica potrebbe costituire il substrato del flysch ad Helmintoidi (FH) e la sorgente del detrito ofiolitico (G), privo di metamorfismo orogenico, presenti nelle falde di scollamento delle Prealpi Romande e del Chiabese (ELTER &

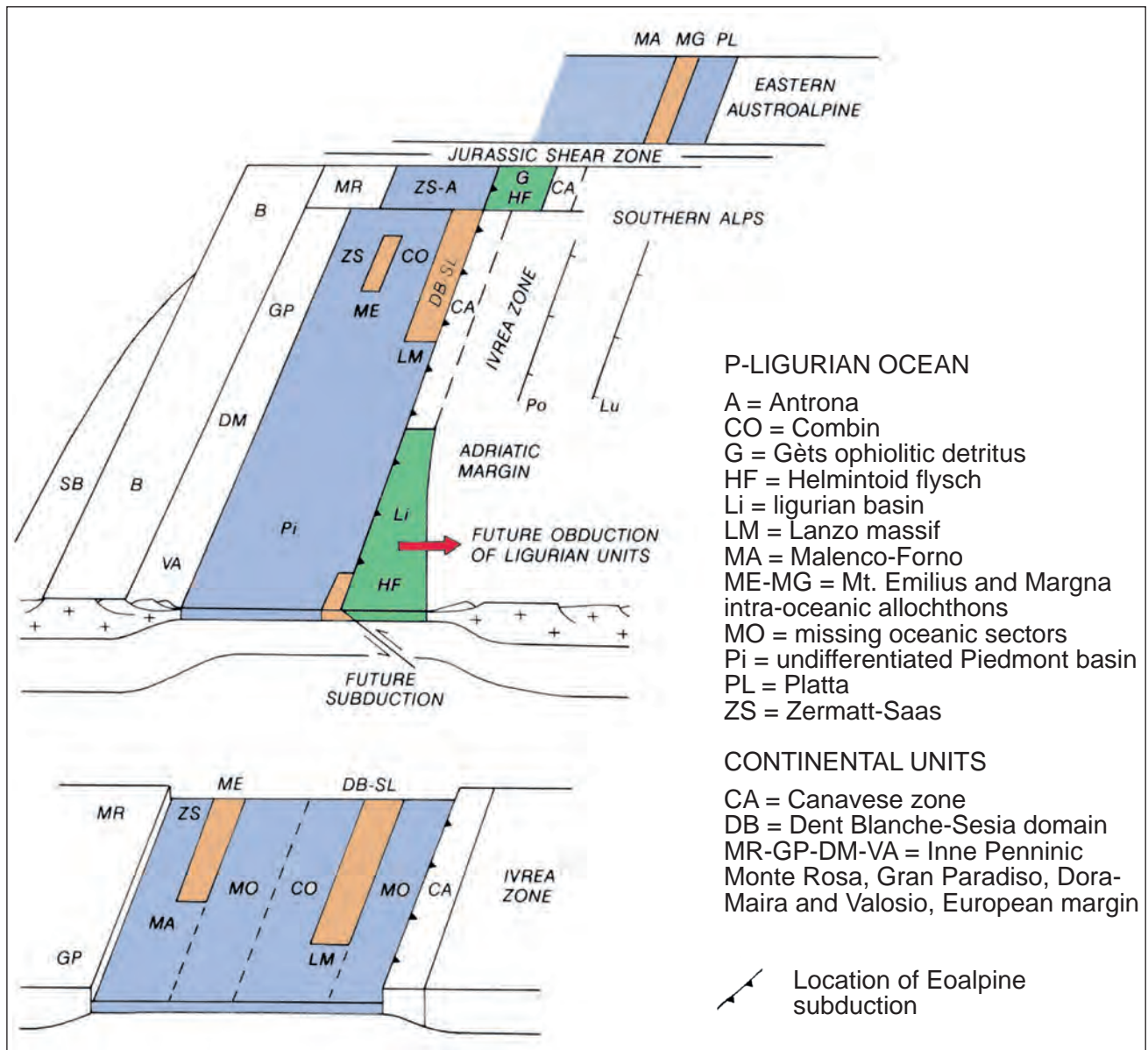


Fig. 115 - Schema paleostrutturale del bacino ligure-piemontese e dei suoi margini continentali (DAL PIAZ, 1999), dettagli nel testo.
- Paleostruttural reconstruction of the Ligure-Piemontese basin and its continental margins (DAL PIAZ, 1999); see text for details.

PERTUSATI, 1973; STURANI, 1973, 1975; DAL PIAZ, 1974; BIGI *et alii*, 1990; ESCHER *et alii*, 1997).

Le unità Pennidiche interne-superiori (prepiemontesi) del Monte Rosa e del Gran Paradiso possono essere restaurate nel settore distale del margine passivo europeo, tra l'alto strutturale brianzonese e l'oceano piemontese, tenuto conto dell'età eocenica della loro impronta eclogitica (un tempo ritenuta eoalpina in base alle datazioni radiometriche disponibili) e nell'ipotesi che le ofioliti di Antrona siano un diverticolo dell'unità di Zermatt-Saas.

4.4. - OROGENESI ALPINA

L'orogenesi alpina inizia nel dominio Austroalpino orientale e poi si propaga all'intera Tetide alpina, estendendosi progressivamente dalle zone interne a quelle esterne. L'Austroalpino orientale è una catena a falde di basamento e copertura sigillate dagli "Strati di Gosau" di età coniaciano-eocenica: la sua genesi è imputata alla chiusura di una appendice occidentale dell'oceano triassico di Meliata (privo di tracce nell'area alpina) e alla subduzione di unità continentali (parascisti, granitoidi, anfiboliti, gabbri permiani) caratterizzate da una impronta eclogitica di età cretacea (THÖNI & JAGOUTZ, 1993; SCHMID *et alii*, 2004; THÖNI *et alii*, 2008).

Nelle Alpi occidentali l'orogenesi è documentata a partire dal Cretacico superiore nelle unità superiori (Dent Blanche, Mont Mary-Cervino, Pillonet) e interne (Sesia-Lanzo) del Sistema Austroalpino occidentale, per poi estendersi al bacino oceanico Ligure-Piemontese e al margine continentale europeo. La litosfera oceanica era abbastanza larga e fredda da produrre e mantenere stabile per circa 40 Ma la profonda depressione delle isoterme richiesta per la genesi del metamorfismo di HP e LT nelle unità austroalpine occidentali e nelle unità pennidiche. La presenza al fondo e ai margini del bacino di sottili frammenti di crosta continentale (alloctoni estensionali) non modifica le proprietà fondamentali della litosfera alla fine della fase di *spreading* (morfostuttura del fondo oceanico, spessore complessivo, assetto termico, galleggiamento negativo): tale configurazione facilita la subduzione della placca inferiore, la persistenza di un regime di bassa temperatura, il distacco di unità continentali e oceaniche indipendenti, o già accoppiate, ed il loro inserimento nel complesso di subduzione. La placca inferiore è costituita dall'oceano ligure-piemontese con i suoi alloctoni estensionali e dal margine continentale passivo europeo in subduzione sotto il margine attivo adriatico e la catena eoalpina: la progressiva contrazione dell'oceano si conclude nell'Eocene medio (circa 50 Ma), con l'inizio della collisione continentale.

Partendo dalla configurazione paleostrutturale giurassica (fig. 116/1A-B), l'evoluzione orogenica delle Alpi occidentali dall'inizio della subduzione nel Cretacico superiore alla collisione continentale eocenica ed alla storia successiva (fig. 116/2-5) può essere schematizzata nel modo seguente:

- 1 - Nel Cretacico superiore il sistema tettonico austroalpino superiore Dent Blanche, Mont Mary-Cervino e Pillonet e la Zona Sesia-Lanzo sono estratti dallo stesso dominio paleostrutturale (gruppo di alloctoni aderenti alle Alpi Meridionali e intraoceanici) e inseriti nella zona di subduzione immergente a sud-est, raggiungendo profondità compatibili con la loro impronta metamorfica in facies scisti blu o eclogitica.
- 2 - Circa nello stesso tempo frammenti del tratto oceanico corrispondenti alla Zona del Combin iniziano la loro accrezione alla base e alla fronte dei lembi austroalpini superiori, mentre una parte sconosciuta della litosfera piemontese è consumata in profondità ("missing ocean").
- 3 - L'alloctono estensionale Monte Emilius, rappresentativo di tutti i lembi austroalpini inferiori con impronta eclogitica, e la zona oceanica Zermatt-Saas sono subdotti assieme nell'Eocene inferiore-medio.
- 4 - Con la completa chiusura dell'oceano nell'Eocene l'orogene si estende al margine passivo europeo, coinvolgendo dapprima il dominio distale (pennidico interno o prepiemontese), rappresentato nelle Alpi nord-occidentali dalle falde Monte Rosa e Gran Paradiso, poi quello brianzonese (Gran San Bernardo) e infine il dominio pennidico esterno (Zona vallesana, Sion-Courmayeur). Queste unità continentali sono inserite nella zona di subduzione collisionale ancora dominata da un regime di bassa temperatura, sino a profondità di 50-100 km, e quindi accrete alla fronte e alla base del prisma precollisionale (Austroalpino superiore-Combin). Lo attestano il metamorfismo in facies eclogitica, di età eocenica, preservato nelle falde pennidiche interne, e quello in facies scisti blu (Gran San Bernardo) e/o eclogitico (Zona vallesana) presente nelle unità pennidiche intermedie ed esterne (FREY *et alii*, 1999; OBERHÄNSLI *et alii*, 2004; BELTRANDO *et alii*, 2007, 2010a). In Valle d'Aosta, l'evoluzione spazio-temporale del prisma austroalpino-pennidico è marcata dalla subduzione e dall'esumazione di unità austroalpine in facies eclogitica (Sesia-Lanzo) e scisti blu (lembi Austroalpini superiori) nel Cretacico sup., del loro substrato tettonico (Zona del Combin), poi dei lembi Austroalpini inferiori e della Zona di Zermatt-Saas, con meta-

morfismo eclogitico di età eocenica inferiore-media, ed infine dalla subduzione sincollisonale e rapida esumazione delle unità distali e prossimali del margine continentale passivo

europeo, con picco di pressione attorno a 44-43 Ma. La progressiva esumazione di queste unità dalla zona di subduzione è accompagnata dallo sviluppo a tetto di zone di taglio

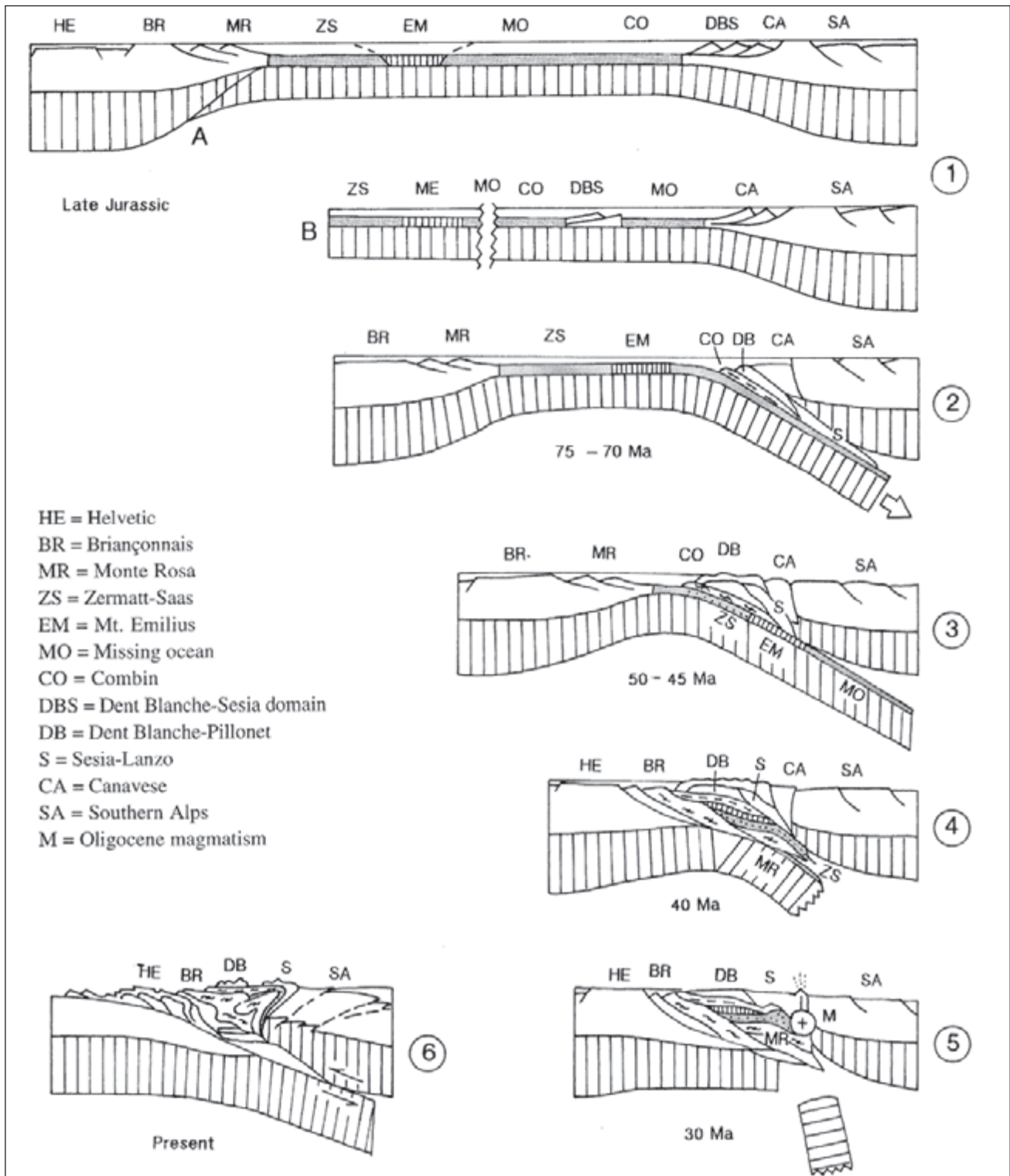


Fig. 116 - Evoluzione cinematica delle Alpi nord-occidentali (DAL PLAZ, 1999): (1) Giurassico: A) situazione paleostrutturale iniziale; B) possibile alternativa. (2-5) Evoluzione convergente dal Cretacico superiore all'Oligocene. (6) Struttura attuale. Dettagli nel testo.
 - Cinematic evolution of the north-western Alps (DAL PLAZ, 1999): (1) Jurassic: A) starting paleostructural setting; B) possibile alternative. (2-5) Convergent evolution from the Late Cretaceous to the Oligocene. (6) Present setting. See text for details.

con cinematica normale, mentre permane attivo il regime convergente alla scala globale della catena. Il notevole *gap* cronologico (25-30 Ma) tra il metamorfismo eoalpino nelle unità austroalpine superiori e quello eocenico nelle unità austroalpine inferiori, nelle ofioliti di Zermatt-Saas e nelle unità del margine europeo richiede che un tratto significativo di litosfera piemontese, di cui non sembra esservi traccia, sia stato consumato durante il Paleocene.

- 5 - Nel tardo Eocene il regime freddo è sostituito da condizioni termiche normali e poi perturbate: le unità continentali ed oceaniche con impronta di HP e UHP sono esumate rapidamente verso livelli crostali superficiali e riequilibrate, in varia misura, da un metamorfismo post-falda in facies scisti verdi (Alpi occidentali) e anfibolitica (Ossola-Ticino) di età Eocene sup.-Oligocene inf., caratterizzato da gradienti termici elevati (35-50°C/km; FREY *et alii*, 1999).
- 6 - Poco dopo inizia il magmatismo periadriatico (BIGI *et alii*, 1990), evento effusivo ed intrusivo di notevole estensione, ma di breve durata (32-30 Ma), preceduto nel settore centrale delle Alpi Meridionali dall'intrusione del batolite composito dell'Adamello, di prevalente età eocenica (42-37 Ma), e dai filoni ad esso associati (MAYER *et alii*, 2003; BRACK *et alii*, 2008; ZANCHETTA *et alii*, 2012), riferibili geneticamente alla subduzione della placca inferiore. In questa fase, la parte interna del prisma austroalpino-pennidico subisce un rapido sollevamento ed una effimera tettonica estensionale che facilita la risalita passiva del magma, nell'ambito della persistente convergenza del sistema Adria-Europa: lo attestano la copertura vulcanoclastica deposta direttamente sui micascisti eclogitici della Zona Sesia-Lanzo (BIANCHI & DAL PIAZ, 1963; COMPAGNONI *et alii*, 1977a; CALLEGARI *et alii*, 2004) e i dati termocronologici (zircone, apatite) ottenuti nelle falde Dent Blanche, Monte Rosa e Gran Paradiso (HURFORD *et alii*, 1991; BISTACCHI *et alii*, 2001; MALUSÀ *et alii*, 2006, 2009). La tettonica oligocenica è rappresentata da vari sistemi di faglie associate al magmatismo calcalalino-ultrapotassico. Alcune di esse sono caratterizzate dalla presenza di breccie listvenitiche e pseudotachiliti, espressione di una vistosa attività idrotermale e di eventi sismici ad alta energia. Le strutture principali nella media e bassa valle sono il graben asimmetrico governato dalla linea Aosta-Ranzola, il sistema di faglie di Trois Villes e la Linea dell'Ospizio Sottile. La genesi simultanea di questi processi tettonici, magmatici e idrotermali

è imputabile agli effetti meccanici e termici prodotti dalla risalita di corpi astenolitici caldi, in uno spazio creato probabilmente dal progressivo distacco dello slab litosferico (DAL PIAZ & GOSSO, 1994; BLANKENBURG & DAVIES, 1995; BISTACCHI *et alii*, 2001).

- 7 - Al limite Oligocene-Miocene, il perdurare della convergenza Adria-Europa è accomodata da processi di accrezione bilaterale della catena, alla fronte e alle spalle del prisma austroalpino-pennidico, mentre la disattivazione tettonica delle sorgenti pone fine al magmatismo periadriatico. Le unità di basamento e copertura del dominio elvetico-delfinese sono traslate sopra l'avanfossa subsidente della Molassa interna, mentre sul lato opposto si sviluppa ulteriormente la catena antitettonica (*thrust-and-fold belt*) delle Alpi Meridionali. Le Alpi Meridionali sono una catena ensialica pellicolare circoscritta alla crosta continentale superiore, effetto dell'indentazione della litosfera adriatica medio-inferiore contro la schiena del prisma orogenico, sollevato e retroflesso, i cui prodromi risalgono al Cretacico superiore e al Paleogene, quanto meno nel Sudalpino centrale (POLINO *et alii*, 1990; ZANCHETTA *et alii*, 2011). In ogni caso, la retroflessione delle "radici" della catena a falde, comunemente attribuita alla fase "nealpina" (neogenica), è chiaramente anteriore all'iniezione dei filoni oligocenici, come risulta chiaramente dai loro rapporti di giacitura in Valle d'Aosta (DAL PIAZ *et alii*, 1973, 1979c), nella sezione della Val d'Ossola (REINHARD, 1966) e nella Finestra dei Tauri (MANCKTELOW *et alii*, 2001; DAL PIAZ, 2010). Nel Neogene, la convergenza litosferica comprime il prisma austroalpino-pennidico, lo retroflette ulteriormente e lo estrude verso l'alto in concomitanza con la migrazione laterale delle unità di tetto lungo grandi faglie estensionali (Sempione, Brennero, ecc.). Estensione, *lateral escape*, sollevamento ed erosione generano le grandi finestre tettoniche dell'Ossola-Ticino e dei Tauri (MANCKTELOW, 1985; BIGI *et alii*, 1990). In Valle d'Aosta, la Linea dell'Ospizio Sottile, riattivata nel Miocene in trascorrenza sinistra, consente la migrazione verso sud-ovest del blocco di falde austroalpine e pennidiche medio-superiori delle Alpi Pennine e Graie, situate a tetto della Faglia del Sempione (BISTACCHI *et alii*, 2000, 2001). La vergenza bilaterale delle Alpi è solo una struttura crostale, mentre a scala litosferica la catena collisionale continua a mantenere la sua generale asimmetria, definita dalla sovrapposizione della litosfera adriatica su quella europea. Il profilo sismico CROP-

ECORS (NICOLAS *et alii*, 1990; POLINO *et alii*, 1990; DAL PIAZ *et alii*, 2003) mostra chiaramente la posizione e la geometria del prisma collisionale austroalpino-pennidico: una catena di sottili falde crostali compressa a tergo dalla litosfera sudalpina, galleggiante su quella dell'avampaese europeo e comprendente le scaglie di basamento e le falde di copertura della Zona Elvetica-Ultraelvetica, situate al di sotto e all'esterno del Fronte Pennidico (figg. 10B, 53).

8 - L'esumazione finale è il risultato del sollevamento tettonico e dell'erosione, con possibili variazioni legate a cambiamenti climatici (*e.g.*, ENGLAND & MOLNAR, 1990; GLOTZBACH *et alii*, 2011). Nel caso del Monte Bianco e delle unità elvetiche sovrastanti, la risalita del basamento granitico-gneissico con limitate coperture aderenti è successiva alla genesi ed alla messa in posto delle pieghe-falde di Morcles e Doldenhorn (RAMSAY, 1981) la cui evoluzione cinematica, desunta da datazioni ^{40}Ar - ^{39}Ar delle miche nel *thrust* basale, è iniziata nell'Oligocene inferiore (ca 32 Ma, KIRSCHNER *et alii*, 1996; GLOTZBACH *et alii*, 2011, con rif. bibl.). L'esumazione del Monte Bianco inizia con una fase *top-to-NW* al limite Oligocene/Miocene (24-23 Ma) e si protrae sino al Burdigaliano (18-16 Ma), quando iniziano fenomeni di retroscorrimento con vergenza sud-orientale, generando una struttura *pop-up* legata cinematicamente all'attività transpressiva destra delle linee tettoniche Reno-Chamonix e alla faglia normale del Sempione (HUBBARD & MANCKTELOW, 1992; BISTACCHI & MASSIRONI, 2000; ROLLAND *et alii*, 2008). Il piano di taglio basale dell'unità del Monte Bianco raggiunge l'avampaese franco-svizzero lungo una rampa che si estende sino al Giura e al suo *thrust* frontale, struttura in evidenza nell'immagine sismica del progetto CROP-ECORS e nella sua interpretazione (fig. 33B).

9 - La sismicità, le moderne misure GPS e la subsidenza dell'avampaese europeo e di quello padano-adriatico documentano il perdurare nel Quaternario dei processi di contrazione, trascorrenza ed estensione tettonica in distinti settori delle Alpi occidentali e nell'intera catena (*e.g.*, SUE & TRICART, 2003; CAPORALI *et alii*, 2003; DELACOU *et alii*, 2004; SUE *et alii*, 2007; CUFFARO *et alii*, 2010). L'incremento nel Pleistocene della velocità di esumazione riscontrato nel massiccio del Monte Bianco (0.9 ± 0.8 Ma) è attribuito non a cause tettoniche, ma alla principale glaciazione alpina, responsabile della profonda esarazione delle valli circostanti (GLOTZBACH *et alii*, 2011).

VII - AMBIENTE E GEORISORSE

Non è compito specifico di queste note geologiche illustrare le peculiari attrattive dell'ambiente naturale e del paesaggio valdostano, un *unicum* non solo dal punto di vista geologico. Il tema principale sono i dissesti. Le crisi meteorologiche, peraltro meno frequenti che nel settore centro-orientale delle Alpi, sono la causa scatenante di periodici eventi alluvionali, rapidi trasporti in massa (*debris flow*) e frane di vario tipo che hanno colpito e continueranno a colpire la Valle d'Aosta, favoriti da fattori predisponenti (acclività ed energia dei versanti, materiali sciolti facilmente erodibili, substrato roccioso fratturato, disgelo del *permafrost*), spesso aggravati da insediamenti umani in località a rischio (ANSELMO *et alii*, 1979; PORTER & OROMBELLI, 1981; FORNO & MASSAZZA, 1983; MORTARA *et alii*, 1992; OROMBELLI, 1998; MERCALLI *et alii*, 2003; SCHIERMEIER, 2003; ALBERTO *et alii*, 2007; HILKER *et alii*, 2009; HASLER *et alii*, 2011). Si tratta del succedersi di fenomeni ben noti, registrati già nel Medio Evo, una storia in realtà assai più antica documentata dai depositi alluvionali e gravitativi olocenici rappresentati nel foglio e dalla loro evoluzione morfologica.

La prima parte del capitolo è dedicata alla storia dei dissesti (alluvioni e frane) e al rischio idrogeologico a scala regionale e nel settore valdostano del foglio, con limitate osservazioni sul settore svizzero, tratte principalmente dalle note illustrative dei Fogli Chanrion-Velan (BURRI *et alii*, 1999) e Matterhorn (BUCHER *et alii*, 2004). Le biblioteche e gli archivi storici del CNR-IRPI di Torino e di altri enti pubblici sono ricchi di documenti che descrivono le numerose alluvioni avvenute in passato, il verificarsi o il riattivarsi di fenomeni gravitativi e i dissesti legati alla dinamica dei corsi d'acqua, tuttora rilevabili sul territorio. Le notizie storiche si riferiscono in prevalenza ai centri abitati della valle principale, rappresentata nei Fogli Aosta e Chatillon, mentre poche sono le informazioni sulle alte valli del Foglio Monte Cervino, un tempo quasi disabitate, ad eccezione della Valtournenche e della bassa Val di Bagnes, colpita quest'ultima dalle catastrofiche alluvioni del 1595 e 1818, ricordate nel Capitolo II. Le note illustrative dei fogli sopra citati riassumono lo stato delle conoscenze agli inizi del nuovo millennio.

Un accurato censimento degli "eventi idrogeologici" avvenuti in Valle d'Aosta dal 800 al 2002 è fornito da MERCALLI *et alii*, (2003). Documenti fondamentali per conoscere in dettaglio lo stato dell'arte e fronteggiare in modo adeguato il rischio idrogeologico alla luce dei suoi parametri predisponenti e scatenanti sono forniti dall'Inventario dei fenomeni franosi in Italia (Progetto nazionale

IFFI; ALBERTO *et alii*, 2007; GIARDINO & RATTO, 2007; RATTO *et alii*, 2007, 2009), realizzato in seguito all'evento disastroso del 5 maggio 1998 a Sarno e in altre località dell'Italia Meridionale, e dal Catasto informatizzato dei dissesti della Valle d'Aosta, attivato recentemente dal Centro Funzionale della Regione, consultabile *on line*: (<http://catastodissesti.partout.it/>).

I paragrafi che seguono sono dedicati ai dissesti (alluvioni, frane, deformazioni gravitative), alle mineralizzazioni a Cu-Fe coltivate in un passato ormai lontano ed ora abbandonate, e alla modesta attività estrattiva. Il capitolo termina con brevi cenni sulle sorgenti e sui principali impianti idroelettrici presenti nel territorio del foglio.

1. - DISSESTI

Il dissesto idrogeologico è definito in Regione come “insieme dei processi morfologici (dall'erosione superficiale ad opera delle acque di ruscellamento o dei corsi d'acqua, sino alle frane o alle esondazioni dei fiumi) che modificano il territorio in tempi relativamente rapidi o rapidissimi, provocando danni all'ambiente, ai manufatti, alle attività antropiche, sino a causare talvolta la perdita di vite umane”.

1.1. - IL CATASTO DEI DISSESTI

Il Catasto regionale dei dissesti nasce in veste embrionale nei primi anni 90' (inizi del Progetto CARG, BONETTO & PASQUALOTTO, 1991), in versione analogica-descrittiva basata su documenti forniti dall'Istituto di Ricerca per la Protezione Idrologica nel bacino padano di Torino (CNR-IRPI), diretto da Mario GOVI, e da uffici e biblioteche della Regione. Dopo la devastante alluvione dell'ottobre 2000, oltre alle notizie storiche già acquisite, sono state raccolte e schedate tutte le informazioni fornite dal personale tecnico della Regione, da Enti di ricerca e da liberi professionisti, mentre la banca dati descrittiva è integrata con documenti cartografici. La banca dati è stata implementata con il progetto IFFI (2001-2004) e con attività successive, protratte sino al 2011, in collaborazione con il Dipartimento di Scienze della Terra dell'Università di Torino: in tale ambito sono stati acquisiti tutti i dati esistenti presso le Stazioni forestali della Regione, con validazione geologica delle informazioni raccolte e, ove possibile, arricchimento della base dati cartografica per i dissesti storici. A partire dal 2010 la banca dati è stata arricchita e aggiornata periodicamente in base alle segnalazioni sul territorio fornite dalle Stazioni forestali, utilizzando una innovativa procedura di acquisizione au-

tomatica dei fenomeni segnalati; questi dati sono poi validati e inseriti nel Catasto dei dissesti a cura dei geologi del Centro Funzionale.

1.2. - EVENTI ALLUVIONALI

Nella tabella 3 sono elencati, in ordine cronologico, i principali eventi alluvionali che hanno colpito il territorio della media e bassa Valle d'Aosta e le regioni circostanti. Ricordiamo alcuni aspetti degli eventi alluvionali principali, a partire da quello del 1846, con particolare riguardo al territorio del Foglio Monte Cervino, rimandando il lettore a MERCALLI *et alii* (2003), GIARDINO & RATTO (2007), RATTO *et alii*, (2007) e al Catasto regionale dei dissesti per la storia precedente, maggiori dettagli e ulteriori notizie su questo ed altri settori della Regione.

1846 - Anno particolarmente funesto per la Valle d'Aosta: l'alluvione del 16-17 maggio colpisce gravemente il bacino del T. St Barthélemy, la Valtournenche, il comune di Chambave (Foglio Chatillon) e l'intera Valle d'Aosta. Si registrano alcune vittime a Cleyvaz, frazione di Valpelline. Un secondo evento alluvionale avviene il 17 ottobre, interessando parte degli abitati già dissestati nei mesi precedenti. Forti piogge associate ad elevata fusione di neve e ghiaccio ingrossano la Dora Baltea e alcuni suoi tributari: in Valtournenche, dal Giomein a Châtillon, alcune case vicine ai torrenti sono danneggiate o distrutte, mentre grandi blocchi di ghiaccio sono trasportati dall'acqua sino a Châtillon.

1866 - Il 27 settembre, dopo quattro giorni di intensa pioggia, la Dora esonda in varie zone e il T. Buthier abbatte alcuni ponti a Valpelline e Roisan.

1868 - Il 17 agosto la Valle del Lys subisce un grave evento alluvionale che provoca due vittime e la distruzione di decine di ponti. Il 2-3 ottobre dello stesso anno il T. Buthier esonda nuovamente e demolisce uno stabilimento industriale di Aosta; la piana del Montjovet è inondata dalla Dora e a Donnas le acque invadono le strade del paese; straripano il Lys e molti suoi tributari: una lapide posta sul lato meridionale della chiesa parrocchiale di Gressoney St Jean indica che l'acqua superò al centro del paese l'altezza di due metri.

1879 - Il 12 giugno è segnalato lo “scivolamento” di una intera foresta a Cogne, evento che sembra anticipare il grande collasso avvenuto a Gimillan nel 2000. Frane ed esondazioni in Valpelline.

1885 - Il 29 aprile, verso le ore 20, una grande frana si stacca nella zona della Balma, sotto la Becca di Nona, e discende come *debris flow* verso la

Tab. 3 - *Elenco dei principali eventi alluvionali e dissesti correlati, censiti nella banca dati alfanumerica del Servizio Cartografia e Assetto Idrogeologico della Regione, aggiornato in base al Catasto dei Dissesti, integrato da dati tratti da MERCALLI et alii (2003); in grassetto le alluvioni più catastrofiche.*

- Principal alluvial events and related damage, quoted in the alphanumeric database of regional "Servizio Cartografia e Assetto Idrogeologico", updated by means of "Catasto dei Dissesti" and integrated by literature data (MERCALLI et alii, 2003); bold: catastrophic floods.

Alluvioni XI-XII secolo

Alluvione 1390
Alluvione 1519
Alluvione 1594
Alluvione 1610
Alluvione 1620- 15-19 giugno

Alluvione 1640 12-20 settembre

Alluvione 1646 16-17 ottobre
Alluvione 1654 6-8 luglio
Alluvione 1680 8 giugno
Alluvione 1734 13 ottobre

Alluvione 1755 14 ottobre

Alluvione 1756 2 giugno
Alluvione 1759 23-26 giugno
Alluvione 1772 17 settembre
Alluvione 1840 30-31 ottobre

Alluvione 1846 16-17 maggio

Alluvione 1846 17-18 ottobre
Alluvione 1860 2 settembre
Alluvione 1866 27 settembre
Alluvione 1868 17 agosto, 2-3 ottobre
Alluvione 1879 11-12 giugno
Alluvione 1985 29 aprile
Alluvione 1905 29 luglio
Alluvione 1906 novembre
Alluvione 1908 giugno
Alluvione 1910 13-14 giugno
Alluvione 1914 22-23 luglio
Alluvione 1920 settembre e novembre
Alluvione 1926 maggio e ottobre
Alluvione 1929 12 giugno
Alluvione 1939 maggio e giugno
Alluvione 1948 4-5 settembre
Alluvione 1951 20-27 maggio

Alluvione 1957 13-16 giugno

Alluvione 1958 19-20 agosto
Alluvione 1972 giugno e agosto
Alluvione 1977 7-8 ottobre
Alluvione 1978 7 agosto
Alluvione 1980 7 agosto
Alluvione 1981 22-27 settembre

Alluvione 1993 22-25 settembre

Alluvione 1997 17 luglio

Alluvione 2003 13-16 ottobre

Alluvioni 2008-2011

piana, trascinando un'enorme quantità di terra, blocchi rocciosi e alberi. I torrenti straripano, i villaggi di Cheneyre e di Pollein sono minacciati e gli abitanti abbandonano le case. Verso le ore 21 cade una seconda frana, seguita alle 23 da una terza, ancora maggiore (MERCALLI et alii, 2003).

1905 - Il 29 luglio una "bomba d'acqua" colpisce il comune di Bionaz, in Valpelline, e provoca una violentissima piena del T. Crête Sèche che travolge l'alpeggio Les Noyer, causando la morte di dodici persone e la distruzione di tre edifici.

1906 - Nella prima settimana di novembre, caratterizzata da piogge torrenziali, una frana di crollo distrugge la cappella seicentesca di Santa Barbara a Thoules Dessus, in bassa Valpelline, e danneggia alcune abitazioni della frazione.

1910 - Il 13 ottobre un'intensa perturbazione investe la vasta regione compresa tra il Piemonte nord-occidentale e la Val d'Ossola, generando numerose colate detritiche ed esondazioni dei torrenti che provocano gravissimi danni anche in bassa Valle d'Aosta, nel territorio dei comuni di Arnad, Hône, Bard e Donnaz. Ad Arnad muore una persona e le coltivazioni allagate sono distrutte. Nella frazione San Giovanni di Bard una grande frana invade l'alveo della Dora e ne devia il corso verso la strada provinciale, erosa o danneggiata per circa 500 m; la linea ferroviaria è interrotta. Gravi danni si registrano anche nelle valli di Gressoney e Champorcher, devastate dai corsi d'acqua, *debris flow* e innumerevoli frane. Le conseguenze più gravi dell'evento alluvionale avvengono nelle frazioni di Donnaz situate in riva destra della Dora: gli enormi apporti solidi dei torrenti Fer, Valbona (Valsorda) e Boretto travolgono le frazioni Outrefer, Clapey, Pramotton, Gran Vert e Montey; dodici case sono distrutte ed altre rese pericolanti.

1914 - L'esteso ed intenso evento alluvionale del 22-23 luglio provoca una grande piena del T. Marmore e del T. Buthier, con crollo di ponti, esondazioni e danni alla rete stradale; Aosta è allagata dal T. Buthier che esce dall'alveo e demolisce una fabbrica.

1920 - Il 22-24 settembre piogge torrenziali alimentano una violenta piena della Dora e di alcuni suoi tributari, tra cui il T. Marmore e il T. Buthier (il giorno 24 cadono 81 mm di pioggia ad Aosta, 81 mm a Valtournenche, 115 mm a Valpelline, 167 a Champorcher). I danni maggiori si registrano in Valsavarenche, in Val di Rhêmes e soprattutto in Valgrisenche, mentre la piana tra Sarre e Saint Marcel è inondata. Il giorno 14 novembre una massa di roccia e di ghiaccio si stacca improvvisamente dal Pilier

- d'Angle (Monte Bianco), precipita sul sottostante ghiacciaio della Brenva e si propaga velocemente sino al fondovalle. Cinque giorni dopo un'altra enorme massa di ghiaccio e roccia percorre l'intero ghiacciaio, sbarra il corso della Dora e risale il versante destro della Val Veny, distruggendo cinquanta ettari di bosco. Il materiale franato è dell'ordine di 6-7 milioni di m³ (VALBUSA, 1921; OROMBELLI & PORTER, 1981). L'evento si ripeterà con caratteri analoghi nel 1997. Nella prima decade di dicembre una frana interrompe la strada provinciale a Bard.
- 1926 - Il periodo 13-16 maggio è caratterizzato da violente piene torrentizie in Valpelline, Val di Rhêmes e Val di Cogne, con crollo di numerosi ponti; grave minaccia per il territorio comunale e l'abitato di Pollein per imponente trasporto in massa e formazione di un nuovo cono di deiezione; la piana tra Quart e Saint Christophe è inondata. Nella prima decade di ottobre una tromba d'acqua si abbatte su Le Pouilles (Aosta) e nelle strade l'acqua raggiunge i tre metri d'altezza, costringendo gli abitanti a rifugiarsi sui tetti; le campagne sono completamente allagate.
- 1929 - 12 giugno: forte piena della Dora Baltea e di alcuni corsi d'acqua principali, ponti demoliti e lesionati in Val Savarenche e in Val di Rhêmes.
- 1939 - Maggio-giugno: abbondanti piogge primaverili e fusione della neve sono probabilmente la causa della notevole accelerazione dei movimenti di una grande frana complessa sul versante nord-orientale del M. Pancherot (Valtournenche), già attiva l'anno precedente. Il materiale detritico-glaciale forma "un gran torrente di fango" che si suddivide in due rami, uno dei quali raggiunge l'alveo del T. Marmore. Il volume della frana, ancora in movimento nell'agosto, è stimato in circa 500.000 m³ (VANNI, 1940).
- 1948 - L'evento del 4-5 settembre colpisce specialmente la Valle del Lys, con estesi allagamenti a Gressoney, crollo di ponti, interruzioni stradali, frane (una ventina ad Issime). Le conseguenze peggiori ad Issime dove le acque spazzano via quattro abitazioni ed una persona perde la vita. Crolla il ponte ferroviario tra Donnaz e Pont-St-Martin.
- 1951 - Evento alluvionale dal 20 al 27 maggio: in Valtournenche i torrenti Chamois e Suis causano gravi danni alla frazione Nuarsaz di Antey-Saint-André. A Donnaz, sul versante destro della valle, si rivivono i timori dell'ottobre 1910: una colata detritica del T. Val Sorda investe la frazione Montey. Segnalati danni anche in Valpelline e in Val d'Ayas.
- 1957 - Ancora più grave è l'alluvione che dal 12 al 15 giugno devasta il Piemonte e l'intera valle d'Aosta, con frane ed estese esondazioni della Dora Baltea, del Buthier e di molti altri torrenti laterali nel settore settentrionale del Gran Paradiso e in quello meridionale del Monte Rosa (GOVI, 1973).
- 1958 - Le forti precipitazioni del 19 agosto interessano in particolare la Valtournenche, le valli d'Ayas e di Champorcher, e la valle principale tra Bard e Châtillon: nelle 24 ore si misurano 76 mm di pioggia a Bard, 82 a Perrères, 84 a Brusson, 94 a Montjovet, 104 a Champdepraz, 108 a Promiod, 130 a Champorcher e 154 a Châtillon, valore che per quest'ultima località rappresenta la massima precipitazione giornaliera nel periodo 1913-90 (MERCALLI *et alii*, 2003). In Valtournenche, esondazioni, *debris flow* e frane nel comune di Antey-Saint-André; un fabbricato è distrutto da una colata a Buisson di sopra.
- 1972 - In Valtournenche, la frana attiva dell'Alpe Suis, a sud di Chamois, contribuisce ad alimentare il carico solido del T. Sauverou che, il 5 e 7 giugno, genera due colate detritiche che raggiungono il settore sinistro del conoide presso la frazione Nuarsaz (GOVI *et alii*, 1979). Nel periodo 13-17 agosto una perturbazione con epicentro in alta Valle dell'Orco colpisce con piogge violente le valli settentrionali del Gran Paradiso e marginalmente la Valle di Ollomont, originando violenti processi torrentizi con interruzioni alla rete stradale.
- 1977 - Un'intensa perturbazione in estensione dall'Alessandrino meridionale raggiunge la Valle d'Aosta. Il 7-8 ottobre numerosi torrenti esondano, con sensibili effetti in Val di Cogne e nella Valle di Champorcher. Lungo la valle principale la Dora straripa in vari tratti tra Nus e Donnaz, mentre un'imponente colata detritica prodotta dal T. Molinaz (Pontey) invade per circa 300 m e con spessori plurimetri la sede autostradale (MERCALLI *et alii*, 2003).
- 1978 - Un violento nubifragio provoca in bassa valle la piena impetuosa della Dora e dei suoi tributari che esondano, causando danni nei comuni di Verres, Pont Saint Martin, Hône ed in particolare ad Arnad. Frane e piene sono segnalate anche nei bacini dei torrenti Ayasse, Evançon e Lys. Nei giorni 7-8 agosto si misurano 84 mm di pioggia a Gressoney-d'Ejola, 138 a Bard, 139 a Champorcher, 196 a Pont Boset.
- 1980 - In Valtournenche, il 7 agosto una colata detritica del T. Chamois invade il campeggio di Buisson (Antey-St-André), occupato da 900 ospiti. A pochi chilometri di distanza, il torrente Petit Monde interrompe la strada regionale nei pressi di Fiernaz (MORTARA & TURITTO, 1989).
- 1981 - Dal 22 al 27 settembre piogge di forte intensità si abbattano su alcuni settori della re-

gione. In Valpelline, Valtournenche, valli di Cogne, di Champorcher e del Lys sono segnalate numerose frane e piene in tributari minori. In novembre, una frana in località Frassinere (Valpelline) abbatte alcune case disabitate.

1982-1983 - Il 17 gennaio 1982 una grande frana di crollo si stacca dalla testata del ripido bacino che sovrasta l'abitato di Fiernaz, modellato nel lembo austroalpino di Etirol-Levaz, sul versante destro della media Valtournenche: il materiale franato - circa 500.000 m³ di roccia - si distribuisce sul conoide sottostante, interessando marginalmente l'abitato e la S.S. 406. Dopo giorni di pioggia, il 20-22 maggio 1983, nel canale di scarico del conoide prodotto dalla frana di Fiernaz si genera una colossale colata detritica che sommerge con spessori plurimetri parti delle abitazioni e la strada statale della Valtournenche (MANDRONE, 1995).

1993 - Dal 22 al 25 settembre un severo evento alluvionale colpisce numerose vallate della Regione. Tra le più colpite la Val di Cogne, in cui la Grand'Eyvia devasta il campeggio di Epinel e abbatte il vecchio ponte di Aymavilles, la Valsavarenche e l'alta Valle del Lys, con gravi danni alla frazione di D'Ejola. Il 6 ottobre crolla una porzione rocciosa del versante che sovrasta l'abitato di Buisson in Valtournenche: grandi bocchi oltrepassano la strada statale in fondovalle arrestandosi a breve distanza dalla stazione della funivia per Chamois (MERCALLI *et alii*, 2003).

1997 - Il 18 gennaio una grande porzione di granito (circa 100.000 m³) si stacca dallo Sperone della Brenva del Monte Bianco e crolla sul sottostante ghiacciaio della Brenva dando origine ad una velocissima valanga mista che ingloba blocchi rocciosi, ghiaccio e neve. Una nube gigantesca, alta alcune centinaia di metri, spazza il ghiacciaio, raggiunge il fondovalle investendo un gruppo di sciatori (due perdono la vita), abbatte un bosco secolare di conifere e risale lungo il versante destro della bassa Val Veny, esaurendosi contro il Mont Chetif (BARLA *et alii*, 2000; BOTTINO *et alii*, 2002). Analogo fenomeno era avvenuto nel 1920. Nell'estate sono segnalati colamenti rapidi nella conca di Chamois.

2000 - La grande alluvione. Tra il 13 ed il 16 ottobre 2000 l'intera Valle d'Aosta è colpita da uno dei più severi eventi alluvionali avvenuti negli ultimi due secoli. Come ricordato nelle note del Foglio Chatillon (RATTO in DAL PIAZ *et alii*, 2010), l'estrema gravità dei suoi effetti è legata alla coazione dei seguenti fattori predisponenti e scatenanti: i) intense precipitazioni su tutto il territorio regionale; ii) presenza, all'interno del fenomeno, di alcune fasi di forti precipitazioni, in particolare durante le prime ore del 15 ottobre; iii) innalzamento dello zero termico da

2400 a 3000 m per effetto di venti di scirocco e conseguente scioglimento della coltre nevosa caduta in precedenza; iv) avanzato stato di saturazione delle coltri di materiali porosi che rivestono i versanti per effetto delle intense precipitazioni avvenute tra fine settembre e i primi di ottobre (100-200 mm); v) assetto litologico e morfologico. L'alluvione del 2000 fu caratterizzata dall'estensione regionale dei fenomeni e dalla loro varietà tipologica, con estese aree esondate, frane di scivolamento, colate rapide e fenomeni di trasporto in massa su conoidi. Essa provocò diciassette vittime tra la popolazione e danni alle infrastrutture per 500 milioni di euro. In successione cronologica, questi sono stati i principali fenomeni prodotti dall'evento dell'ottobre 2000: i) drastico aumento dei livelli idrici di tutti i corsi d'acqua sino a valori critici; per quanto riguarda la piena della Dora Baltea, il picco strumentale è transitato tra le ore 9.00 (media valle) e le 14.00 di domenica 15 ottobre (bassa valle), con una portata vicina a 3.100 m³/s e un tirante idrico superiore di 4 m rispetto al livello di esondazione; ii) innesco dei fenomeni di *debris-earth flows*, *soil slip* e frane tra il 14 ottobre (area di Gimillan, presso Cogne) e la mattina del 15, principalmente tra le ore 7.00 e le 9.00, nel settore centrale della valle (Pollein, Nus, Fenis, Chambave); iii) innesco di dissesti lungo le aste torrentizie tributarie, tra cui quelle del Buthier, del Marmore e del Lys; iv) attivazione o riattivazione di fenomeni gravitativi che coinvolgono estese superfici e grandi volumi. I principali dissesti registrati nel territorio del Foglio Monte Cervino sono stati l'erosione, il rimodellamento e la divagazione di vari tratti degli alvei nelle tre valli principali e nelle loro tributarie, la deposizione di materiale grossolano nelle piane esondate e i diffusi fenomeni di *debris flow* lungo molti conoidi alluvionali e con misti al piede dei versanti e nei ripidi gradini delle valli laterali sospese. Con riferimento alle zone abitate, vanno ricordati l'isolamento di Antey-St-André e dell'alta Valtournenche causato dalla esondazione dei torrenti Petit Monde e Covalou e dalla profonda erosione dell'alveo del Marmore a Grand Moulin, i *debris flow* che hanno interrotto le strade regionali della Valpelline e della Valle di St Barthélemy e, in quest'ultima, il crollo del ponte della strada per Lignan, ubicato a q. 1343, poco a valle di Issologne (al margine del Foglio Chatillon).

Eventi recenti - Piogge intense e dissesti correlati (esondate, *debris flow*) dal carattere prevalentemente locale sono avvenuti in Valtournenche e in Valpelline nel maggio-giugno 2008 e nell'estate 2011.

Valutando la distribuzione e la cronologia degli eventi alluvionali sulla base dei dati storici riportati nel catasto dei dissesti, appare chiaro che, salvo qualche caso particolare, i fenomeni più devastanti sull'ambiente naturale e sulle strutture antropiche si ripetono da secoli negli stessi luoghi, evidenza che gli abitanti tendono tuttavia a rimuovere, convinti che “*non s'era mai visto un evento di tale gravità*” o che “*l'evento era imprevedibile*”. Dimenticare la storia è la causa prima del ripetersi degli stessi errori: molti sono i dissesti che si dovrebbero ricordare, dalla ripetuta attivazione di conoidi alluvionali, come quelli dei torrenti Comboé (1711, 1957, 2000), Chalamy (1110, 1654, 1673, 1766, 1958) e Saint-Barthélemy (1846, 2000), alle piene della Dora Baltea, fenomeni che hanno provocato gravi danni durante svariati episodi alluvionali avvenuti nei secoli, senza dimenticare il crollo di numerosi ponti quasi sempre nei medesimi luoghi, tra cui il Pont Suaz di Charvensod, ai piedi del Monte Emilius, distrutto e ricostruito almeno quindici volte dal 1332 (RATTO in DAL PIAZ *et alii*, 2010). Ancora una volta, quindi, si conferma l'importanza di conservare ed utilizzare la memoria storica degli eventi pregressi quale elemento fondamentale nella valutazione della pericolosità e del rischio e, di conseguenza, nella pianificazione territoriale (GOVI *et alii*, 1979; RATTO *et alii*, 2007).

1.3. - FRANE

Nel territorio del Foglio Monte Cervino, la carta alla scala 1:25.000 distingue una dozzina di frane con trasporto glaciale, oltre duecento frane recenti e *debris flow* descritti in dettaglio nel Capitolo IV dedicato alla stratigrafia dei depositi quaternari, a cui si rimanda. Gli accumuli di frana (sigla a1) e, in particolare, i *debris flow* (b4) assumono particolare rilevanza ai fini della valutazione delle condizioni di rischio. Il foglio riporta gli accumuli di frana di dimensioni maggiori, prodotti in prevalenza da fenomeni di crollo, concentrati nei bacini dei T. Marmore e di St Barthélemy, più scarsi in Valpelline e nel settore svizzero. Ulteriori notizie sono reperibili nel citato Progetto IFFI, che ha censito in Valle d'Aosta 5.218 fenomeni franosi (DGPV comprese), corrispondenti ad una superficie di circa 580 km²; tenendo conto delle numerose frane storiche di cui non è possibile definire l'estensione è ragionevole ritenere che il territorio regionale interessato dai fenomeni franosi sia il 24% circa. I fenomeni più frequenti sono i crolli, seguiti dalle frane di scivolamento, da quelle complesse e dai colamenti superficiali, mentre le dimensioni maggiori sono quelle delle deformazioni gravitative, seguite dai crolli e dalle frane complesse.

1.4. - ALCUNE FRANE STORICHE

I principali accumuli di frana presenti nell'area del foglio sono descritti nella parte del Capitolo IV, dedicata alla stratigrafia e alle facies dei depositi quaternari, nell'Inventario dei fenomeni franosi (ALBERTO *et alii*, 2007; RATTO *et alii*, 2007) e nel Catasto dei dissesti. Riprendiamo ora e completiamo la descrizione di alcuni episodi molto recenti e significativi, la frana della Becca de Leseney in Valpelline (1953) e quella della cresta del Leone al Cervino (2003), dissesti che si aggiungono alle frane di Randa in Vallese, del 1991 (SARTORI *et alii*, 2003), del Felik (4 agosto 1936; MONTERIN, 1937; DUTTO & MORTARA, 1992), alla testata della Val d'Ayas (Foglio Monte Rosa 1:50.000), del Monte Ersa, Chamois (VANNI, 1925) e Fiernaz-Buisson (MANDRONE, 1995) in Valtournenche ed a molte altre minori. Questi eventi sono la palese testimonianza della fragilità endemica dell'ambiente di alta montagna, in evidente peggioramento soprattutto nella fascia altimetrica soggetta al recente disgelo del *permafrost*, fenomeno registrato anche in molti *rock glacier* e DGPV.

1.4.1. - La frana della Becca de Leseney

Il maggiore dissesto recente della Valpelline è la frana della Becca di Lusene (Leseney), avvenuta l'8 giugno 1952 (CERUTTI, 1952; STRAGIOTTI & PERETTI, 1953; DUTTO & MORTARA, 1991). Si tratta di una *rock avalanche* staccata dalla parete occidentale della Becca di Lusene (3503 m), a 3150-2900 m di quota, scivolata lungo un piccolo ghiacciaio di placca, ormai sparito, e propagatasi verso nord entro la stretta comba di Arbières, fino al T. Buthier, con un dislivello complessivo di quasi 1500 m ed un percorso di 3,9 km (fig. 117). Raggiunto il fondovalle, il materiale di frana ha rimontato il versante opposto per una cinquantina di

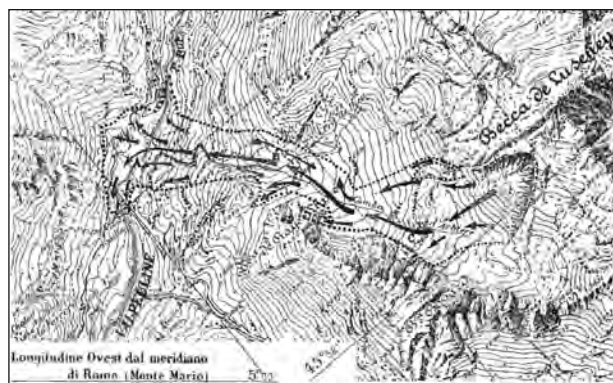


Fig. 117 - Frana della Becca de Leseney in Valpelline, 1952 (STRAGIOTTI & PERETTI, 1953): percorso e limiti della *rock-avalanche* nel vallone di Arbière.
- Becca de Leseney landslide, Valpelline, 1952 (STRAGIOTTI & PERETTI, 1953): trajectory and boundaries of *rock-avalanche* along the Arbière valley.

metri, fino all'attuale strada regionale della Valpelline, seppellendo i casolari dell'alpeggio di Chamin (quattro vittime). L'enorme accumulo è costituito da blocchi di paragneiss kinzigitici della Serie di Valpelline in matrice sabbioso-limosa di origine glaciale e gravitativa: il suo volume è di almeno 4-5 milioni di m³, assai maggiore delle stime fornite in letteratura (0,3-1,5 milioni di m³). Il processo ha coinvolto anche un notevole volume di ghiaccio (almeno alcune decine di migliaia di m³), documentato dalla presenza nel corpo di frana, a 2050-2100 m e sul fondovalle, di caratteristici blocchi di ghiaccio compatto, di forma conica, alti alcuni metri e rivestiti da detrito minuto, fotografati da STRAGIOTTI & PERETTI (1953) una settimana dopo l'evento. La frana sbarra il T. Buthier, creando un lago effimero di oltre 300.000 m³, motivo di fortissime preoccupazioni per tutta la Valpelline e per la città stessa di Aosta: due giorni dopo l'acqua, aprendosi violentemente un varco nell'accumulo, travolge due case nella frazione Poullaye.

Nell'ortofoto e nell'immagine LIDAR si vedono chiaramente la nicchia di distacco, il percorso della frana sulla sinistra di una vasta coltre di depositi detritici di origine mista, provenienti dalla parete nord-ovest della Becca, il superamento dell'incisione che marca la faglia di Praz de Dieu-Vofrede, in grande evidenza morfologia (fig. 104A), i gradini finali e quello che resta dell'accumulo frontale, eroso dal Buthier e preservato in riva destra del fiume. La sua presenza è tanto più rilevante in quanto la Valpelline è una valle molto povera di grandi eventi di questo tipo.

1.4.2. - La frana alla *cheminée* del Cervino nell'estate 2003

I detriti diffusi alla base delle pareti del Cervino sono l'evidenza di una lunga storia di crolli che caratterizza l'evoluzione recente della catena (GIORDANO, 1869a). Il 9 luglio 1943 crolla un tratto della cresta di Furggen e il fenomeno si ripete il 18 agosto; nel complesso sono circa 240.000 m³ di roccia che cadono sul ghiacciaio del Cervino (VANNI, 1943), generando un ampio conoide ancora ben visibile sotto la copertura glaciale.

Numerose frane di crollo sono avvenute in tutta la catena alpina nella caldissima estate del 2003, quando lo zero termico era rimasto a lungo sopra i 4500 m (e.g., SCHIERMEIER, 2003; GRUBER *et alii*, 2004; GRUBER & HAEBERLI, 2007). L'evento più noto nelle Alpi occidentali è quello che il 18 agosto ha sconvolto la cresta del Leone e la via di salita del Cervino dal versante italiano, nel tratto della cosiddetta "*cheminée*", poco sotto la Capanna Carrel (HARRIS *et alii*, 2009; AMITRANO *et alii*, 2010; HASLER

et alii, 2012). In realtà, la "*cheminée*" era un diedro verticale, alto una quindicina di metri, attrezzato con un catena, un tempo con canapo (fig. 118A).

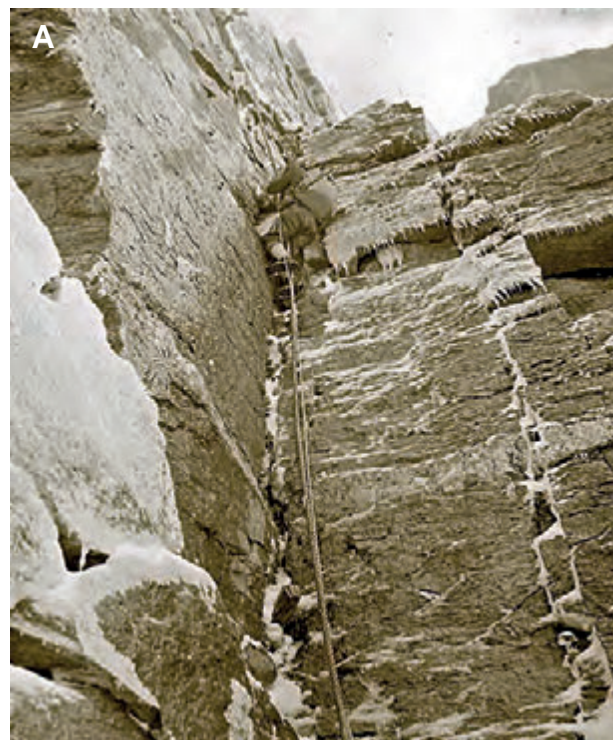


Fig. 118 - (A) Il diedro della *Cheminée*, fotografia storica. (B) Scistosità e sistemi di frattura nella cresta del Leone sotto la Capanna Carrel (per la cortesia di L. Trucco).

- (A) *Dibedral structure of Cheminée, historical photography.* (B) *Schistosity and fracture systems of Lyon ridge below the Carrel Hut (L. Trucco courtesy).*

Il diedro era definito da due sistemi di giunti ortogonali entro un complesso di gneiss granitici della Serie di Arolla, solcati da un filone leucocratico sub-orizzontale (DAL PIAZ, 1992, 1996b). Si è trattato del crollo improvviso dell'intero sperone che costituiva il fianco sinistro (salendo) del diedro: il distacco è avvenuto lungo una frattura subverticale, diretta circa nord-sud e trasversale rispetto alla cresta del Leone, e alla base lungo S₂ e un sistema di giunti a franappoggio, meno inclinati del versante molto acclive. La frattura subverticale era piena di permafrost, come documentato dalla lastra di ghiaccio lucente esposta in parete a crollo avvenuto (fig. 6). Lo sperone poggiava sul fianco normale, pendente dolcemente verso sud-ovest, della grande piega coricata con cerniera e pieghe parassite visibili nelle pareti sud ed ovest, a lato della cresta del Leone (profilo A a margine del foglio). Il crollo non ha fortunatamente causato vittime, anche se ha bloccato numerosi alpinisti alla Capanna Carrel (3829 m), riportati a valle con l'elicottero. Dopo una laboriosa opera di disaggio dei numerosi massi pericolanti e di parziale ripristino, la via del Leone è stata riaperta agli alpinisti. Permane tuttavia uno stato di estrema precarietà di questo tratto della Gran Becca (non il solo), caratterizzato da ammassi rocciosi instabili, frammentati da sistemi di fratture beanti e con giacitura sfavorevole, come appare chiaramente in figura 118B.

In via sperimentale, nel 2007, è stato installato presso la Capanna Carrel, a cura del CNR-IRPI di Torino e della Regione, un sistema di controllo telematico basato su misure *in situ* delle variazioni di temperatura della roccia e su una rete di geofoni per registrare le emissioni acustiche prodotte dall'apertura di fratture e per segnalare l'ulteriore evolversi delle condizioni di deformazione dell'ammasso roccioso (ARATTANO *et alii*, 2008). Le prime registrazioni hanno indicato una possibile correlazione tra la distribuzione degli eventi microsismici, concentrati in specifiche parti del settore sotto controllo, e l'andamento della temperatura (AMITRANO *et alii*, 2010, con rif. bibl).

Analoghi crolli erano avvenuti il 15-16 luglio lungo la cresta dell'Hörnli, causando la chiusura della via normale svizzera. Anche in questo caso le condizioni dell'ammasso roccioso e la sua evoluzione in rapporto alle variazioni climatiche e al degrado del permafrost sono state monitorate in via sperimentale con l'installazione, a 3440-3480 m, di una serie di sensori termici e di strumenti geotecnici per il controllo cinematico delle fratture (HASLER *et alii*, 2008, 2012, con rif. bibl).

Altri crolli nella zona della Capanna Carrel sono avvenuti nelle estati 2006 e 2010.

2. - DEFORMAZIONI GRAVITATIVE E GRANDI FRANE

Le deformazioni gravitative (*Sackung, tassement*) possono essere considerate frane molto lente, a lungo attive e che coinvolgono aree di estensione chilometrica e volumi di roccia dell'ordine delle centinaia di milioni di m³ o maggiori. In questi ultimi anni le ortofotografie e le immagini satellitari ad alta risoluzione hanno favorito notevolmente l'individuazione e l'analisi delle aree in dissesto. Secondo una definizione corrente, le "deformazioni gravitative profonde di versante" (DGPV) sono "fenomeni di movimento in massa in cui la presenza di una eventuale superficie di scorrimento continua non è macroscopicamente evidente e non è necessario postularla per rendere conto delle deformazioni osservate sia in superficie che in profondità. L'entità della deformazione è piccola rispetto alle dimensioni del fenomeno" (SORRISO-VALVO, 1995). In realtà le tipologie sono molteplici, espressione di condizioni locali o di stadi evolutivi differenti: i) in molti casi il processo ha carattere multilaterale, coinvolgendo una intera dorsale sottoposta a sistemi di deformazione variamente orientati, ii) possiede una superficie di scorrimento basale, esposta o sepolta, espressa da anisotropie litostratigrafiche, strutturali o meccaniche, iii) il grado di deformazione interna può essere elevato anche se lo spostamento laterale è in genere relativamente piccolo, tranne che per il settore distale, privo di sostegno dopo il ritiro glaciale e spesso caratterizzato dal rilascio di imponenti frane (*e.g.*, BERTOLO, 1990; DAL PIAZ, 1992; GIANOTTI, 2010). L'insacco delle deformazioni gravitative e la loro evoluzione spazio-temporale richiedono condizioni morfologiche e strutturali favorevoli, con particolare riguardo ad una elevata energia del rilievo con decompressione laterale dei versanti dopo il ritiro del ghiacciaio di valle, alla presenza di potenziali piani di scivolamento e alla loro giacitura o a sistemi di giunti subverticali e a franappoggio, meno inclinati del versante. Elementi morfologici utili per il loro riconoscimento sono lo sviluppo di sdoppiamenti di cresta, crepacci, trincee e depressioni chiuse, anche di notevoli dimensioni, movimenti rotazionali documentati da superfici in contropendenza, scarpate, collassi della parte frontale se delimitata da una superficie libera (*e.g.*, ZISCINSKY, 1969; CAVALLIN *et alii*, 1987; SORRISO-VALVO, 1988; BERTOLO, 1990; PASUTO & SOLDATI, 1990; CRESCENTI *et alii*, 1994; DRAMIS & SORRISO-VALVO, 1994; PASQUARÈ, 2001; MASSIRONI *et alii*, 2003). Oltre ai fattori predisponenti, è tuttora in discussione la causa determinante del dissesto: la pura gravità (come vorrebbe il nome) o una sua interazione con la tettonica recente e la sismicità (*e.g.*, DRAMIS, 1984; GIARDINO *et alii*, 1997; BISTACCHI & MASSIRONI, 2001; CADOPPI *et alii*, 2007).

Nel Foglio Monte Cervino e in altri settori della Valle d'Aosta si osserva un campionario di deformazioni gravitative di notevole interesse, alcune note da tempo (MORTARA & SORZANA, 1984, 1987; BERTOLO, 1990; DAL PIAZ, 1992; DE GIUSTI *et alii*, 2004), altre segnalate recentemente (ALBERTO *et alii*, 2007; GIANOTTI, 2010; DAL PIAZ *et alii*, 2011b; MARTINOTTI *et alii*, 2011) o ancora inedite ed evidenti soprattutto nelle immagini LIDAR (fig. 119A),

rese disponibili nel 2011 (solo per la parte italiana), dopo la conclusione dei rilievi di campagna e la consegna di una prima bozza digitale del foglio. Nel complesso sono state riconosciute alcune decine di zone soggette a deformazione gravitativa, di varie dimensioni e più o meno evolute, per un'area di circa 43 km², corrispondente al 10% del settore italiano del foglio. In carta sono stati indicati con il consueto sovrassegno solo i dissesti maggiori. In alcuni casi le

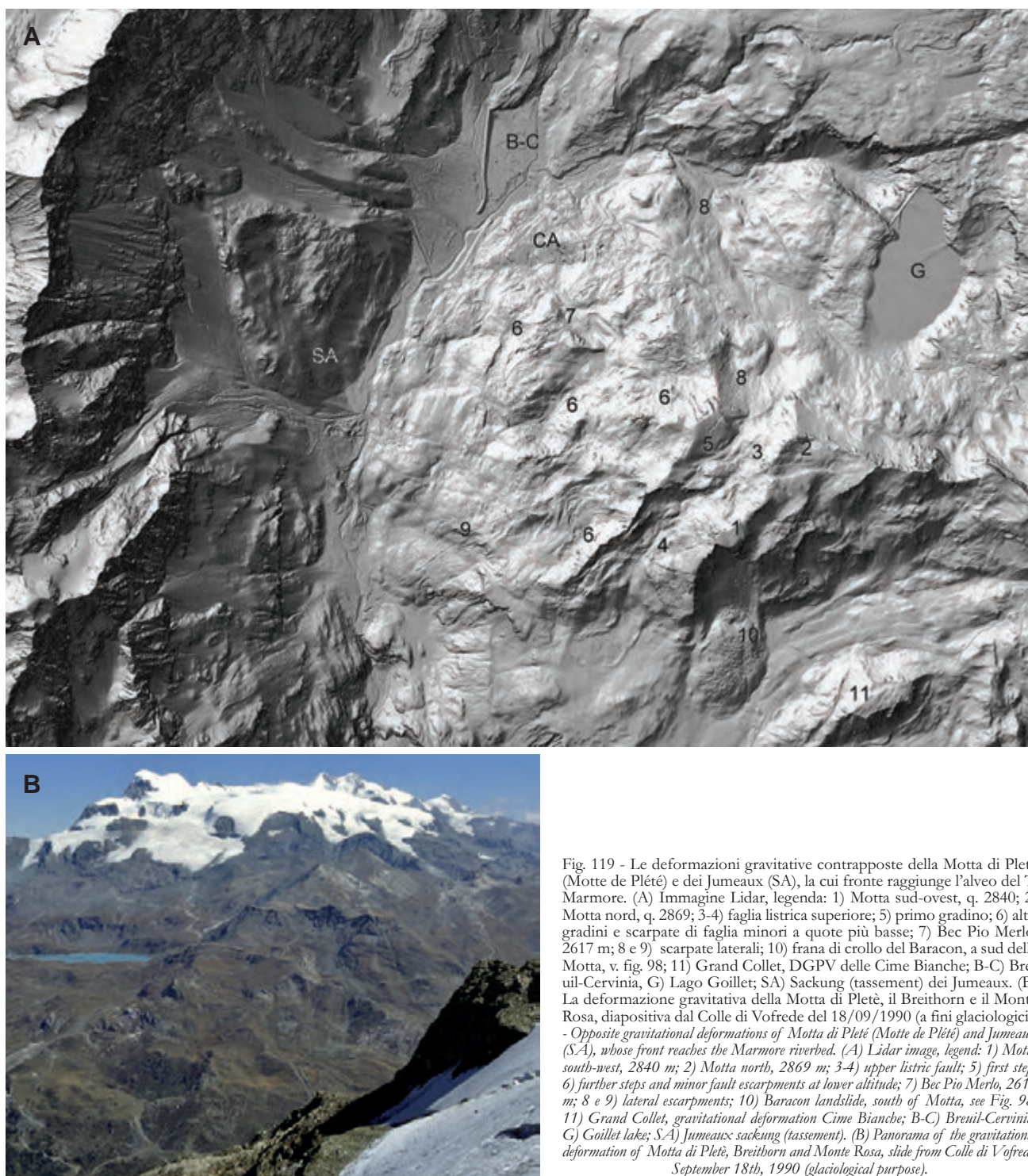


Fig. 119 - Le deformazioni gravitative contrapposte della Motta di Plèté (Motte de Plèté) e dei Jumeaux (SA), la cui fronte raggiunge l'alveo del T. Marmore. (A) Immagine Lidar, legenda: 1) Motta sud-ovest, q. 2840; 2) Motta nord, q. 2869; 3-4) faglia listrica superiore; 5) primo gradino; 6) altri gradini e scarpate di faglia minori a quote più basse; 7) Bec Pio Merlo, 2617 m; 8 e 9) scarpate laterali; 10) frana di crollo del Baracon, a sud della Motta, v. fig. 98; 11) Grand Collet, DGPV delle Cime Bianche; B-C) Breuil-Cervinia, G) Lago Goillet; SA) Sackung (tassement) dei Jumeaux. (B) La deformazione gravitativa della Motta di Plèté, il Breithorn e il Monte Rosa, diapositiva dal Colle di Vofrede del 18/09/1990 (a fini glaciologici). - Opposite gravitational deformations of Motta di Plèté (Motte de Plèté) and Jumeaux (SA), whose front reaches the Marmore riverbed. (A) Lidar image, legend: 1) Motta south-west, 2840 m; 2) Motta north, 2869 m; 3-4) upper listric fault; 5) first step; 6) further steps and minor fault escarpments at lower altitude; 7) Bec Pio Merlo, 2617 m; 8 e 9) lateral escarpments; 10) Baracon landslide, south of Motta, see Fig. 98; 11) Grand Collet, gravitational deformation Cime Bianche; B-C) Breuil-Cervinia, G) Goillet lake; SA) Jumeaux sackung (tassement). (B) Panorama of the gravitational deformation of Motta di Plèté, Breithorn and Monte Rosa, slide from Colle di Vofrede, September 18th, 1990 (glaciological purpose).

deformazioni gravitative si estendono sino alla base del versante, raggiungendo il fondovalle. Il fenomeno è particolarmente evidente nei dintorni di Avuil, poco a valle di Cervinia, dove il fondo della Valtournenche è ridotto allo stretto alveo del Marmore per effetto di due grandi deformazioni gravitative che interessano i due versanti opposti (fig. 119A): in sinistra la DGPV della Motta di Plété, in destra quella dei Jumeaux. Si tratta di deformazioni gravitative non particolarmente estese, se confrontate con le maggiori DGPV della regione ($\geq 20 \text{ km}^2$): sono però tra le prime ad essere state individuate, sia per la loro marcata evidenza morfologica, sia per la presenza tra Cervinia (Cielo Alto) e la centrale CVA di Perrière di molteplici strutture (abitative, sciistiche, idroelettriche) soggette a deformazione. Il lento scivolamento verso il fondovalle e la conseguente perdita di contrasto laterale hanno comportato un marcato allentamento del substrato roccioso e la sua suddivisione in blocchi e ammassi separati da fratture aperte, di ogni dimensione e variamente orientate; queste ultime, colmate da detriti, assumono l'aspetto di trincee e depressioni chiuse, come quelle esemplari delle Cime Bianche (versante occidentale) e del paese di Valtournenche. Le maggiori trincee con decorso subparallelo al pendio finiscono per ospitare corsi d'acqua effimeri, oppure, se il clima lo consente, piccoli ghiacciai.

Motte de Plété - La deformazione gravitativa della Motte de Plété, tuttora attiva, coinvolge il massiccio omonimo costituito da una vetta sud-occidentale (2840 m), da una vetta centro-settentrionale (2869 m) e da una vetta orientale (2962 m nella CTR), situate all'estremità della cresta spartiacque che, partendo dalla Gran Sometta (3166 m, Foglio Monte Rosa), separa il circo del Breuil da quello minore delle Cime Bianche-Gran Collet-Iliaz (Saletta) (fig. 119A-B). La sommità della dorsale ha una caratteristica forma pianeggiante con superficie inerbita: verso ovest essa è delimitata dalla regolare scarpata con cui inizia la deformazione principale che coinvolge l'intero versante e si estende sino a Cielo Alto (Cervinia) e al Marmore (2000-1900 m), nella zona dei tornanti sopra Perrière; la fronte del dissesto è lunga quasi 3 km e l'area coinvolta supera i 6 km². Negli altri due lati la dorsale Gran Sometta-Motte de Plété è delimitata da versanti esarati dai ghiacciai, poi erosi e soggetti a frane di crollo, anche se non mancano fratture e gradini longitudinali (diretti circa est-ovest) che documentano incipienti fenomeni di estensione e collasso in senso trasversale, con abbassamento relativo di qualche metro del settore settentrionale del pianoro sommitale erboso.

Come indicato nello schema tettonico a margine del foglio, la dorsale della Motte de Plété è modellata in litotipi riferibili alle tre unità tettoniche della Zona

del Combin (DAL PIAZ *et alii*, 1979a; DAL PIAZ, 1988, 1992; BERTOLO, 1990; VANNEY & ALLEMANN, 1990; DE GIUSTI *et alii*, 2004): i) l'unità ofiolitica del Combin, nel tratto superiore, ii) l'unità di scollamento Pancherot-Cime Bianche, tra 2700 e 2450 m circa sul lato meridionale, iii) l'unità ofiolitica del Combin inferiore (BUCHER *et alii*, 2003, 2004), mascherata in larga misura da detrito di falda e frane ed estesa sino alla base dei due versanti, dove poggia, con contatto tettonico, sull'unità eclogitica di Zermatt-Saas. La prima unità è costituita da dominanti prasiniti tabulari, con qualche intercalazione di calcescisti, rare quarziti a manganese e serpentiniti milonitiche. La seconda è costituita da marmi, dolomie, quarziti e scisti quarziticci permo-mesozoici in affioramenti piccoli e distanziati. La terza, visibile solo nel tratto inferiore del versante meridionale, ha spessore di 150-200 m ed è costituita da anfiboliti albitiche e prasiniti, talora a granato, con qualche lente di serpentiniti milonitiche.

L'assetto morfologico e strutturale della deformazione gravitativa è apprezzabile, nel suo insieme, in fotografie riprese dai pressi del Mt Blanc du Creton (fig. 119B), nelle ortofoto e soprattutto nella splendida immagine LIDAR (fig. 119A). Partendo dall'alto, la prima grande scarpata corrisponde al piano della faglia gravitazionale (fig. 120A) che, con rigetto di circa 150 m, ribassa i calcescisti del pianoro sommitale a formare il grande gradino erboso che culmina a q. 2726 (fig. 120B); il carattere listrico della faglia è documentato dalla rotazione del gradino con inclinazione in contropendenza di una ventina di gradi. Profondi crepacci e cavità carsiche, più o meno mascherati dal manto erboso, descrivono il sistema di sforzi tensionali in atto nella zona, diretti verso ONO (principale), nord-est e sud (fig. 120B). Il gradino, lungo circa 700 m e largo 300-400 m, è suddiviso in tre parti: quella centrale, erbosa, e due laterali, ribassate rispettivamente verso nord-est e verso sud da marcati gradini trasversali. Verso valle, il gradino principale è delimitato da una seconda scarpata, più lunga e articolata della precedente. Procedendo da nord verso sud, il primo tratto della seconda scarpata pende a nord, si estende sino a q. 2726 m e costituisce la corona di un circo delimitato sulla sinistra dal Bec Pio Merlo (2617 m). Il tratto sottostante immerge ad occidente, è interrotto e ribassato dal gradino diretto est-ovest che forma il fianco destro dell'alto vallone sopra Cleyves de la Seyvaz e prosegue lungo la cresta collassata che separa tale vallone da quello di Champ Long, ricco di grandi accumuli di frana e in cui è insediata la condotta forzata della centrale idroelettrica di Perrière. Non mancano i blocchi ruotati anche a quote inferiori (fig. 120C). Gradini irregolari, rimodellati da erosione e collassi, si osservano percorrendo la



Fig. 120 - Aspetti della deformazione gravitativa della Motta di Pleté: (A) la grande faglia listrica sommitale; (B) la superficie erbosa del primo gradino, ruotato rispetto alla posizione suborizzontale originaria, con numerosi crepacci; (C) altro blocco ruotato in contropendenza; (D) il Bec Pio Merlo e la parte bassa, fortemente disgregata, della DGPV.

- Features of the Motta di Pleté gravitational deformation: (A) the great top listric fault; (B) the grass surface of first step, rotated from the former subhorizontal setting and cut by numerous crevasses; (C) another counterslope rotated block; (D) Bec Pio Merlo and the pervasively dismembered lower part of the gravitational deformation.

pista della vecchia *decauville* per la diga del Goillet, in particolare a nord del Bec Pio Merlo, a 2500 m circa (con depositi glaciali e falesia di prasiniti, calcescisti e marmi), nella dorsale di q. 2304 m (prasiniti con sottostanti calcescisti e dolomie), in località Chapellette (2377 m, prasiniti e dolomie) e, ancora più in basso, tra Ivette e Cielo Alto (fig. 120D). Man mano che si procede verso valle, diminuiscono gli affioramenti rocciosi di una certa estensione e divengono predominanti i prodotti sciolti derivati dal loro estremo collasso, con aspetto spesso di vere e proprie frane, assieme a depositi quaternari coinvolti nella deformazione o prodotti dalla locale erosione di forme rilevate.

La Motte de Plété è una tipica DGPV. Le cause predisponenti del dissesto sono la presenza di un ammasso roccioso con caratteristiche meccaniche in genere scadenti, una fratturazione spesso pervasiva e la generale giacitura a franappoggio con moderata inclinazione (5-30°) del *bedding* litostratigrafico, della conforme scistosità regionale S₂, dei contatti tettonici interni e di quello basale della Zona del Combin, caratterizzato quest'ultimo dalla presenza di lame di serpentiniti milonitiche e cloritoscisti. Un ruolo importante nell'evoluzione del processo è assunto dalle acque di fusione delle nevi e delle piogge, completamente assorbite dall'area del dissesto che appare priva di un reticolato idrografico; esse sono convogliate sopra il piano di scivolamento basale e riemergono al contatto tra le frane frontali e i sottostanti depositi glaciali di fondo (e.g., Villa Rey). La causa determinante va attribuita alla redistribuzione degli sforzi in seguito al ritiro dell'antico ghiacciaio di valle che, appoggiato al versante, lo sosteneva: in altre parole alla gravità e alla decompressione di un versante sovracompresso e ad alta energia (DAL PIAZ, 1992). Schematizzando l'evoluzione del processo, l'insieme di questi fattori ha prodotto nello stadio iniziale l'apertura di vecchi giunti e di nuove fratture parallele al versante e la loro migrazione verso l'alto, con disarticolazione dell'ammasso roccioso e la formazione di depressioni chiuse. Segue lo stadio intermedio, caratterizzato da lenti fenomeni di scivolamento dell'ammasso roccioso lungo le rocce carbonatiche tettonizzate dell'unità Panche-rot-Cime Bianche e soprattutto lungo il sottostante contatto milonitico-cataclastico tra la Zona del Combin inferiore e la Zona di Zermatt-Saas: il processo è governato da faglie gravitazionali, subverticali o listriche, con formazione di una successione di grandi gradini che progressivamente si abbassano, ruotano e si rompono ulteriormente, dando luogo alle prime frane nel settore frontale e in quelli più acclivi. Lo stadio finale, tuttora in atto, è caratterizzato dal collasso dell'intera dorsale, con sviluppo di frane e di campi di grandi massi che rivestono vasti

settori alla base del versante. Nel loro insieme, il pianoro sommitale della Motte de Plété e la sottostante gradinata di blocchi ruotati e ribassati costituiscono un analogo naturale, a piccola scala, della spalla e degli alloctoni estensionali di un margine continentale passivo di tipo asimmetrico.

Jumeaux - Già nota e cartografata come *région écroulée* (ARGAND, 1908), frana (HERMANN, 1938), frana dei Jumeaux (BERTOLO, 1990; DAL PIAZ, 1992) o *Sackungmasse* del Rif. Bobba (BUCHER *et alii*, 2003, 2004), la deformazione gravitativa dei Jumeaux si distingue dalla DGPV della Motte de Plété per i suoi caratteri peculiari, simili a quelli di una frana di scivolamento in blocco in un versante roccioso molto acclive (è stata inserita in questo capitolo per le dimensioni dell'accumulo e per la sua posizione in fronte alla DGPV della Motta di Plété). Si tratta di uno o più frammenti di basamento cristallino (paragneiss kinzigitici in genere alterati, con pegmatiti, occasionali anfiboliti e rari marmi a silicati), formanti un ammasso ancora unitario anche se fratturato, allentato o fortemente disarticolato al suo interno, ma tale da suscitare l'errata impressione della presenza di roccia in posto, indicata come tale nel Foglio Monte Rosa alla scala 1:100.000 (1912) e riferita alla Serie di Arolla. Il corpo ha forma subtriangolare e notevole spessore, si estende per circa 2.5 km² dallo sperone del Rif. Bobba (2770 m) al letto del Marmore (2000-1950 m), con una fronte di 1.5 km, ed è delimitato lateralmente dai valloni di Maberger e Vofrede (fig. 119A); il volume coinvolto è dell'ordine di 200 milioni di m³. Il profilo topografico mostra due principali rotture di pendenza (a 2570 e 2250 m) e altre minori, parallele all'asse vallivo; verso la parte frontale il corpo mostra una crescente frammentazione sino ad apparire, a tratti, come un ammasso di grandi blocchi sciolti, frammisti a materiale fine. La zona di distacco non ha particolare evidenza morfologica, ma in ogni caso è riferibile all'unità kinzigitica del lembo Mont Mary-Cervino che affiora tra i 3300 e i 2400 m di quota nella parte inferiore della grande parete delle Murailles, nel tratto Becca di Guin-Jumeaux. Il fenomeno è avvenuto lungo uno o più piani di scivolamento ravvicinati, costituiti da un sistema di fratture a franappoggio inclinate meno della parete, accoppiate a discontinuità parietali e discordanti rispetto alla scistosità e alle strutture regionali, disposte entrambe a reggipoggio (vedi sezione geologica B); l'orizzonte di scorrimento è marcato da cataclasi e brecce di frizione nerastre e rugginose, affioranti localmente presso il Rif. Bobba, con pendenza di 40-50° e spessore sino a 20 m circa. Il rigetto verticale è di oltre 400 m e la traslazione sul piano orizzontale di circa 1700 m. Alla fronte, il corpo ha uno spessore attorno ai 300 m ed è ubicato in riva destra del Marmore, senza oc-

cupare l'intero fondovalle, situazione forse spiegabile ipotizzando che esso si sia arrestato contro il ghiacciaio del Marmore, ancora presente. Il corpo di frana presenta, soprattutto nel settore settentrionale (sinistro idrografico), chiari segni di rimodellamento e di deposito ad opera del ghiacciaio di valle e di quelli una volta esistenti ai suoi lati, risultando quindi antecedente alle loro ultime riavanzate maggiori (BERTOLO, 1990; DAL PIAZ, 1992): buona parte del dissesto era già avvenuto nel Tardoglaciale quando la "linea di equilibrio" (ELA) si attestava ancora sotto i 2400 m (cfr. IV.4.1).

Cresta della Forca, Grand Collet, Becca d'Aran - Deformazioni gravitative con distacco e scivolamento di fette di pareti rocciose lungo fratture subverticali e discontinuità tettono-stratigrafiche a basso angolo sono presenti al margine nord-orientale del foglio, nella conca del Breuil e nel versante sinistro dell'alta Valtournenche, ove costituiscono la parte frontale di dissesti ubicati nel contiguo Foglio Monte Rosa. Il primo caso è situato alla base della parete sud della Cresta della Forca (Furggrat) e coinvolge le successioni carbonatiche e silicoclastiche dell'unità Pancherot-Cime Bianche, ribassate di circa 250 m ed appoggiate su un substrato di metabasalti con banda di quarziti a manganese. Il dissesto si estende lateralmente alla zona dei Trinceramenti dei Fornets, a est del foglio, dove il rigetto si riduce a circa 150 m (fig. 103).

Il Grand Collet (2725 m) è una propaggine frontale della grande DGPV delle Cime Bianche (Foglio Monte Rosa), una caratteristica bassa dorsale che attualmente divide in due parti il circo glaciale tra la Motte de Plété e la Becca d'Aran, in origine molto ampio. Si tratta di un gigantesco blocco della Zona del Combin, formato da calcescisti, prasiniti, dolomie e quarziti triassiche, scivolato lungo il contatto tettonico con la sottostante Zona di Zermatt-Saas, dolcemente inclinato verso valle (ovest). Come appare chiaramente nell'immagine LIDAR (fig. 119A), il Grand Collet è una specie di "ferro da stiro" a pianta lenticolare, con sommità piatta (paleosuperficie erbosa tipo quella della Motta), fianchi acclivi e ampio settore frontale deformato da trincee e gradini diretti NE-SO. Verso monte si osserva il complesso sistema di trincee e gradini diretti nord-sud che deformano il lato occidentale della cresta spartiacque delle Cime Bianche (Bec Carré-Pointe Sud, CTR), costituita dalle successioni calcareo-dolomitiche dell'unità omonima. Prendendo come riferimento la quota del contatto tra l'unità Pancherot-Cime Bianche e i calcescisti con prasiniti del Combin superiore lungo la cresta nord del M. Roisetta (2970 m), apparentemente esente da significative deformazioni gravitative, e supponendo che il blocco del Grand Collet provenga dalla depressione tra la Pointe Sud e il colle q. 2826 m, si ottengono una traslazione orizzontale di almeno 1300 m e un ribasso

di circa 300 m. Il dissesto delle Cime Bianche-Grand Collet è una tipica DGPV caratterizzata da fratture, gradini e grandi depressioni chiuse, espressione di lente deformazioni ricorrenti lungo un piano di scivolamento ben definito, rappresentato dal contatto tettonico tra le unità del Combin e di Zermatt-Saas.

L'esempio di un analogo dissesto gravitativo allo stato embrionale è offerto dalla impervia parete occidentale della q. 2864 m (IGM), a sud della Becca d'Aran (fig. 84); essa è costituita dalle successioni silicoclastiche e carbonatiche permo-mesozoiche dell'unità Pancherot-Cime Bianche e da un cappello di calcescisti con intercalazioni di prasiniti e di serpentiniti milonitiche. Un sistema pervasivo di fratture ha favorito il distacco dalla parete di alcuni blocchi e torrioni isolati, mentre nella sovrastante conca erbosa, sul lato orientale della cresta, la deformazione incipiente ha prodotto alcune trincee dirette nord-sud, come la parete.

Valtournenche paese - La DGPV attiva del paese di Valtournenche (fig. 121A) è ubicata sul fianco sinistro della valle e copre un'area di circa 1 km² per la parte morfologicamente più evoluta, modellata su un substrato costituito da metagabbri, metabasiti, serpentiniti e marmi dell'unità eclogitica Zermatt-Saas. Si tratta di un'area variamente ribassata, delimitata a monte da un gradino di scivolamento espresso dalla grande scarpata semicircolare visibile a sud-est di Bringaz, con coronamento a 1840 m, al margine della piana glaciale e palustre di Chanleve (Champ de l'Eve, campo dell'acqua, CTR-IGM). Verso sud (Muranche), la presenza di alti morfologici separati da vallecole (fig. 121B) sono il segno di un rilascio dell'ammasso roccioso verso il T. Cheney. Un secondo gradino di scivolamento, di forma arcuata ed esteso da 1650 a 1550 m circa, delimita un settore con maggiori evidenze di collasso su cui poggiano l'abitato di Cretaz (1500 m) e le frazioni sottostanti. Il parcheggio a sud del paese è insediato nella maggiore depressione chiusa della zona.

L'intensa fratturazione e lo stato di allentamento del substrato roccioso favoriscono la produzione di estese e potenti coltri di natura gravitativa (accumuli di crollo, falde detritiche e prodotti detritico-colluviali) che vanno a coprire la maggior parte della superficie, mascherando affioramenti e coperture originarie. In particolare, la frammentazione dei metagabbri ha prodotto alla base della DGPV di Valtournenche un deposito a blocchi decimetrici spigolosi in matrice sabbioso-ghiaiosa (10-30%) che localmente passa, per comminuta cataclasi della roccia, a potenti lenti di sabbie finissime di colore giallognolo inglobanti rari granuli. Tali prodotti fini costituiscono parte della coltre che ammantava il tratto inferiore della DGPV. Le serie lesioni alla chiesa parrocchiale e ai riporti presso il municipio sono l'effetto di deformazioni locali do-



Fig. 121 - DGPV di Valtournenche: (A) visione d'insieme; (B) elementi morfologici.
 - The gravitational deformation of Valtournenche: (A) general view; (B) morphological elements.

vute ad erosione al piede della DGPV da parte del T. Marmore; il dissesto è stato arrestato, almeno per il momento, con importanti lavori di consolidamento (palificate e opere di sostegno) effettuati nel 2005.

Chamois - Una deformazione gravitativa allo stato iniziale è visibile lungo la cresta spartiacque che separa la comba di Chamois da quella di Cheney (Cheney), nel tratto tra P. Fontana Freida e P. Faliner e nel suo versante meridionale. Anche in questo caso il dissesto coinvolge le successioni di calcescisti con pietre verdi del Combin superiore e l'unità Pancherot-Cime Bianche: è segnalato dallo sdoppiamento della cresta presso q. 2535 e da un insieme di piccoli gradini, trincee e rigonfiamenti del versante che si estendono, verso ovest, sino alla cresta rocciosa (metagabbri) del M. Charvaz (2248 m) e, verso valle, almeno sino agli alpeggi di Charavellesaz (2136 m). Si tratta di un dissesto destinato ad ulteriore evoluzione. Analoghe deformazioni si osservano nel versante occidentale della P. Fontana Freida, sopra la mulattiera per Cheney che corre lungo la spalla glaciale al contatto tettonico tra le zone del Combin e di Zermatt-Saas.

Tantanè - Sul versante orientale del M. Tantanè, versante di Ayas, il basamento cristallino del lembo del Pillonet (gneiss occhiadini, minuti e milonitici, con micascisti verso nord) ed il suo substrato tettonico (calcescisti e subordinate prasiniti del Combin) sono ribassati di circa 150 m lungo un piano di scivolamento ad alto angolo, subparallelo al versante, discordante rispetto alle anisotropie tettono-stratigrafiche della regione. Il dissesto si distingue per un insieme di zone rigonfiate e depresse, gradini e trincee, talora di notevoli dimensioni, chiaramente visibili nell'immagine satellitare, comprendente anche lo spettacolare *rock glacier* del circo sud-occidentale del Tantanè (DAL PIAZ, 1976).

La pietraia ai piedi del versante occidentale del M. Tantanè (metagabbri permiani intesamente fratturati) ospita, a 2450 m, i resti di un insediamento del primo sec. a.C. (Età del Ferro) (fig. 122A).



Fig. 122 - (A) M. Tantanè, versante occidentale: resti di un insediamento del primo sec. a.C. (Età del Ferro). (B) Cava di interti nella conoide del T. Vofrede in riva destra del Marmore a monte di Vorpilles e panorama del settore sud-occidentale della DGPV della Motta di Pleté.

- (A) Remains of an Iron Age settlement (1st Century B.C.) located in the western side of Mt Tantanè. (B) Quarry in the alluvial cone of T. Vofrede, right bank of Marmore, over Vorpilles, and panorama of the South-Western side of the DSGD of Motta di Pleté.

Torgnon-Cima Bianca - Altre deformazioni gravitative sono presenti nel versante destro della Valtournenche, nella zona di Torgnon, lungo il vallone che conduce al massiccio della Cima Bianca e ai piedi della P. Cian (Tsan). La prima DGPV, tra le maggiori dell'area (10 km²), coinvolge il versante orientale della cresta Becca d'Aver-La Fenêtre, costituita da calcescisti e pietre verdi della Zona del Combin, e si estende per circa 4 km sino al T. Marmore, deformando una potente coltre di depositi glaciali; su di essa sorgono le numerose frazioni del comune di Torgnon. Il settore inferiore, maggiormente collassato (Navillod) e ampio oltre 1,5 km², ha raggiunto e sbarrato il fondovalle di Antey, creando a monte una depressione lacustre poi colmata da apporti alluvionali. La seconda DGPV, di piccole dimensioni, è ubicata sul versante opposto del vallone e si estende da poco sotto la Fenêtre d'Er-saz (2290 m) all'alpeggio di Vareton e al fianco sinistro della palude di Detor (1920 m), ricoprendo un'area di circa 1 km²: si tratta di un pendio erboso e boschivo, costituito da un substrato di prasiniti con intercalazioni di calcescisti e serpentiniti affioranti localmente sotto estesi depositi quaternari. La DGPV è messa in evidenza da collassi e rigonfiamenti e da due sistemi di gradini, trincee e depressioni chiuse, diretti rispettivamente NNE e ONO, paralleli alle due creste rocciose che delimitano il dissesto a monte e lateralmente. Dal punto di vista strutturale siamo nell'ambito della Zona del Combin, nel tratto dove l'unità è interposta tra il lembo eclogitico di Etirol-Levaz, a letto, e il lembo del Cervino a tetto. Salendo di quota e passando sul versante destro del vallone si incontrano le deformazioni gravitative che coinvolgono gli gneiss minuti della Serie di Arolla con intercalazioni carbonatiche della Zona di Roisan: si osservano nel circo ad oriente della Cima Bianca, nella dorsale che lo delimita a sud (sdoppiamento di cresta) e nel suo settore frontale, tra Crot des Labies e Crot di Loy. Ancora nel massiccio della Cima Bianca, ma sul lato opposto, ricordiamo il dissesto gravitativo che deforma, con fratture, gradini e collassi, il basamento milonitico e le rocce carbonatiche mesozoiche esposte nel ripido versante sinistro della Valle di St Barthélemy, tra q. 2555 m e il fondovalle presso l'alpeggio di Ollièr (2007 m). Nel 2010, in un tratto di cresta sdoppiata che interessa il fianco occidentale del M. Miracle è stato scoperto un insediamento preistorico riferibile all'Età del Ferro, analogo a quello del Tantané (segnalazione Uff. Beni Archeologici della Regione).

Gran Pays - Una DGPV in fase iniziale, tipica nelle forme, ma di piccole dimensioni (circa 1.2 km²), si osserva lungo la cresta sdoppiata del M. Grand Pays (fig. 45A) e nel suo versante occidentale, sino al fondo (2100 m circa) della Comba Deche.

La cresta di vetta e il tratto superiore del versante sono modellati nelle successioni carbonatiche triasiche (CIARAPICA *et alii*, 2010) della Zona di Roisan, con subordinate miloniti, caratterizzate da un marcato ripiano erboso, ribassato e dolcemente ruotato in contropendenza. La parte sottostante è costituita da ortogneiss minuti e milonitici e da paragneiss kinzigitici del Mont Mary, fratturati, a tratti collassati e coperti da estesi depositi di frana.

Valpelline - Piccole deformazioni gravitative allo stadio embrionale sono presenti nel fianco sinistro della bassa Valpelline. L'esempio principale è fornito dal versante settentrionale della Becca di Noail (Novailloz, 2587 m), costituito da gneiss minuti e milonitici della Serie di Arolla (lembo Dent Blanche), situati a tetto della Zona di Roisan e a letto della Serie di Valpelline: l'ammasso roccioso non appare sostanzialmente dislocato, ma un certo grado di allentamento è segnalato da un gradino arcuato a monte, da grandi fratture aperte e da colate detritiche che rivestono il ripido versante sino all'alpeggio di Verdignolettaz (1408 m).

Sul versante destro della media Valpelline, un collasso a gradinata con trincee e fratture aperte deforma la falesia di gneiss granitici della Serie di Arolla posta sul fianco destro della comba sospesa di Faudery, tra 2200 e 2000 m.

Incipienti deformazioni gravitative si osservano nel complesso kinzigitico in cui è modellato il ripido versante sinistro della Valpelline.

3. - RISORSE MINERARIE E ATTIVITÀ ESTRATTIVE

Nel foglio sono comprese alcune mineralizzazioni a Cu-Fe che hanno dato luogo, in un passato ormai lontano, a modesta attività estrattiva o di ricerca. Sono insediate nel basamento cristallino del lembo della Dent Blanche in Valpelline e, in prevalenza, nelle successioni di calcescisti con pietre verdi della Zona Piemontese in Valtournenche (CASTELLO, 1981). Nessuna delle numerose mineralizzazioni a silicati ed ossidi di Mn è stata oggetto di lavori minerari, a differenza dei giacimenti di Alagna-Feglieréc e di Praborna-St Marcel (DAL PIAZ *et alii*, 1979, 2010; MARTIN-VERNIZZI, 1982).

3.1. - MINERALIZZAZIONI DI CALCOPIRITE E PIROTTINA NELLA SERIE DI VALPELLINE

3.1.1. - *La miniera di la Servaz, presso Bionaz*

La miniera di rame di Bionaz, più propriamente de la Servaz, è situata nella falesia in riva destra del T. Buthier, a est della frazione di Dzo-venno. La sua ubicazione è indicata nella carta

geologica allegata alla monografia di DIEHL *et alii* (1952), al limite tra kinzigiti e una intercalazione di anfiboliti. La miniera, da tempo abbandonata, sfruttava un filone di quarzo latteo sterile e di quarzo grigio impregnato di calcopirite, spesso 2-3 m. Il filone è incassato in discordanza nei paragneiss a biotite, granato, sillimanite e grafite con intercalazioni di anfiboliti e marmi cristallini del complesso kinzigitico, immerge a sud-ovest di circa 85° e raggruppa cinque affioramenti principali, deformati da faglie e fratture, per una lunghezza complessiva di circa 200 m. Seguendo la descrizione di MONTIBELLI (1927), la coltivazione avveniva in tre livelli: il primo (1574 m) ubicato al bordo della strada comunale di Bionaz, 15 m dalla superficie, il secondo 25 m sotto il primo e il terzo 46 m sotto il secondo. Il filone è troncato da una grande zona di faglia, visibile in sotterraneo, di ampiezza variabile dai 3 m (II livello) ai 20 m (III livello): il tratto settentrionale, situato a letto della faglia, era la parte più interessante dal punto di vista della coltivazione, quello meridionale, a tetto della faglia, costituiva la parte più deformata e frammentata del filone. Vi sono inoltre faglie minori con direzione conforme a quella degli gneiss kinzigitici. Secondo le valutazioni di MONTIBELLI, il tenore in Cu nel *tout-venant*, era del 5 % e, separando il minerale dalla ganga, si otteneva un prodotto al 22% circa in Cu, stime molto ottimistiche come risulta dalla scarsa fortuna della miniera. Gallerie in direzione, traverse, livelli, pozzi e camminamenti hanno permesso a MONTIBELLI di valutare l'estensione del filone mineralizzato per 100 m di lunghezza e 87 m di altezza. La mineralizzazione tenderebbe ad arricchirsi in profondità e vi sono altri 80 m di filone da esplorare, con buona probabilità che la mineralizzazione continui anche al di sotto.

Attualmente la miniera non è più accessibile. Osservazioni geologiche di superficie suggeriscono che si tratti di una mineralizzazione idrotermale relativamente recente, alimentata o riattivata dai fluidi veicolati dalle grandi faglie del Buthier e Praz de Dieu-Vofrede, di possibile età oligocenica se riferite alle manifestazioni di quarzo aurifero e alle listveniti della Val d'AYAS e della faglia Aosta-Ranzola (BISTACCHI *et alii*, 2001).

3.1.2. - Filoni idrotermali di quarzo a pirrottina

Alcuni filoni di quarzo con modesta mineralizzazione di pirrottina sono segnalati in Valpelline a sud della frazione di Closé (Oyace) e a nord-est di Chez-Chenauz (Bionaz), indicati entrambi nella carta di DIEHL *et alii* (1952): i filoni sono potenti sino a un metro e hanno giacitura discordante rispetto alla foliazione del complesso kinzigitico.

3.2. - MINIERE E MINERALIZZAZIONI DI PIRITE-CUPRIFERA NELLA ZONA PIEMONTESE

3.2.1. - *Petite Monde*

Il giacimento piritoso-cuprifero di Petit Monde è situato nel versante destro della media Valtournenche, sotto il paese di Triatel, poco a monte di Antey-St-André. Planimetrie e rappresentazioni schematiche della miniera, riportate da PIEPOLI (1934) e BURTET-FABRIS *et alii* (1971), indicano la presenza di una galleria principale (1350 m), con discenderia, e i ribassi Felice (1335 m) e Catullo (1312 m), in parte ancora accessibili con le dovute cautele: l'ubicazione degli imbocchi è indicata nella Carta dei sentieri n. 7, Valtournenche, edita da l'Escursionista. Il giacimento è stato oggetto di ricerche nell'Ottocento (citato nel 1880 dalla Rivista del Servizio Minerario) e soprattutto nel primo quarto del Novecento, con sospensione delle attività nel 1927, ripresa nel 1941 ad opera della "Società anonima ricerche e coltivazioni miniere" di Milano ed abbandono definitivo nel 1946. In base ai dati forniti nel 1927 dal Ministero dell'Economia Nazionale i tenori in Cu erano del 1-2%, mentre i concentrati al 12% in Cu e al 24-40% in S avrebbero contenuto 50-80 g di argento e 4-23 g di oro per tonnellata; dal 1942 al 1945 sono state estratte 46.000 tonnellate di *tout-venant* con tenore in Cu dello 0.95% (BURTET-FABRIS *et alii*, 1971), insufficiente per una gestione economica del giacimento. Con riferimento ai due articoli sopra citati, la mineralizzazione è costituita da pirite, subordinata calcopirite e limitate quantità di bornite e pirrotina in fini impregnazioni diffuse entro anfiboliti albitiche ad anfiboli sodici e calcici, epidoto, granato, mica bianca, biotite, clorite \pm calcite e raro quarzo. La mineralizzazione tende a concentrarsi in lenti molto appiattite che, nel loro complesso, formano un orizzonte dai contorni mal definiti, esteso per qualche centinaio di metri, spesso da 0.5 a 1.5 m, concordante con la scistosità regionale delle rocce incassanti, inclinato verso nord-ovest (reggipoggio) di una ventina di gradi e deformato da pieghe, ondulazioni e fratture; vi si associano venette discordanti di albite, anfibolo verde, calcopirite \pm pirite, che si estendono sovente alle metabasiti incassanti. Il giacimento mostra un "brucione" d'alterazione con roccia sfatta di colore bruno (limonite) e con chiazze verdi e azzurre (carbonati di rame). L'orizzonte mineralizzato è situato nel tratto superiore di un potente corpo di magnesio-metagabbri dell'unità eclogitica di Zermatt-Saas, esposto in modo discontinuo a causa del fitto bosco che ricopre il ripido versante. La roccia ha struttura da *flaser* a

scistoso-laminata ed è costituita da aggregati verdognoli di orneblenda verde-azzurra, actinolite, clorite \pm clinopirosseno con estesa alterazione nefritica e da aggregati beige-giallognoli di albite, epidoti e zoisite che sostituiscono, rispettivamente, i minerali femici e il plagioclasio calcico del protolite gabbrico. Vi si associano porfiroblasti di granato con alterazione in clorite da incipiente a pervasiva e, in quantità accessoria, rutilo, titanite e carbonato. Nei tipi più deformati il *fabric* fibroso-lenticolare o lineato è sostituito da una struttura milonitica a bande, con alternanza di liste mm-cm verdognole e di liste chiare. Non mancano infine, nel giacimento, varietà con abbondante albite a sviluppo porfiroblastico o ricche in clorite, d'aspetto prasinitico-ovarditico, ma con relitti di granato. Come indicato nella carta geologica, il grande corpo di metagabbri si estende al versante sinistro della Valtournenche ed è coperto da una potente successione di metagabbri e melagabbri eclogitici con intercalazioni di eclogiti glaucofaniche, glaucofaniti granatiferi e loro prodotti di retrocessione in facies scisti verdi, derivati da basalti tholeiitici alti in Fe-Ti, con vario grado di alterazione oceanica (KIENAST, 1983).

Tornando alla mineralizzazione, oltre alla pirite e ai già citati altri solfuri visibili ad occhio nudo lo studio al microscopio in luce riflessa segnala la presenza nei blasti di pirite dei seguenti inclusi: cubanite, blenda, galena, oro nativo, molibdenite, tetradimite, millerite, tetraedrite, bismutinite e, tra gli ossidi, rutilo, ilmenite, ematite e rara magnetite (OMENETTO, 1969; BURTE-FABRIS *et alii*, 1971). Tali inclusi, analoghi a quelli rinvenuti nella miniera piritoso-cuprifera di Alagna e interpretati come microrelitti della paragenesi magmatica primaria (DAL PIAZ & OMENETTO, 1966), sono tutti riferibili al metamorfismo alpino (OMENETTO, 1969). A Petit Monde mancano i relitti di pirite d'aspetto "colloforme" rinvenuti ad Alagna e in altri giacimenti piritoso-cuprifera della Zona Piemontese (NATALE, 1969), a testimonianza della loro origine idrotermale di ambiente oceanico, attribuibile anche al giacimento di Petit Monde.

3.2.2. - *Vorpilles*

Piccolo giacimento di pirite cuprifera associata ad un orizzonte di quarziti, marmi e micascisti quarzoso-granatiferi intercalati in una potente successione di prasiniti epidotiche, talora a carbonato e tormalina, contenenti qualche livello di calcoscisti e che passano a cloritoscisti albitici (ovarditi) nel settore settentrionale. Il giacimento è situato sul versante destro dell'alta Valtournen-

che, alla quota di circa 2030-2040 m, 400 m ad ovest dell'alpeggio Vorpilles (GLOM, 1977; DAL PIAZ & OMENETTO, 1978). In tempi lontani è stato oggetto di limitata attività estrattiva, documentata da piccole coltivazioni a cielo aperto e da una galleria di carreggio (2015 m) con *decauville* e discarica al di sotto del suo imbocco. La successione ofiolitica è compresa tra gli scisti argentei permiani dell'unità Pancherot-Cime Bianche, a tetto, ed il potente corpo di serpentiniti di Les Perrières-Gouffre de Bousserailles, a letto (figg. 60, 81): riferita inizialmente ad una unità sommitale della Zona di Zermatt-Saas (DAL PIAZ & ERNST, 1978), la successione vulcano-sedimentaria è stata poi attribuita alla Zona del Combin inferiore (BUCHER *et alii*, 2004).

La mineralizzazione ha tipica giacitura strati-forme ed è costituita da prevalente pirite massiccia di colore giallo oro che si concentra in un letto maggiore, potente 30-50 cm, e in alcuni livelli centimetrici, associati intimamente a scisti quarzoso-micacei e a quarziti di vario tipo. Si riconoscono micascisti carbonatici a clorite, granato e cloritoide, quarziti a fengite, clorite \pm epidoto, minori orizzonti sottili di marmi a quarzo, granato, clorite, mica bianca \pm anfibolo e minerali opachi, calcoscisti granatiferi a clorite ed epidoto, fels epidotico-granatiferi a mica bianca, clorite, cloritoide, anfibolo. Micascisti granatiferi e fels silicatici si distinguono per la presenza di abbondante cloritoide, minerale generalmente assente nella Zona del Combin. L'intera successione mineralizzata, spessa 1-1.3 m, è intercalata nella barra di metabasalti prasinitici sopra ricordati, alcuni metri sotto un livello di micascisti carbonatici a clorite e granato. Verso sud l'orizzonte mineralizzato si avvicina progressivamente al contatto tra prasiniti e metasedimenti, sino ad affiorare alla base di questi ultimi.

Al microscopio la mineralizzazione piritoso-cuprifera appare in due distinte tipologie, legate da rapporti transizionali (DAL PIAZ & OMENETTO, 1978): i) tipo essenzialmente piritoso, con pirite in aggregati granulari (≥ 1 mm) e scarse inclusioni di calcopirite, calcopirite + bornite e blenda; la matrice interstiziale è essenzialmente quarzosa, talora con mica bianca, clorite e scarsa calcopirite; ii) tipo piritoso-cuprifero *s.s.*, con aggregati di idroblasti e granoblasti di pirite ad inclusi di calcopirite, calcopirite + bornite, calcopirite + mackinawite, con pirite mobilizzata in piccole fratture e con calcopirite + blenda. La matrice è anche in questo caso quarzoso-silicatica, con porfiroblasti di granato, plaghe carbonatiche, titanite con orlo di rutilo. La mineralizzazione a Cu-Fe-Zn e il suo contesto litostratigrafico mostrano sensibili analogie con altre mineralizzazioni piritoso-cuprifere della Zona Pie-

montese, specie con quelle associate alle successioni vulcano-sedimentarie dell'unità del Combin. La mineralizzazione non è in diretta contiguità con le metabasiti circostanti: è insediata in una successione sedimentaria ad elevato contenuto in silice biogenica e/o idrotermale ed è riferibile all'attività dei fluidi durante l'espansione del bacino mesozoico ligure-piemontese, in analogia con le mineralizzazioni idrotermali rinvenute nei moderni oceani (BONATTI *et alii*, 1976) da cui si differenzia per aver subito una intensa ricristallizzazione metamorfica alpina.

3.2.3. - *Conca di By*

Nei metasedimenti della Zona del Combin situati a letto e all'esterno del lembo della Dent Blanche è insediata una mineralizzazione di pirite e calcopirite, coltivata in un passato certamente remoto (discenderia e galleria di carreggio frantata, 2640-2620 m). La sua ubicazione è indicata nel Foglio Aosta della Carta Geologica d'Italia alla scala 1:100.000 (1912, rilievi di NOVARESE), nella carta geologica alla scala 1:25.000 di DIEHL *et alii* (1938, 1952) e nella carta schematica che accompagna l'inventario delle mineralizzazioni nella Zona piemontese compilato da CASTELLO (1981), che la riporta col nome di "filone" di Grange de Balme; è inoltre segnalata da ENGASSER (1923) e citata brevemente nelle note del Foglio Chanrion-Velan (BURRI *et alii*, 1999). Il "filone" è compreso nel Foglio Gran San Bernardo, a nord-est del Col de la Bonne Mort (CTR), 700 m circa a nord-ovest dell'Alpe Filon (2483 m), presso il limite occidentale del Foglio Monte Cervino. Si tratta di una mineralizzazione idrotermale con giacitura stratiforme, ricristallizzata e deformata ad opera dell'orogenesi alpina, degna di nota perché, come quella di Vorpilles, è insediata in quarziti e calcescisti e non è in contatto diretto con metavulcaniti prasinitiche, come avviene di norma.

Nella stessa unità tettonica è ubicata, più a valle, la miniera inattiva di Ollomont (Foglio Gran San Bernardo), con mineralizzazioni piritoso-cuprifere situate in prevalenza nella zona di contatto tra calcescisti, quarziti e prasiniti (PIEPOLI, 1933; GAMALERO, 1969; CASTELLO, 1981).

3.3. - CAVE

L'attività estrattiva presente nel Foglio Monte Cervino è molto modesta a differenza di quella, ancora fiorente, nell'area del Foglio Chatillon. Essa è da tempo limitata alla sola cava di inerti aperta in riva destra del Marmore poco a monte di Vorpilles, alla base del grande conoide di origine mista, con ricorrenti *debris flow* legati alle

piene del torrente Vofrede e dei suoi affluenti, disposti a ventaglio tra lo sbocco dell'omonimo valone glaciale ed il fianco destro della DGPV dei Jumeaux (fig. 122B).

Una grande cava di inerti era stata aperta nei depositi morenici e detritici per il calcestruzzo della diga di Place Moulin, cave minori per le dighe di Cignana e del Goillet.

In passato era stata aperta una cava per coltivare le quarziti lastroidi alla base della cresta nord del M. Pancherot, 100 m a sud dell'Alpe Croux de Dza (fig. 85A-C); la zona era servita da una strada bianca a partire da Crepin (1594 m), frazione di Valtournenche, rappresentata nella CTR e attualmente impraticabile. Le quarziti appartengono all'unità Pancherot-Cime Bianche, sono rappresentate in carta con il codice PCBc. Si tratta di quarziti bianche, molto pure, facilmente suddivisibili in lastre spesse qualche cm. Erano usate allo stato grezzo per lastricati e palladiane, non come "lose" per tetti essendo in genere troppo piccole a causa della fratturazione. Dettagli sulla loro composizione sono descritti nel Capitolo IV, dedicato alla stratigrafia.

4. - SORGENTI

Le sorgenti nel foglio Monte Cervino sono situate al limite tra corpi porosi (permeabilità primaria) o fratturati (permeabilità secondaria) e un substrato impermeabile di varia natura. La prima tipologia, del tutto prevalente, si riscontra in depositi gravitativi, alluvionali o glaciali la cui permeabilità dipende dalle dimensioni dei clasti, dal loro addensamento e dalla percentuale di matrice fine. I principali *reservoir* sono costituiti da detrito di falda, colate di pietre, accumuli di frana, depositi glaciali di ablazione e *rock glacier*, con ubicazione delle sorgenti alla loro fronte, lungo il contatto con depositi glaciali di fondo, con depositi colluviali fini o con il substrato roccioso. Qualche esempio: Villa Rey a Cervinia; la Saletta-Illiaz e Chanleve a Valtournenche; Cheney; la Magdaleine; Chavalary, Salvé e alta Valle di St Barthélemy; combe di Montagnayes, Vessonaz e Verdonaz, sul versante sinistro della Valpelline, e combe d'Oren, Grand Chamin, Vertsan e Crête Sèche in quello opposto. In rapporto con la natura, la permeabilità e le dimensioni del *reservoir* e con il tipo di alimentazione la portata delle sorgenti può essere quasi costante o variare notevolmente, con massimi estivi e minimi invernali.

Passando alla seconda tipologia, la permeabilità degli ammassi rocciosi fratturati rimane costante o può aumentare nel tempo, a seconda che la roccia sia insolubile o solubile. Nel primo caso rientra ad

esempio la piccola sorgente che si incontra a circa 2230 m lungo il sentiero che sale al Rifugio Crête Sèche: sgorga da una fessura in metagranitoidi della Serie di Arolla ed era provvista, e forse lo è ancora, di un bicchiere metallico con catenella agganciata alla roccia. Il secondo caso è rappresentato dai sistemi carsici attivi in alcuni ammassi carbonatici della Zona di Roisan, a contatto con gneiss minuti o miloniti della Serie di Arolla: come ricordato nel Capitolo II, gli esempi migliori si osservano alla testata della valle del T. Petit Mond-Torgnon, sia sul lato orientale, nella comba che porta al Colle Saleron, sia su quello occidentale, con l'inghiottitoio di q. 2534 m a monte del lago Tzan e sorgente captata a nord-ovest dell'Alpe Grand Raye.

Un catasto delle sorgenti e informazioni di dettaglio sugli acquedotti della Valtournenche, della Valle di St Barthélemy e della Valpelline sono reperibili in Regione e presso gli uffici tecnici comunali.

Nel settore svizzero del foglio è rimarchevole la serie di sorgenti allineate lungo il contatto tettonico tra i calcescisti con pietre verdi dell'unità della Luette e i marmi quarzoso-micacei con orizzonti quarziticci della sottostante unità di Mauvoisin, tra Ecuries du Giéto, Fontaines e Tsofeiret (BURRI *et alii*, 1998).

5. - IMPIANTI IDROELETTRICI

Le direttive di governo in favore della privatizzazione del mercato energetico hanno favorito lo sviluppo di trattative, concluse nell'accordo del 19 Aprile 2000, che hanno sancito l'intesa per la vendita, da parte di Enel, dei suoi 25 impianti esistenti nel territorio della Regione; nello stesso tempo veniva costituita una società per la distribuzione dell'energia elettrica con il 51% di Enel e il 49% della Regione. In questo modo la Valle d'Aosta era la prima regione in Italia a gestire in modo autonomo le acque e le relative risorse: l'accordo è diventato esecutivo il 1° giugno 2001 con la creazione della società Geval S.p.A., poi denominata C.V.A. S.p.A., Compagnia Valdostana delle Acque - Compagnie Valdôtaine des Eaux S.p.A., il 1° gennaio 2002. Nel territorio del Foglio Monte Cervino sono attivi gli impianti idroelettrici della Valpelline (Place Moulin) e della Valtournenche (Goillet, Cignana).

5.1. - PLACE MOULIN

Nel comune di Bionaz, in alta Valpelline, il T. Buthier è sbarrato dalla diga di Place Moulin, una delle più grandi d'Europa (fig. 9A). Il lago artificiale raccoglie 105 milioni di m³ di acqua, raggiunge a massimo invaso i 1965 m di quota ed è

alimentato da un bacino imbrifero di 137 km², costituito in origine per quasi il 20% da ghiacciai, ora molto ridotti; il bacino sotteso è di 74 km² e la parte rimanente è raccolta da un canale di gronda, in regresso, in sponda sinistra, e dal canale di derivazione in pressione sul versante destro. La diga è stata costruita tra il 1955 e il 1964. Dati tecnici: diga in calcestruzzo ad arco-gravità, alta 155 m, spessa 47 m alla base e 6,43 m alla sommità, lunga 678 m al coronamento, con pulvino di fondazione ed arco a doppia curvatura. La figura 123A mostra un'immagine del cantiere. La diga contiene, al suo interno, due cunicoli perimetrali e otto cunicoli orizzontali percorribili dai tecnici per controllare, con pendoli ed altri strumenti di precisione, i movimenti e le deformazioni dello sbarramento.

La diga è incastrata profondamente nel complesso kinzigitico della Serie di Valpelline, denudato dai depositi quaternari e ripulito dalle rocce d'alterazione superficiale. Il complesso è costituito dalla consueta *suite* di paragneiss e migmatiti con intercalazioni di metabasiti e marmi a silicati ed alcuni canali milonitico-cataclastici prodotti, almeno in parte, dalla faglia del Buthier. La diga è quasi ortogonale rispetto al *bedding* litologico ed alla scistosità regionale, la cui giacitura varia da subverticale a mediamente inclinata verso sud-est procedendo dal lato destro a quello sinistro della zona d'imposta.

L'impianto per il calcestruzzo era ubicato sopra la spalla destra: il cemento proveniva con teleferica da Valpelline, gli inerti dai potenti depositi glaciali e detritici situati sul fianco destro della valle, a 2100-2150 m, circa a metà del futuro invaso. Il canale di derivazione corre in galleria lungo il versante destro della valle sino a quota 1730 m, sopra le località Gay e Arsinez (CTR), dove inizia la condotta forzata per la centrale Enel (ora C.V.A.) di Valpelline. Il canale di derivazione attraversa il complesso kinzigitico sino al suo contatto milonitico-cataclastico con gli gneiss granitoidi e minuti della Serie di Arolla e prosegue in questi ultimi sino a Valpelline, condotta forzata compresa. La centrale di Valpelline è stata costruita assieme alla diga, raggiungendo la piena potenza di produzione nel 1962. La diga di Place Moulin è entrata in servizio nel 1964.

L'energia dei versanti acquisita per gravità e decompressione dopo il ritiro del ghiacciaio olocenico ha prodotto fenomeni di fratturazione e di rilascio parietale nei parascisti della Serie di Valpelline esposti in parete, alcune centinaia di metri sopra la spalla sinistra della diga, in prossimità della faglia Praz de Dieu (fig. 104C): la zona è stata risanata nel 1989 con opere di impermeabilizzazione e consolidamento dell'ammasso roccioso e con la deviazione delle acque superficiali mediante una canaletta di gronda (fig. 123B).



Fig. 123 - Diga di Place Moulin. (A) Il cantiere e l'avandiga dalla spalla destra. (B) Consolidamento ed impermeabilizzazione dell'ammasso kinzigitico fratturato alcune centinaia di m sopra la spalla sinistra della diga di Place Moulin.

- Place Moulin dam. (A) Dam construction and fore-dam from the right shoulder. (B) Consolidation and waterproofing of fractured kinzigites some hundreds of meters over the left shoulder of the Place Moulin dam.

5.2. - LAGO GOILLET

Il lago artificiale del Goillet è situato nel bacino idrografico del T. Marmore, a monte di Cervinia, al limite con il Foglio Monte Rosa (fig. 9B). È sostenuto da una diga a gravità massiccia e le sue acque alimentano la centrale idroelettrica di Perreres (Perrière). Dati tecnici: i) diga in calcestruzzo rivestita in pietra, rettilinea, altezza dal punto più depresso delle fondazioni: 48,60 m, spessore massimo alla base: 16,50 m, spessore al coronamento: 5 m, lunghezza del coronamento: 300 m a 2163,8 m s.l.m, volume: 147.000 m³; ii) bacino artificiale: livello di massimo invaso: 2.526 m (2.515,8 m in carta), livello di minimo invaso: 2495,60 m, capacità utile: 11.826.000 m³, superficie del bacino sotteso 13,80 km², costituito in parte dal ghiacciaio del Ventina.

Dalla diga parte una condotta metallica in galleria, lunga 3.400 m circa, sino al pozzo piezometrico (CTR, 2.389 m) in cui si innesta la condotta forzata che scende per 1520 m lungo un piano inclinato sino alla centrale di Perreres (CTR 1.845,28 m). Nella centrale sono installati due gruppi in grado di fornire una potenza efficiente di 18 MW, con portata massima di 3,3

m³/sec e 681,35 m di salto. L'impianto è stato automatizzato nel 1979 e la sua conduzione è telecomandata dalla centrale di Pont St. Martin. Le acque rilasciate dalla centrale e quelle del Marmore a Perreres sono captate con una piccola diga e derivate nella stazione intermedia (Promoron) dell'impianto Cignana-Maen lungo il versante destro della Valtournenche.

La diga e il bacino d'invaso sono impostati su serpentiniti con contatti rodingitici, metabasiti, micascisti, marmi impuri e quarziti dell'unità di Zermatt-Saas. La galleria di derivazione dopo circa 1 km entra nella Zona del Combin fortemente dissestata dalla DGPV della Motta di Pletè, su cui è appoggiata anche la prima parte della condotta forzata soggetta a lente deformazioni (DAL PIAZ, 1992).

5.3. - LAGO DI CIGNANA

Il lago artificiale di Cignana è sostenuto da due dighe a gravità massiccia, la prima in calcestruzzo, la seconda, sulla sinistra, in muratura di pietrame a secco con paramento impermeabile (fig. 86B). I lavori di costruzione, iniziati nel 1925, si sono

conclusi nel 1928. Dati tecnici: i) diga in calcestruzzo: altezza dal punto più depresso delle fondazioni: 58,30 m; spessore massimo alla base: 40 m, spessore al coronamento: 5 m, lunghezza del coronamento: 415 m a 2163,8 m, volume della diga: 153.000 m³; ii) diga in muratura: altezza dal punto più depresso delle fondazioni: 24,50 m, spessore massimo alla base: 40 m, spessore al coronamento: 2,70 m, lunghezza: 105 m, volume della diga: 25.000 m³; iii) bacino artificiale: livello di massimo invaso: 2.157 m, livello di minimo invaso: 2.129,10 m, capacità utile 16.125.000 m³, superficie del bacino imbrifero sotteso 66,40 km². Dal lago di Cignana le acque erano convogliate alla Centrale di Maen (Mayen, 1339 m) mediante un canale di derivazione e una condotta forzata di superficie; recentemente la condotta è stata potenziata e posta in una galleria lunga 1750 m, con diametro di 4.20 m, inclinata verso N128 di 24-35°, scavata con fresa Wirth 340/420 E (BETHAZ *et alii*, 2000; SAPIGNI *et alii*, 2002). A Promoron (IGM, 1796 m), stazione di pompaggio intermedia, l'impianto accoglie anche le acque del Marmore captate alla piccola diga di Perreres (IGM 1836 m) e derivate a Promoron con un canale coperto lungo circa 4 km, percorso da una strada bianca (segnavia n. 8, con tratti in galleria) che sostituisce l'antica *decauville*.

Come indicato in carta e nello schema tettonico a margine, le dighe di Cignana sono fondate nel tratto sommitale dell'unità di Zermatt-Saas, al limite con l'unità del Combin inferiore. Il bacino e la zona sono modellati dall'azione del ghiacciaio e dei torrenti subglaciali. La diga in calcestruzzo è fondata su metabasalti eclogitici, in genere abbastanza retrocessi, metagabbri (lato nord) e locali quarziti manganesifere. In riva al lago, sulla destra della diga, si osservano i micascisti granatiferi che, assieme alle quarziti a manganese, contengono relitti di coesite (REINECKE, 1991; FORSTER *et alii*, 2004). Il substrato roccioso della piccola diga in muratura di pietrame è nascosto dal lago e da depositi fluvio-glaciali e gravitativi. Il canale di derivazione percorre una zona di metabasiti con accumuli di frana e depositi glaciali di fondo. Da monte a valle, la condotta forzata attraversa la seguente successione (sezione geologica schematica in SAPIGNI *et alii*, 2002): i) anfiboliti albitiche di origine basaltica a granato e altri relitti eclogitici, ii) metagabbri con struttura pegmatoide, *flaser* e milonitica, iii) scaglia di serpentiniti con scisti cloritico-talcosi a tetto, all'interno e a letto, iv) seconda unità di anfiboliti a relitti eclogitici, v) potente successione di calcescisti con bande di metabasiti e scaglie di serpentiniti e cloritoscisti, vi) corpo basale delle serpentiniti di Valmartin, con livelli di cloritoscisti nel tratto superiore e boudins di gabbri rodingitici. La presenza di una zona di taglio spessa una

ventina di metri al contatto tra metagabbri e serpentiniti, costituita da una breccia tettonica con matrice milonitica di scisti cloritico-talcosi e actinolitici, ha causato un esteso collasso della volta, il blocco della fresa e l'arresto dei lavori per quattro mesi (BETHAZ *et alii*, 2000). Dettagli tecnici sulla qualità dell'ammasso roccioso e sulle prestazioni della fresa sono esposti in SAPIGNI *et alii*, (2002). Il canale di derivazione da Perreres a Promoron attraversa a lungo il grande corpo di serpentiniti a olivina-titanclinohumite di Perreres-Singlin, i metagabbri di Rayes de Proz (1816 m), estese falde detritiche sino allo sperone sopra Crepin, dove iniziano affioramenti di metagabbri e metabasalti eclogitici più o meno retrocessi, serpentiniti e calcescisti dell'unità di Zermatt-Saas, estesi sino a Promoron.

5.4. - MAUVOISIN

Il lago artificiale di Mauvoisin è situato in Val di Bagnes (Distretto di Entremont), nell'angolo nord-occidentale del foglio (fig. 90A). La diga è stata inaugurata nel 1957 e nel 1990 è stata innalzata, passando da 237 metri agli attuali 250 metri d'altezza: è la diga ad arco più alta d'Europa. È lunga al coronamento 520 metri e il suo volume è di 2.030.000 m³. Il bacino è alimentato dalle acque che scendono dall'alta valle e, in particolare, da quelle rilasciate dai ghiacciai del Giétro e di Otemma, in forte ritiro nell'ultimo ventennio; il lago è lungo 4.9 km e ha un volume di 211,5 milioni di metri cubi, circa il doppio di Place Moulin, con livello di massimo invaso a 1975 m. Le acque sono sfruttate dall'azienda Forces Motrices de Mauvoisin SA di Sion. La diga sbarrava una stretta della valle ed è fondata sui marmi micaceo-cloritici a patina rossastra, con liste di quarziti impure e livelli di microbreccie, appartenenti all'unità di Mauvoisin e riferiti al Giurassico inferiore (BURRI *et alii*, 1998, 1999). La complessa struttura della zona è illustrata nelle sezioni B e C a margine del foglio.

Come ricordato nel Capitolo II, la Val di Bagnes aveva subito una disastrosa inondazione nel 1818 per l'improvviso svuotamento del lago generato dal ghiacciaio di Giétro che, durante la PEG, era avanzato sino a sbarrare la valle principale.

VIII - BANCA DATI GEOLOGICA

La creazione di una Banca Dati Geologica digitale (BD) alla scala 1:25.000 è parte integrante del Progetto CARG per la realizzazione e l'aggiornamento della cartografia geologica del territorio nazionale alla scala 1:50.000.

La Banca Dati Geologica, intesa come un *database* spaziale con una componente alfanumerica de-

scrittiva, è un strumento fondamentale per l'organizzazione e la gestione dinamica di tutte le informazioni di interesse (esistenti o prodotte in futuro), facilitando in modo decisivo sia l'attività di analisi che la creazione di cartografia tematica.

La progettazione e la struttura della Banca Dati è stata curata da ISPRA (SGd'I), mentre la sua realizzazione è demandata ai soggetti responsabili dei fogli (Regioni, Province Autonome, Università, ecc.).

Il Servizio Geologico d'Italia ha pubblicato le Linee Guida per la realizzazione della BD nell'ambito dei Quaderni, in particolare il Quaderno serie III, n. 6 e successivi aggiornamenti. In esso sono indicati gli strati informativi in cui vengono organizzate le geo-informazioni, completi delle indicazioni spaziali, ovvero dell'elemento geometrico (vettoriale) che rappresenta le *features*, nonché il contenuto alfanumerico descrittivo associato all'elemento.

La BD del Foglio 070-Monte Cervino è stata realizzata da Land Technology & Services S.r.L. con il coordinamento e sotto la responsabilità della Regione Autonoma Valle d'Aosta.

Il flusso di lavoro può essere sintetizzato come segue:

Creazione della database geologica alla scala 1:10.000, partendo dagli originali d'autore secondo specifiche della Regione;

Realizzazione della BD geologica alla scala 1:25.000 secondo specifiche ISPRA, attraverso processi di generalizzazione, sia automatici che manuali, normalizzazione e transcodifica della BD al 1:10.000, cercando di mantenere il più alto contenuto informativo possibile in funzione della scala di rappresentazione e della struttura della BD di progetto.

Dalla BD geologica alla scala 1:25.000 sono state realizzate le primitive geometriche per l'allestimento alla stampa del campo carta alla scala 1:50.000 attraverso i seguenti passaggi:

- 1 - Acquisizione ed elaborazione della base topografica svizzera alla scala 1:50.000 in formato raster, non essendo disponibile quella IGM;
- 2 - Migrazione, normalizzazione e transcodifica del settore svizzero del foglio, fornito in formato digitale dal servizio cartografico svizzero ma con struttura e codifica differente;
- 3 - Generalizzazione della BD alla scala 1:25.000 cercando di mantenere inalterato il contenuto informativo del foglio.

Il Monte Cervino è l'ultimo dei quattro fogli geologici alla scala 1:50.000 del progetto CARG, mentre gli altri tre fogli (Aosta, Courmayeur, Chatillon) sono finanziati e pubblicati dalla Regione. Venuti a mancare i finanziamenti statali, la Regione ha continuato l'attività di rilevamento di dettaglio, sempre seguendo le specifiche tecniche stabilite dal Progetto CARG, con l'obiettivo di realizzare una cartografia geologica moderna e completa del proprio territorio.

In particolare, la continuità del Progetto è stata garantita procedendo al rilievo del settore valdostano dei fogli Verres, Monte Rosa e Gran San Bernardo.

Nel 2010 la Regione, considerato che con i progetti in corso (escluso il Gran San Bernardo) aveva circa il 75% del territorio coperto da rilievi geologici originali alla scala 1:10.000, ha deciso di realizzare un continuum geologico regionale normalizzando, transcodificando e validando l'intera banca dati disponibile. L'obiettivo era quello di pubblicare l'intero *dataset* geologico su piattaforma WEB e nella primavera del 2014 la Regione ha reso disponibile quanto realizzato fino ad ora presentando al pubblico, con un convegno, il portale geologico (<http://geologiadva.partout.it>) e ponendo le basi per la gestione integrata e dinamica dei dati geologici.

Ringraziamenti

Ringraziamo Yves Gouffon e il Servizio geologico nazionale della Svizzera per averci concesso di utilizzare i rilievi oltre confine, la commissione del SGd'I-ISPRA per l'accurata revisione della carta, dell'impianto colori e delle note, la Compagnia Valdostana delle Acque, il Comune di Valtournenche, il Corpo Forestale Regionale, la Protezione Civile e la Società delle Guide del Cervino per le informazioni, gli aiuti e le facilitazioni logistiche di vario tipo cortesemente fornite durante i rilievi sul campo. Un particolare ringraziamento alla Guida alpina Luciano Trucco per le immagini digitali della frana avvenuta al Cervino nell'agosto 2003. Ringraziamo infine i colleghi M. Ballèvre, M. Beltrando, P. Castello, Y. Gouffon, V. Gardien, A. Guermani, S. Martin, P. Manzotti, M. Massironi, G. Mortara, G. Pennacchioni e M. Sartori per le proficue discussioni sulla geologia della regione e I. Vigni per l'apprezzata assistenza tecnica.

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

BIBLIOGRAFIA

- ABBATE E., BORTOLOTTI V., CONTI M., MARCUCCI M., PRINCIPI G., PASSERINI P. & TREVES B. (1988) - *Apennines and Alps ophiolites and the evolution of the western Tethys*. Mem. Soc. Geol. It., **31**: 23-44.
- AGARD P., YAMATO P., JOLIVET L. & BUROV E. (2009) - *Exhumation of oceanic blueschists and eclogites in subduction zones: timing and mechanisms*. Earth Science Reviews, **92**: 53-79.
- ALBERTO W., ARMAND M., BOIS M., GIARDINO M., GIORDAN D. & RAITO S. (2007) - *Analisi del dissesto in Valle d'Aosta e applicazione della "buffer analysis" per l'integrazione e la validazione della banca dati*. Progetto IFFI, Inventario dei Fenomeni franosi in Italia, Workshop Roma 13-14 novembre 2007.
- ALLIMANN M. (1987) - *La nappe du Mont Fort dans le Val d'Hérens*. Bull. Soc. Vaudoise Sci. nat., **78**: 431-444.
- AMATO J.M., JOHNSON C., BAUMGARTNER L.P. & BEARD B.L. (1999) - *Rapid exhumation of the Zermatt-Saas ophiolite deduced from high-precision Sm-Nd and Rb-Sr geochronology*. Earth Planet. Sci. Lett., **171**: 425-438.
- AMITRANO D., ARATTANO M., CHIARLE M., MORTARA G., OCCHIENA C., PIRULLI M. & SCAVIA C. (2010) - *Microseismic activity analysis for the study of the rupture mechanisms in unstable rock masses*. Nat. Hazards Earth Syst. Sci., **10**: 831-841.
- AMSTUTZ A. (1954) - *Nappe de l'Emilius*. Archives Sci Genève, **7**: 463-473.
- AMSTUTZ A. (1962) - *Notice pour une carte géologique de la vallée de Cogne et de quelques autres espaces au sud d'Aoste*. Archives Sci Genève, **15**: 1-104.

- ANGIBOUST S. & AGARD P. (2010) - *Initial water budget: The key to detaching large volumes of eclogitized oceanic crust along the subduction channel*, *Lithos*, **120**: 453-474.
- ANGIBOUST S., AGARD P., JOLIVET L. & BEYSSAC O. (2009) - *The Zermatt-Saas ophiolite: the largest (60-km wide) and deepest (c. 70-80 km) continuous slice of oceanic lithosphere detached from a subduction zone*, *Terra Nova*, **21**: 171-180.
- ANSELMO V., GOVI M., LEPORATI P. & TROPEANO D. (1979) - *L'evento alluvionale del 12-14 giugno 1957. I danni nei bacini del Piemonte e della Valle d'Aosta*. Boll. Ass. Min. Subalpina, **16**: 119-131.
- ANTOINE P. (1971) - *La zone des brèches de Tarentaise entre Bourg Saint Maurice (vallée de l'Isère) et la frontière italo-suisse*. PhD Univ. Grenoble, 367 pp.
- ANTOINE P. *et alii* (1978) - *Carte géologique de la France 1:50.000, feuille 704: Mont Blanc, avec Notice explicative*. BRGM, Orléans, 22 pp.
- APAT (2004) - *Mapset. Repertorio completo della cartografia geologica d'Italia*. Dipartimento Difesa del Suolo, Servizio Geologico d'Italia, Roma.
- ARATTANO M., BALDO M., CHIARLE M., GODONE F. & MORTARA G. (2008) - *Rilevamenti topografici GPS realizzati presso la Capanna Carrel (Monte Cervino) per l'installazione di una rete microsismica*. Atti XII Conf. Naz. ASITA, Scuola Ispettori G.d.F., l'Aquila 21-24 ottobre 2008, 6 pp.
- ARBENZ P. (1930) - *Crinoidenfunde im Lias der Dent Blanche am Mt Dolin bei Arolla un in den Bündnerschiefern der Alp Monterasio südlich der Greina (Kt. Tessin)*. Eclogae Geol. Helv., **23**: 564-565.
- ARGAND E. (1906) - *Contribution à l'histoire du géosynclinal piémontais*. C.R. Acad. Sci. Paris, 26 mars 1906, **142**: 809-814.
- ARGAND E. (1908) - *Carte géologique du massif de la Dent Blanche, 1:50.000*. Mat. Carte géol. Suisse, N.S., 23, carte spéc. n. **52**, Berne.
- ARGAND E. (1909a) - *L'exploration géologique des Alpes pennines centrales*. Bull. Soc. Vaudoise Sci. nat., **45**: 217-276.
- ARGAND E. (1909b) - *La Doire Baltée en aval d'Aoste*. Rev. Géographie annuelle, **3**: 12 pp.
- ARGAND A. (1911a) - *Les nappes de recouvrement des Alpes pennines et leurs prolongements structuraux*. Mat. Carte géol. Suisse, **31**: 1-26, Berne.
- ARGAND A. (1911b) - *Les nappes de recouvrement des Alpes pennines et les territoires environnants. Essai de carte structurale au 1:500 000, avec 3 planches de coupes au 1:400 000 et au 1:800 000*. Mat. Carte géol. Suisse, N.S., **27**, carte spéc. n. 64, Berne.
- ARGAND A. (1911c) - *Sur le plissements en retour et la structure en éventail dans les Alpes occidentales*. Bull. Soc. Vaudoise Sci. Nat., **47**: 33-36.
- ARGAND A. (1912a) - *Phases de déformation des grands plis couchés de la zone pennique*. Bull. Soc. Vaudoise Sci. Nat., **48**: 13-16.
- ARGAND A. (1912b) - *Encore sur les phases de déformation des grands plis couchés de la zone pennique*. Bull. Soc. Vaudoise Sci. Nat., **48**: 20-22.
- ARGAND A. (1916) - *Sur l'arc des Alpes occidentales*. Eclogae Geol. Helv., **14**: 145-191.
- ARGAND E. (1924a) - *La tectonique de l'Asie*. Comptes Rendus XIII Congr. Géol. Intern. Belgique, **5**: 171-372.
- ARGAND A. (1924b) - *Des Alpes et de l'Afrique*. Bull. Soc. Vaudoise Sci. Nat., **214**: 233-236.
- ARGAND A. (1934) - *La zone pennique*. Guide géol. Suisse, Wepf & Co., Basel, 149-189.
- AROBBIA D., CALDERONI G., CARAMIELLO R., CARRARO F., GIARDINO M. & QUAGLIOLIO P. (1997) - *Palynological and radiometric evidence of a last glacial-interstadial from peat sediments in the Ivrea morainic amphitheatre (NW-Italy)*. Geol. Insubrica, **2**: 143-148.
- AUBOUIN J. (1965) - *Geosynclines*. Developments in Geotectonics, Elsevier, Amsterdam, 335 pp.
- AUZENDE J.M., POLINO R., LAGABRIELLE I. & OLIVET J.L. (1983) - *Considérations sur l'origine et la mise en place des ophiolites des Alpes Occidentales: apport de la connaissance des structures océaniques*. C.R. Acad. Sci. Paris, **296**: 1527-153.
- AYRTON A., BUGNON C., HAARPAINTHER T., WEIDMANN M. & FRANK E. (1982) - *Géologie du front de la Nappe de la Dent-Blanche dans la région des Mont-Dolins, Valais*. Eclogae Geol. Helv., **75**: 269-286.
- BABIST J., HANDY M.R., KONRAD-SCHMOLKE M. & HAMMER-SCHMIDT K. (2006) - *Pre-collisional, multistage exhumation of subducted continental crust: the Sesia Zone, western Alps*. Tectonics, **25**: TC6008, (doi:10.1029/2005TC001927, 2006).
- BAIRD A.W. & DEWEY J.F. (1986) - *Structural evolution in thrust belts and relative plate motion: the upper pennine Piemonte zone of the internal Alps, southwest Switzerland and northern Italy*. Tectonics, **5**: 375-387.
- BALDACCI L. (1911) - *La Carta Geologica d'Italia*. Boll. R. Comit. Geol. It., ser. 5, **2/2**: 99-169.
- BALDELLI C., DAL PIAZ G.V. & LOMBARDO B. (1985) - *Ophiolite eclogites from Verres, Val d'Aosta, Western Alps, Italy*. Chemical 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.
- BALETTI L. (2003) - *Analisi meso e microstrutturale del complesso gabbro della Sassa (Falda Dent Blanche, Alpi occidentali): tettonica intrusiva e orogenica*. Tesi Laurea Sci. Geol. Univ. Milano, 312 pp.
- BALETTI L., ZANONI D., SPALLA M.I. & GOSSO G. (2012) - *Structural and petrographic map of the Sassa gabbro complex (Dent Blanche nappe, Austroalpine tectonic system, Western Alps, Italy)*. Journal of Maps, **8/4**: 413-430.
- BALLÈVRE M. & KIENAST J.R. (1987) - *Découverte et signification de paragenèses à grenat-amphibole bleue dans la couverture mésozoïque de la nappe de la Dent-Blanche (Alpes occidentales)*. C.R. Acad. Sci. Paris, **305**: 43-47.
- BALLÈVRE M., KIENAST J.R. & VUICHARD J.P. (1986) - *La «nappe de la Dent Blanche» (Alpes occidentales): deux unités austroalpines indépendantes*. Eclogae Geol. Helv., **79**: 57-74.
- BALLÈVRE M. & MERLE O. (1993) - *The Combin Fault: reactivation of a detachment fault*. Schweiz. mineral. petrogr. Mitt., **73**: 205-227.
- BARELLI V. (1835) - *Cenni di statistica Mineralogica degli stati di S. M. il Re di Sardegna*. Tipografia G. Fodratti, Torino, 686 pp.
- BARETTI M. (1877) - *Studi sul Gruppo del Gran Paradiso*. Mem. R. Acc. Lincei, ser. 3, **1**: 122 pp.
- BARETTI M. (1881) - *Aperçu géologique sur la Chaîne du Mont Blanc en rapport avec le trajet probable d'un tunnel pour la nouvelle ligne de chemin de fer*. Mem. Comité local d'Aoste promoteur de la percée du Mont Blanc, J. Candeletti Editeur-Imprimeur, Turin, 38 pp., *Esquisse géognostique 1:50.000* (Tav. I), *Coupe longitudinale* (Tav. II), *Coupe horizontale* (Tav. III).
- BARETTI M. (1893) - *Geologia della Provincia di Torino*. Francesco Casanova Editore, Torino, 732 pp.
- BARETTI M., BRUNO C., BRUNO L., GASTALDI B. & GERLACH H. (1860-79 ca.) - *Carta Geologica delle Alpi Piemontesi. Gran Carta degli Stati Sardi in terraferma alla scala 1:50.000*. 29 fogli manoscritti ridotti alla scala 1:380.000 e stampati a cura di F. CAMPANINO & R. POLINO, 2002, Museo Regionale Sci. Nat. Piemonte e CNR.
- BARLA G., DUTTO F. & MORTARA G. (2000) - *Brenva Glacier Rock Avalanche of 18 January 1997 on the Mount Blanc Range, Northwest Italy*. Landslide News, **13**: 2-5.
- BARNICOAT A.C. & BOWTELL S.A. (1995) - *Sea-floor hydrothermal alteration in metabasites from high-pressure ophiolites of the Zermatt-Aosta area of the western Alps*. Boll. Museo Regionale Sci. Nat. Torino, **13**: 191-220.
- BARNICOAT A.C. & FRY N. (1986) - *High-pressure metamorphism of the Zermatt-Saas ophiolite zone, Switzerland*. J. Geol. Soc., London, **143**: 607-618.
- BARNICOAT A.C., REX D.C., GUISE P.G. & CLIFF R.A. (1995) - *The timing and nature of greenschist facies deformation and metamorphism in the upper Pennine Alps*. Tectonics, **14**: 279-293.
- BARTHOLMÉS F. (1920) - *Contribution à l'étude des roches éruptives basiques contenues dans le massif de la Dent Blanche*. Bull. Lab. Géol., Géogr. phys., Min. Paléont. Univ. Lausanne, **27**: 1-92.
- BATTISTON P., BENCIOLETTI L., DAL PIAZ G.V., DE VECCHI G., MARCHI G., MARTIN S., POLINO R. & TARTAROTTI P. (1987) - *Geologia di una traversa dal Gran Paradiso alla Zona Sesia-Lanzo in alta Val Soana, Piemonte*. Mem. Soc. Geol. It., **29** (1984): 209-232.
- BAUDIN T. (1987) - *Etude géologique du massif du Rutor (Alpes franco-italiennes): évolution structurale d'un socle Briançonnais*. PhD Thèse, Univ. Grenoble, 259 pp.
- BEARTH P. (1952) - *Geologie und Petrographie des Monte Rosa*. Beitr. Geol. Karte Schweiz, **96**: 94 pp.
- BEARTH P. (1953) - *Geologischer Atlas der Schweiz 1:25.000, Blatt Zermatt (Nr. 29), mit Erläuterungen*. Schweiz. Geol. Kommission, Bern.
- BEARTH P. (1958) - *Über einen Wechsel der Mineralfazies in der Wurzelzone des Pennimkums*. Schweiz. mineral. petrogr. Mitt., **38**: 363-373.
- BEARTH P. (1959) - *Über Eklogite, Glaucofenschiefer und metamorphe Pillowlaven*. Schweiz. mineral. petrogr. Mitt., **39**: 267-286.
- BEARTH P. (1963) - *Contribution à la subdivision tectonique et stratigraphique du cristallin de la nappe du Grand-St-Bernard dans le Valais (Suisse)*. Geol. Soc. France, mem. h. sér. 1960-63, **2**: 407-418.
- BEARTH P. (1964) - *Geologischer Atlas der Schweiz 1:25.000, Blatt Randa (43) mit Erläuterungen*. Schweiz. Geol. Kommission, Bern.
- BEARTH P. (1967) - *Die Ophiolite der Zone von Zermatt-Saas Fee*. Beitr. Geol. Karte Schweiz, **132**: 130 pp.

- BEARTH P. (1973) - *Gesteins- und Mineralparagenesen aus den Ophiolithen von Zermatt*. Schweiz. mineral. petrogr. Mitt., **53**: 299-334.
- BEARTH P. (1974) - *Gliederung und Metamorphose der Ophiolite der Westalpen*. Schweiz. mineral. petrogr. Mitt., **54**: 385-397.
- BEARTH P. (1978-80) - *Geologischer Atlas der Schweiz 1:25.000, Blatt 71 St. Niklaus mit Erläuterungen*, Schweiz. Geol. Kommission, Bern.
- BEARTH P., DAL PIAZ G.V., ÉLTER G., GOSSO G., MARTINOTTI G. & NERVO R. (1980) - *Il lembo di ricoprimento del Monte Emilius, Dent Blanche s.l.* Atti Acc. Sci. Torino, **114**: 226-240.
- BEARTH P. & LOMBARD A. (1964) - *Carte géologique générale de la Suisse 1:200.000, Feuille 6 Sion, notice explicative*. Comm. Géol. Suisse, Kümmerley & Frey, Berne, 59 pp.
- BEARTH P. & SCHWANDER H. (1981) - *The post-Triassic sediments of the ophiolite zone Zermatt-Saas Fee and the associated manganese mineralizations*. Eclogae Geol. Helv., **74**: 189-205.
- BEARTH P. & STERN W. (1971) - *Zum Chemismus der Eklogite und Glaukophanite von Zermatt*. Schweiz. mineral. petrogr. Mitt., **51**: 349-359.
- BEARTH P. & STERN W. (1979) - *Zur Geochemie von Metapillows der Region Zermatt-Saas*. Schweiz. mineral. petrogr. Mitt., **59**: 349-373.
- BECCALUVA L., DAL PIAZ G.V., MACCIOTTA G. & ZEDA O. (1979) - *The Austroalpine barzurgite body of the Artogna valley (Italian Western Alps)*. Mem. Sci. Geol., **33**: 173-181.
- BECCALUVA L., DAL PIAZ G.V. & MACCIOTTA G. (1984) - *Transitional to normal-MORB affinities in ophiolitic metabasites from the Zermatt-Saas, Combin and Antrona units, Western Alps: implications for the paleogeographic evolution of the Western Tethyan basin*. Geol. en Mijnbouw, **63**: 165-177.
- BELTRANDO M., COMPAGNONI R., BARNES J., FREZZOTTI M.L., REGIS D., FRASCA G., FORSTER M. & LISTER G. (2013) - *From passive margins to orogens: the link between zones of exhumed subcontinental mantle and (U)HP metamorphism*. 10th Int. Eclogite Conference, Courmayeur (Aosta, Italy), Pre-conference excursion: September 2-3, 2013, GFT - Geological Field Trips, Preview version, 53 pp.
- BELTRANDO M., COMPAGNONI R. & LOMBARDO B. (2010a) - *(Ultra-) High-pressure metamorphism and orogenesis: An Alpine perspective*. Gondwana Research (doi:10.1016/j.gr.2010.01.009).
- BELTRANDO M., FRASCA G., COMPAGNONI R. & VITALE BROVARONE A. (2012) - *The Valaisan controversy revisited: multi-stage folding of a Mesozoic hyper-extended margin in the Petit St. Bernard pass area (Western Alps)*. Tectonophysics, **579**: 17-36.
- BELTRANDO M., HERMANN J., LISTER G.S. & COMPAGNONI R. (2007a) - *On the evolution of orogens: pressure cycles and deformation mode switches*. Earth Planet. Sci. Lett., **256**: 372-388.
- BELTRANDO M., LISTER G., FORSTER M., DUNLAP W.J., FRASER G. & HERMANN J. (2009) - *Dating microstructures by the ⁴⁰Ar-³⁹Ar step-heating technique: deformation-pressure-temperature-time history of the Penninic units of the Western Alps*. Lithos, **113** (doi: 10.1016/j.lithos.2009.07.006).
- BELTRANDO M., RUBATTO D., COMPAGNONI R. & LISTER G. (2007b) - *Was the Valais basin floored by oceanic crust? Evidence of Permian magmatism in the Versoyen unit (Valaisan domain, NW Alps)*. Ofioliti, **32/2**: 85-99.
- BELTRANDO M., RUBATTO D. & MANATSCHAL G. (2010b) - *From passive margins to orogens: The link between Ocean-Continent Transition zones and (Ultra-)High-Pressure metamorphism*. Geology, **38**: 559-562.
- 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 (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.
- BERNABINI M., NICOLICH R. & POLINO R. (2003) - *Seismic lines CROP-ECORS across the Western Alps*. Mem. Descr. Carta Geol. d'It., **62**, pp. 89-96.
- BERNARDIS G. (1958) - *Rilevamento geologico e prospezione radiometrica del versante meridionale del Mont Mary (Aosta)*. Tesi Laurea Sci. Geol. Univ. Padova, inedita.
- BERNOULLI D. & C. JENKINS H.C. (2009a) - *Ophiolites in ocean-continent transitions: From the Steinmann Trinity to sea-floor spreading*. C.R. Geoscience, **341**: 363-381.
- BERNOULLI D. & C. JENKINS H.C. (2009b) - *Ancient oceans and continental margins of the Alpine-Mediterranean Tethys: deciphering clues from Mesozoic pelagic sediments and ophiolites*. Sedimentology, **56**: 149-190.
- BERNOULLI D. & LEMOINE M. (1980) - *Birth and early evolution of the Tethys: the overall situation*. XXVI Int. Geol. Congr. Paris, **C5**: 168-178.
- BERTOLO D. (1990) - *Le grandi frane dell'alta Valtournanche e le loro relazioni con il basamento cristallino*. Tesi Laurea Sci. Geol. Univ. Torino, inedita, 188 pp.
- BERTOTTI G., PICOTTI V., BERNOULLI D. & CASTELLARIN A. (1993) - *From rifting to drifting: tectonic evolution of the Southalpine upper crust from the Triassic to the Early Cretaceous*. Sedimentary Geology, **86**: 53-76.
- BERTRAND J.M., GUILLOT F. & LETERRIER J. (2000a) - *Age Paléozoïque inférieur (U-Pb sur zircon) de métagranophyres de la nappe du Grand-Saint-Bernard (zona interna, vallée d'Aoste, Italie)*. C.R. Acad. Sci. Paris, sér. 2A - Earth Planet. Science, **330/7**: 473-478.
- BERTRAND J.M., GUILLOT F., LETERRIER J., PERRUCHOT M.P., AILLÈRES L. & MACAUDIÈRE J. (1998) - *Granitoïdes de la zone houillère briançonnaise en Savoie et en Val d'Aoste (Alpes occidentales): géologie et géochronologie U-Pb sur zircon*. Geodinamica Acta, **11**: 33-49.
- BERTRAND J.M., PIDGEON R.T., LETERRIER G., GUILLOT F., GASQUET D. & GATTIGLIO M. (2000b) - *SHRIMP and IDTIMS U-Pb zircon ages of the pre-Alpine basement in the internal Western Alps (Savoie and Piemonte)*. Schweiz. mineral. petrogr. Mitt., **80**: 225-248.
- BERTRAND M. (1884) - *Rapports de structure des Alpes de Glaris et du bassin bouillier du Nord*. Bull. Soc. géol. France, **12**: 318-330.
- BETHAZ E., FUOCO S., MARIANI S., PORCARI P. & ROSAZZA BONDIBENE E. (2000) - *Scavo in rimonta con TBM: l'esperienza del cunicolo di Maen*. Gallerie e Grandi Opere Sotterranee, **61**: 67-75.
- BEZZI A. & PICCARDO G.B. (1971) - *Structural features of the Ligurian ophiolites: petrologic evidence for the 'oceanic' floor of Northern Apennines geosyncline*. Mem. Soc. Geol. It., **10**: 53-63.
- BIANCHI A. & DAL PIAZ G.B. (1963) - *Gli inclusi di «micascisti eclogitici» della Zona Sesia nella formazione porfirica permiana della Zona del Canavese fra Bielle ed Aropa. Caratteristiche ed età dei fenomeni metamorfici*. Giornale di Geologia, Sez. 2, **31**: 39-76.
- BIGI G., CASTELLARIN A., COLI M., DAL PIAZ G.V., SARTORI R., SCANDONE P. & VAI G.B. (1990) - *Structural Model of Italy 1:500.000, Sheet 1*. C.N.R., Progetto Geodinamica, S.E.L.C.A., Firenze.
- BIINO G. (1995) - *Pre-Variscan evolution of the eclogitized mafic rocks from the Helvetic basement of the central Alps*. European J. Mineral., **7**: 57-70.
- BIINO G. & COMPAGNONI R. (1988) - *La scaglia di Grun in Val d'Aosta: un lembo austroalpino composito, incluso nelle metaofioliti della Zona Piemontese*. Boll. Soc. Geol. It., **107**: 101-107.
- BILL M., BUSSY F., COSCA M., MASSON H. & HUNZIKER J.C. (1997) - *High-precision U-Pb and 40Ar/39Ar dating of an Alpine ophiolite (Gets nappe, French Alps)*. Eclogae Geol. Helv., **90**: 43-54.
- BINI A., CITA M.B. & GAETANI M. (1978) - *Southern Alpine lakes. Hypothesis of an erosional origin related to the Messinian entrenchment*. Marine Geol., **27**: 271-288.
- BISTACCHI A., DAL PIAZ G.V., MASSIRONI M., ZATTIN M. & BALESTRIERI M.L. (2001) - *The Aosta-Ranzola extensional fault system and Oligocene-Present evolution of the north-western Alpine nappe stack*. Int. J. Earth Sci., **90**: 654-667.
- BISTACCHI A., EVA E., MASSIRONI M. & SOLARINO S. (2000) - *Miocene to Present kinematics of the NW-Alps: evidences from remote sensing, structural analysis, seismotectonics and thermochronology*. J. Geodynamics, **30**: 205-228.
- BISTACCHI A. & MASSIRONI M. (2000) - *Post-nappe brittle tectonics and kinematic evolution of the north-western Alps: an integrated approach*. Tectonophysics, **327**: 267-292.
- BISTACCHI A. & MASSIRONI M. (2001) - *Introduzione alla tettonica fragile neoalpina e sua influenza sull'instabilità dei versanti*. In PASQUARÈ G. (a cura di): *Tettonica recente e instabilità di versante nelle Alpi Centrali*. Fondazione Cariplo per la Ricerca Scientifica, 9-33.
- BLANKENBURG F. VON & DAVIES J.H. (1995) - *Slab breakoff. A model for syncollisional magmatism and tectonics in the Alps*. Tectonics, **14**: 120-131.
- BOBBA G. & VACCARONE L. (1896) - *Guida delle Alpi Occidentali. Vol. II: Graie e Pennine, parte seconda*. Club Alpino Ita-liano, Sezione di Torino, 553 pp.
- BOCCHIO R., BENCIOLINI L., MARTIN S. & TARTAROTTI P. (2000) - *Geochemistry of eclogitized Fe-Ti-gabbros from various lithological setting (Aosta valley ophiolites, Italian western Alps). Protolith composition and eclogitic paragenesis*. Periodico Min., **69**: 217-237.
- BOCQUET J. (1974) - *Etudes minéralogiques et pétrologiques sur les métamorphismes d'âge alpin dans les Alpes françaises*. Thèse Univ. Grenoble, 489 pp.
- BOCQUET J., DELALOYE M., HUNZIKER J.C. & KRUMMENAKER D. (1974) - *K-Ar and Rb-Sr dating of blue amphiboles, micas and associated minerals from the Western Alps*. Contrib. Mineral. Petrol., **47**: 7-26.

- BOILLOT G., BESLIER M.O., KRAWCZYK C.M., RAPPIN D. & RESTON T.J. (1995) - *The formation of passive margins: constraints from the crustal structure and segmentation of the Galicia margin, Spain*. Geol. Soc. Spec. Publ. London, **90**: 71-91.
- BONATTI E. (1975) - *Metallogenesis at oceanic spreading centers*. Ann. Rev. Earth Planet. Sci., **3**: 401-431.
- BONATTI E., ZERBI M., KAY R. & RYDELL H. (1976) - *Metalliferous deposits from the Apennine ophiolites: Mesozoic equivalents of modern deposits from ocean spreading centers*. Geol. Soc. Am. Bull., **87**: 83-94.
- BONETTO F., DAL PIAZ G.V., DE GIUSTI, MASSIRONI M., MONOPOLI B. & SCHIAVO A. (2010) - *Carta geologica della Valle d'Aosta alla scala 1:100.000*. Regione Autonoma Valle d'Aosta, Dipartimento difesa del suolo e risorse idriche, Tipografia Valdostana, Aosta, 23 pp.
- BONETTO F. & PASQUALOTTO D. (1991) - *Landslides-Archivio informatizzato dei movimenti franosi*. Regione Autonoma Valle d'Aosta, Ass. Agricoltura, Foreste e Risorse naturali, 9 pp.
- BONIN B., BRANDLEIN P., BUSSY F., DESMONS J., EGGENBERGER U., FINGER F., GRAF K., MARRO C., MERCOLLI I., OBERHÄNSLI R., PLOQUIN A., VON QUADT A., VON RAUMER J., SCHALTEGGER U., STEYRER H.P., VISONÀ D. & VIVIER G. (1993) - *Late Variscan magmatic evolution of the Alpine basement*. In: VON RAUMER J. & NEUBAUER F. (Eds.): *Pre-Mesozoic geology in the Alps*. Springer-Verlag, Heidelberg: 171-201.
- BORGHI A., COMPAGNONI R. & SANDRONE R. (1996) - *Composite P-T paths in the Internal Penninic massifs of the Western Alps: petrological constraints to their thermomechanical evolution*. Eclogae Geol. Helv., **29**: 345-367.
- BORIANI A., DAL PIAZ G.V., HUNZIKER J.C., VON RAUMER J. & SASSI F.P. (1976) - *Caratteri, distribuzione ed età del metamorfismo prealpino nelle Alpi*. Atti colloquio Orogenesi Ercinica nelle Alpi, Bergamo 14-16 marzo 1994, Mem. Soc. Geol. It., **13** (1974), suppl. 1: 165-225.
- BOTTINO G., CHARLE M., JOLY A., MORTARA G. (2002) - *Modelling rock avalanches and their relation to permafrost degradation in glacial environments*. Permafrost and periglacial processes, **13**: 283-288.
- BOUSQUET R. (2008) - *Metamorphic heterogeneities within a same HP unit: overprint effect or metamorphic mix?* Lithos, **103**: 46-69.
- BOUSQUET R., ENGI M., GOSSO G., OBERHÄNSLI R., BERGER A., SPALLA M.I., ZUCALI M. & GOFFÉ B. (2004) - *Explanatory notes to the map: metamorphic structure of the Alps. Transition from the western to the central Alps*. Mitt. Oesterr. Mineral. Ges., **149**: 145-156.
- BOUSQUET R., GOFFÉ B., VIDAL O., OBERHÄNSLI R. & PATRIAT M. (2002) - *The tectono-metamorphic history of the Valaisan domain from the Western to the Central Alps: new constraints on the evolution of the Alps*. Geol. Soc. Am. Bull., **114**: 207-225.
- BOWTELL S.A., CLIFF R.A. & BARNICOAT C. (1994) - *Sm-Nd isotopic evidence on the age of eclogitization in the Zermatt-Saas ophiolite*. J. metam. Geol., **12**: 187-196.
- BRACK P., DAL PIAZ G.V., BARONI C., CARTON A., NARDIN M., PELLEGRINI G.B., PENNACCHIONI G. et alii, (2008) - *Carta Geologica d'Italia alla scala 1:50.000: foglio 58 Monte Adamello e Note illustrative*. APAT, Provincia Autonoma di Trento, 140 pp.
- BRUN A. (1892) - *Roche à Périodot d'Arolla et ses dérivés*. Arch. Sci. phys. nat. Genève, 3e per, **27**: 299-307.
- BRUN A. (1894) - *Notes sur les gabbros d'Arolla*. Arch. Sci. phys. nat. Genève, 3e per, **32**: 102-109.
- BRUN A. (1899) - *Péridotites et gabbros du Matterhorn*. Arch. Sci. phys. nat. Genève, 4e per, **7**: 61-69.
- BRUN J.H. (1956) - *Contribution à l'étude géologique du Pinde septentrional et d'une partie de la Macédoine occidentale*. Ann. Géol. Pays Helléniques, **7**: 358 pp.
- BRUN J.H. (1961) - *Les structures ophiolitiques, contribution à l'étude des relations entre phénomènes magmatiques et orogéniques*. Rev. Géogr. Phys. Géol. Dyn., sér. 2, **4/2-3**: 89-96 et 181-202.
- BRUNO L. (1956) - *Studi intorno al fenomeno glaciale nella vallata della Dora Baltea*. Rivista Geogr. It., **4**: 253-260.
- BUCHER K., DAL PIAZ G.V., OBERHÄNSLI R., GOUFFON Y., MARTINOTTI G. & POLINO R. (2003) - *Blatt 1347-Matterhorn*. Atlas géol. Suisse 1:25.000. Serv. hydrol. et géol. nat., Berne.
- BUCHER K., DAL PIAZ G.V., OBERHÄNSLI R., GOUFFON Y., MARTINOTTI G. & POLINO R. (2004) - *Blatt 1347-Matterhorn, Erläuterungen*. Atlas géol. Suisse 1:25.000, Serv. hydrol. et géol. nat., Berne, **107**, 73 pp.
- BUCHER K., FAZIS Y., DE CAPITANI CH. & GRAPES R. (2005) - *Blueschists, eclogites and decompression assemblages of the Zermatt-Saas ophiolite: high-pressure metamorphism of subducted Tethys lithosphere*. American Mineralogist, **90**: 821-835.
- BURRI M. (1983a) - *Description géologique du front du Saint-Bernard dans les vallées de Bagnes et d'Entremont (Valais)*. Bull. Lab. Mus. Géol. Univ. Lausanne, **270**: 88 pp.
- BURRI M. (1983b) - *Le front du Grand St-Bernard du Val d'Hérens au Val d'Aoste*. Eclogae Geol. Helv., **76**: 469-490.
- BURRI M., ALLIMAN M., CHESSEX R., DAL PIAZ G.V., DELLA VALLE G., DU BOIS L., GOUFFON Y., GUERMANI A., HAGEN T., KRUMMENACHER D. & LOOSER M.O. (1998) - *Feuille 1346 Chanrion, avec partie nord de la feuille 1366 Mont Vélan*. Atlas géol. Suisse 1:25.000, Serv. hydrol. et géol. national, Berne.
- BURRI M., DAL PIAZ G.V., DELLA VALLE G., GOUFFON Y. & GUERMANI A. (1999) - *Feuille 1346 Chanrion, avec partie nord de la feuille 1366 Mont Vélan, Notice explicative*. Atlas géol. Suisse 1:25.000, Serv. hydrol. et géol. national, Berne, 79 pp.
- BURRI M. & MARRO C. (1993) - *Feuille 1345 Orsières*. Atlas géol. Suisse 1:25.000, Serv. hydrol. et géol. national, Berne, 75 pp.
- BURTET-FABRIS B., DAL PIAZ G.V. & OMENETTO P. (1971) - *Le paragènesi a solfuri e il significato delle inclusioni microscopiche in pirite nel giacimento piritoso-cuprifero di Petit Monde (Valle d'Aosta)*. Atti Acc. Patavina Sci. Lett. Arti, Cl. Sci. mat. nat., **83**: 33-48.
- BUSSY F., DERRON M.-H., JACQUOD J., SARTORI M. & THÉLIN P. (1996a) - *The 500 Ma-old Thyon meta-granite: a new A-type granite occurrence in the western Penninic Alps (Valais, Switzerland)*. Eur. J. Mineral., **8**: 565-575.
- BUSSY F., HERNANDEZ J. & VON RAUMER J. (2000) - *Bimodal magmatism as a consequence of the post-collisional readjustment of the thickened Variscan continental lithosphere (Aiguilles Rouges-Mont Blanc massifs, western Alps)*. Transactions Royal Soc. Edinburgh, **91**: 221-233.
- BUSSY F., SARTORI M. & THÉLIN P. (1996b) - *U-Pb zircon dating in the middle Penninic basement of the Western Alps (Valais, Switzerland)*. Schweiz. mineral. petrogr. Mitt., **76**: 81-84.
- BUSSY F., VENTURINI G., HUNZIKER J.C. & MARTINOTTI G. (1998) - *U-Pb ages of magmatic rocks of the western Austroalpine Dent-Blanche-Sesia Unit*. Schweiz. mineral. petrogr. Mitt., **78**: 163-168.
- CABY R. (1968) - *Contribution à l'étude structurale des Alpes Occidentales. Subdivision stratigraphiques et structure de la zone du Grand-Saint-Bernard dans la partie sud du Val d'Aoste (Italie)*. Géol. Alpine, **44**: 95-111.
- CABY R. (1974) - *Gneiss permo-carbonifères d'origine magmatique et volcanique dans la zone bouillere et la zone du Grand-Saint-Bernard en Val d'Aoste (Italie)*. Géol. Alpine, **50**: 39-44.
- CABY R. (1981) - *Le Mesozoïque de la zone du Combin en val d'Aosta (Alpes Graïes): imbrications tectoniques entre séries issues des domaines pennique, austroalpin et océanique*. Géol. Alpine, **57**: 5-13.
- CABY R. & KIENAST J.R. (1989) - *Meso-alpine high pressure assemblages and excavation of the Raitor Briançonnais basement (Savoie, Val d'Aoste, Graie Alps)*. Terra Abstracts, **1**: 226.
- CABY R., KIENAST J.R. & SALIOT P. (1978) - *Structure, métamorphisme et modèle d'évolution tectonique des Alpes occidentales*. Rev. Géogr. Phys. Géol. Dyn., **20**: 307-322.
- CADOPPI P., GIARDINO M., PERRONE G. & TALLONE S. (2007) - *Litho-structural control, morphotectonics, and deep-seated gravitational deformations in the evolution of Alpine relief: A case study in the lower Susa Valley (Italian Western Alps)*. Quaternary International, **171-172**: 143-159.
- CALLEGARI E., CIGOLINI C., MEDEOT O. & D'ANTONIO M. (2004) - *Petrogenesis of calc-alkaline and shoshonitic post-collisional Oligocene volcanics of the Cover Series of the Sesia Zone, Western Italian Alps*. Geodinamica Acta, **17**: 1-29.
- CALLEGARI E. & DE PIERI R. (1967) - *Crystallographical observations on some ches-board albites*. Schweiz mineral. petrogr. Mitt., **47**: 99-110.
- CAMPANINO F. & POLINO R. (2002) - *Carta geologica delle Alpi Piemontesi (1860-1879 ca.)*. Fotomosaico al 1:380.000 dei 29 fogli al 1:50.000 rilevati da: M. BARETTI, B. GASTALDI, H. GERLACH, con la collaborazione di: C. BRUNO, L. BRUNO, G. MICHELOTTI, Regione Piemonte, Museo Regionale di Sci. Nat. di Torino, Litografia Geda.
- CANEPA M., CASTELLETTO M., CESARE B., MARTIN S. & ZAGGIA L. (1990) - *The Austroalpine Mont Mary nappe (Italian Western Alps)*. Mem. Sci. Geol., **42**: 1-17.
- CANNIC S. (1996) - *L'évolution magmatique et tectono-métamorphique du substratum du Domain Valaisan (complexe du Versoyen, Alpes Occidentales): implications dans l'histoire alpine*. PhD. Thèse, Université de Grenoble, 142 pp.
- CAPORALI A., MARTIN S. & MASSIRONI M. (2003) - *Average strain rate in the Italian crust inferred from a permanent GPS network-II. Strain rate versus seismicity and structural geology*. Geophysical Journal International, **155**: 254-268.

- CARPANESE T. (1932) - *I giacimenti di minerali del Monte Rosso di Verra (gruppo del Monte Rosa). Parte I.* Rend. R. Acc. Lincei, Cl. Sci. Fis., ser. 6, **16**: 641-645.
- CARPANESE T. (1933a) - *I giacimenti di minerali del Monte Rosso di Verra (gruppo del Monte Rosa). Parte II.* Rend. R. Acc. Lincei, Cl. Sci. Fis., ser. 6, **17**: 192-194.
- CARPANESE T. (1933b) - *Contributo alla conoscenza della titanolivina.* Periodico Min., **4**: 339-372.
- CARRARO F. (1992) - *Evoluzione Plio-Quaternaria.* In: G.V. DAL PIAZ (a cura di): *Alpi dal M. Bianco al Lago Maggiore.* Guide Geologiche Regionali, Soc. Geol. It., BE-MA Milano, **3/1**: 82-90.
- CARRARO F., DAL PIAZ G.V. & SACCHI R. (1970) - *Serie di Valpellina e Il Zona Diorito-Kinzigitica sono i relitti di un ricoprimento proveniente dalla Zona Ivrea-Verbanò.* Mem. Soc. Geol. It., **9**: 197-224.
- CARREL G. (1865) - *Gouffre des Busserailles. Lettre aux Demoiselles Cécile et Cornélie Mayerbeer à Berlin.* Boll. Trimestrale Club Alpino di Torino, Tipografia Cassone, Torino, 1865/3: 79-86.
- CARREL G. (1868) - *La Vallée de Valtournanche.* Boll. Club Alpino It., **12**: 1-74.
- CARTWRIGHT I. & BARNICOAT A.C. (2002) - *Petrology, geochronology, and tectonics of shear zones in the Zermatt-Saas and Combin zones of the Western Alps.* J. metamorph. Geol., **20**: 263-281.
- CARUSONE A., MORRONI E., ZANFRÀ S., CREMONA M. & SALAMONE G. (1996) - *La Carta geologica d'Italia. Un itinere-rario bibliografico.* Ist. Poligrafico e Zecca dello Stato, 149 pp.
- CASTELLARIN A., NICOLICH R., FANTONI R., CANTELLI L., SELLA M. & SELLI L. (2006) - *Structure of the lithosphere beneath the Eastern Alps (southern sector of the TRANS-ALP transect).* Tectonophysics, **414**: 259-282.
- CASTELLI D. (1985) - *La falda piemontese alla base del margine sud-occidentale del lembo dell'Emilia - media Valle d'Aosta.* Ofioliti, **10**: 19-34.
- CASTELLI D., ROLFO F. & ROSSETTI P. (1995) - *Petrology of ore-bearing rodingite veins from the Balangero asbestos mine (Western Alps).* In B. Lombardo (Ed): *Studies on metamorphic rocks and minerals of the western Alps.* Boll. Museo Regionale Sci. Nat., Torino, **13/2**, 153-189.
- CASTELLO P. (1981) - *Inventario delle mineralizzazioni a magnetite, ferro-rame e manganese del Complesso piemontese dei calcescisti con pietre verdi in valle d'Aosta.* Ofioliti, **6**: 5-46.
- CASTELLO P. (1990) - *Nota sulle mineralizzazioni a ferro-rame e manganese del Complesso piemontese dei calcescisti con pietre verdi.* Rev. Valdôtaine Hist. Nat., **44**: 41-50.
- CASTELLO P., DAL PIAZ G.V., GOSSO G., KIENAST J.R., MARTIN S., NATALE P., NERVO R., POLINO R. & VENTURELLI G. (1980) - *Western Alps Ophiolites. Excursion J: The Piemonte ophiolite nappe in the Aosta valley and related ore deposits.* VIth Ophiolite field conf., Italy 1980, Field excursion guidebook, Ofioliti spec. Issue, 171-192.
- CAVALLIN A., CRESCENTI U., DRAMIS F., PRESTININZI A. & SORRISO-VALVO M. (1987) - *Tipologia e diffusione delle deformazioni gravitative profonde di versante in Italia: prime valutazioni.* Mem. Soc. Geol. It., **37**: 241-252.
- CENKI-TOK B., OLIOT E., RUBATTO D. et alii (2011) - *Preservation of Permian allanite within an Alpine eclogite facies shear zone at Mt Mucrone, Italy: Mechanical and chemical behavior of allanite during mylonitization.* Lithos, **125**: 40-50.
- CERUTTI A.V. (1952) - *La frana della Becca di Luseny.* Augusta Praetoria, **5/2**: 72-81.
- CERUTTI A.V. (1977) - *Variazioni climatiche, alimentazione ed oscillazioni nel Massiccio del Monte Bianco.* Boll. Comit. Glaciol. It., **25**: 53-88.
- CESARE B. (1987) - *Studio geologico e strutturale del lembo del M. Mary (settore occidentale).* Thesi Sci. Geol. Univ. Padova, inedita, 202 pp.
- CESARE B., MARTIN S. & ZAGGIA L. (1989) - *Mantle peridotites from the Austroalpine Mont Mary nappe (Western Alps).* Schweiz. mineral. petrogr. Mitt., **69**: 61-69.
- CHAMPAGNAC J.-D., SUE CH., DELACOU B. & BURKHARD M. (2004) - *Brittle deformation in the inner NW Alps: from early orogen-parallel extension to late-orogen-perpendicular collapse.* Terra Nova, **16**: 232-242.
- CHESEX R. (1995) - *Tectonomagmatic setting of the Mont Fort nappe basement, Penninic domain, Western Alps, Switzerland.* Proceeding Intern. Earth Sci. Colloquium Aegean Region, Turkey, **1**: 19-35.
- CHIARI M., MARCUCCI M. & PRINCIPI G. (2000) - *The age of the radiolarian cherts associated with the ophiolites in the Apennines (Italy) and Corsica (France): a revision.* Ofioliti, **25**: 141-146.
- CHIARLE M., FIORASO G., ARATTANO M., MORTARA G., TURITTO O. (1995) - *Debris flow bazarid in alpine environment: the case of the T. Fiernaz (AO) and T. di Valle Materlo (SO), Northern Italy.* Atti 2° Incontro Intern. Giovani Ricercatori in Geol. Applicata (IMYRAG), Peveragno, 11-12 ott.1995, Politecnico di Torino, 38-43.
- CHINNER G.A. & DIXON J.E. (1973) - *Some high pressure parageneses of the Allalin gabbro, Valais Switzerland.* J. Petrology, **14**: 185-202.
- CHOPIN C. (1984) - *Coesite and pure pyrope in high-grade blueschists of the Western Alps: a first record and some consequences.* Contrib. Mineral. Petrol., **86**: 107-118.
- CHRIST P. (1942) - *Feuille 6 Sion.* Carte géologique générale de la Suisse 1:200.000, Comm. géol. Suisse.
- CIARAPICA G., DAL PIAZ G.V. & PASSERI L. (2010) - *Late Triassic microfossils in the Roisan zone, Austroalpine Dent Blanche-Mont Mary nappe system, NW-Alps.* Rendiconti on line, vol. 11/2010, 85° Congr. Naz. Soc. Geol. It., Riassunti, 259-260.
- CITA M.B. (1953) - *Studi geologici sulla Val Ferret italiana (Alta Val d'Aosta).* Boll. Serv. Geol. d'It., **75/1**: 65-172.
- CITA M.B. & FORCELLA F., a cura di (1991) - *Alpi e Prealpi Lombarde.* Guide Geol. Regionali, Soc. Geol. It., BE-MA Milano, **1**: 292 pp.
- CLARKE G.L., POWELL R. & FITZHERBERT J.A. (2006) - *The lawsonite paradox: a comparison of field evidence and mineral equilibria modelling.* J. metamorphic Geol., **24**: 715-725.
- COLEMAN R.G. (1967) - *Low-temperature reaction zones and Alpine ultramafic rocks of California, Oregon and Washington.* U.S. Geol. Survey Bull., **1247**: 49 pp.
- COLEMAN R.G. (1977) - *Ophiolites.* Springer Verlag, New York, 229 pp.
- COMPAGNONI R. (2003) - *HP metamorphic belt of the western Alps.* Episodes, **26/3** September 2003, 200-204.
- COMPAGNONI R., DAL PIAZ G.V., FIORA L., GOSSO G., LOMBARDO B., MAFFEO B. & WILLIAMS P.F. (1977b) - *Excursion to the Sesia-Lanzo zone and Valtournanche metamorphic ophiolites.* Guide book. Rend. Soc. It. Min. Petr., **33**: 473-491.
- COMPAGNONI R., DAL PIAZ G.V., HUNZIKER J.C., GOSSO G., LOMBARDO B. & WILLIAMS P.F. (1977a) - *The Sesia-Lanzo zone, a slice of continental crust with Alpine high pressure-low temperature assemblages in the Western Italian Alps.* Rend. Soc. It. Min. Petr., **33**: 281-334.
- COMPAGNONI R., FERRANDO S., LOMBARDO B., RADULESCO N. & RUBATTO D. (2010) - *Paleo-European crust of the Italian Western Alps: Geological history of the Argentera Massif and comparison with Mont Blanc-Aiguilles Rouges and Maures-Tanneron Massifs.* Journal of the Virtual Explorer, Electronic Edition, ISSN 1441-8142, **36/3**, doi:10.3809/jvirtex.2010.00228
- COMPAGNONI R. & MAFFEO B. (1973) - *Jadeite-bearing Metagranites l.s. and related Rocks in the Mount Mucrone Area (Sesia-Lanzo Zone, Western Italian Alps).* Schweiz. mineral. petrogr. Mitt., **53**: 355-378.
- COMPAGNONI R. & ROLFO F. (2003) - *UHP units in the Western Alps.* In: CARSWELL T., COMPAGNONI R. & ROLFO F. (Eds): EMU notes in Mineralogy, **5**: Ultrahigh Pressure Metamorphism, 13-50.
- CORNELIUS H.P. (1935) - *Profile aus der oberen Val Tournanche.* Mitt. Geol. Ges. Wien, **28**: 103-114.
- CORSI P. (2003) - *La Carta Geologica d'Italia: agli inizi di un lungo contenzioso.* In: G.B. VAI & W. CAVAZZA (Eds): *Four centuries of the word 'Geology', Ulisse Aldrovandi 1603 in Bologna.* Minerva Edizioni, Bologna: 255-279.
- CORSI P. (2007) - *Much ado about nothing: the Italian Geological Survey, 1861-2006.* Earth Sciences History, **26/1**: 97-125.
- CORTESOGNO L., CASSINIS G., DALLAGIOVANNA L., GAGGERO L., OGGIANO G., RONCHI A., SENO S. & VANOSI M. (1998) - *The Variscan post-collisional volcanism in Late Carboniferous-Permian sequences of Ligurian Alps, Southern Alps and Sardinia: a synthesis.* Lithos, **45**: 305-328.
- CORTIANA G., DAL PIAZ G.V., DEL MORO A., HUNZIKER J.C. & MARTIN S. (1998) - *⁴⁰Ar-³⁹Ar and Rb-Sr dating on the Pillonet klippe and frontal Sesia-Lanzo zone in the Ayas valley and evolution of the western Austroalpine nappe stack.* Mem. Sci. Geol., **50**: 177-194.
- COSSA A. (1880) - *Rutil von Gastaldit-Eklogit von Val Tournanche.* N. Jb. Min., 1880: 162-163.
- COSTA S. & CABY R. (2001) - *Evolution of the Ligurian Tethys in the Western Alps: Sm/Nd and U/Pb geochronology and rare-earth element geochemistry of the Montgenèvre ophiolite (France).* Chemical Geol., **175**: 449-466.
- CRESCENTI U., DRAMIS F., PRESTININZI A. & SORRISO-VALVO M. (1994) - *Deep-seated gravitational slope deformations and large-scale landslides in Italy.* Intern. Congress IAEG, Special vol., 71 pp.
- CUFFARO M., RIGUZZI F., SCROCCA D., ANTONIOLI F., CARMINATI E., LIVANI M. & DOGLIONI C. (2010) - *On the geodynamics of the northern Adriatic plate.* Rend. Fis. Acc. Lincei, **21**, Suppl 1: 253-279, 10.1007/s12210-010-0098-9
- DAL PIAZ G.B. (1928) - *Geologia della catena Herbetet-Grivola-Grand Nomenon.* Mem. Ist. Geol. Univ. Padova, **7**: 82 pp., con carta geologica 1:25.000.

- DAL PIAZ GB. (1939) - *La discordanza ercinica nella zona pennidica e le sue conseguenze nei riguardi della storia geologica delle Alpi*. Boll. Soc. Geol. It., **63**: 105-152.
- DAL PIAZ GB. (1965) - *Meditazioni geologiche sul "Cristallino antico" delle Alpi*. Atti Rassegna Tecnica Soc. Ing. Arch. Torino, **19**: 573-576.
- DAL PIAZ GB. & DAL PIAZ G.V. (1984) - *Sviluppo delle concezioni faldistiche nell'interpretazione tettonica delle Alpi (1840-1940)*. Vol. giubilare 1° Centenario Soc. Geol. It., 41-70, Pitagora-Tecoprint, Bologna.
- DAL PIAZ G.V. (1965) - *La formazione mesozoica dei calcescisti con pietre verdi fra la Valsesia e la Valtournanche ed i suoi rapporti strutturali con il ricoprimento del Monte Rosa nell'alta Val d'Ayas*. Boll. Soc. Geol. It., **84**: 67-104.
- DAL PIAZ G.V. (1967) - *Le "granatiti" (rodingiti l.s.) nelle serpentinite delle Alpi occidentali italiane*. Mem. Soc. Geol. It., **6**: 267-313.
- DAL PIAZ G.V. (1969a) - *Nuovo affioramento di quarziti e scisti a piemontite in Valle d'Aosta*. Boll. Soc. Geol. It., **88**: 613-619.
- DAL PIAZ G.V. (1969b) - *Filoni rodingitici e zone di reazione a bassa temperatura al contatto tettonico tra serpentinite e rocce incassanti nelle Alpi occidentali italiane*. Rend. Soc. It. Min. Petr., **25**: 265-315.
- DAL PIAZ G.V. (1971a) - *Nuovi ritrovamenti di cianite alpina nel cristallino antico del Monte Rosa*. Rend. Soc. It. Min. Petr., **27**: 437-477.
- DAL PIAZ G.V. (1971b) - *Alcune considerazioni sulla genesi delle ofioliti piemontesi e dei giacimenti ad esse associati*. Boll. Ass. Mineraria Subalpina, **8**: 365-388.
- DAL PIAZ G.V. (1974) - *Le métamorphisme de haute pression et basse température dans l'évolution structurale du bassin ophiolitique alpine-apyenninique (1ère partie: considérations paléogéographiques)*. Boll. Soc. Geol. It., **93**: 437-468; *2e partie*. Schweiz. mineral. petrogr. Mitt., **54**: 399-424.
- DAL PIAZ G.V. (1976) - *Il lembo di ricoprimento del Pillonet, falda della Dent Blanche nelle Alpi occidentali*. Mem. Ist. Geol. Min. Univ. Padova, **31**: 60 pp.
- DAL PIAZ G.V. (1988) - *Revised setting of the Piedmont zone between Valtournanche and Gressoney valleys*. Ofioliti, **13**: 157-162.
- DAL PIAZ G.V., a cura di (1992) - *Le Alpi dal M. Bianco al Lago Maggiore. I Volume: 13 itinerari. II Volume: 97 escursioni a piedi*. Guide Geol. Regionali, Soc. Geol. It., BE-MA Milano, **3/1**: 311 pp., **3/2**: 209 pp.
- DAL PIAZ G.V. (1993) - *Evolution of Austro-Alpine and Upper Penninic basement in the northwestern Alps from Variscan convergence to post-Variscan extension*. In: VON RAUMER J. & NEUBAUER F. (Eds.): *Pre-Mesozoic geology in the Alps*. Springer-Verlag, 327-344.
- DAL PIAZ G.V. (1995) - *Plate tectonics and mountain building: the Alps. Historical review and personal comments*. In: RANALLI G. (Ed.): *Proceedings VIII Summer School Earth & Planetary Sci., Plate Tectonics: The first twenty-five years*, Univ. Siena, 19-25 June 1994, pp. 171-251.
- DAL PIAZ G.V. (1996a) - *Felice Giordano and the geology of the Matterhorn*. Atti Acc. Sci. Torino, **130**: 163-179.
- DAL PIAZ G.V. (1996b) - *La piramide misteriosa: il Cervino dei geologi*. ALP, Vivalda Ed., Torino, **137** (Settembre): 80-87.
- DAL PIAZ G.V. (1997) - *Alpine geology and historical evolution of the orogenic concept*. Acc. Sci. Torino, Mem. Sci. Fis., **21**: 49-83.
- DAL PIAZ G.V. (1999) - *The Austroalpine-Piedmont nappe stack and the puzzle of Alpine Tethys*. In: GOSSO G. et alii (Eds.): *3rd Workshop on Alpine Geological Studies, Biella-Oropa, September 29th-October 1st 1997*, Mem. Sci. Geol., **51**: 155-176.
- DAL PIAZ G.V. (2001a) - *History of tectonic interpretations of the Alps*. J. Geodynamics, **32**: 99-114.
- DAL PIAZ G.V. (2001b) - *Commemorazione di Giulio Elter*. Mem. Sci. Geol., **53**: 153-162.
- DAL PIAZ G.V. (2001c) - *Geology of the Monte Rosa massif: historical review and personal comments*. Schweiz. mineral. petrogr. Mitt., **81**: 275-303.
- DAL PIAZ G.V. (2004) - *From the European continental margin to the Mesozoic Tethyan ocean: A geological map of the upper Ayas valley (Western Alps)*. In: PASQUARÉ G. & VENTURINI C. (Eds.): *Mapping Geology in Italy*. APAT-Dip. Difesa del Suolo-Servizio Geol. d'Italia, S.EL.CA. Firenze: 265-272.
- DAL PIAZ G.V. (2010) - *The Italian Alps: a journey across two centuries of Alpine geology*. In: BELTRANDO M. et alii (Eds.): *The geology of Italy: tectonics and life along plate margins*. Journal of the Virtual Explorer, electronic edition, **36/8**: 1-108.
- DAL PIAZ G.V., BISTACCHI A. & MASSIRONI M. (2003) - *Geological outline of the Alps*. Episodes, **26/3** September 2003: 174-179.
- DAL PIAZ G.V., CORTIANA G., DEL MORO A., MARTIN S., PENNACCHIONI G. & TARTAROTTI P. (2001) - *Tertiary age and paleostructural inferences of the eclogitic imprint in the Austroalpine outliers and Zermatt-Saas ophiolite, Western Alps*. Intern. J. Earth Sci., **90**: 668-684.
- DAL PIAZ G.V., DE VECCHI GP. & HUNZIKER J.C. (1977) - *The Austroalpine layered gabbros of the Matterhorn and Mt Collon-Dents de Bertol*. Schweiz. mineral. petrogr. Mitt., **57**: 59-88.
- DAL PIAZ G.V., DI BATTISTINI G., GOSSO G. & VENTURELLI G. (1979b) - *Micascisti granatiferi a relitti di omfacite e quarziti a glaucofane e granato nell'unità di Zermatt-Saas della falda ophiolitica piemontese tra St. Jacques ed il Breuil*. Rend. Soc. It. Min. Petr., **35**: 815-830.
- DAL PIAZ G.V., DI BATTISTINI G., GOSSO G. & VENTURELLI G. (1980) - *Rodingitic gabbro dykes and rodingitic reaction zones in the upper Valtournanche-Breuil area, Piemonte ophiolite nappe, Italian Western Alps*. Arch. Sci. Genève, **33**: 161-179.
- DAL PIAZ G.V., DI BATTISTINI G., KIENAST J.R. & VENTURELLI G. (1979a) - *Manganiferous quartzitic schists of the Piemonte ophiolite nappe 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 nappe, Breuil-St. Jacques area, Italian Western Alps*. Tectonophysics, **51**: 99-126.
- DAL PIAZ G.V., GIANOTTI F., MONOPOLI B., PENNACCHIONI G., SCHIAVO A., TARTAROTTI P. & COLLABORATORI (2010) - *Foglio 091 Châtillon e note illustrative*. Carta Geologica d'Italia alla scala 1:50.000, ISPRA, Regione Autonoma Valle d'Aosta, 152 pp.
- DAL PIAZ G.V. & GOSSO G. (1994) - *Some remarks on evolution of the Alpine lithosphere*. In: MONTRASIO A. & SCIESA E. (Eds): *Proceedings Symp. CROP-Alpi Centrali, Sondrio October 1993*, Quaderni Geodin. Alpina e Quaternaria, 1994, **2**: 91-99.
- DAL PIAZ G.V., GOSSO G. & MARTINOTTI G. (1971) - *La II Zona diorito-kinzigitica tra la Valsesia e la Valle d'Ayas (Alpi occidentali)*. Mem. Soc. Geol. It., **10**: 257-276, carta 1:75.000.
- DAL PIAZ G.V. & GOVI M. (1968) - *Lo stilpnomelano in Valle d'Aosta: nuovi ritrovamenti*. Boll. Soc. Geol. It., **87**: 91-108.
- DAL PIAZ G.V., HUNZIKER J.C. & MARTINOTTI G. (1972) - *La Zona Sesia-Lanzo e l'evoluzione tettonico-metamorfica delle Alpi nordoccidentali interne*. Mem. Soc. Geol. It., **11**: 433-466.
- DAL PIAZ G.V., HUNZIKER J.C. & MARTINOTTI G. (1973) - *Excursion to the Sesia Zone of the Schweiz. Mineralogische und Petrographische Gesellschaft from September 30th to October 3rd, 1973*. Schweiz. mineral. petrogr. Mitt., **53**: 477-490.
- DAL PIAZ G.V. & LOMBARDO B. (1985) - *Review of radiometric dating in the Western Italian Alps*. Rend. Soc. It. Min. Petr., **40**: 125-138.
- DAL PIAZ G.V. & LOMBARDO B. (1986) - *Early-Alpine eclogite metamorphism in the Penninic Monte Rosa-Gran Paradiso basement nappes of the northwestern Alps*. Geol. Soc. Am. Mem., **164**: 249-265.
- DAL PIAZ G.V., LOMBARDO B. & GOSSO G. (1983) - *Metamorphic evolution of the Mt Emilius klippe, Dent Blanche nappe, Western Alps*. Am. J. Sci., **283A**: 438-458.
- DAL PIAZ G.V. & MARTIN S. (1988a) - *Dati microchimici sul metamorfismo alpino nei lembi Austroalpini del Pillonet e di Châtillon (Valle d'Aosta)*. Rend. Soc. Geol. It., **9** (1986): 15-16.
- DAL PIAZ G.V. & MARTIN S. (1988b) - *Evoluzione litosferica e magmatismo nel dominio austro-sudalpino dall'orogenesi varisica al rifting permo-mesozoico*. Riunione estiva S.G.I. 1996, Mem. Soc. Geol. It., **53**: 43-62.
- DAL PIAZ G.V., MONOPOLI B. & SCHIAVO A. (2011a) - *The Austroalpine-Penninic collisional wedge in the internal north-western Alps: structural setting and paleostructural reconstruction*. Geotitalia, LingottoTorino, 19-23 Settembre 2011, G1 key lecture, Epitome, p. 144.
- DAL PIAZ G.V., MONOPOLI B., SCHIAVO A., DAL PIAZ G. & TOFFOLON G. (2011b) - *Large gravitational mass-movement in the north-east Aosta valley, Western Alps*. Geotitalia. LingottoTorino 19-23 Settembre 2011. B9, Epitome p. 53.
- DAL PIAZ G.V. & NERVO R. (1971) - *Il lembo di ricoprimento del Glacier-Rafra (Dent Blanche s.l.)*. Boll. Soc. Geol. It., **90**: 401-414.
- DAL PIAZ G.V., NERVO R. & POLINO R. (1979d) - *Carta geologica del lembo del Glacier-Rafra (Dent Blanche s.l.) e note illustrative*. Centro studio problemi orogeno Alpi occidentali, CNR Torino, ed. n. 2: 24 pp.
- DAL PIAZ G.V. & OMENETTO P. (1978) - *Brevi note su alcune mineralizzazioni della falda piemontese in valle d'Aosta*. Ofioliti, **3**: 161-176.
- DAL PIAZ G.V. & SACCHI R. (1969) - *Osservazioni geologiche sul lembo di ricoprimento del Pillonet (Dent Blanche l.s.)*. Mem. Soc. Geol. It., **8**: 835-846.
- DAL PIAZ G.V., VENTURELLI G. & SCOLARI A. (1979c) - *Calc-alkaline to ultrapotassic postcollisional volcanic activity in the internal northwestern Alps*. Mem. Sci. Geol., **32**: 16 pp.
- DAL PIAZ G.V., VENTURELLI G., SPADEA P. & DI BATTISTINI G. (1981) - *Geochemical features of metabasalts and metagabbros from the Piemonte ophiolite nappe, Italian Western Alps*. N. Jb. Min. Abh., **142**: 248-269.

- DEBELMAS J. (1976) - *Théorie des plaques et genèse des chaînes de montagnes*. Géoloques, **37**: 25-44.
- DEBENEDETTI A. (1965) - *Il complesso radiolariti-giacimenti di manganesi-giacimenti piritoso-cupriferi-roccie a fucsite, come rappresentante del Malm nella Formazione dei Calcesisti. Osservazioni nelle Alpi Piemontesi e della Valle d'Aosta*. Boll. Soc. Geol. It., **84**: 131-163.
- DE GIUSTI F., DAL PIAZ G.V., MASSIRONI M. & SCHIAVO A. (2004) - *Carta geotettonica della Valle d'Aosta*. Mem. Sci. Geol., **55** (2003): 129-149.
- DELACOU B., SUE C., CHAMPAGNAC J.D. & BURKHARD M. (2004) - *Present-day geodynamics in the bend of the western and central Alps as constrained by earthquake analysis*. Geophys. Journal Intern., **158**: 753-774.
- DELACOU B., SUE C., NOCQUET J.M., CHAMPAGNAC J.D., ALLANIC C. & BURKHARD M. (2008) - *Quantification of strain rate in the Western Alps using geodesy: comparisons with seismotectonics*. Swiss Journal of Geosciences, **101**/2: 377-385.
- DELALOYE M. & DESMONS J. (1976) - *K-Ar radiometric age determination of white micas from the Piemont zone, French-Italian Western Alps*. Contrib. Mineral. Petrol., **57**: 297-303.
- DE LEO S., BIINO G. & COMPAGNONI R. (1987) - *Riequilibrazioni metamorfiche alpine nelle serie di Valpelline e di Arolla a nord di Bionaz (Valpelline, Aosta)*. Rend. Soc. It. Min. Petr., **42**: 181-182.
- DE SAUSSURE H.B. (1779-96) - *Voyages dans les Alpes*. Fauche-Borel, Neuchâtel.
- DESMONS J. (1992) - *The Briançon basement (Pennine Western Alps): mineral composition and polymetamorphic evolution*. Schweiz. mineral. petrogr. Mitt., **72**: 37-55.
- DESMONS J., APRAHAMIAN J., COMPAGNONI R., CORTESOGNO L., FREY M. & COWORKERS (1999a) - *Alpine metamorphism of the Western Alps: I. Middle to high T/P metamorphism*. Schweiz. mineral. petrogr. Mitt., **79**: 89-110.
- DESMONS J., COMPAGNONI R., CORTESOGNO L. & COWORKERS (1999b) - *Alpine metamorphism of the Western Alps: II. High P/T and related pre-greenschist metamorphism*. Schweiz. mineral. petrogr. Mitt., **79**: 111-134.
- DESMONS J., COMPAGNONI R., CORTESOGNO L., FREY M. & GAGGERO L. (1999c) - *Pre-Alpine metamorphism of the Internal zones of the Western Alps*. Schweiz. mineral. petrogr. Mitt., **79**: 23-39.
- DESMONS J. & HUNZIKER J.C. (1988) - *Genesis of layered amphibolites: the case of the Penninic zone of the Western Alps*. Boll. Dept. Geol. Uni-Son, **5**/1-2, 53-61.
- DESMONS J. & MERCIER D. (1993) - *Passing through the Briançon Zone*. In: J.F. VON RAUMER & F. NEUBAUER (Eds.): *Pre-Mesozoic geology in the Alps*, Springer Verlag, Berlin Heidelberg, 279-295.
- DESMURS L., MANATSCHAL G. & BERNOULLI D. (2001) - *The Steinmann Trinity: mantle exhumation and magmatism along an ocean-continent transition: the Platta nappe, eastern Switzerland*. In: WILSON R.C.L. et alii (Eds.): *Non-volcanic rifting of continental margins: a comparative evidence from land and sea*, Geol. Soc. London, Spec. Publ., **187**: 235-266.
- DEVILLE E., FUDRAL S., LAGABRIELLE Y., MARTHALER M. & SARTORI M. (1992) - *From oceanic closure to continental collision: a synthesis of the "Schistes lustrés" metamorphic complex of the Western Alps*. Geol. Soc. Am. Bull., **104**: 127-139.
- DEWEY J.F. & BIRD J.M. (1970) - *Mountain belts and the new global tectonics*. J. Geophys. Res., **75**: 2625-2647.
- DEWEY J.F., PITMAN W.C., RYAN W.B.F. & BONNIN J. (1973) - *Plate tectonics and the evolution of the Alpine system*. Geol. Soc. Am. Bull., **84**: 3137-3180.
- DE WEVER P., BAUMGARTNER P.O. & POLINO R. (1987) - *Précision sur les datations de la base des Schistes Lustrés postophiolitiques dans les Alpes cottiennes*. C.R. Acad. Sci. Paris, **305**: 487-491.
- DIAMOND L. (1986) - *Hydrothermal geochemistry of late-metamorphic gold-quartz veins at Brusson, Val d'Ayas, Pennine Alps, NW Italy*. PhD Thesis, ETH Zürich, 256 pp.
- DIAMOND L.W. (1990) - *Fluid inclusion evidence for P-V-T-X evolution of Hydrothermal solution in late Alpine gold-quartz veins at Brusson, northwest Italian Alps*. Am. J. Sci., **290**: 912-958.
- DIAMOND L.W. & WIEDENBECK M. (1986) - *K-Ar radiometric ages of the gold-quartz veins at Brusson, Val d'Ayas, NW Italy: evidence of mid-Oligocene hydrothermal activity in the Northwestern Alps*. Schweiz. mineral. petrogr. Mitt., **66**: 385-393.
- DIEHL E.A. (1938) - *Geologisch-Petrographische Untersuchung der Zone du Grand Combin im Val d'Ollomont (Prov. Aosta, Italien)*. Schweiz. mineral. petrogr. Mitt., **18**: 214-411.
- DIEHL E.A., MASSON R. & STUTZ A.H. (1938) - *Petrographisch-geologische Karte des unteren Valpelline & des Val d'Ollomont 1:50.000*. In: MASSON R.: *Geologisch-Petrographische Untersuchungen im unteren Valpelline, Provinz Aosta (Italien)*, Schweiz. mineral. petrogr. Mitt., **18**: 54-213.
- DIEHL E.A., MASSON R. & STUTZ A.H. (1952) - *Contributi alla conoscenza del ricoprimento Dent Blanche*. Mem. Ist. Geol. Min. Univ. Padova, **17**: 53 pp.
- DIENER C. (1889) - *Zum Gebirgsbau der "Centralmasse des Wallis"*. Sitzungsberichte Akad. Wiss. Wien, Math.-naturw. Cl., Vorgelegt in der Sitzung am 10 Jänner 1889, **98**/1: 78-96.
- DIETRICH V. (1980) - *The distribution of ophiolites in the Alps*. Ophioliti, Spec. Issue Tethyan ophiolites, **1**: 7-51.
- DISS WORKING GROUP (2010) - *Database of Individual Seismogenic Sources (DISS), Version 3.1.1: A compilation of potential sources for earthquakes larger than M 5.5 in Italy and surrounding areas* [WWW Document]. URL <http://diss.rm.ingv.it/diss/>
- DI VINCENZO G., TONARINI S., LOMBARDO B., CASTELLI D. & OTTOLINI L. (2006) - *Comparison of ⁴⁰Ar-³⁹Ar and Rb-Sr data on phenogites from the UHP Brossasco-Isasca Unit (Dora Maira Massif, Italy): Implications for dating White Mica*. Journal of Petrology, **47**: 1439-1465.
- DRAMIS F. (1984) - *Aspetti geomorfologici e fattori genetici delle deformazioni gravitative profonde*. Boll. Soc. Geol. It., **103**: 681-687.
- DRAMIS F. & SORRISO-VALVO M. (1994) - *Deep seated gravitational slope deformations, related landslides and tectonics*. Eng. Geology, **38**: 231-243.
- DRIESNER T. (1993) - *Aspects of petrographical, structural and stable isotope geochemical evolution of ophiocarbonate breccias from the ocean floor to subduction and uplift: an example from Châtillon, middle Aosta valley, Italian Alps*. Schweiz. mineral. petrogr. Mitt., **73**: 69-84.
- DUCHÈNE S., Blichert-Toft J., LUIS B., TÉLPOUK P., LARDEAUX J.M. & ALBARÈDE F. (1997) - *The Lu-Hf dating of garnets and the ages of the Alpine high-pressure metamorphism*. Nature, **387**: 586-589.
- DUTTO F. & MORTARA G. (1992) - *Rischi connessi con la dinamica glaciale nelle Alpi Italiane*. Geogr. Fis. Dinam. Quat., **15**: 85-99.
- EISELE J., GEIGER S. & RAHN M. (1997) - *Chemical characterization of metabasites from the Turtmann valley (Valais, Switzerland): implication for their protoliths and geotectonic origin*. Schweiz. mineral. petrogr. Mitt., **77**: 403-418.
- ELIE DE BEAUMONT L. (1852) - *Notice sur les systèmes des montagnes*. Paris, 3 vol., 1543 pp.
- ELLENBERGER F. (1953a) - *Sur l'extension des faciès briannonnais en Suisse, dans les Préalpes médianes et les Pennides*. Eclogae Geol. Helv., **45**: 285-286.
- ELLENBERGER F. (1953b) - *La série de Barrhorn et les retrocharriages penniques*. C.R. Acad. Sci. Paris, **236**: 218-220.
- ELLENBERGER F. (1958) - *Etude géologique du pays de Vanoise*. Mém. Soc. Géol. France, 561 pp.
- ELLENBERGER F. (1966) - *Le Permien du pays de Vanoise*. Atti Symposium Verrucano, Pisa, Soc. Toscana Sci. Nat., 170-211.
- ELTER G. (1960) - *La Zona Pennidica dell'alta e media Valle d'Aosta e le unità limitrofe*. Mem. Ist. Geol. Min. Univ. Padova, **22**: 113 pp.
- ELTER G. (1971) - *Schistes lustrés et ophiolites de la zone piémontaise entre Orco et Doire Baltée (Alpes Graies)*. Hypothèses sur l'origine des ophiolites. Géol. Alpine, **47**: 147-169.
- ELTER G. (1972) - *Contribution à la connaissance du briannonnais interne et de la bordure piémontaise dans les Alpes Graies nordorientales et considérations sur les rapports entre les zones du briannonnais et des schistes lustrés*. Mem. Ist. Geol. Min. Univ. Padova, **28**: 19 pp.
- ELTER G. (1987) - *Carte géologique de la Vallée d'Aoste*. In: DAL PIAZ G.V. (2001): *Commemorazione di Giulio Elter*. Mem. Sci. Geol., **53**: 153-162, Cartographie et impression S.E.L.C.A., Firenze.
- ELTER G. & ELTER P. (1965) - *Carta geologica della regione del Piccolo S. Bernardo (versante italiano)*. Note illustrative. Mem. Ist. Geol. Min. Univ. Padova, **25**: 53 pp.
- ELTER G., ELTER P., STURANI C. & WEIDMANN M. (1966) - *Sur la prolongation du domaine ligure de l'Apennin dans le Montferrat et les Alpes et sur l'origine de la nappe de la Simme s.l. des Préalpes romandes et chablaisiennes*. Archives Sci. Genève, **19**: 279-378.
- ELTER P. & PERTUSATI P. (1973) - *Considerazioni sul limite Alpi-Appennino e sulla relazione con l'arco delle Alpi occidentali*. Mem. Soc. Geol. It., **12**: 359-375.
- ENGASSER A. (1923) - *Minéraux de la Vallée d'Aoste collectionnés au Musée de la Flore*. Bull. Soc. Flore. Valdôtaine, **16**: 24-44.
- ENGI M., COMPAGNONI R. & BERGER A. (2009) - *Guidebook to the Pre-Conference Field Trip "Western and Central Alps" June 17 - 21, 2009*. Goldschmidt Conference 2009 Davos, 83 pp.
- ENGI M., SCHERRER N.C. & BURRI T. (2001) - *Metamorphic evolution of pelitic rocks of the Monte Rosa nappe: Constraints from petrology and*

- single grain monazite age data.* Schweiz. mineral. petrogr. Mitt., **81/3**, 305-328.
- ENGLAND P. & HOLLAND T. (1979) - *Archimedes and the Tauern eclogites: the role of buoyancy in the preservation of exotic eclogite blocks.* Earth and Planetary Science Letters, **44**: 287-294.
- ENGLAND P.C. & MOLNAR P. (1990) - *Surface uplift, uplift of rocks, and exhumation of rocks.* Geology, **18**: 1173-1177.
- ERNST W.G. (1971) - *Metamorphic zonation of presumably subducted lithospheric plates from Japan, California and the Alps.* Contrib. Mineral. Petrol., **34**: 2053-2078.
- ERNST W.G. (1973) - *Interpretative synthesis of metamorphism in the Alps.* Geol. Soc. Am. Bull., **84**: 2053-2078.
- ERNST W.G. & DAL PIAZ G.V. (1978) - *Mineral parageneses of eclogitic rocks and related mafic schists of the Piemonte ophiolite nappe, Breuil-St. Jacques area, Italian Western Alps.* Am. Mineral., **63**: 621-640.
- ESCHER A. (1988) - *Structure de la nappe du Grand Saint-Bernard entre le val de Bagnes et les Mischabel.* Rapport Serv. hydrog. géol. nat. suisse, **7**: 26 pp.
- 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 PFIFFNER O.A. et alii (Eds): *Deep structure of the Swiss Alps.* Birkhäuser Verlag, Basel, pp. 205-221.
- ESCHER A. & MASSON H. (1988) - *Le Cervin: un dessin géologique inédit d'Emile Argand (1929) et son interprétation actuelle.* Bull. Géol. Lausanne, **284**: 95-126.
- ESCHER A., MASSON H. & STECK, A. (1987) - *Coupes géologiques des Alpes occidentales suisses.* Service hydrog. géol. nat., Berne, Rapports géol., **2**: 11 pp., ristampa in Mém. Géol. Lausanne, 1988.
- EVANS B.W. (1990) - *Phase relations of epidote-blueschists.* Lithos, **25**: 3-23.
- EVANS B.W., TROMMSDORFF V. & RICHTER W. (1979) - *Petrology of an eclogite-metaroddingite suite at Cima di Gagnone, Ticino, Switzerland.* Am. Mineral., **64**: 15-31.
- FANTONI R., MASSARI F., MINERVINI M., ROGLEDI S. & ROSSI M. (2001) - *Il Messiniano del margine Sudalpino-Padano: relazioni tra contesto strutturale e stratigrafico-deposizionale.* Geol. Insubrica, **6/1**: 95-108.
- FAVRE A. (1867) - *Recherches géologiques dans les parties de la Savoie, du Piémont et de la Suisse voisines du Mont-Blanc.* Massons et Fils, Paris, **1**: 464 pp, **2**: 437 pp, **3**: 587 pp.
- FEDERICO L., CAPPONI G., CRISPINI L., SCAMBELLURI M. & VILLA I.M. (2005) - *³⁹Ar/⁴⁰Ar dating of high-pressure rocks from the Ligurian Alps: evidence for a continuous subduction-exhumation cycle.* Earth Planet. Sci. Lett., **240**: 668-680.
- FERRANDO S., BERNOULLI D. & COMPAGNONI R. (2004) - *The Canavese zone (internal Western Alps): a distal margin of Adria.* Schweiz. mineral. petrogr. Mitt., **84**: 237-256.
- FERRANDO S., FREZZOTTI M.L., ORIONE P., CONTE R.C. & COMPAGNONI R. (2010) - *Late-Alpine rodingitization in the Bellecombe meta-ophiolites (Aosta Valley, Italian Western Alps): evidence from mineral assemblages and serpentinization-derived H₂-bearing brine.* International Geology Review, **52**: 1220-1243.
- FERRARA G. & INNOCENTI F. (1974) - *Radiometric age evidence of a Triassic thermal event in the Southern Alps.* Geol. Rundsch., **63**: 572-581.
- FERRARI M.A. (1999) - *La storia di Ettore Castiglioni. Alpinista, Scrittore, Partigiano.* TEA storica, Milano, 206 pp.
- FISCHER L., KÄÄB A., HUGGEL C. & NOETZLI J. (2006) - *Geo-logy, glacier retreat and permafrost degradation as controlling factors of slope instabilities in a high-mountain rock wall: the Monte Rosa east face.* Nat. Hazards Earth Syst. Sci., **6**: 761-772.
- FORNO M.G. & MASSAZZA G. (1983) - *Segnalazioni di un gruppo di paleofrane in un tratto della Valle d'Ayas compreso tra gli abitati di Lignod e Extripieraz.* Geografia Fisica e Dinamica Quaternaria, **6**: 137-147.
- FORSTER M., LISTER G., COMPAGNONI R., GILES D., HILLS Q., BETTS P., BELTRANDO M. & TAMAGNO E. (2004) - *Mapping of oceanic crust with "HP" to "UHP" metamorphism: The Lago di Cignana Unit (Western Alps).* In: PASQUARÈ G., VENTURINI C. & GROPELLI G. (Eds): *Mapping Geology in Italy.* APAT - Dip. Difesa del Suolo, Serv. Geol. d'Italia, Roma 2004 (2006), Map 33, 279-286, S.E.L.C.A., Firenze.
- FRANCHI (1895) - *Notizie sopra alcune metamorfosi di enfotidi e diabasi nelle Alpi Occidentali.* Boll. R. Comit. Geol. It., **26**: 181-204.
- FRANCHI (1897) - *Sopra alcuni nuovi giacimenti di rocce a lawsonite.* Boll. Soc. Geol. It., **16**: 73-76.
- FRANCHI S. (1898) - *Sull'età mesozoica della zona delle pietre verdi nelle Alpi Occidentali.* Boll. R. Comit. Geol. It., **29**: 173-247 e 325-482.
- FRANCHI S. (1902) - *Contributo allo studio delle rocce a glaucofane e del metamorfismo onde ebbero origine nella regione ligure-alpina occidentale.* Boll. R. Comit. Geol. It., **33**: 255-318.
- FRANCHI S. (1904) - *Ancora sull'età mesozoica della zona delle pietre verdi nelle Alpi Occidentali.* Boll. R. Comit. Geol. It., **35**: 125-179.
- FRANCHI S. (1905) - *Appunti geologici sulla zona diorito-kinzigitica Ivrea-Verbano e sulle formazioni adiacenti.* Boll. R. Comit. Geol. It., **36**: 270-298.
- FRANCHI S. (1906) - *Sulla tettonica della zona del Piemonte.* Boll. R. Comit. Geol. It., **37**: 118-144.
- FRANCHI S. (1907) - *Relazione di rilevamento.* Boll. R. Comit. Geol. It., **38**: 29-32 (parte ufficiale).
- FRANCHI S., MATTIROLO E., NOVARESE V., STELLA A. & ZACCAGNA D. (1908) - *Carta geologica delle Alpi Occidentali alla scala 1:400.000.* R. Ufficio Geologico, Roma, riduzione al 400.000 di 28 fogli colorati a mano della Carta Geologica d'Italia alla scala 1:100.000, dedotti interamente dai rilievi di campagna alla scala 1:25.000 eseguiti dagli Autori dal 1888 al 1906. Le zone oltre il confine di stato sono tratte dalle carte francesi e svizzere esistenti. Ristampa anastatica 1990.
- FREEMAN S.R., INGER S., BUTLER W.H. & CLIFF R.A. (1997) - *Dating deformation using Rb-Sr in white mica: Greenschist facies deformation ages from the Entrelor shear zone, Italian Alps.* Tectonics, **16**: 57-76.
- FREY M., 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., BOQUET J., DAL PIAZ G.V., JÄGER E. & NIGGLI E. (1974) - *Alpine metamorphism of the Alps: a review.* Schweiz. mineral. petrogr. Mitt., **54**: 247-290.
- FREZZOTTI M.L., SELVERSTONE J., SHARP Z.D. & COMPAGNONI R. (2011) - *Carbonate dissolution during subduction revealed by diamond-bearing rocks from the Alps.* Nature Geoscience, **4**: 703-706. doi:10.1038/ngeo1246.
- FROITZHEIM N. & MANATSCHAL G. (1996) - *Kinematics of Jurassic rift-ting, mantle exhumation, and passive margin formation in the Austroalpine and Penninic nappes (eastern Switzerland).* Geol. Soc. Am. Bull., **108**: 1120-1133.
- FROITZHEIM N., SCHMID S.M. & FREY M. (1996) - *Mesozoic paleogeography and the timing of eclogite-facies metamorphism in the Alps: A working hypothesis.* Eclogae Geol. Helv., **89**: 81-110.
- FRY N. & BARNICOAT A.C. (1987) - *The tectonic implications of high-pressure metamorphism in the western Alps.* J. Geol. Soc., London, **144**: 653-659.
- FÜGENSCHUH B., LOPRIENO A., CERIANI S. & SCHMID S.M. (1999) - *Structural analysis of the Subbriançonnais and Valais units in the area of Moûtiers (Savoie, Western Alps): paleogeographic and tectonic consequences.* Int. J. Earth Sci., **88**: 201-218.
- GABUDIANU RADULESCU I., RUBATTO D., GREGORY C. & COMPAGNONI R. (2009) - *The age of HP metamorphism in the Gran Paradiso Massif, Western Alps: a petrological and geochronological study of "silvery micaschists".* Lithos, **110**: 95-108.
- GAETANI M. (2010) - *From Permian to Cretaceous: Adria as pivotal between extensions and rotations of Tethys and Atlantic Oceans.* In: BELTRANDO M. et alii (Eds): *The Geology of Italy: tectonics and life along plate margins.* Journal of Virtual Explorer, Electronic Edition, **36/6**, doi:10.3809/jvirtex.2010.00235.
- GAGGERO L., CORTESOGNO L. & BERTRAND J.M. (2004) - *The pre-Namurian basement of the Ligurian Alps.* Periodico Min., **73**: 85-96.
- GAMALERO L.P. (1969) - *Il giacimento piritoso-cuprifero di Olomont in Val d'Aosta.* Atti Soc. It. Sci. Nat., Milano, **109**: 383-424.
- GANGUIN J. (1988) - *Contribution à la caractérisation du métamorphisme polyphase de la zone de Zermatt-Saas Fee (Alpes valaisannes).* PhD Thesis, ETH Zürich, inedita, 312 pp.
- GARDIEN V. (1994) - *Présence de disthène anté-alpin dans les gneiss de la série de la Valpelline (Dent Blanche, Alpes Occidentales).* C.R. Acad. Sci. Paris, **319**: 899-905.
- GARDIEN V., REUSSER E. & MARQUER D. (1994) - *Pre-Alpine metamorphic evolution of the gneisses from the Valpelline series (Western Alps, Italy).* Schweiz. mineral. petrogr. Mitt., **74**: 489-502.
- GASCO I. & GATTIGLIO M. (2011) - *Geological map of the upper Gressoney Valley, Western Italian Alps.* Journal of Maps, **6/11**, 2010: 82-102.
- GASTALDI B. (1871a) - *Studi geologici sulle Alpi occidentali.* Mem. R. Comit. Geol. d'Italia, **1**: 47 pp., con appendice mine-ralogica di G. Strüver.
- GASTALDI B. (1871b) - *Brevi cenni intorno ai terreni attraversati dalla galleria delle Alpi Cozie.* Boll. R. Comit. Geol. It., **2**: 193-207.
- GASTALDI B. (1873) - *On the effect of glacier-erosion in Alpine valleys.* Quarterly Journal Geol. Soc., **29**: 396-401.
- GASTALDI B. (1874) - *Studi geologici sulle Alpi occidentali.* Mem. R. Comit. Geol. d'Italia, **2**: 161 pp.

- GASTALDI B. & MARTINS CH. (1850) - *Essai sur les terrains superficiels de la Vallée du Po aux environs de Turin, comparés à ceux de la plaine Suisse*. Bull. Soc. géol. France, sér. 2, **7**: 554-605.
- GASTALDI B., SELLA G. & BERRUTI G. (1864) - *Carta geologica del circondario di Biella, colorata a mano su quattro fogli della Carta topografica degli Stati Sardi alla scala di 1:50.000*. Presentata da Q. Sella alla riunione della Soc. di Sci. Naturali in Biella, inedita.
- GAUTHIEZ L., BUSSY F., ULIANOV A., GOUFFON Y. & SARTORI M. (2011) - *Ordovician mafic magmatism in the Métailler Formation of the Mont-Fort nappe (Middle Penninic domain, western Alps) - geodynamic implications*. Abstract Vol. Swiss Geoscience Meeting 2011, Zurich, 11th - 13th November 2011, pp. 110-111.
- GEBAUER D. (1999) - *Alpine geochronology of the Central and Western Alps: new constraints for a complex geodynamic evolution*. Schweiz. mineral. petrogr. Mitt., **79**: 191-208.
- GERLACH H. (1869) - *Die penninischen Alpen*. N. Denkschr. allg. schweiz. Ges. gesamt. Naturwiss. **23**: 1-132, mit Karte der Penninischen Alpen, 1:200.000.
- GERLACH H. (1870) - *Fenille XXII Martigny-Aosta*. Carte géologique de la Suisse 1:100.000. Comm. Géol. Soc. Helv. Sci. Nat.
- GERLACH H. (1871) - *Das südwestliche Wallis*. Beiträge geol. Karte der Schweiz, **9**: 1-175.
- GERLACH H. (1883) - *Die penninischen Alpen*. Beiträge geol. Karte der Schweiz, **27**: 1-159, mit einer Profiltafel.
- GIANOTTI F. (2010) - *Copertura quaternaria*. In: G.V. DAL PIAZ et alii, 2010: *Foglio 091 Châtillon e note illustrative*. Carta Geologica d'Italia alla scala 1:50.000, ISPRA, pp. 79-106.
- GIANOTTI F., FORNO M.G., IVY-OCHS S. & KUBIK P.W. (2008) - *New chronological and stratigraphical data on the Ivrea Amphibolite (Piedmont, NW Italy)*. Quaternary International, **190**: 123-135.
- GIARDINO M., FIORASO G. & POLINO R. (1997) - *Interaction between geodynamic stress field and gravity-induced slope deformations: examples from Susa and Chisone Valleys (Western Alps Italy)*. Quaderni Geodin. Alpina Quaternaria, **4**: 187-188.
- GIARDINO M. & RATTO S. (2007) - *Analisi del dissesto da frana in Valle d'Aosta*. In: A. TRIGILA (a cura di): *Rapporto sulle frane in Italia*. APAT Rapporti, **78**: 21-150.
- GIESE P., GUNTHER K. & REUTTER K. (1970) - *Vergleichende geologische und geophysikalische Betrachtungen der Westalpen und des Nordapennins*. Zeit. geol. Ges., **120**: 51-195.
- GIORDANO F. (1868) - *Ascensione del Monte Cervino, nel settembre 1868, dell'ingegnere Felice Giordano*. Comunicazione letta il 17 settembre nella "Terza riunione straordinaria della Società italiana di scienze Naturali", Vicenza 14-17 settembre 1868, pubbl. in Atti Soc. It. Sci. Nat., **11**: 670-694.
- GIORDANO F. (1869a) - *Sulla orografia e sulla geologica costituzione del Gran Cervino*. Atti R. Acc. Sci. Torino, **4**: 304-321.
- GIORDANO F. (1869b) - *Notice sur la constitution géologique du Mont Cervin*. Arch. Sci. phys. nat. Genève, **34**: 255-267.
- GIORDANO F. (1872) - *Esame geologico della catena alpina del San Gottardo che deve essere attraversata dalla grande galleria della ferrovia italo-elvetica*. Tipografia G. Barbera, Firenze, 33 pp., 3 tavole con carte e sezioni.
- GIORDANO F. (1873) - *San Gottardo*. Mem. per Servire alla descrizione Carta Geol. It., **2/1**, con Carta geologica del San Gottardo al 1:50.000.
- GIORGIS D., THÉLIN P., STAMPFLI G. & BUSSY F. (1999) - *The Mont-Mort metapelites: Variscan metamorphism and geodynamic context (Briançonnais basement, Western Alps, Switzerland)*. Schweiz. mineral. petrogr. Mitt., **79**: 381-378.
- GLOM (DAL PIAZ G.V., coord., et alii) (1977) - *Escursione ad alcuni giacimenti a Cu-Fe e Mn della Falda Piemontese, Alpi occidentali, 10-13 ottobre 1977*. Ofioliti, **2**: 241-263.
- GLOTZBACH C., VAN DER BEEK P.A. & SPIEGEL C. (2011) - *Episodic exhumation and relief growth in the Mont Blanc massif, Western Alps from numerical modelling of thermochronology data*. Earth and Planetary Science Letters, **304**: 417-430.
- GODARD G. (2001) - *Eclogites and their geodynamic interpretation: a history*. J. Geodynamics, **32**: 165-203.
- GOFFÉ B. & BOUSQUET R. (1997) - *Ferrocarnpholite, chloritoïde et lawsonite dans les métapelites des unités du Versoyen et du Petit St. Bernard (zone valaisanne)*. Schweiz. mineral. petrogr. Mitt., **77**: 137-147.
- GOFFÉ B., SCHWARTZ S., LARDEAUX J.M. & BOUSQUET R. (2004) - *Explanatory notes to the map: metamorphic structure of the Alps, Western and Ligurian Alps*. Mitt. Oesterr. Mineral. Ges., **149**: 125-144.
- GOKSU E. (1947) - *Geologische Untersuchungen zwischen Val d'Anniviers und Turtmantal (Wallis)*. Promotionsarbeit E.T.H. Zürich, 123 pp.
- GORRET A. & BICH C. (1877) - *Guide de la Vallée d'Aoste*. F. Casanova, Turin, 440 pp.
- GOSSO G., DAL PIAZ G.V., PIOVANO V. & POLINO R. (1979) - *High pressure emplacement of early-alpine nappes, postnappe deformations and structural levels*. Mem. Sci. Geol., **32**: 15 pp.
- GOUFFON Y. (1991) - *Géologie de la nappe du Grand St. Bernard au nord de la Dore Baltée (Vallée d'Aoste, Italie)*. Thèse Univ. Lausanne.
- GOUFFON Y. (1993) - *Géologie de la nappe du Grand St. Bernard entre la Dore Baltée et la frontière suisse (Vallée d'Aoste, Italie)*. Mém. Géol., Lausanne, **12**: 147 pp.
- GOUFFON Y. & BURRI M. (1997) - *Les nappes de Pontis, de Siviez-Mischabel et du Mont Fort dans les vallées de Bagnes, d'Entremont (Valais, Suisse) et d'Aoste (Italie)*. Eclogae Geol. Helv., **90**: 29-41.
- GOUZU C., ITAYA T., HYODO H. & MATSUDA T. (2006) - *Excess ⁴⁰Ar-free phengite in ultrahigh-pressure metamorphic rocks from the Lago di Cignana area, Western Alps*. Lithos, **92**: 418-430.
- GOVI M. (1973) - *L'evento alluvionale del 12-15 giugno 1957. I danni nei bacini del Piemonte e della Valle d'Aosta*. Atti XXI Congr. Geogr. It., Verbania, 13-18 settembre 1971, **2/1**: 217-239 (con allegata Carta dei danni alla scala 1:350.000).
- GOVI M. (1975) - *Carta geologica del distretto vulcanico ad oriente della bassa Val Sesia*. CNR, Centro Studi sui problemi dell'Orogeno delle Alpi occidentali, Litografia Artistica Cartografica, Firenze. Carta in scala 1:25.000, da rilevamenti originali alla scala 1:10.000 effettuati negli anni 1960-1965.
- GOVI M., MORTARA G., SORZANA P.F. & TROPEANO D. (1979) - *Sintesi dei dissesti idrogeologici avvenuti tra il 1972 e il 1974 nell'Italia settentrionale*. Boll. Ass. Mineraria Subalpina, **16**: 420-451.
- GROPPO C., BELTRANDO M. & COMPAGNONI R. (2009) - *The P-T path of the ultra-high pressure Lago di Cignana and adjoining high-pressure meta-ophiolitic units: insights into the evolution of the subducting Tethyan slab*. J. metamorph. Geol., **27**: 207-231.
- GRUBER S. & HAEBERLI W. (2007) - *Permafrost in steep bedrock slopes and its temperature-related destabilization following climate change*. J. Geophys. Res., **112**: F02S18, (doi:10.1029/2006JF000547).
- GRUBER S., HOELZLE M. & HAEBERLI W. (2004) - *Permafrost thaw and destabilization of Alpine rock walls in the hot summer of 2003*. Geophys. Res. Lett., **31**: L13504, doi:10.1029/2004GL020051.
- GUERMANI A. (1992) - *Le miloniti della falda austroalpina della Dent Blanche (Valpellina, Aosta)*. Tesi Laurea Sci. Geol. Univ. Padova, inedita, 141 pp.
- GUILLOT F., BERTRAND J.-M., BUSSY F., LANARI P., COSMA L., PIN CH. (2012) - *Early Variscan I-type pluton in the pre-Alpine basement of the Western Alps: The ca. 360 Ma Cogne diorite (NW-Italy)*. Lithos, (doi: 10.1016/j.lithos.2012.04.010)
- GUILLOT F., LIEGOIS J.P. & FABRE J. (1991) - *Des granophyres du Cambrien dans le Mont Pourri (Vanoise, zone Briançonnaise): première datation U-Pb sur zircon d'un socle des zones internes des Alpes françaises*. C.R.Acad. Sci. Paris, **313**: 239-244.
- GUILLOT F., SCHALTEGGER U., BERTRAND J.M., DELOUPE E. & BAUDIN T. (2002) - *Zircon U-Pb geochronology of Ordovician magmatism in the polycyclic Raitor Massif (internal W. Alps)*. Intern. J. Earth. Sci., **91**: 964-978.
- GUILLOT S., SCHWARTZ S., HATTORI K., AUZENDE A. & LARDEAUX J.M. (2004) - *The Monviso ophiolitic Massif (Western Alps), a section through a serpentinite subduction channel*. In: BELTRANDO M. et alii (Eds.): *Evolution of the western Alps: insights from metamorphism, structural geology, tectonics and geochronology*. J Virtual Explorer, **16/6**.
- GÜLLER A. (1947) - *Zur Geologie der südlichen Mischabel- und der Monte Rosa-Gruppe, mit Einschluss des Zmutt-Tales westlich Zermatt*. Eclogae Geol. Helv., **40**: 39-161.
- HAGEN T. (1948) - *Geologie des Mont Dolin und des Nordrandes der Dent Blanche-Decke zwischen Mont Blanc de Cheilon und Ferpècle (Wallis)*. Beitr. Geol. Karte Schweiz, **90**: 64 pp., Spezialkarte n. 119, Bern.
- HAGEN T. (1951) - *Über den geologischen Bau des Mont Pleureur (Val de Bagnes, Wallis)*. Eclogae Geol. Helv., **44**: 299-306.
- HALLS C. & ZAHO R. (1995) - *Listvenite and related rocks: perspectives on terminology and mineralogy with reference to an occurrence at Cregganbaun, Co. Mayo, Republic of Ireland*. Mineralium Deposita, **30**: 303-313.
- HARRIS C., ARENSEN L.U., CHRISTIANSEN H.H., ETZELMÜLLER B., FRAUENFELDER R., GRUBER S., HAEBERLI W., HAUCK C., HÖLZLE M., HUMLUM O., ISAKSEN K., KÄÄB A., KERN-LÜTSCHG M.A., LEHNING M., MATSUOKA N., MURTON J.B., NÖTZLI J., PHILLIPS M., ROSS N., SEPPÄLÄ M., SPRINGMAN S.M. & MÜHLL D.V. (2009) - *Permafrost and climate in Europe: Monitoring and modelling thermal, geomorphological and geotechnical responses*. Earth-Science Reviews, **92**: 117-171.

- HASLER A., GRUBER S. & BEUTEL J. (2012) - *Kinematics of steep bedrock permafrost*. J. Geophys. Res., **117**: 17 pp., doi:10.1029/2011JF001981.
- HASLER A., GRUBER S. & HAEBERLI W. (2011) - *Temperature variability and offset in steep alpine rock and ice faces*. The Cryosphere, **5**: 977-988. doi:10.5194/tc-5-977-2011
- HAUG E. (1900) - *Les géosynclinaux et les aires continentales. Contribution à l'étude des transgressions et des régressions marines*. Bull. Soc. Géol. France, Sér. 3, **28**: 617-711.
- HEIM A. (1878) - *Untersuchungen über den Mechanismus der Gebirgsbildung im Anschluss an die geologische Monographie der Tödi-Windgällen-Gruppe*. Schwabe, Basel, **1**: 348 pp., **2**: 246 pp.
- HERMANN F. (1925a) - *Paléogéographie et genèse pennique*. Eclogae Geol. Helv., **19**: 604-618.
- HERMANN F. (1925b) - *Sur le faisceau de plis en retour de Val Savaranche et les prolongements de l'éventail de Bagnes dans les Alpes franco-italiennes*. C.R. Acad. Sci. Paris, **180**: 1515-1517.
- HERMANN F. (1925c) - *Sur l'éventail de Bagnes et la nappe de la Dent Blanche*. C.R. Acad. Sci. Paris, **180**: 1518-1520.
- HERMANN F. (1927a) - *Stereogramma tectonico delle Alpi Valdostane meridionali 1:25.000*. Mem. Ist. Geol. Univ. Padova, **7**.
- HERMANN F. (1927b) - *Stereogramma tectonico delle Alpi Valdostane centrali 1:37.500*. Mem. Ist. Geol. Univ. Padova, **7**.
- HERMANN F. (1930) - *Il ricoprimento dei calcescisti fra i massicci d'Ambin e del Gran Paradiso*. Mem. Ist. Geol. Univ. Padova, **8**: 13-55.
- HERMANN F. (1938) - *Carta geologica delle Alpi nord-occidentali alla scala 1:200.000, con note illustrative e carta strutturale alla scala 1:750.000*. Tipografia U. Allegretti di Campi, Milano, 24 pp.
- HESS H.H. (1939) - *Island arcs, gravity anomalies and serpentinite intrusions: a contribution to the ophiolite problem*. XVII Intern. Geol. Congr., **2**: 263-283.
- HILKER N., BADOUX A. & HEGG C. (2009) - *The Swiss flood and landslide damage database 1972-2007*. Nat. Hazards Earth Syst. Sci., **9**: 913-925.
- HOBBS B.E., MEANS W.D. & WILLIAMS P.F. (1976) - *An outline of structural geology*. John Wiley & Sons, 571 pp.
- HÖPFER N. (1997) - *Sedimentäre Abfolge und Alpine Ueberprägung der Permotriassischen Roisan Zone (Südliche Austroalpine Dent Blanche Decke, Italienische Westalpen)*. Bonner Geowiss. Schriften, **25**: 154 pp.
- Hsu K.J., RYAN W.B.F. & CITA M.B. (1973) - *Late Miocene desiccation of the Mediterranean*. Nature, **242**: 240-244.
- HUBBARD M. & MANCKTELOW N.S. (1992) - *Lateral displacement during Neogene convergence in the western and central Alps*. Geology, **20**: 943-946.
- HUNZIKER J.C. (1974) - *Rb-Sr and K-Ar age determination and the Alpine history of the Western Alps*. Mem. Ist. Geol. Min. Univ. Padova, **31**: 54 pp.
- HUNZIKER, J.C. & BEARTH. P. (1969) - *Rb-Sr-Altersbestimmungen aus den Walliser Alpen: Biotitalterswerte und ihre Bedeutung für die Abkühlungsgeschichte der alpinen Metamorphose*. Eclogae Geol. Helv., **62**: 205-222.
- HUNZIKER J.C., DESMONS J. & HURFORD A.J. (1992) - *Thirty-two years of geochronological work in the Central and Western Alps: a review on seven maps*. Mém. Géol. Lausanne, **13**: 59 pp.
- HURFORD A.J., HUNZIKER J.C. & STÖCKHERT B. (1991) - *Constraints on the late thermotectonic evolution of the western Alps: evidence for episodic rapid uplift*. Tectonics, **10**: 758-769.
- INGER S., RAMSBOTHAM W., CLIFF R.A. & REX D.C. (1996) - *Metamorphic evolution of the Sesia-Lanzo zone, western Alps: time constraints from multi-system geochronology*. Contrib. Mineral. Petrol., **126**: 152-168.
- ITEN W.B. (1948) - *Zur Stratigraphie und Tektonik der zone du Combin zwischen Mittelborn und Turtmantal (Wallis)*. Eclogae Geol. Helv., **41**: 141-246.
- ISIDe WORKING GROUP (2010) - *Italian Seismological Instrumental and parametric database* [WWW Document]. URL <http://iside.rm.ingv.it>
- JARVIS A., REUTER H.L., NELSON A. & GUEVARA E. (2008) - *Hole-filled seamless SRTM data V4* [WWW Document]. URL <http://srtm.csi.cgiar.org>
- JENNY H. (1924) - *Die Alpine Faltung*. Ed. Bornträger, Berlin, 176 pp.
- KASHKAI M.A. (1964) - *О метасоматических зоналности и кинимизме ливенитов*. Trud. Vses. Petrogr. Soveshkhaniya, A.A. SSSR, 198-214.
- KIENAST J.R. (1973) - *Sur l'existence de deux séries différentes au sein de l'ensemble «schistes lustrés - ophiolites» du Val d'Aoste; quelques arguments fondés sur l'événement de roches métamorphiques*. C.R. Acad. Sci. Paris, **276**: 2621-2624.
- KIENAST J.R. (1983) - *Le métamorphisme de haute pression et basse température (éclogites et schistes bleus): données nouvelles sur la pétrologie des roches de la croûte océanique subductée et des sédiments associés*. Thèse Doct. d'Etat Univ. P. et M. Curie, Paris VI, 484 pp.
- KIENAST J.R. & NICOT E. (1971) - *Présence d'une paragenèse à disthène et chloritoïde (d'âge alpin probable) dans les gneiss à sillimanite, grenat et cordiérite de Valpelline (Val d'Aoste, Italie)*. C.R. Acad. Sci. Paris, **D 272**: 1836-1839.
- KIRSCHNER D., COSCA M.A., MASSON H., HUNZIKER J.C. (1996) - *Staircase ⁴⁰Ar/³⁹Ar spectra of fine-grained white mica: timing and duration of deformation and empirical constraints on argon diffusion*. Geology, **24**: 747-750.
- KLEIN, J.A. (1978) - *Post-nappe folding southeast of the Mischabelbrückfalte (pennine Alps) and some aspects of the associated metamorphism*. Leidse Geol. Med., **51**: 233-312.
- KOBER L. (1923) - *Bau und Entstehung der Alpen*. Bornträger, Berlin, 283 pp.
- KONRAD-SCHMOLKE M., BABIST J., HANDY M.R. & O'BRIEN P.J. (2006) - *Insight into the physico-chemical properties of a subducted slab from garnet zonation patterns (Sesia Zone, western Alps)*. Journal of Petrology, **47**: 2123-2148.
- LADURON D. (1976) - *L'antiforme de Vanzone. Etude pétrographique et structurale dans la Valle Anzasca, Prov. de Novara, Italie*. PhD Thesis, Univ. Louvain.
- LAGABRIELLE Y. (1987) - *Les ophiolites: Marquer de l'histoire tectonique des domaines océaniques. Le cas des Alpes franco-italiennes (Queyras, Piémont)*. Thèse de Doctorat d'Etat, Université de Bretagne Occidentale, Brest, 350 pp.
- LAGABRIELLE Y. (2009) - *Mantle exhumation and lithospheric spreading: An historical perspective from investigations in the Oceans and in the Alps-Apennines ophiolites*. Italian J. Geosciences, **128/2**: 279-293.
- LAGABRIELLE Y., FUDRAL S. & KIENAST J.R. (1989) - *La couverture océanique des ultrabasites des Lanzo (Alpes Occidentales): arguments lithostratigraphiques et pétrologiques*. Geodinamica Acta, **3**: 3-55.
- LAGABRIELLE Y., LEMOINE M. & TRICART P. (1985) - *Paléotectonique océanique et déformation alpines dans le massif ophiolitique du Pelvas d'Abriès (Alpes Occidentales-Queyras, France)*. Bull. Soc. géol. France, **8**: 473-479.
- LAGABRIELLE Y., POLINO R., AUZENDE J.M., BLANCHET R., CABY R., FUDRAL F., LEMOINE M., MÉVEL C., OHNESTETTER M., ROBERT D. & TRICART P. (1984) - *Les témoins d'une tectonique intraocéanique dans le domaine Téthysien: analyse des rapports entre les ophiolites et leurs couvertures métasédimentaires dans la zone piémontaise des Alpes franco-italiennes*. Ophioliti, **9**: 67-88.
- LAPEN T.J., JOHNSON C.M., BAUMGARTNER L.P., DAL PIAZ G.V., SKORAS & BEARD B.L. (2007) - *Coupling of oceanic and continental crust during Eocene eclogite-facies metamorphism: evidence from the Monte Rosa nappe, western Alps*. Contribution Mineral. Petrol., **153**: 139-157.
- LAPEN T.J., JOHNSON C.M., BAUMGARTNER L.P., MAHLEN N.J., BEARD B.L., AMATO J.M. (2003) - *Burial rates during prograde metamorphism of an ultra-high-pressure terrane: an example from Lago di Cignana, western Alps, Italy*. Earth Planet. Sci. Lett., **215**: 57-72.
- LARDEAUX J.M., GOSSO G., KIENAST J.R. & LOMBARDO B. (1982) - *Relations entre le métamorphisme et la déformation dans la zone Sesia-Lanzo (Alpes occidentales) et le problème de l'éclogitisation de la croûte continentale*. Bull. Soc. géol. France, (7) **24**: 793-800.
- LARDEAUX J.M. & SPALLA I.M. (1991) - *From granulites to eclogites in the Sesia zone (Italian Western Alps): a record of the opening and closure of the Piedmont ocean*. J. metam. Geol., **9**: 35-59.
- LAUBSCHER H.P. (1969) - *Mountain building*. Tectonophysics, **7**: 551-563.
- LAUBSCHER H.P. (1970) - *Bewegung und Wärme in der alpinen Orogenese*. Schweiz. mineral. petrogr. Mitt., **50**: 503-534.
- LAUBSCHER H.P. (1971) - *The large-scale kinematics of the Western Alps and the Northern Apennines and its palinspastic implications*. Am. J. Sci., **271**, 193-226.
- LAUBSCHER H.P. & BERNOULLI D. (1982) - *History and deformation of the Alps*. In Hsu K.J. (Ed.): *Mountain building processes*. Academic Press, pp. 169-180.
- LE BAYON B. & BALLÈVRE M. (2006) - *Deformation history of a subducted continental crust (Gran Paradiso, Western Alps): continuing crustal shortening during exhumation*. J. Structural Geol., **28**: 793-815.
- LE BAYON R., DE CAPITANI C. & FREY M. (2006) - *Modelling phase-assembly diagrams for magnesian metapelites in the system K₂O-FeO-MgO-Al₂O₃-SiO₂-H₂O: geodynamic consequences for the Monte Rosa nappe, Western Alps*. Contrib. Mineral. Petrol., **151**: 395-412.
- LEMOINE M., TRICART P. & BOILLLOT G. (1987) - *Ultramafic and gabbroic ocean floor of the Ligurian Tethys (Alps, Corsica, Apennines): In search of a genetic model*. Geology, **15**: 622-625.

- LE ROY LADURIE E. (1967) - *Histoire du climat depuis l'an mil*. Flammarion, Paris, 379 pp.
- LIATI A., GEBAUER D., FROITZHEIM N. & FANNING M. (2001) - U-Pb SHRIMP geochronology of an amphibolitized eclogite and an orthogneiss from the Furgg zone (Western Alps) and implications for its geodynamic evolution. *Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt.*, **81**: 379-393.
- LI X.P. (2002) - Petrology, geochemistry, and metamorphic evolution of the serpentinites, rodingites, and opibicarbonates of the Zermatt-Saas ophiolites. *Beiträge Freiburger Geowiss.*, **16**: 193 pp.
- LI X.P., RAHN M. & BUCHER K. (2004) - Metamorphic processes in rodingites of the Zermatt-Saas Ophiolites. *Intern. Geol. Review*, **46**: 28-51.
- LI X.P., RAHN M. & BUCHER K. (2008) - Eclogite facies metarodingites - phase relations in the system $SiO_2-Al_2O_3-Fe_2O_3-FeO-MgO-CaO-CO_2-H_2O$: an example from the Zermatt-Saas ophiolite. *Journal metamorphic Geology*, **26**: 347-364.
- LOCATI M., CAMASSI R. & STUCCHI M. (2011) - Database Macrosismico Italiano versione DBMI11 [WWW Document]. URL <http://emidius.mi.ingv.it/DBMI11/>
- LOMBARDO B., NERVO R., COMPAGNONI R., MESSIGA B., KIENAST J.R., MEVEL C., FIORA L., PICCARDO G.B. & LANZA R. (1978) - Osservazioni preliminari sulle ofioliti metamorfiche del Monviso (Alpi Occidentali). *Rend. Soc. It. Mineral. Petrol.*, **34**: 253-305.
- LOMBARDO B. & POGNANTE U. (1982) - Tectonic implications in the evolution of the Western Alps ophiolite metagabbros. *Ophioliti*, **2**: 371-394.
- LOMBARDO B., RUBATTO D. & CASTELLI D. (2002) - Ion microprobe U-Pb dating of zircon from a Monviso metaplagiognarite: implications for the evolution of the Piedmont-Liguria Tethys in the Western Alps. *Ophioliti*, **27**: 109-117.
- LORY C. (1857) - *Mémoire sur les terrains crétaés du Jura*. Mem. Soc. d'Emulation du Doubs.
- LORY C. (1866) - *Carte géologique de la Maurienne et de la Tarentaise (Savoie)*. Bull. Soc. géol. France, **23**: 480-482.
- LUGEON M. (1902a) - Les grandes nappes de recouvrement des Alpes du Chablais et de la Suisse. *Bull. Soc. géol. France*, sér. 4, **1**: 723-825.
- LUGEON M. (1902b) - Les grandes dislocations et la naissance des Alpes suisses. *Eclogae Geol. Helv.*, **7**: 335-346.
- LUGEON M. & ARGAND E. (1905) - Sur les grandes nappes de recouvrement de la zone du Piémont. *C.R. Acad. Sci. Paris*, **140**: 1364-1367.
- MALASPINA N., SCAMBELLURI N., PENNACCHIONI G. & SPAGNOLO C. (2011) - Fluid induced plastic deformation in the crustal Austroalpine system (Western Italian Alps): a petrologic and fluid inclusions analysis. *Italian Journal of Geosciences*, **130**: 61-74.
- MALUSÀ M.G. (2004) - Post-metamorphic evolution of the Western Alps: kinematic constraints from a multidisciplinary approach (geological mapping, mesostructural analysis, fission-track dating, fluid inclusion analysis). PhD Thesis University of Turin, CNR-IGG, Litografia Geda, 320 pp.
- MALUSÀ M.G., PHILIPPOT P., ZATTIN M. & MARTIN S. (2006) - Late stages of exhumation constrained by structural, fluid inclusion and fission track analyses (Sesia-Lanzo unit Western European Alps). *Earth Planet. Sci. Lett.*, **243**: 565-580.
- MALUSÀ G., POLINO R. & MARTIN S. (2005a) - The Gran San Bernardo nappe in the Aosta valley (western Alps): a composite stack of distinct continental crust units. *Bull. Soc. Geol. France*, **176/5**: 417-431.
- MALUSÀ G., POLINO R. & ZATTIN M. (2009) - Strain partitioning in the axial NW Alps since the Oligocene. *Tectonics*, **28**, TC3005, doi:10.1029/2008TC002370.
- MALUSÀ M.G., POLINO R., ZATTIN M., BIGAZZI G., MARTIN S. & PIANA F. (2005b) - Miocene to Present differential exhumation in the Western Alps: Insights from fission track thermochronology. *Tectonics*, **24**: 1-23.
- MANATSCHAL G. (2004) - New models for evolution of magma-poor rifted margins based on a review of data and concepts from West Iberia and the Alps. *Int J Earth Sci (Geol Rundsch)*, **93**: 432-466.
- MANATSCHAL G. & BERNOULLI D. (1999) - Architecture and tectonic evolution of nonvolcanic margins; present-day Galicia and ancient Adria. *Tectonics*, **18**: 1099-1119.
- MANCKTELOW N.S. (1985) - The Simplon line: a major displacement zone in the western Lepontine Alps. *Eclogae Geol. Helv.*, **78**: 73-96.
- MANCKTELOW N., STÖCKLI D.F., GROLLMUND B., MÜLLER W., FÜGENSCHUH B., VIOLA G., SEWARD D. & VILLA I.M. (2001) - The DAV line and Periadriatic fault system in the Eastern Alps south of the Tauern window. *Intern. J. Earth Sci.*, **90**: 593-622.
- MANDRONE G. (1995) - Valutazione del rischio di frana nella media Val-tournenche (Fiernaz-Valle d'Aosta). *Geom.*, **87**: 219-224.
- MANGERUD J., ANDERSON S.T., BERGLUND B.E. & DONNER J. (1974) - Quaternary stratigraphy of Norden, a proposal for terminology and classification. *Boreas*, **3**: 109-128.
- MANZOTTI P. (2011) - Petro-structural map of the Dent Blanche tectonic system between Valpelline and Valtournenche valleys, Western Italian Alps. *Journal of Maps*, **7/1**: 340-352.
- MANZOTTI P., RUBATTO D., DARLING J., ZUCALI M., CENKI-TOK B. & ENGI M. (2012) - From Permo-Triassic lithospheric thinning to Jurassic rifting at the Adriatic margin: Petrological and geochronological record in Valtournenche (Western Italian Alps). *Lithos*, **146-147**: 276-292.
- MANZOTTI P. & ZUCALI M. (2013) - The pre-Alpine tectonic history of the Austroalpine continental basement in the Valpelline unit (Western Italian Alps). *Geological Magazine*, **150**: 153-172.
- MARCHANT R. (1993) - The underground of the Western Alps. *Mém. Géol. Lausanne*, **15**: 137 pp.
- MARKLEY M.J., TEYSSIER C. & CABY R. (1999) - Re-examining Argand's view of the Siviez-Mischabel nappe. *J. Structural Geol.*, **19**: 1119-1124.
- MARKLEY M.J., TEYSSIER C., COSCA M.A., CABY R., HUNZIKER J.C. & SARTORI M. (1998) - Alpine deformation and $^{40}Ar/^{39}Ar$ geochronology of sinkinematic white mica in the Siviez-Mischabel nappe, western Pennine Alps, Switzerland. *Tectonics*, **17**: 407-425.
- MAROTTA A.M. & SPALLA M.I. (2007) - Permian-Triassic high thermal regime in the Alps: result of late Variscan collapse or continental rifting? Validation by numerical modeling. *Tectonics*, **26**: 1-27.
- MARTHALER M. (1981) - Découverte de foraminifères planctoniques dans les « schistes lustrés » de la pointe de Tourtemagne (Valais). *Bull. Soc. Vaudoise Sci. Nat.*, **75/3**: 171-178.
- MARTHALER M. (1984) - Géologie des unités penniques entre le val d'Anniviers et le val de Tourtemagne. *Eclogae Geol. Helv.*, **77**: 395-448.
- MARTHALER M. (2002) - Le Cervin est-il africain? Une histoire géologique entre les Alpes et notre planète. L.E.P. Loisirs et Pédagogie S.A., Lausanne, 96 pp., versione italiana, 2010.
- MARTIN-VERNICI S. (1982) - La mine de Praborna (Val d'Aosta, Italie): une série manganésifère métamorphisée dans la facies éclogite. Thèse 3ème cycle, Univ. Pierre et Marie Curie, Paris VI, 320 pp.
- MARTIN S. & CORTIANA G. (2001) - Influence of the whole-rock composition on the crystallization of sodic amphiboles (Piemonte zone, Western Alps). *Ophioliti*, **26**: 445-455.
- MARTIN S., GODARD G. & REBAY G. (2004) - The subducted Tethys in the Aosta valley (Italian Western Alps). 32nd Intern. Geol. Congr. Field Trip Guide Book B02, 48 pp.
- MARTIN S. & 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., REBAY G., KIENAST J.R. & MEVEL C. (2008) - An eclogitized oceanic palaeo-hydrothermal field from the St Marcel valley (Italian Western Alps). *Ophioliti*, **33**: 49-63.
- MARTIN S. & TARTAROTTI, P. (1989) - Polyphase HP metamorphism in the ophiolitic glaucophanites of the lower St. Marcel valley (Aosta, Italy). *Ophioliti*, **14**: 135-156.
- MARTINOTTI G., GIORDAN D., GIARDINO M. & RATTO S. (2011) - Controlling factors for deep-seated gravitational slope deformations (DSGD) in the Aosta Valley (NW Alps). *Geol. Soc. London. Spec. Publ.*, **351**: 113-131. doi: 10.1144/SP351.6
- MARTINS CH. & GASTALDI B. (1850) - *Essai sur les terrains superficiels de la vallée du Po, aux environs de Turin, comparés à ceux du bassin helvétique*. *Bull. Soc. géol., France*, sér. 2, **7**: 554-605.
- MASSIRONI M., BISTACCHI A., DAL PIAZ G.V., MONOPOLI B. & SCHIAVO A. (2003) - Structural control on mass-movement evolution: a case study from the Vizze Valley, Italian Eastern Alps. *Eclogae Geol. Helv.*, **96**: 85-98.
- MASSON H. (1976) - Un siècle de géologie des Préalpes: de la découverte des nappes à la recherche de leur dynamique. *Eclogae Geol. Helv.*, **69**: 527-575.
- MASSON H. (1983) - La géologie en Suisse de 1882-1932. *Eclogae Geol. Helv.*, **76**: 47-64.
- MASSON H., BUSSY F., EICHENBERGER M., GIROUD N., MEILHAC C. & PRESNIAKIV S. (2008) - Early Carboniferous age of the Versoyen ophiolites and consequences: non-existence of a "Valais ocean" (Lower Penninic, western Alps). *Bull. Soc. Géol. France*, **179**: 337-355.
- MASSON R. (1938) - *Geologisch-Petrographische Untersuchungen im unteren Valpelline, Provinz Aosta (Italien)*. *Schweiz. mineral. petrogr. Mitt.*, **18**: 54-213.
- MASSONNE H.J. & SCHREYER W. (1987) - Phengite geobarometry based on the limiting assemblage with K-feldspar, phlogopite and quartz. *Contrib. Miner. Petr.*, **96**: 212-224.
- MATTAUER M., MALAVIEILLE J. & MONIÉ P. (1987) - Une coupe lithosphérique des Alpes Occidentales dans l'hypothèse où Sezia n'est pas d'origine Sud-Alpine. *C.R. Acad. Sci. Paris*, **304**: 43-48.

- MATTIROLO E. (1903) - *Relazione di rilevamento*. R. Comit. Geol. It., **34**: 27-29 (parte ufficiale).
- MATTIROLO E. (1904) - *Relazione di rilevamento*. R. Comit. Geol. It., **35**: 30-32 (parte ufficiale).
- MATTIROLO E., NOVARESE V., FRANCHI S. & STELLA A. (1912) - *Foglio 29 Monte Rosa*. Carta Geologica d'Italia alla scala 1:100.000, Servizio Geologico.
- MAYER A., ABOUCHAMI W. & DAL PIAZ G.V. (1999) - *Eocene Sm-Nd age for the eclogitic metamorphism of the Zermatt-Saas ophiolite in Ayas valley, Western Alps*. EUG 10, Abstr. Vol., p. 809.
- MAYER A., CORTIANA G., DAL PIAZ G.V., DELOULE E., DE PIERI R. & JOBSTRAIBIZER P. (2003) - *U-Pb single zircon ages of the Adamello batholith, Southern Alps*. Mem. Sci. Geol., **55**: 151-167.
- MAZUREK M. (1986) - *Structural evolution and metamorphism of the Dent Blanche nappe and Combin zone west of Zermatt (Switzerland)*. Eclogae Geol. Helv., **79**: 41-56.
- MEFFAN-MAIN S., CLIFF R. A., BARNICOAT A.C., LOMBARDO B. & COMPAGNONI R. (2004) - *A Tertiary age for Alpine high-pressure metamorphism in the Gran Paradiso massif, Western Alps: a Rb-Sr microsampling study*. J. metamorphic Geol., **22**: 267-281.
- MENEGON L., DI TORO G. & PENNACCHIONI G. (2007) - *Produzione ciclica di pseudotacchiliti in ambiente duttile: evidenza di una mega asperità lungo un thrust alpino (Falda Dent Blanche, Alpi Nord-Occidentali)*. Rend. Soc. Geol. It., nuova serie, **4**: 2 pp.
- MENEGON L., PENNACCHIONI G., HEILBRONNER R. & PITTARELLO L. (2008) - *Evolution of quartz microstructure and c-axis crystallographic preferred orientation within ductilely deformed granulites (Arolla unit, Western Alps)*. Journal Structural Geol., **30**: 1332-1347.
- MENEGON L., PITTARELLO L., PENNACCHIONI G. & HEILBRONNER R. (2006) - *Evoluzione microstrutturale e tessiturale del quarzo durante la deformazione duttile di graniti medio cristallini (Unità di Arolla, Alpi Occidentali)*. Rend. Soc. Geol. It., nuova serie, **2**: 152-153.
- MERCALLI L., CASTELLANO C., CAT BERRO D., DI NAPOLI G., MONTUSCHI S., MORTARA G., RATTI M. & GUINDANI N. (2003) - *Atlante climatico della Valle d'Aosta*. SMS (Ed.), 405 pp.
- MESSIGA B., OXILIA M., PICCARDO G.B. & VANOSI M. (1981) - *Fasi metamorfiche alpine nel Brianzonese e Prepiemontese esterno delle Alpi liguri: un possibile modello evolutivo*. Rend. S.I.M.P., **38**: 261-280.
- MÉVEL C., CABY R. & KIENAST J.R. (1978) - *Amphibolite facies conditions in the oceanic crust: example of amphibolitized gabbro and amphibolites from Chenaillet ophiolite massif (Hautes Alpes, France)*. Earth Planet. Sci. Lett., **39**: 98-108.
- MICHARD A. & VIALON P. (1966) - *Permo-Trias, Permien s.l. et Permo-Carbonifère métamorphisés des Alpes Cottiniennes internes: les faciès «Verrucano» et les séries volcano-détritiques du Massif Dora-Maira*. Atti Symp. Verrucano, Pisa settembre 1965, Soc. Toscana Sci. Nat., 117-135.
- MILNES A.G. (1978) - *Structural zones and continental collision, central Alps*. Tectonophysics, **47**: 369-392.
- MOHN G., MANATSCHAL G., MUNTENER O., BELTRANDO M. & MASINI E. (2010) - *Unravelling the interaction between tectonic and sedimentary processes during lithospheric thinning in the Alpine Tethys margins*. Int. J. Earth Sci., **99**: 75-101.
- MONEGATO G. (1997) - *Sequenze permo-triassiche della serie Pancherot-Cime Bianche (Valle d'Aosta): studio geologico e geomorfologico*. Tesi Laurea Sci. Geol. Univ. Padova, inedita, 104 pp.
- MONJOIE PH. (2004) - *The Mont Collon mafic complex (Austroalpine Dent Blanche nappe): Permian evolution of the Western European mantle*. Ph.D. Thesis Univ. Lausanne.
- MONJOIE PH., BUSSY F., LAPIERRE H. & PFEIFER H.R. (2005) - *Modeling of in-situ crystallization processes in the Permian mafic layered intrusion of Mont Collon (Dent Blanche nappe, western Alps)*. Lithos, **83**: 317-346.
- MONJOIE PH., BUSSY F., SCHALTEGGER U., MULCH A., LAPIERRE H. & PFEIFER H.R. (2007) - *Contrasting magma types and timing of intrusion in the Permian layered mafic complex of Mont Collon (Western Alps, Valais, Switzerland): evidence from U/Pb zircon and ⁴⁰Ar/³⁹Ar amphibole dating*. Swiss Journal Geosci., **100**: 125-135.
- MONOPOLI B. (1993) - *Studio geologico-strutturale dell'area compresa tra il Lago di Cignana e la Finestra di Cian (Valle d'Aosta)*. Tesi Laurea Sci. Geol. Univ. Padova, inedita, 173 pp.
- MONTERIN U. (1937) - *La frana di Felik sul Monte Rosa del 4 agosto 1936*. Natura, **28**/15: 165-179.
- MONTIBELLI A. (1927) - *La miniera ramifera di Bionaz*. Rassegna Mineraria Metallurgica Chimica, **60**/1: 1-5.
- MORTARA G., OROMBELLI G., PELFINI M. & TELLINI C. (1992) - *Suoli e suoli sepolti olocenici per la datazione di eventi geomorfologici in ambiente alpino: alcuni esempi tratti da indagini preliminari in Val d'Aosta*. Il Quaternario, **5**/2, 135-146.
- MORTARA G. & SORZANA P.F. (1984) - *Slope instability in high mountain environment: deep-seated gravitational deformations in Western Alps (Italy)*. CNR-PAN Meeting on Progress in Mass movement and sediment transport study, Torino, December 5-7, pp. 77-94.
- MORTARA G. & SORZANA P.F. (1987) - *Fenomeni di deformazione gravitativa profonda nell'arco alpino occidentale italiano. Considerazioni litostutturali e morfologiche*. Boll. Soc. Geol. It., **106**: 303-314.
- MORTARA G. & TAMBURINI A. a cura di (2009) - *Il ghiacciaio del Belvedere e l'emergenza del lago effimero*. Memorie dell'Atmosfera, Regione Piemonte, **8**: 190 pp.
- MORTARA G. & TURRITTO O. (1989) - *Considerazione sulla vulnerabilità di alcuni siti adibiti a campeggio in ambiente alpino*. Atti Congr. Int. Suolosottosuolo, Torino, 27-30 sett. 1989, Ass. Miner. Subalpina, **1**: 137-144.
- MOTTANA A. (1972) - *Eclogite occurrences in gneiss as indicators of a Caledonian high-pressure metamorphism in the Western Alps*. 24th Intern. Geol. Congress, section 2, 35-41.
- MOTTANA A. (1986) - *Blueschist-facies metamorphism of manganeseiferous cherts: a review of the Alpine occurrences*. Geol. Soc. Am. Mem., **164**: 267-299.
- MÜLLER W.F. & COMPAGNONI R. (2009) - *Eclogite from the ultrahigh-pressure metamorphic unit at Lago di Cignana, Western Alps: A process-oriented transmission electron microscope study*. Lithos, **109**: 323-332.
- MUTTONI G., GAETANI M., KENT D.V., SCIUNNACH D., ANGIOLINI L., BERRA F., GARZANTI E., MATTEI M. & ZANCHI A.M. (2009) - *Opening of the Neo-Tethys Ocean and the Pangea B to Pangea A transformation during the Permian*. Georabia, **14**/4: 17-48.
- MUTTONI G., KENT D.V., GARZANTI E., BRACK P., ABRAHAMSEN N. & GAETANI M. (2003) - *Early Permian Pangea 'B' to Late Permian Pangea 'A'*. Earth Planet. Sci. Lett., **215**: 379-394.
- NATALE P. (1969) - *Recrystallization and remobilisation in some pyrite deposits of the Western Alps*. Atti Convegno rimobilizzazione min. metallici, Cagliari, 23 pp.
- NERVO R. & POLINO R. (1976) - *Un lembo di cristallino Dent Blanche alla Torre Ponton (Valle d'Aosta)*. Boll. Soc. Geol. It., **95**: 647-657.
- NICOLAS A. (1966) - *Etude pétrochimique des Roches Vertes et de leurs minéraux entre Dora Maira et Grand Paradis (Alpes piémontaises)*. Thèse doct. d'Etat, Univ. Nantes, 299 pp.
- NICOLAS A., 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.
- NICOLIS DI ROBILANT S.A.B. (1786) - *Essai géographique suivi d'une topographie souterraine minéralogique et d'une docimase des Etats du Roi de Sardaigne en terre ferme*. Mém. R. Acad. Sci. Turin, **6**: 191-304.
- NICOT E. (1977) - *Les roches meso et catazonales de la Valpelline (nappe de la Dent Blanche, Alpes italiennes)*. Thèse 3e cycle, Paris VI, 211 + 46 pp.
- NIGGLI E. & COWORKERS (1978) - *Metamorphic map of the Alps 1:1.000.000 and explanatory text*. Subcomm. Cartography of metamorphic belts of the World, Unesco, Leiden, pp. 181-242.
- NOVARESE V. (1895) - *Nomenclatura e sistematica delle rocce verdi nelle Alpi Occidentali*. Boll. R. Comit. Geol. It., **26**: 164-181.
- NOVARESE V. (1899) - *Le Alpi Piemontesi*. Mem. Soc. Geogr. It., **9**: 1-59.
- NOVARESE V. (1903a) - *La Geologia del Cervino. Notizia illustrativa*. In: G. REY: *Il Monte Cervino*. U. Hoepli, Milano, 1904, 281-287.
- NOVARESE V. (1903b) - *Relazione di rilevamento*. Boll. R. Comit. Geol. It., **34**: 29-33 (parte ufficiale).
- NOVARESE V. (1904) - *Relazione sul rilevamento geologico del 1903 (Zona granitico-porfirica canavesana, Alpi Cozie, Valle dell'Evançon, Vallone di Verra, Becca di Nona)*. Boll. R. Comit. Geol. It., **35**: 32-33 (parte ufficiale).
- NOVARESE V. (1906) - *La zona d'IVrea*. Boll. Soc. Geol. It., **25**: 176-180.
- NOVARESE V. (1911) - *Il Quaternario in Valle d'Aosta e nelle Valli del Canavese. Parte I: Il morenico nelle Valli del Canavese*. Boll. R. Comit. Geol. It., **42**/4: 251-280.
- NOVARESE V. (1914) - *Il Quaternario in Valle d'Aosta e nelle valli del Canavese, parte II: Il ghiacciaio wurmiano della Valle d'Aosta*. Boll. R. Comit. Geol. It., **44**/3: 203-244, carta 1: 250.000.
- NOVARESE V. (1915) - *Il Quaternario in Valle d'Aosta e nelle valli del Canavese, parte III: Gli stadi post-urmiiani*. Boll. R. Comit. Geol. It., **45**: 137-194.
- NOVARESE V. (1929) - *La Zona del Canavese e le formazioni adiacenti*. Mem. Descr. Carta Geol. d'It., **22**: 65-212.
- NOVARESE V. (1931) - *La formazione dioritico-kinzigitica in Italia*. Boll. R. Uff. Geol. It., **56**/7: 1-62.

- NOVO M., ACCOTTO S., NERVO R. & POGNANTE U. (1989) - *Jadeite-quartz bearing metatrandhjemites from the Mt Nero ophiolitic eclogites, Champorcher valley (North-Western Alps)*. *Ofoliti*, **14**: 57-62.
- OBERHÄNSLI R. (1980) - *P-T Bestimmungen anhand von Mineranaalysen in Eklogiten und Glaukophaniten der Ophiolite von Zermatt*. Schweiz. mineral. petrogr. Mitt., **60**: 215-235.
- OBERHÄNSLI R. (1982) - *The P-T history of some pillow lavas from Zermatt*. *Ofoliti*, **2**: 431-436.
- OBERHÄNSLI R., BOUSQUET R., ENGI M., GOFFÉ B., GOSSO G., HANDY M. & HÖCK V. *et alii* (2004) - *Metamorphic structure of the Alps 1:1.000.000*. Commission for the Geological Map of the World, Paris.
- OGNIBEN L., MARTINIS B. & ROSSI P.M. *et alii* (1973) - *Modello Strutturale d'Italia 1:1.000.000*. C.N.R., Grafica Editoriale Cartografica, S.p.A., Roma.
- OGNIBEN L., PAROTTO M. & PRATURLON A. (Eds.) (1975) - *Structural Model of Italy: 1.000.000, maps and explanatory notes*. Quaderni La Ricerca Sci., **90**: 496 pp.
- OMENETTO P. (1969) - *The significance of the inclusions in pyrite of two conformable cupriferous pyrite deposits, Alagna and Petit Monde, NW-Italy (with regard to metamorphic mobilisations of ores)*. Remobilization of ores and minerals, Cagliari, pp. 149-158.
- OROMBELLI G. (1998) - *Le torbe del Rutor: una successione significativa per la storia olocenica dei ghiacciai e del clima nelle Alpi*. Mem. Soc. Geogr. It., **55**: 153-165.
- OROMBELLI G. & PORTER S.C. (1981) - *Il rischio di frane nelle Alpi*. Le Scienze, **156**: 68-79.
- OULIANOFF N. (1955) - *Note concernant l'origine et le métamorphisme des « schistes de Casanna » (massif du Métailler dans le Val de Nendaz en Valais)*. Bull. Soc. Vaudoise Sci. Nat., **66**, n. 288: 77-91.
- OULIANOFF N. & TRÜMPY R. (1958) - *Feuille Grand Saint-Bernard avec notice explicative*. Atlas géologique de la Suisse 1:25.000, Feuille 33, Comm. Géol. Suisse, Berne, 39 pp.
- PAGANELLI E., COMPAGNONI R., NERVO R. & TALLONE S. (1995) - *Il lembo Austroalpino di Eaux Rousses e le sue relazioni con la Zona Ophiolitica Piemontese nell'alta Valle di Cogne, Valle d'Aosta meridionale*. In: POLINO R. & SACCHI R. (Eds.): *Atti convegno Alpi-Appennino, Peveragno 1994*, Scritti e Doc. Acc. Naz. Sci. dei XL, **14**: 335-354.
- PANSERI M., FONTANA E. & TARTAROTTI P. (2008) - *Evolution of rodingitic dykes: metasomatism and metamorphism in the Mount Avic serpentinites (Alpine ophiolites, southern Aosta valley)*. *Ofoliti*, **33**: 165-185.
- PAQUETTE J.-L., CHOPIN C. & PEUCAT J.-J. (1989) - *U-Pb zircon, Rb-Sr and Sm-Nd geochronology of high- to very-high-pressure meta-acidic rocks from the western Alps*. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **101**: 280-289.
- PASQUARÉ G. (1975) - *Geological summary of the Central Alps*. Quaderni La Ricerca Sci., CNR, Roma, **90**: 121-148.
- PASQUARÉ G., a cura (2001) - *Tettonica recente e instabilità di versante nelle Alpi Centrali*. Fondazione Cariplo per la Ricerca Scientifica, CNR-Istituto per la Dinamica dei Processi Ambientali, Milano, 208 pp.
- PASSCHIER C.W., URAI J.L., VAN LOON J. & WILLIAMS P.J. (1981) - *Structural geology of the central Sesia-Lanzo Zone*. *Geol. en Mijnbouw*, **60**: 497-507.
- PASUTO A. & SOLDATI M. (1990) - *Rassegna bibliografica sulle deformazioni gravitative profonde di versante*. *Il Quaternario*, **3/2**: 131-140.
- PAWLEY A.R. (1994) - *The pressure and stability limits of lawsonite: implication for H₂O recycling in subduction zones*. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **118**: 99-108.
- PECO L. (1988) - *La grande carta della "Valle di Sesia" del 1759; miniere e boschi nel primo rilevamento topografico della valle*. Comunità Montana Valsesia, Tipografia di Borgosesia s.a.s., 57 pp., in 8 fogli alla scala 1:23.900 circa.
- PENCK A. & BRÜCKNER E. (1909) - *Die Alpen im Eiszeitalter*. C.H. Tauchnitz, Leipzig, 1199 pp.
- PENNACCHIONI G. (1989) - *Struttura ed evoluzione metamorfica alpina del M. Emilius (Alpi occidentali)*. Tesi Dott. Univ. Padova, inedita.
- PENNACCHIONI G. (1995) - *Evoluzione strutturale del M. Emilius (Austroalpino, Alpi occidentali)*. *Rend. Soc. Geol. It.*, **14**: 97-100.
- PENNACCHIONI G. (1996) - *Progressive eclogitization under fluid-present conditions of pre-Alpine mafic granulites in the Austroalpine Mt Emilius Klippe (Italian Western Alps)*. *J. Structural Geol.*, **18**: 549-561.
- PENNACCHIONI G. & CESARE B. (1997) - *Ductile-brittle transition in pre-Alpine amphibolite facies mylonites during evolution from water-present to water-deficient conditions (Mont Mary nappe, Italian Western Alps)*. *J. metamorphic Geol.*, **15**: 777-791.
- PENNACCHIONI G., DI TORO G. & MANCKTELOW N.S. (2001) - *Strain-insensitive orientation of porphyroclasts in Mont Mary mylonites*. *J. Structural Geol.*, **23**: 1281-1298.
- PENNACCHIONI G. & GUERMANI A. (1993) - *The mylonites of the Austroalpine Dent Blanche nappe along the northwestern side of the Valpelline valley (Italian Western Alps)*. *Mem. Sci. Geol.*, **45**: 37-55.
- PERELLO P., GIANOTTI F., MONOPOLI B. & COLLABORATORI (2011) - *Foglio 089 Courmayeur e Note Illustrative*. Carta Geologica d'Italia alla scala 1:50.000, ISPRA, Regione Autonoma Valle d'Aosta, 152 pp.
- PETERS T.J., SCHWANDER H. & TROMMSDORFF V. (1978) - *Assemblages among Tephroite, Pyroxmangite, Rhodochrosite, Quartz: experimental data and occurrences in the Rhetic Alps*. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **42**: 325-332.
- PETTKE T., KRAMERS J.D. & VILLA I. (1999) - *Isotope systematics in vein gold from Brusson, Val d'Ays (NW Italy): (U+Th)/He and K/Ar in native Au and its fluid inclusions*. *Chem. Geol.*, **135**: 173-187.
- PFEIFER H.R., COLOMBI A. & GANGUIN J. (1989) - *Zermatt-Saas and Antrona zone: A petrographic and geochemical comparison of polyphase metamorphic ophiolites of the western-central Alps*. Schweiz. mineral. petrogr. Mitt., **69**: 217-236.
- PIEFNER O.A. *et alii* (Eds.) (1997) - *Deep structure of the Swiss Alps*. Birkhäuser Verlag, Basel, 380 pp.
- PIEPOLI P. (1933) - *Contributo allo studio dei giacimenti piritoso-cupriferi delle Alpi Occidentali. I - Il giacimento di Ollomont*. *Boll. Soc. Geol. It.*, **52/2**: 269-284.
- PIEPOLI P. (1934) - *Contributo allo studio dei giacimenti piritoso-cupriferi delle Alpi Occidentali. II - Il giacimento di Petit Monde*. *Boll. Soc. Geol. It.*, **53**: 195-210.
- PLATT J.P. (1986) - *Dynamics of orogenic wedges and the uplift of high-pressure metamorphic rocks*. *Geol. Soc. Am. Bull.*, **97**: 1037-1053.
- PLEUGER J., ROLLER S., WALTER J.M., JANSEN E. & FROITZHEIM N. (2007) - *Structural evolution of the contact between two Penninic nappes (Zermatt-Saas zone and Combin zone, Western Alps) and implications for the exhumation mechanism and palaeogeography*. *Intern. J. Earth Sci.*, **96**: 229-252.
- PLÖCHINGER B. (1995) - *Tectonics of the Northern Calcareous Alps: a review*. *Mem. Sci. Geol.*, **47**: 73-86.
- POGNAnte U. (1989) - *Lawsonite, blueschist and eclogite formation in the southern Sesia Zone (western Alps, Italy)*. *Eur. J. Mineral.*, **1**: 89-104.
- POGNAnte U., LOMBARDO B. & VENTURELLI G. (1983) - *Petrology and geochemistry of Fe-Ti gabbros and plagiogranites from the western Alps ophiolites*. *Ofoliti*, **8**: 191-195.
- POLI S. & SCHMIDT M.W. (1995) - *H₂O transport and release in subduction zones: experimental constraints on basaltic and andesitic systems*. *J. Geophys. Res.*, **100** (B11): 22299-22314.
- POLINO R. (1984) - *Les séries océaniques du Haut Val de Suse (Alpes Cottiennes): analyse des couvertures sédimentaires*. *Ofoliti*, **9**: 547-554.
- POLINO R., DAL PIAZ G.V. & GOSSO G. (1990) - *Tectonic erosion at the Adria margin and accretionary processes for the Cretaceous orogeny of the Alps*. *Mém. Soc. Géol. France*, **156**: 345-367.
- POLINO R., MALUSÀ M., MARTIN S., CARRARO F., GIANOTTI F., BONETTO F., SCHIAVO A. & GOUFFON Y. con la collaborazione di PERELLO P. (2012) - *Foglio 090 Aosta*. ISPRA, Carta Geologica d'Italia alla scala 1:50.000, edizione on line.
- PORTER S. & OROMBELLI G. (1981) - *Alpine Rockfall Hazards: recognitions and dating of rockfall deposits in the western Italian Alps lead to an understanding of the potential hazards of giant rockfalls in mountainous regions*. *American Scientist*, **69**: 67-75.
- PRINCIPI G., BORTOLOTTI V., CHIARI L., CORTESOGNO L., GAGGERO L., MARCUCCI M., SACCANI E. & TREVES B. (2004) - *The pre-orogenic volcano-sedimentary covers of the western Tethys oceanic basin: a review*. *Ofoliti*, **29/2**: 177-211.
- QUICK J., SINIGOI S. & MAYER A. (1994) - *Emplacement dynamics of a large mafic intrusion in the lower crust, Ivrea-Verbano zone, N. Italy*. *J. Geophys. Res.*, **99**: 21559-21573, 10.1029/94JB00113
- QUICK J., SINIGOI S., NEGRINI L., DE MARCHI G. & MAYER A. (1992) - *Synmagmatic deformation in the underplated igneous complex of the Ivrea-Verbano zone*. *Geology*, **20**: 613-616.
- RAHN M. (1991) - *Eclogites from the Minigrat, Siviez-Mischabel nappe (Valais, Switzerland)*. Schweiz. mineral. petrogr. Mitt., **71**: 415-426.
- RAMSAY J.G. (1981) - *Tectonics of the Helvetic nappes*. *Geol. Soc. London Spec. Publ.*, **9**: 293-309.
- RAOULT J.F. (1986) - *Le problème des microfossiles attribuées au Crétacé supérieur dans les Schistes lustrés piémontais (Alpes occidentales)*. *C.R. Acad. Sci. Paris, sér II*, **303/18**: 1679-1684.
- RATTO S. (1998) - *Il versante destro della Valle d'Aosta tra Pollein e Saint-Vincent: cartografia geologica di dettaglio e studio delle mineralizzazioni*.

- Tesi Laurea Sci. Geol. Univ. Torino, inedita, 213 pp.
- RATTO S., ARMAND M., BOIS M., GIARDINO M., GIORDAN A. & ALBERTO W. (2009) - *Il Progetto IFFI e le ricerche geomorfologiche regionali: caratteristiche e distribuzione dei fenomeni franosi in Valle d'Aosta*. Mem. Soc. Geografica It., **87**: 522-533.
- RATTO S., GIARDINO M., GIORDAN D., ALBERTO W. & ARMAND M. (2007) - *Carta dei fenomeni franosi della Valle d'Aosta, scala 1:100.000, e Note illustrative*. Regione Autonoma Valle d'Aosta, Assessorato Territorio, Ambiente e Opere Pubbliche, Tipografia Valdostana, 33 pp.
- REBAY G. (2003) - *A metamorphic map of the Corio and Monastero gabbro (Southern Sesia-Lanzo Zone, NW Italy)*. Mem. Sci. Geol., **55**: 21-30.
- REBAY G. & MESSIGA B. (2007) - *Prograde metamorphic evolution and development of chloritoid-bearing eclogitic assemblages in subcontinental metagabbro (Sesia-Lanzo zone, Italy)*. Lithos, **98**: 275-291.
- REBAY G. & SPALLA M.I. (2001) - *Emplacement at granulite facies conditions of the Sesia-Lanzo metagabbros: an early record of Permian rifting?* Lithos, **58**: 85-104.
- REBAY G., SPALLA M.I. & ZANONI D. (2012) - *Interaction of deformation and metamorphism during subduction and exhumation of hydrated oceanic mantle: Insights from the Western Alps*. J. metamorphic Geol., **30**: 687-702.
- REDDY S.M., KELLEY S.P. & WHEELER J. (1996) - *A ⁴⁰Ar/³⁹Ar laser probe study on micas from Sesia Zone, Italian Alps: implications for metamorphic and deformation histories*. J. metamorphic Geol., **14**: 493-508.
- REDDY S.M., WHEELER J., BUTLER R.W.H., CLIFF R.A., FREEMAN S., INGER S., PICKLES C. & KELLEY S.P. (2003) - *Kinematic reworking and exhumation within the convergent Alpine Orogen*. Tectonophysics, **365**: 77-102.
- REDDY S.M., WHEELER J. & CLIFF R.A. (1999) - *The geometry and timing of orogenic extension: an example from the Western Italian Alps*. J. metamorphic Geol., **17**: 573-589.
- REINECKE T. (1991) - *Very-high-pressure metamorphism and uplift of coesite-bearing metasediments from the Zermatt-Saas zone, Western Alps*. Eur. J. Min., **3**: 7-17.
- REINECKE T. (1998) - *Prograde high- to ultrahigh-pressure metamorphism and exhumation of oceanic sediments at Lago di Cignana, Zermatt-Saas Zone, western Alps*. Lithos, **42**: 147-189.
- REY G. (1904) - *Il Monte Cervino*. U. Hoepli, Milano, 287 pp.
- REINHARD B. (1966) - *Geologie und Petrographie der Monte Rosa-Zone, der Sesia Zone und des Canavese im Gebiet zwischen Valle d'Ossola und Valle Loana (prov. di Novara, Italien)*. Schweiz. mineral. petrogr. Mitt., **46**: 553-678.
- RIDLEY J. (1989) - *Structural and metamorphic history of a segment of the Sesia-Lanzo zone, and its bearing on the kinematics of Alpine deformation in the western Alps*. In COWARD M.P. et alii (Eds.): *Alpine Tectonics*. Geol. Soc. Spec. Publ., **45**: 189-201.
- RIGAULT G. (1959) - *Ricerche sui minerali silicatici di un importante giacimento dell'alta Valtournanche (Valle d'Aosta)*. Nota I: I granati. Acc. Sci. Torino, **93**: 350-368.
- RIGAULT G. (1961) - *Contributo allo studio dell'ivarovite dell'alta Valtournanche (Valle d'Aosta)*. Atti Acc. Sci. Torino, **96**: 153-174.
- RIGAULT G. (1962) - *Ricerche sul diopside dell'alta Valtournanche (Valle d'Aosta)*. Atti Acc. Sci. Torino, **96**: 534-546.
- RING U. (1994) - *Late Alpine kinematics of the Aosta-Ranzola fault, northwestern Italian Alps*. N. Jb. Geol. Pal. Mh., 1994/7: 434-442.
- RING U., COLLINS A.S. & KASSEM O.K. (2005) - *U-Pb SHRIMP data on the crystallization age of the Gran Paradiso augengneiss, Italian Western Alps: Further evidence for Permian magmatic activity in the Alps during break-up of Pangea*. Eclogae Geol. Helv., **98**: 363-370.
- RIZZINI A. & DONDI L. (1978) - *Erosional surface of Messinian age in the subsurface of the the Lombardian plain (Italy)*. Marine Geology, **27**: 303-325.
- RODA M. & ZUCALI M. (2008) - *Meso and microstructural evolution of the Mont Morion metaintrusive complex (Dent Blanche nappe, Austroalpine domain, Valpelline, Western Italian Alps)*. Boll. Soc. Geol. It. (Ital J. Geosci.), **127**: 105-123.
- RODA M. & ZUCALI M. (2011) - *Tectono-metamorphic map of the Mont Morion Permian metaintrusives (Mont Morion - Mont Collon - Matterhorn Complex, Dent Blanche Unit), Valpelline - Western Italian Alps*. Journal of Maps, 2011, 519-535, 10.4113/jom.2011.1194.
- ROEDER D. & BÖGEL H. (1978) - *Geodynamic interpretation of the Alps*. Inter-Union Comm. Geodyn. Sci. Reports, **38**: 191-212.
- ROETLISBERGER F. (1985) - *Etude géologique et pétrographique du cirque du Breuil*. Diploma Ist. Min. Petr. Univ. Berna, 259 pp.
- ROLFO F., COMPAGNONI R. & TOSONI D. (2004) - *Geology and petrology of the Austroalpine Châtillon Slice, Aosta Valley, Western Alps*. Geodinamica Acta, **17**: 91-105.
- ROLLAND Y., ROSSI M., COX S.F., CORSINI M., MANCKTELOW N., PENNACCHIONI G., FORNARI M. & BOULLIER A.M. (2008) - *⁴⁰Ar/³⁹Ar dating of synkinematic white mica: insights from fluid-rock reaction in low-grade shear zones (Mont Blanc Massif) and constraints on timing of deformation in the NW external Alps*. In: WIBBERLEY C.A.J. et alii (Eds.): *The internal structure of fault ones: implications for mechanical and fluid-flow properties*. Geol. Soc. London, **299**: 293-315.
- RONDOLINO R. (1937) - *Sopra alcuni minerali dell'alta Valtournanche (Valle d'Aosta)*. Periodico Min., **8**: 53-56.
- RONDOLINO R. (1938) - *Sopra l'Epidoto delle "Gouffres" di Busserailles in Valtournanche (Valle d'Aosta)*. Periodico Min., **9**: 25-34.
- ROSENBAUM G. & LISTER G.S. (2005) - *The Western Alps from the Jurassic to Oligocene: spatio-temporal constraints and evolutionary reconstructions*. Earth-Sci. Rev., **69**: 281-306.
- ROSSI M., ROLLAND Y., VIDAL O. & COX S.F. (2005) - *Geochemical variations and element transfer during shear-zone development and related episyenites at middle crust depths: insights from the Mont Blanc granite (French-Italian Alps)*. Geol. Soc. London, Special Publ., **245**: 373-396.
- ROTTURA A., BARGOSSO G.M., VISONÀ D. & TRANNE C.A. (1998) - *Petrological and geochemical evidence on the origin of the Permian magmatism in the central-eastern Southern Alps, Italy*. Mem. Soc. Geol. It., **53**: 9-21.
- ROURE F., BERGERAT F., DAMOTTE B., MUNIER J.L. & POLINO R. (1996) - *The ECORS-CROP Alpine seismic-traverse*. Mem. Soc. Géol. France, **170**: 113 pp.
- ROURE F., CHOUKROUNE P. & POLINO R. (1996) - *Deep seismic reflection data and new insights on the bulk geometry of mountain ranges*. C.R. Acad. Sci. Paris, **322**: 345-359.
- ROURE F., HEITZMANN P. & POLINO R., Eds (1990) - *Deep structure of the Alps*. Mém. Soc. géol. France, **156**: 367 pp.
- ROVIDA A., CAMASSI R., GASPERINI P. & STUCCHI M. (2011) - *CPTI11, la versione 2011 del Catalogo Parametrico dei Terremoti Italiani* [WWW Document]. URL <http://emidius.mi.ingv.it/CPTI>
- RUBATTO D. & GEBAUER D. (1996) - *Timing of formation and subduction of the Zermatt-Saas ophiolites (Western Alps): a combined cathodoluminescence-SHRIMP study using zircon*. Mitt. Oesterr. Min. Ges., **141**: 193-195.
- RUBATTO D., GEBAUER D. & COMPAGNONI R. (1999) - *Dating of eclogite-facies zircons: the age of Alpine metamorphism in the Sesia-Lanzo Zone (Western Alps)*. Earth Planet. Sci. Lett., **167**: 141-158.
- RUBATTO D., GEBAUER D. & FANNING M. (1998) - *Jurassic formation and Eocene subduction of the Zermatt-Saas Fe ophiolites: implications for the geodynamic evolution of the central and western Alps*. Contrib. Mineral. Petrol., **132**: 269-287.
- RUBATTO D., LIATI A. & GEBAUER D. (2003) - *Dating ultrahigh pressure metamorphism*. In: CARSWELL A. & COMPAGNONI R. (Eds): *Ultrahigh pressure metamorphism*. EMU Notes in Mineralogy, **5**: 341-363.
- RUBATTO D., SCHALTEGGER U., LOMBARDO B., COLOMBO F. & COMPAGNONI R. (2001) - *Complex Paleozoic magmatic and metamorphic evolution in the Argentera Massif (Western Alps) resolved with U-Pb dating*. Schweiz. mineral. petrogr. Mitt., **81**: 213-228.
- RUTTER E.H., BRODIE K. & BURLINI L. (2009) - *The Ivrea-Verbano zone - Valle d'Ossola excursion*. September 18, 2009, Guidebook.
- SACCO F. (1923) - *Come si formò il Cervino*. Giovane Montagna, **9/2**: 27-32.
- SACCO F. (1927) - *Il glacialismo della Valle d'Aosta*. Serv. Uff. Idrogr. Po, Parma, 66 pp., con carta glaciologica della Valle d'Aosta e carta dell'Anfiteatro morenico di Ivrea al 1:100.000 (1926).
- SALOT P., DAL PIAZ G.V. & FREY M., HUNZIKER J.C., KIENAST R., LOMBARDO B., MEVEL C., NATALE P. & NERVO R. avec la collaboration de GOSSO G. (1980) - *Métamorphisme de haute pression dans les Alpes Franco-Italo-Suisses*. Géologie Alpine, **56**: 203-235.
- SAPIGNI M., BERTI M., BETHAZ E., BUSILLO A. & CARDONE G. (2002) - *TBM performance estimation using rock mass classifications*. Int. J. Rock Mechanics Mining Sciences, **39**: 771-788.
- SARTORI M. (1987) - *Structure de la zone du Combin entre les Diablond et Zermatt (Valais)*. Eclogae Geol. Helv., **80**: 789-814.
- SARTORI M. (1990) - *L'unité du Barrhorn (Zone pennique, Valais, Suisse)*. Mém. Géol. Lausanne, **6**: 156 pp.
- SARTORI M., BAILLIFARD F., JABOYEDOFF M. & ROUILLER J. (2003) - *Kinematics of the 1991 Randa rockslides (Valais, Switzerland)*. Nat. Hazards Earth Syst. Sci., **3**: 423-433.
- SARTORI M., GOUFFON Y. & MARTHALER M. (2006) - *Harmonisation et définition des unités lithostratigraphiques briançonnaises dans les nappes penniques du Valais*. Eclogae Geol. Helv., **99**: 363-407.

- SARTORI M. & MARTHALER M. (1994) - *Exemples de relations socle-couverture dans les nappes penniques du Val d'Hérens*. Schweiz. mineral. petrogr. Mitt., **74**: 503-509.
- SAVARY J. & SCHNEIDER B. (1983) - *Deformations superposées dans les Schistes lustrés et les Ophiolites du val d'Hérens (Valais)*. Eclogae Geol. Helv., **76**: 381-389.
- SCAMBELLURI M. & PHILLIPOT P. (2001) - *Deep fluids in subduction zones*. Lithos, **55**: 213-227.
- SCAMBELLURI M., PENNACCHIONI G. & PHILLIPOT P. (1998) - *Salt-rich aqueous fluids formed during eclogitization of metabasites in the Alpine continental crust (Austroalpine Mt Emilius unit, Italian western Alps)*. Lithos, **43**: 151-167.
- SCAMBELLURI M., FIEBIG J., MALASPINA N., MÜNTENER O. & PETTKE T. P. (2004) - *Serpentinite subduction: Implications for fluid processes and trace-element recycling*. Intern. Geol. Review, **46**: 595-613.
- SCHAEER J.-P. (1959a) - *Géologie de la partie septentrionale de l'éventail de Bagnes entre le val d'Hérens et le val de Bagnes, Valais, Suisse*. Arch. Sci. Genève, **12/4**: 473-620.
- SCHAEER J.P. (1959b) - *Les porphyries quartzifères et les roches volcaniques prétriasiques de la nappe du Grand St-Bernard, Valais, Suisse*. Geol. Rundschau, **46**: 147-158.
- SCHARDT H. (1893) - *Sur l'origine des Préalpes romandes (zone du Chablais et du Stockhorn)*. Archives Sci. Phys. Nat. Genève, **30**: 570-583.
- SCHARDT H. (1898) - *Les régions exotiques du versant N des Alpes suisses*. Bull. Soc. Vaudoise Sci. Nat., **34**: 114-219.
- SCHARDT H. (1904) - *Note sur le profil géologique et la tectonique du Simplon comparés aux travaux antérieurs*. Eclogae Geol. Helv., **8**: 173-200.
- SCHIAVO A. (1992) - *Studio geologico-strutturale del Sistema Austroalpino nel versante nord-est della Comba di Cignana (Valle d'Aosta)*. Tesi Laurea Sci. Geol. Univ. Padova, inedita, 141 pp.
- SCHIAVO A. (1997) - *Evoluzione tettonica e metamorfica del massiccio del Ruitor*. Tesi Dott. Ricerca Sci. Terra Univ. Padova, con carta geol. 1:10.000.
- SCHIERMEIER Q. (2003) - *Alpine thaw breaks ice over permafrost's role*. Nature, **424**: 712.
- SCHMID S.M., FÜGENSCHUH B., KISSLING E. & SCHUSTER R. (2004) - *Tectonic map and overall architecture of the Alpine orogen*. Eclogae Geol. Helv., **97**: 93-117.
- SCHMIDT C. (1907) - *Ueber die Geologie des Simplongebietes und die Tektonik der Schweizer Alpen*. Eclogae Geol. Helv., **9**: 484-584.
- SCHMIDT M.W. & POLI S. (1998) - *Experimentally based water budgets for dehydrating slabs and consequences for arc magma generation*. Earth Planet. Sci. Lett., **163**: 361-379.
- SELLA Q. (1862) - *Sul modo di fare la Carta geologica del Regno d'Italia. Relazione del Commendatore Quintino Sella al Sig. Commendatore Cordova Ministro di Agricoltura, Industria e Commercio*. Atti Soc. It. Scienze Naturali in Milano, **4**: 1-43. Ristampa anastatica a cura CNR-Centro Studi Geodinamica Catene Collisionali Torino, Tipografia Gariazzo M. & Figli, Vigliano Biellese 1997.
- SELLA Q. (1864) - *Sulla costituzione geologica e sulla industria del Biellese*. Discorso inaugurale alla prima riunione Soc. It. Sci. Nat., Biella 3-6 Settembre 1864.
- SIBSON R.H. (1980) - *Transient discontinuities in ductile shear zones*. J. Structural Geol., **2**: 165-174.
- SISMONDA A. (1839) - *Osservazioni geologiche e mineralogiche sopra i monti posti tra la valle d'Aosta e quella di Susa in Piemonte*. Mem. R. Acc. Sci. Torino, ser. 2, **1**: 42 pp.
- SISMONDA A. (1840) - *Osservazioni mineralogiche e geologiche per servire alla formazione della Carta geologica del Piemonte*. Mem. R. Acc. Sci. Torino, ser. 2, **2**: 40 pp., Tav. I: Carta geol. colorata a mano della valle d'Ossola e parte della valle Sesia dal Lago Maggiore a Biella al 1:430.000; Tav. II: due sezioni del Monte Orongo e una sezione Masserano-Biella-Santuario di Oropa.
- SISMONDA A. (1848) - *Notizie e sciarimenti sulla costituzione delle Alpi Piemontesi*. Mem. R. Acc. Sci. Torino, ser. 2, **9**: 123 pp.
- SISMONDA A. (1858) - *Classificazione dei terreni stratificati delle Alpi tra il Monte Bianco e la Contea di Nizza*. Mem. R. Acc. Sci. Torino, ser. 2, **12**: 70 pp.
- SISMONDA A. (1862-66) - *Carta geologica di Savoia, Piemonte e Liguria*. Governo di S.M. Vittorio Emanuele II, Re d'Italia.
- SISMONDA A. (1867) - *Nuove osservazioni geologiche sulle rocce antracitifere delle Alpi*. Mem. R. Acc. Sci. Torino, ser. 2, **24**: 1-26.
- SISMONDA A., STOPPANI A. & GIORDANO F. (1865) - *Rapporto della Commissione istituita per l'esame geologico delle grandi gallerie progettate attraverso le Alpi Italo-Elvetiche*. Boll. Trimestrale Club Alpino di Torino, Tipografia Cassone, Torino, 1865/3: 35-51.
- SMITH A.G. (1971) - *Alpine deformation and oceanic areas of the Tethys, Mediterranean and Atlantic*. Geol. Soc. Am. Bull., **82**: 2039-2070.
- SORRISO-VALVO M. (1995) - *Considerazioni sul limite tra deformazione gravitativa profonda di versante e frana*. Mem. Soc. Geol. It., **50**: 179-185.
- SPALLA M.I., LARDEAUX J.M., DAL PIAZ G.V. & GOSSO G. (1991) - *Métamorphisme et tectonique à la marge externe de la Zone Sesia-Lanzo (Alpes occidentales)*. Mem. Sci. Geol., **43**: 361-369.
- SPALLA I.M., LARDEAUX J.M., DAL PIAZ G.V., GOSSO G. & MESSIGA B. (1996) - *Tectonic significance of Alpine eclogites*. J. Geodynamics, **21**: 257-285.
- SPEERLICH R. (1988) - *The transition from crossite to actinolite in metabasites of the Combin Unit in Vallée St. Barthelemy (Aosta, Italy)*. Schweiz. mineral. petrogr. Mitt., **68**: 215-224.
- SPICHER A. (1980) - *Carte tectonique de la Suisse, 1:500.000*. 2e Ed., Comm. Géol. Suisse, Berne.
- STAMPFLI G. (1993) - *Le Briançonnais, terrain exotique dans les Alpes?* Eclog. Geol. Helv., **86**: 1-45.
- STAMPFLI G.M. & BOREL G.D. (2002) - *A plate tectonic model for the Paleozoic and Mesozoic*. Earth Planet. Sci. Lett., **196**: 17-33.
- STAMPFLI G.M. & BOREL G.D. (2004) - *The TRANSMED transects in space and time: constraints on the paleotectonic evolution of the Mediterranean domain*. In: CAVAZZA W. et alii (Eds.): The TRANSMED Atlas. Springer, Berlin Heidelberg New York, pp. 53-80.
- STAUB R. (1917) - *Ueber Faziesverteilung und Orogenese in den südöstlichen Schweizeralpen*. Beitr. Geol. Karte Schweiz, **46**: 165-198.
- STAUB R. (1917) - *Das Aequivalent der Dentblanchedecke in Bünden*. Viert. Naturf. Ges. Zürich, Zürcher & Furrer Ed., **62**: 22 pp.
- STAUB R. (1924) - *Der Bau der Alpen*. Beitr. Geol. Karte Schweiz, **52**: 272 pp.
- STAUB R. (1937) - *Gedanken zum Bau der Westalpen zwischen Bernina und Mittelmeer*. Viert. naturf. Ges. Zürich, **82**: 140 pp.
- STAUB R. (1938) - *Einige Ergebnisse vergleichender Studien Zwischen Wallis und Bünden*. Eclogae Geol. Helv., **31**: 345-353.
- STAUB R. (1942a) - *Ueber den Bau der Zone du Combin der Walliser Alpen*. Eclogae Geol. Helv., **35**: 111-112.
- STAUB R. (1942b) - *Radiolarit im Walliser Hochpenninikum*. Eclogae Geol. Helv., **35**: 101-103.
- STAUB R. (1957) - *Vom Bau der Dentblanche-Decke und seinen Beziehungen zum Bernina-System*. Eclogae Geol. Helv., **50**: 171-230.
- STAUB R. (1958) - *Klippendecke und Zentralalpenbau, Beziehungen und Probleme*. Beitr. Geol. Karte Schweiz, N.F., **103**: 184 pp.
- STECK A., BIGIÖGGERO 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. n. 123, 4 feuilles.
- STECK A., ÉPARD J.-L., ESCHER A., GOUFFON Y. & MASSON H. (2001) - *Carte tectonique des Alpes de Suisse occidentale et des régions avoisinantes 1:100.000. Notice explicative*. Office fédérale des eaux et de la géologie, 73 pp.
- STECK A., ÉPARD J.-L., ESCHER A., LEHNER P., MARCHANT R. & MASSON H. (1997) - *Geological interpretation of the seismic profiles through Western Switzerland: Raviil (W1), Val d'Anniviers (W2), Mattertal (W3), Zmutt-Zermatt-Findelen (W4) and Val de Bagnes (W5)*. In: PFIFFNER O.A. et alii (Eds.): Deep structure of the Swiss Alps. Birkhäuser Verlag, Basel, 123-137.
- STEINMANN G. (1905) - *Geologische Beobachtungen in den Alpen: Die Schardt'sche Ueberfaltungstheorie und die geologische Bedeutung der Tiefseeabsätze und der ophiolitischen Massengesteine*. Ber. natf. Ges. Freiburg, **16**: 18-67.
- STEINMANN G. (1927) - *Die ophiolitischen Zonen in den mediterranen Kettengebirgen*. C.R. XIV Congr. Géol. Int., 1926, Graficas Reunidas, Madrid, **2**: 637-667.
- STEINMANN G. (1927) - *Die ophiolitischen Zonen in den mediterranen Kettengebirgen*. Translated by Bernoulli D. & Friedman G.M. (2003), Geol. Soc. Am. Special Paper, **373**: 77- 91.
- STELLA A. (1894) - *Relazione sul rilevamento eseguito nell'anno 1893 nelle Alpi occidentali (valli dell'Orco e della Soana)*. Bolletino R. Comitato Geol. d'Italia, **25**: 343-371.
- STELLA A. (1902) - *Relazione di rilevamento*. Boll. R. Comit. Geol. d'It., **33**: 36-38 (parte ufficiale).
- STELLA A. (1905) - *Il problema geotettonico dell'Ossola e del Sempione*. Boll. R. Comit. Geol. Ital., **36**: 5-41.
- STELLA A. (1906) - *Sui calcescisti della valle di Furggen e sui gneiss di M. Emilius e M. Raffè*. Boll. Soc. Geol. It., **25**: 46-47.
- STELLA A. (1927) - *Sezioni geologiche attraverso l'alta Valle di Aosta*. Fogli 27-28-29-41-42. R. Ufficio Geol., Stabilimento L. Salomone, Roma.
- STELLA A. (1943) - *I giacimenti auriferi delle Alpi italiane*. Mem. Descr. Carta Geol. d'It., **27**: 134 pp.

- STRAGIOTTI L. & PERETTI L. (1953) - *Osservazioni di conii di ghiaccio sulla frana della Becca di Lusney (Valle d'Aosta)*. Boll. Comit. Glaciol. It., ser. 2, **4**: 213-219.
- STUIVER M., REIMER P.J., BARD E., BECK W.J., BURR G.S., HUGHEN K.A., KROMER B., MC CORMAC G., VAN DER PLICHT J. & SPURK M. (1998) - *INTCAL98 radiocarbon age calibration, 24,000 - 0 cal. BP*. Radiocarbon, **40**: 1041-1083.
- STUDER B. (1851-53) - *Geologie der Schweiz*. Bern.
- STÜNITZ H. (1989) - *Partitioning of metamorphism and deformation in the boundary region of the "Seconda Zona Dioritico-Kinzigitica", Sesia Zone, Western Alps*. Ph.D. Thesis ETH Zurich.
- STURANI C. (1973) - *Considerazioni sui rapporti tra Appennino settentrionale ed Alpi occidentali*. Quaderni Acc. Naz. Lincei, **183**: 117-142.
- STURANI C. (1975) - *Explanatory notes on the western Alps (from the Sesia-Valtaggio line to the Val d'Ossola)*. Structural Model of Italy, Quaderni La Ricerca Sci., CNR, **90**: 149-174.
- STUTZ A.H. (1940) - *Die Gesteine der Arollaserie im Valpelline (Provinz Aosta, Oberitalien)*. Schweiz. mineral. petrogr. Mitt., **20**: 117-246.
- STUTZ A.H. & MASSON R. (1938) - *Zur Tektonik der Dent Blanche Decke*. Schweiz. mineral. petrogr. Mitt., **18**: 40-53.
- SUE C. & TRICART P. (2003) - *Neogene to ongoing normal faulting in the inner western Alps: A major evolution of the late alpine tectonics*. Tectonics, **22**: 1-25.
- SUE C., DELACOU B., CHAMPAGNAC G.-D., ALLANIC C., TRICART P. & BURKHARD M. (2007) - *Extensional neotectonics around the bend of the Western/Central Alps: an overview*. Int. J. Earth Sci., **96**: 1101-1129.
- SUESS E. (1875) - *Die Entstehung der Alpen*. Braunmüller, Wien, 168 pp.
- TARAMELLI T. & PARONA C.F. (1911) - *Sull'età da assegnare alla zona delle pietre verdi nella Carta geologica delle Alpi occidentali (In corso di pubblicazione nella scala di 1:100,000)*. Boll. R. Comit. Geol. d'Italia, **42**: 9-24 (parte ufficiale).
- TARTAROTTI P. (1988) - *Le ofioliti della media e bassa Valle di St. Marcel (Aosta)*. Tesi Dott. Sci. Terra, Univ. Padova, 120 pp.
- TARTAROTTI P., BENCIOLETTI L. & MONOPOLI B. (1998) - *Brecce serpentinitiche nel massiccio ultrabassico 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.
- TERMIER P. (1903) - *Sur la synthèse géologique des Alpes orientales*. C.R. Acad. Sci. Paris, **137**: 939-941.
- TERMIER P. (1904) - *Les nappes des Alpes orientales et la synthèse des Alpes*. Bull. Soc. Géol. France, sér. 4, **3** (1903) : 843-928.
- THÉLIN P. (1992) - *Les métapelites du Mont Mort: une fenêtre métamorphique (Nappe des Pontis, Zone du Rutor, Valais)*. Mém. Soc. Vaudoise Sci. Nat., **82/2** : 97-116.
- THÉLIN P. (2001) - *Passing through the pre-alpine basement of the Briançonnais from Visp to Randa (Middle Penninic Units, Eastern Wallis, Switzerland)*. In STAMPFLI G.M. (Ed): *Geology of the western Swiss Alps, a guide-book*. Mém. Géol. Lausanne, **36**: 129-146.
- THÉLIN P. & AYRTON S. (1983) - *Cadre évolutif des événements magmatico-métamorphiques du socle ante-triasique dans le domaine pennique (Valais)*. Schweiz. mineral. petrogr. Mitt., **63**: 393-420.
- THÉLIN P., SARTORI M., LENGELER R. & SCHÄRER J.P. (1990) - *Eclogites of Paleozoic or early Alpine age in the basement of the Penninic Siviez-Mischabel nappe, Wallis, Switzerland*. Lithos, **25**: 71-88.
- THÉLIN P., SARTORI M., BURRI M., GOUFFON Y. & CHESSEX R. (1993) - *The pre-Alpine basement of the Briançonnais (Wallis, Switzerland)*. In: VON RAUMER J. & NEUBAUER F. (Eds.): *The Pre-Mesozoic Geology of the Alps*. Springer Berlin, 297-313.
- THÖNI M. & JAGOUTZ E. (1993) - *Isotopic constraints for eo-Alpine high-P metamorphism in the Austroalpine nappes of the Eastern Alps: bearing on Alpine orogenesis*. Schweiz. mineral. petrogr. Mitt., **73**: 177-189.
- THÖNI M., MILLER C., BLICHER-TOFT J., WHITEHOUSE M.J., KONZETT J. & ZANETTI A. (2008) - *Timing of high-pressure metamorphism and exhumation of the eclogite typelocality (Kupplerbrunn-Prickler Halt, Saualpe, south-eastern Austria): constraints from correlations of the Sm-Nd, Lu-Hf, U-Pb and Rb-Sr isotopic systems*. J. metam. Geol., **26**: 561-581.
- TOFFOLON G. (1998) - *Studio Geologico-Strutturale dell'alta Valtournanche (Ao)*. Tesi Laurea Sci. Geol. Univ. Padova, inedita.
- TROMMSDORFF V., SCHWANDER H. & PETERS T.J. (1970) - *Mangansilikate der alpinen metamorphose in radiolariten der Julier-Bernina-Gebiete*. Schweiz. mineral. petrogr. Mitt., **50**: 599-605.
- TRÜMPY R. (1955a) - *La zone de Sion-Courmayeur dans le haut Val Ferret valaisan*. Eclogae Geol. Helv., **47**: 315-359.
- TRÜMPY R. (1955b) - *Remarques sur la corrélation des unités penniques externes entre la Savoie et le Valais et sur l'origine des nappes préalpines*. Bull. Soc. Géol. France, **5**: 217-231.
- TRÜMPY R. (1960) - *Paleotectonic evolution of the Central and Western Alps*. Geol. Soc. Am. Bull., **71**: 843-908.
- TRÜMPY R. (1971) - *Stratigraphy in mountain belts*. Quarterly J. Geol. Soc. London, **126**: 293-318.
- TRÜMPY R. (1991) - *The Glarus nappe, a controversy of a century ago*. In: MCKENZIE J. & MÜLLER D. (Eds.): *Controversies in Modern Geology*, Academic Press, 385-404.
- TRÜMPY R. (1996) - *Alpine geology: whence, whither?* Eclogae Geol. Helv., **89**: 7-12.
- TRÜMPY R. (2001) - *Why plate tectonics was not invented in the Alps*. Int. J. Earth Sci., **90**: 477-483.
- TRÜMPY R., GRÜNENFELDER M., KÖPPEL V., MÜLLER ST. & TROMMSDORFF V. with contributions by BERNOULLI D. (1980) - *An outline of the Geology of Switzerland*. Geology of Switzerland, a guide-book. Part A: Schweiz. Geol. Kommission, Wepf & Co., Basel, pp. 1-104.
- TRÜMPY R. & LEMOINE M. (1988) - *M. Bertrand (1847-1907): les nappes de charriage et le cycle orogénique*. C.R. Acad. Sci. Paris, Sci. Terre, **327**: 211-224.
- TRÜMPY R. & OBERHAUSER R. (1999) - *Zu den Beziehungen zwischen österreichischen und schweizerischen Geologen: die Tektonik der Alpen, 1875-1950*. Abh. Geol. Bundes-Anstalt Wien, **56**: 13-28.
- TSUJIMORI T., SISSON V.B., LIOU J.G., HARLOW G.E. & SORENSEN S.S. (2006) - *Very-low temperature record of the subduction process: a review of worldwide lawsonite eclogites*. Lithos, **92**: 609-624.
- TUMIATI S. (2005) - *Geochemistry, mineralogy and petrology of the eclogitized manganese deposits of Praborna (Valle d'Aosta, Western Italian Alps)*. Ph.D. Thesis, Univ. Insubria-Univ. Paris 7, 241 pp.
- TUMIATI S., MARTIN S. & GODARD G. (2010) - *Hydrothermal origin of manganese in the high-pressure ophiolite metasediments of Praborna ore deposits (Aosta Valley, Western Alps)*. Eur. J. Mineral., **22**: 577-594.
- ULMER P. & TROMMSDORFF V. (1995) - *Serpentine stability to mantle depths and subduction-related magmatism*. Science, **268** (5212): 858-861.
- VALBUSA U. (1921) - *La catastrofe del Monte Bianco e del ghiacciaio della Brenna del 14 e 19 novembre 1920*. Boll. R. Soc. Geografica It., **58/3-4**: 95-114, 151-162.
- VAN DER KLAUW S.N.G.C., REINECKE T. & STÖCKHERT B. (1997) - *Exhumation of ultrahigh-pressure metamorphic oceanic crust from Lago di Cignana, Piemontese zone, western Alps: the structural record in metabasites*. Lithos, **41**: 79-102.
- VANNAY J.C. & ALLEMANN R. (1990) - *La zone Piémontaise dans le Haut-Valtournanche (Val d'Aoste, Italie)*. Eclogae Geol. Helv., **83**: 21-39.
- VANNI M. (1925) - *La frana del giugno 1925 in Valtournanche*. Zeitschr. Für Geomorph., 292-293.
- VANNI M. (1940) - *La frana del maggio 1939 in Valtornenza*. Boll. R. Soc. Geografica It., ser. 7, **5**: 208-211.
- VANNI M. (1943) - *La frana del Cervino del 9 luglio e del 18 agosto 1943*. Boll. Soc. Geogr. It., ser. 7, **8/6**: 362-363.
- VANNOSSI M. (1991) - *Alpi Liguri*. Guide Geol. Regionali, Soc. Geol. It., BE-MA Milano, **2**: 293 pp.
- VENTURELLI G., THORPE R.S., DAL PIAZ G.V., DEL MORO A. & POTTS P.J. (1984) - *Petrogenesis of calc-alkaline, shoshonitic and associated ultrapotassic Oligocene volcanic rocks from the Northwestern Alps, Italy*. Contrib. Mineral. Petrol., **86**: 209-220.
- VENTURINI G. (1995) - *Geology, geochemistry and geochronology of the inner central Sesia Zone (Western Alps-Italy)*. Mém. Géol. Lausanne, **25**: 1-148.
- VENTURINI G., HUNZIKER J.C. & PFEIFER H.R. (1996) - *Geochemistry of mafic rocks in the Sesia Zone (western Alps), new data and interpretations*. Eclogae Geol. Helv., **89**: 369-388.
- VENTURINI G., MARTINOTTI G., ARMANDO G., BARBERO M. & HUNZIKER J.C. (1994) - *The central Sesia Lanzo Zone (western Italian Alps), new field observations and lithostratigraphic subdivisions*. Schweiz. mineral. petrogr. Mitt., **74**: 115-125.
- VENTURINI G., MARTINOTTI G. & HUNZIKER J.C. (1991) - *The protoliths of the "Eclogitic Micaschists" in the lower Aosta Valley (Sesia-Lanzo zone, Western Alps)*. Mem. Sci. Geol., **43**: 347-359.
- VICIDOMINI A. (2008) - *Geological and mineralogical analysis of hydrothermal manifestations associated to the Aosta-Ranzola Fault (Italian Western Alps)*. Plinius, **34**: 155-159.
- VOGLER W.S. (1984) - *Alpine structures and metamorphism at the Pilonet Klippe - a remnant of the Austroalpine nappe system in the Italian Western Alps*. Geol. Rundsch., **73**: 175-206.

- VOGLER W.S. (1987) - *Fabric development in a fragment of Tethyan oceanic lithosphere from the Piemonte ophiolite nappe of the Western Alps, Valtournaiche, Italy*. J. Structural Geol., **9**: 935-953.
- VON RAUMER J.F. & NEUBAUER F. (1993) - *Late Precambrian and Palaeozoic Evolution of the Alpine Basement - An overview*. In: VON RAUMER J. & NEUBAUER F. J.F. (Eds.): *Pre-Mesozoic geology in the Alps*. Springer Verlag, Berlin Heidelberg, 625-639.
- VON RAUMER J.F. & STAMPFLI R. (2008) - *The birth of the Rbeic Ocean - Early Palaeozoic subsidence patterns and subsequent tectonic plate scenarios*. Tectonophysics, **461**: 9-20.
- VUICHARD J. P. (1989) - *La marge austroalpine durant la collision alpine: évolution tectonométamorphique de la zone Sesia-Lanzo*. Mém. Doc. Centre Armoricain Etud. Struct. Socles, **24**: 307 pp.
- WEGMANN E. (1923) - *Zur Geologie der St. Bernhard-Decke im Val d'Hérens (Wallis)*. Bull. Soc. Neuchâtoise Sci. Nat., **47** (1922): 3-63.
- WEIDMANN M. & ZANINETTI L. (1974) - *Quelques données nouvelles sur la série du Mont-Dolin (nappe de la Dent Blanche, Valais)*. Eclogae Geol. Helv., **67**: 597-603.
- WHYMPER E. (1900) - *Scrambles among the Alps in the years 1860-1869*. John Murray, London, 5th Ed., 468 pp.
- WILLIAMS P.F. & COMPAGNONI R. (1983) - *Deformation and metamorphism in the Bard area of the Sesia Lanzo Zone, Western Alps, during subduction and uplift*. J. metamorphic Geol., **1**: 117-140.
- WUST G.H. & SILVERBERG D.S. (1989) - *Northern Combin zone complex - Dent Blanche nappe contact: extension within the convergent Alpine belt*. Schweiz. mineral. petrogr. Mitt., **69**: 251-259.
- ZAGGIA L. (1987) - *Studio geologico e strutturale del lembo del M. Mary (settore centrale)*. Tesi Laurea Sci. Geol. Univ. Padova, inedita, 181 pp.
- ZANCHETTA S., D'ADDA P., ZANCHI A., BARBERINI V. & VILLA I.M. (2011) - *Cretaceous-Eocene compressions in the central Southern Alps (N Italy) inferred from ⁴⁰Ar/³⁹Ar dating of pseudotachylytes along regional thrust faults*. J. Geodynamics, **51**: 245-263.
- ZANCHETTA S., GARZANTI E., DOGLIONI C., ZANCHI A. (2012) - *The Alps in the Cretaceous: a doubly vergent pre-collisional Orogen*. Terra Nova, **24/5**: 351-356.
- ZANELLA P. (1992) - *I gabbri del Cervino e le sue miloniti*. Tesi Laurea Sci. Geol. Univ. Padova, inedita, 167 pp.
- ZANONI D., REBAY G., SPALLA M.I. & BERNARDONI J. (2011) - *Eclogitised rodingites of the Zermatt-Saas Zone: unravelling their evolution through deformation-metamorphism relationships*. Rend. online Soc. Geol. It., **15**: 131-134.
- ZANONI D., REBAY G., BERNARDONI J. & SPALLA I.M. (2012) - *Using multiscale structural analysis to infer high-pressure/ultrahigh-pressure assemblages in subducted rodingites of the Zermatt-Saas Zone at Valtournaiche, Italy*. Journal of the Virtual Explorer, Electronic Edition, ISSN 1441-8142, **41**, paper 6, 30 pp.
- ZIMMERMANN M. (1955) - *Geologische Untersuchungen in der Zone du Combin im Val de Zinal und Val de Moiry*. Eclogae Geol. Helv., **48**: 149-243.
- ZISCHINSKY U. (1969) - *Ueber Sackungen*. Rock Mechanics, **1**: 30-52.
- ZUCALI M. (2002) - *Foliation map of the "Eclogitic Micaschists Complex" (monte Mucrone - monte Mars - Mombarone, Sesia-Lanzo Zone, Italy)*. Mem. Sci. Geol., **54**, 87-100, con carta strutturale al 1:10.000.
- ZUCALI M., MANZOTTI P., DIELLA V., PESENTI C., RISPENDE A., DARLING J. & ENGI M. (2011) - *Permian tectonometamorphic evolution of the Dent-Blanche Unit (Austroalpine domain, Western Italian Alps)*. Rendiconti online Soc. Geol. It., **15**: 133-136.
- ZUCALI M., SPALLA M.I. & GOSSO G. (2002) - *Strain partitioning and fabric evolution as a correlation tool: the example of the Eclogitic Micaschists Complex in the Sesia-Lanzo Zone (Monte Mucrone-Monte Mars, Western Alps, Italy)*. Schweiz. mineral. petrogr. Mitt., **82**: 429-454.
- ZULAUFG R. (1963) - *Zur Geologie der tiefpenninischen Zonen nördlich der Dora Baltea in oberen Val d'Aosta (Italien)*. Diss. ETH Zürich, 150 pp.

AUTORI DELLE IMMAGINI

- GLORIA CIARAPICA: figg. 45B-C;
 GIOVANNI DAL PIAZ: figg. 8, 120A-B;
 FRANCO GIANOTTI: figg. 92B, 93A-B, 94A-B, 95A-B-C-D, 96A-B, 97A, 98A, 120C, 121A-B;
 LEONSEVERO PASSERI: figg. 64A-B, 65A-B-D, 66A-B, 67A B-C-D, 68B-C, 83C, 84D, 85D;
 LUCIO TRUCCO: figg. 6A-B, 118A-B.

Tutte le altre immagini sono di: GIORGIO V. DAL PIAZ

APPENDICE
APPENDIX



LEGEND OF GEOLOGICAL MAP

NEOGENE-QUATERNARY CONTINENTAL DEPOSITS

Recent and Present Deposits (UID_{b2})

Detrital, landslide, debris flow, mixed and marsh deposits; active detrital-colluvial blanket, mainly from altered basement and inferred gravitational deposits.

OLOCENE - PRESENT

DORA BALTEA AND RHONE BASINS

MIAGE SYNTHEM (postglacial unit) *OLOCENE-PRESENT*

Les Iles Subsynthem (MGE₂) (active postglacial unit *p.p.*)

Fluvial deposits of present riverbed and lower alluvial terraces. Undifferentiated glacial deposits of present glacial margins. *PRESENT*

Château Blanc Subsynthem (MGE₁) (completely formed postglacial unit *p.p.*)

Ablation till of glacial systems at the head of the valleys, including most of glacial deposits in the Swiss side of the map. *OLOCENE*

IVREA SYNTHEM (last glacial episode)

LATE PLEISTOCENE-EARLY OLOCENE

Pileo Subsynthem (IVR₄)

Glacial and minor fluvio-glacial deposits along the bottom and lower slopes of principal and tributary valleys.

*LATE PLEISTOCENE (LGM *p.p.* - Tardiglacial)*

Excenex Subsynthem (IVR₃)

Undifferentiated, ablation and lodgement till; landslide deposits with glacial transport; skeletal till; contact, glaciolacustrine and fluvio-glacial deposits; wide and thick strips mainly at low altitudes of the principal valley.

*LATE PLEISTOCENE (LGM *p.p.*)*

Colle San Carlo Subsynthem (IVR₂)

Undifferentiated, lodgement and skeletal till, contact and glaciolacustrine deposits at middle altitudes of principal valley slopes and hanging strips of tributary basins (St Barthélemy, Valtournenche).

*LATE PLEISTOCENE (LGM *p.p.*)*

Nissod Subsynthem (IVR₁)

Hanging sheets of undifferentiated and skeletal till and minor glaciolacustrine deposits along slopes of the principal and some tributary valleys, related to maximum glacial development.

*LATE PLEISTOCENE (LGM *p.p.*)*

AUSTROALPINE

Tectonic system derived from the hyperextended Adriatic continental margin and/or extensional allochthons within the Mesozoic Ligurian-Piedmont ocean, formed by upper and lower Austroalpine outliers (Dent Blanche nappe *s.l.*) and the Sesia-Lanzo inlier.

UPPER AUSTROALPINE OUTLIERS, NON ECLOGITIC: DENT BLANCHE S.S., MONT MARY-CERVINO, PILLONET

Detached Mesozoic cover and basement units with Eocene greenschist facies metamorphism and Late Cretaceous blueschist relics, north of the Aosta-Ranzola normal fault.

Mesozoic cover units and related rocks

Mainly carbonate successions, detached and transposed along the ductile shear zone between the Dent Blanche s.s. and Mont Mary-Cervino nappes (Roisan Zone Auct.) and in Pillonet klippe.

Calcschists and marbles (RKJ)

Normal to carbonate-rich calcschists, yellowish arenaceous marbles with silicoclastic and pelitic interbeddings, grey crystalline limestones and metamorphic sedimentary breccias, locally including lenses and tectonic sheets of Triassic marbles and dolostones, carbonaceous breccias, marbles with thin quartzitic beds and basement mylonites, unrepresentable at the map scale.

JURASSIC - EARLY CRETACEOUS ?

Roisan Marbles (ROI)

Marbles, dolomitic marbles, fine-grained dark crystalline dolostones, coarser and bedded whitish dolostones, marbles with thin quartzitic beds, local dolomitic and calcareous-dolomitic breccias; Col de S. Barthélemy, M. Grand Pays, Bivacco Tzan and M. Blanc du Creton area. Stromatolytic laminae, massive horizons with dasycladali algae (*Griphorella curvata*), suggesting a carbonate platform environment; benthic forams (*Aulotortus* spp., *Gandinella* spp., *Glomospirella* spp.) at M. Grand Pays. *LATE TRIASSIC*. Rare massive white quartzites at the base of carbonate sequences.

EARLY TRIASSIC ?

Alpine mylonites and phyllonites (DBK)

Leaden-gray phyllonites and black mylonites derived from Mesozoic terrigenous metasediments and crystalline basement (mainly granitoids), greenish mylonites from intermediate-mafic protoliths, including sheets of dolomitic marbles and being associated to the Mesozoic carbonate successions and ductile shear zones.

Marbles and Fe-Mn quartzites from Cignana (MQC)

Impure marbles and finely bedded quartzites with Mn-rich garnet and micas, hematite, sodic amphiboles, epidote and stilpnomelane, north-west of Cignana lake. Age of protoliths: *PREVARISCAN ?*

Upper basement units

Top units of the Dent Blanche s.s. and Mont Mary - Cervino thrust sheets (Valpelline Series Auct.): Lower continental crust with prealpine high-grade metamorphism and partial Alpine retrogression.

High-grade paragneiss (Kinzigitic complex Auct.) (MYS)

Coarse-grained biotite-garnet-sillimanite gneiss and anatectic migmatites, with pegmatitic-leucogranitic dykes and interbeddings of crystalline marbles and mafic rocks; granulite-amphibolite facies metamorphism and feeble to pervasive Alpine retrogression.

Amphibolites and mafic granulites (MYS_d)

Metric-hectometric plagioclase-calcic amphibole ± biotite bodies, garnet-amphibolites, mafic granulites and their greenschist facies Alpine derivatives.

Old marbles (MYS_d)

Yellowish pure and silicate-rich crystalline marbles from prevariscan protoliths, including white mica, phlogopite, diopside, amphiboles, epidote, garnet, calcic plagioclase, scapolite.

Prealpine Mont Mary mylonites (MYS_e)

Very fine, hard and blackish biotite-rich mylonites with ovalized porphyroclasts of plagioclase, garnet and sillimanite.

Biotite-garnet-sillimanite paragneiss (MYS_e)

Generally coarse-grained high-grade paragneiss, cordierite migmatites and minor granulites with well preserved pre-alpine fabric (Kinzigite Auct.).

Felsic granulites (MYS_e)

Major occurrences of light gray garnet, pyroxene, plagioclase ± kyanite felsic granulites, partly evolved to prealpine amphibolite-facies derivatives.

Strongly retrogressed kinzigitic gneiss (MYS₁)

Micaschists, phyllonites and mylonites with alpine fabric, mainly located along the contact between the Valpelline and Arolla tectonic units.

Lower basemet units

Upper-intermediate continental crust with poorly to pervasive polyphase alpine overprint.

Metagranitoids - Arolla Series Auct.**Undifferentiated gneissic granitoids (DBA)**

Biotite and/or phengite granitic gneiss, migroaugengneiss and augengneiss (Arolla gneiss *Auct.*), fine-grained albite-biotite-amphibole-epidote \pm chlorite gneiss and mylonites from calc-alkaline granitoids dominated by often crenulated Alpine S₂. Age of protoliths: *EARLY PERMIAN* (U-Pb zircon: 289 \pm 2 Ma)

Augengneiss (DBA_a)

Granitic gneiss with eudral to ovalized K-feldspar phenocrysts, partly replaced by chessboard albite, derived from biotite \pm hornblende porphyric granite.

Greenschist facies mylonitic gneiss (DBA_b)

Fine-grained homogeneous or banded gneiss, with albite-phengite-chlorite-epidote \pm biotite, calcic amphiboles, stilpnomelane, derived from granitic-quartzdioritic protoliths; mylonitic gneiss with cataclastic horizons, local black mylonites.

Fine-grained gneiss (DBA_c)

Fine-grained gneiss associated with intercalations of micaschists, marbles, metabasites and mylonites unrepresentable at the map scale; Pillonet klippe.

Alpine tectonites of St Barthélemy valley (DBA_d)

Dark mylonitic gneiss with reddish alteration surface, phyllonites and cataclasites from granitoids and paraschists of the crystalline basement, at the base of Cima Bianca carbonate successions, and associated with mylonitic orthogneiss in the southern side.

Metagranitoids (DBB)

Massive or poorly foliated principal bodies of isotropic to porphyric metagranitoids of granitic-quartzdioritic composition, with abundant igneous relics (K-feldspar, quartz, partly saussuritized plagioclase, red-brown biotite \pm centimetric hornblende), and Alpine weak to moderate coronitic overprint (albite, chessboard albite, epidote, quartz II, white mica, olive green biotite II, actinolite, stilpnomelane); Mt Morion, P. Tzan, Bouquetins, P. d'Otemma. Schistose varieties in the Swiss side.

Metagranitoids with mafic enclaves (DBB_a)

Metagranitoids filled with decimetric-plurimetric-sized lenticular enclaves of fine-grained comagmatic mafic rocks; Comba Crête Sèche, Becca Morion, P. Tzan.

Punta d'Otemma metagranodiorites (DBO)

Massive metamorphic granodiorites and schistose-gneissic varieties with pervasive foliation and peculiar brownish weathering; mineral assemblage: K-feldspar, generally altered oligoclase, relict hornblende and biotite within a matrix of quartz, albite, epidote, sericite and stilpnomelane.

Bouquetins metaquartzdiorites (DBQ)

Metamorphic quartzdiorites with green hornblende, partly altered plagioclase and minor quartz, weak to pervasive foliation; schistose varieties consist of albite-chlorite-epidotes \pm actinolitic amphiboles, biotite and white mica, in places finely-zoned, sheared or mylonitic.

Metagabbros and cumulitic peridotites

Metagabbros (DBG)

Gabbros, olivine gabbros and local cumulitic peridotites (Cervino, Mont Collon, la Sassa) in mylonitic contact with the Arolla gneiss. Locally well preserved, these rocks display greenschist facies alteration and pervasive fracturing and are cut by small acidic and mafic dikes. Age of protoliths: *EARLY PERMIAN* (U-Pb zircon: 284.2 ± 0.6 - 282.9 ± 0.6 Ma; Ar^{40} - Ar^{39} kaersutite: 260.2 ± 0.7 Ma, K-Ar phlogopite: 250 ± 5 Ma)

Metamorphic diorites and amphibolic gabbros (DBG_a)

Metamorphic diorites and gabbros with relics of igneous plagioclase, brown amphibole and rare pyroxene within a schistose matrix of green amphibole, chlorite, epidotes and albite; some schistose-mylonitic derivatives from cumulitic peridotites; Tantanè, la Sassa, Stockji, La Lire, Bouquetins, Ruinette. *EARLY PERMIANO ?*

Cumulitic peridotites (DBG_b)

Peridotites associated to the Permian gabbros, consisting of cumulitic olivine, orthopyroxene \pm plagioclase and intercumulus clinopyroxene, reddish-brown pargasitic amphibole and phlogopite, together with various amounts of alteration products (talc, chlorite, white mica, ore minerals); only the body associated to la Sassa metagabbro can be represented at the map scale.

Mylonitic gabbros (DBG_c)

Fine-grained and whitish rocks, often including emerald green fuchsite, and occurring as continuous horizons around the megagabbro bodies of Cervino and Tantanè (Pillonet).

Dykes

Acidic dykes: principal dykes of gneissic aplites and leucogranites inside the Permian igneous bodies, variously transposed by Alpine ductile deformations (**fa**). Basic dykes: biotite-rich amphibolites (from basalts and lamprophyres) and fine-grained foliated metagabbros with greenschist facies overprint; Leone glacier, Crête Sèche (**fb**). Leucocratic dykes inside metagabbros: principal aplite-pegmatite and trondhjemite dykes with weak to pervasive metamorphic overprint (**fc**).

Polymetamorphic crystalline basement

Undifferentiated polymetamorphic complex (MMY)

Paraschists with relics of prealpine garnet and red-brown biotite and pervasive polyphase alpine overprint under blueschist facies (garnet, sodic amphiboles \pm aegirine micaschists in the Pillonet klippe) and greenschist facies conditions (everywhere); locally intercalated pegmatites, crystalline marbles and mafic rocks.

Banded paraschists (MMY_c)

Alpine greenschist facies variety of paragneiss and micaschists with multiple interbeddings of white mica leucocratic gneiss derived from mylonitic pegmatites, Mont Mary element *s.s.*

Comba di Arpisson plagioclase-amphibolites (MMY_e)

Body of prealpine hornblende-calcic plagioclase amphibolite with feeble alpine greenschist facies alteration, Comba di Arpisson, Valpelline.

Red-brown schists (MMY_h)

Micaschists, phyllonites and alpine mylonites, often crenulated and with very marked red-brown alteration surface.

Pillonet old marbles (MMY_i)

Principal interbeddings of pure and silicate-bearing (diopside, epidote \pm garnet) crystalline marbles from prevariscan protoliths, north of Col Pillonet.

Pillonet amphibolites (DBY)

Albite-epidote amphibolites from protoliths of unknown age, in places with abundant relics of eoalpine sodic amphiboles (Rb-Sr, Ar^{40} - Ar^{39} phengite: 75-73 Ma), west of Col Pillonet.

Mt Morion pre-granitic complex (DBP)

Biotite-garnet paragneiss and migmatites intruded by Mt Morion - Crête Sèche granitoids, and greenschist facies alpine derivatives (micaschists and phyllonites).

Amphibolites (DBP_a)

Prealpine amphibolites and leucocratic varieties with feeble to significant alpine retrogression, associated to pre-granitic paraschists; Mt Morion - Crête Sèche.

LOWER AUSTROALPINE OUTLIERS, ECLOGITIC: ETIROL-LEVAZ AND CREBUCHETTE SLICE

Basement units with Eocene eclogitic metamorphism, along the tectonic contact between the Combin and Zermatt-Saas ophiolitic Piedmont units, Valtournenche.

Etirol-Levaz micaschists (ETL)

Garnet micaschists with variscan relics and minor igneous bodies, with eclogitic imprint of Eocene age (Rb-Sr phengite, U-Pb zircon: 47-45 Ma), and feeble to pervasive greenschist facies retrogression.

Enclaves-rich leucocratic schists (ETL_a)

Light eclogitic schists with abundant lenses and nodules of more or less retrogressed Eocene glaucophane-white mica eclogites, probably derived from Permian leucocratic granitoids.

Etirol-Levaz mafic rocks (ETL_b)

Main bodies of eclogites, eclogitic gabbros and albite-epidote-garnet amphibolites.

Eclogitic gabbros with granulite relics (ETL_c)

Noritic gabbros with layers and lenses of cumulitic websterites, prealpine granulitic fabric and alpine eclogitic overprint, marked by coronitic development of zoisite-kyanite-quartz-jadeite (on plagioclase), omphacite-garnet-talc-phengite (cpx), talc-garnet-kyanite-chlorite (opx), chlorite-garnet-corundum-chloritoid-talc-kyanite (spinel).

PIEDMONT ZONE OF CALCSCHISTS AND GREENSTONES

Ophiolitic units issued from the closure of the Mesozoic Ligurian-Piedmont ocean, including some Permian-Mesozoic units with continental affinity.

UPPER UNITS

Combin Zone *Auct.*, also called Tsaté nappe (Valais), non eclogitic: tectonic sole of the upper Austroalpine outliers, this zone groups greenschist facies ophiolitic units with rare blueschist relics, and Permian-Mesozoic units derived from a continental basement.

Combin unit (Italy) and Luette unit (Valais)**Calcschists s.l. (ZCO)**

Undifferentiated pelitic and carbonate calcschists with interbeddings of arenaceous marbles, phyllitic schists, quartzites and metamorphic ophiolites.

JURASSIC-CRETACEOUS**Calcschists with multiple prasinite interbeddings (ZCO_a)**

Alternances of metasediments and minor tabular metabasalts (prasinites), unrepresentable at the map scale.

Quartzitic-micaceous schists, quartzites and mineralized quartzites (ZCO_b)

Micaceous schists with quartz strips and lenses, micaceous quartzites with chlorite \pm garnet, in places with discrete Mn-mineralization; quartzites with sodic amphiboles, garnet-bearing marbles and Cu-Fe-rich quartzites, Les Vorpilles, Valtournenche.

Prasinites (ZCP)

Tholeiitic metabasalts with porphyroblastic albite, actinolite, chlorite, epidote \pm carbonate, as major bodies and tabular interbeddings inside calcschists; albite-epidote amphibolites and ocellar-albite-rich varieties (ovardites *Auct.*)

Prasinites with multiple calcschists interbeddings (ZCP_b)

Alternances of prasinites and minor calcschists, unrepresentable at the map scale.

Metagabbros (ZCG)

Greenschist facies metagabbros (aggregates of calcic amphiboles within a matrix of albite, epidote \pm chlorite), characterized by a coarse-grained flaser texture and a generally pervasive or mylonitic schistosity, as small bodies scattered within the calcschist-prasinite successions; Pancherot, Fenêtre Durand, Val de Bagnes.

Serpentinities (ZCS)

Massive, schistose, fractured or mylonitic antigorite-magnetite serpentinites; Pancherot, Mt Meabè-Becca d'Aver, Motta di Pleté, Conca di By. Rodingitic reaction zones at the contact with some calcschists and metabasites; Testa di Balme-M. Avril, Conca di By.

Mt Meabé serpentinitic breccias (ZCS_b)

Tectonic breccias with centimetric calcareous-dolomitic fragments within a mylonitic serpentinite matrix.

NON OPHIOLITIC UNITS*Pleureur and Mauvoisin units***Pleureur unit (PEU)**

Light phyllitic marbles, metasedimentary breccias with calcareous and dolomitic fragments, quartz-micaceous calcschists with reddish surface alteration; Swiss side of the map. *CRETACEOUS?*

Mauvoisin unit (MUV)

Light quartz-micaceous marbles, reddish marbles with albite, chlorite and scarce epidote, and intercalations of quartzites, carbonate breccias, calcschists, quartzites and basal breccias; Boussine window, near the Mauvoisin lake (Switzerland), on the top of the Mont Fort nappe. *JURASSIC-CRETACEOUS?*

*Pancherot - Cime Bianche unit***Undifferentiated carbonatic and siliciclastic metasediments (PCB)**

Ophiolite-free brownish carbonate-rich calcschists, phyllitic calcschists and scarce metasedimentary breccias with dark dolomitic fragments. *JURASSIC-CRETACEOUS?*; dolostones and calcareous-dolomitic marbles, *MIDDLE-UPPER TRIASSIC?*; tabular white quartzites, *LOWER TRIASSIC?*; quartz-micaceous schists with porphyroblastic albite, *PERMIAN?*

Carbonatic successions (PCB_b)

Dolostones, marbles and dolomitic marbles, and associated metasedimentary breccias with dolomitic fragments; Becca d'Aran, Chamois-Cheneil, Pancherot. *MIDDLE-UPPER TRIASSIC?*

Tabular quartzites (PCB_c)

Tabular, generally pure white quartzites, with spaced films of white micas and local microclasts of quartz and microcline, Becca d'Aran, Chamois-Cheneil, Pancherot; micaceous quartzites with rust red alteration, Mt Meabè. *LOWER TRIASSIC?*

Quartzitic schists (PCB_d)

Quartz-micaceous gray-silvery schists with porphyroblastic albite, minor fine-grained metaconglomerates with quartz-feldspathic clasts; Becca d'Aran-Cheneil, Vofrede-Fenêtre de Tsignanaz (Cignana). *PERMIAN?*

*Madzeria unit and minor Triassic strip***Marbles and dolostones (MZD)**

Small slices and slivers of marbles, dolomitic marbles, dolostones, metasedimentary breccias and carnies, on the top or inside the Métailler unit, Swiss side of the map, doubtfully attributed to the Tsaté nappe in the Chanrion map. *MESOZOIC*

LOWER OPHIOLITIC UNIT

Zermatt-Saas unit: fragments of oceanic lithosphere with oceanic alteration, Eocene eclogitic imprint, locally coesite-bearing (Cignana lake), and discontinuous greenschist facies retrogression, located below the Combin Zone and the Etirol-Levaz unit and over the Monte Rosa nappe.

Undifferentiated calcschists (ZZS)

Pelitic and carbonaceous calcschists and eclogitic micaschists with calcite and/or ankerite, garnet \pm Mg-chloritoid, glaucophane and rare sodic pyroxene, including marbles, phyllitic schists, micaceous quartzites and small ophiolitic bodies, unrepresentable at the map scale. *JURASSIC-EARLY CRETACEOUS?*

Metasediments with intercalation of metabasites (ZZS_a)

Alternances of metasediments and generally retrogressed, unrepresentable glaucophane-rich eclogites; Plan Maison, Champ Long - Promindo-Cleyva Groussa.

Quartzites and terrigenous metasediments (ZZS_b)

Principal intercalations of quartzites, garnet-bearing quartzitic schists (torrent Marmore), carbonate or albitic phyllites, leaden phyllonites \pm garnet (Goillet lake).

Coesite metasediments and eclogites of Cignana lake (ZZS_h)

Quartz-phengite-garnet schists and phengitic quartzites with interbeddings of garnet \pm green emerald sodic pyroxene and calcschists, associated to eclogitic metabasalts and grading downward to manganiferous varieties; right shoulder of the Cignana dam. *JURASSIC*

Manganiferous quartzites (ZZS_f)

Quartzites and quartz-chlorite-micaceous schists with multicolored nodules, lenses and beds of spessartine, piedmontite and braunite; NE of Plan Maison, Cignana dam. *LATE GIURASSIC?*

Albite amphibolites with eclogitic relics (ZSA)

Diablastic aggregates of calcic amphibole-albite, epidote, chlorite and relics of HP garnet \pm glaucophane, derived from retrogression of eclogites and glaucophanites (former MORB); epidote-rich amphibolites and minor prasinic varieties.

Eclogites (ZSA_b)

Eclogites and glaucophane-eclogites consisting of garnet, omphacite, rutile \pm glaucophane, zoisite, Na-Ca amphiboles, white mica and carbonate, with weak and discontinuous greenschist facies alteration; Breuil, Gran Plan, Cignana.

Glaucophanites (ZSA_c)

Garnet \pm carbonate glaucophanites, including losange-shaped pseudomorphs of zoisite and white mica after lawsonite, derived from tholeiitic basalts with strong oceanic alteration; Breuil, Antey-Herin.

Metagabbros (ZSG)

Coarse-grained massive to flaser Mg-metagabbros, with calcic amphiboles, clinozoisite, chlorite \pm garnet; light green mylonitic gabbros, in places with Cr-mica; Valtournenche.

Eclogitic gabbros (ZSG_a)

Eclogitic Fe-Ti gabbros, with massive, flaser and mylonitic texture, and intercalations of eclogites, glaucophanites and garnet amphibolites (road to Herin, slope below Etirol); metagabbros and massive metatroctolites with HP coronitic assemblages; Crepin.

Serpentinites (ZSS)

Antigorite-magnetite serpentinites with aggregates and veins of alpine titanclinohumite-olivine-diopside and thin intercalations of chlorite-schists; Valtournenche, Breuil.

Rodingites (fr)

Principal dykes and boudins, inside serpentinites, of rodingitic metagabbro (grossularite-andradite, diopside, epidote, vesuvianite) mantled by chloritic schists (Barmaz, Perrière-Gouffre de Busserailles-Valtournenche); rodingitic reaction zones between serpentinites and some surrounding rocks (Goillet lake).

MIDDLE-PENNINIC GRAN ST BERNARD TECTONIC SYSTEM

Tectonic multinappe system derived from the European continental margin and referred to the Briançonnais domain.

MONT FORT NAPPE

Uppermost and internal tectonic element of the Gran St Bernard system, including units with alpine blueschist and greenschist facie metamorphism, free of high-grade variscan relics; Boussine window, Bagnes valley, Swiss side.

Métailler unit (MTL)

Albitic gneisses, chloritoid \pm garnet and sodic amphiboles micaschists, minor quartzites and carbonate-bearing schists (Métailler complex in the Sheet 090 Aosta). *CAMBRO - ORDOVICIAN?*

Métailler metabasites (MTL_a)

Main intercalations of pretriassic metabasalts with alpine blueschist and greenschist facies imprint: glaucophanites, prasinites, ovardites, albite-chlorite \pm carbonate schists.

Mont Fallère unit (FLR)

Micaschists with chlorite, chloritoid and garnet, albitic gneiss and multiple prasinitic interbeddings, reddish alteration surface (Mt Fallère complex in the Sheet 090 Aosta). *CAMBRIAN?*

TECTONIC AND HYDROTHERMAL ROCKS

Principal cataclasites, fault breccias and pseudotachylytes inside Arolla metagranitoids (Chavacour - Trois Villes fault), metagabbros (Col de Crête Sèche) and along the reactivated segments of the tectonic contact between the Valpelline and Arolla units, right slope of lower Valpelline (**ca**).

Carnieules and carbonate breccias related to the tectonic and fluid activity along late-alpine faults (**cc**).

INDICE - INDEX

ABSTRACT.....	pag. 5
I - INTRODUZIONE.....	8
II - CARATTERI GEOGRAFICI E GEOMORFOLOGICI.....	12
III - INQUADRAMENTO GEOLOGICO E STUDI PRECEDENTI.....	23
1. - QUADRO GENERALE.....	23
2. - STUDI PRECEDENTI.....	26
2.1. - ESPLORAZIONE E CARTOGRAFIA GEOLOGICA DELLE ALPI PIEMONTESE.....	26
2.2. - DALLE CONCEZIONI FISSISTE ALLA TEORIA DELLE FALDE.....	30
2.3. - ARGAND E LE FALDE DELLA ZONA PENNIDICA.....	36
2.4. - LE CORRELAZIONI DI STAUB E LE PRIME CRITICHE ALLE PIEGHE-FALDE.....	48
2.5. - TETTONICA DELLE PLACCHE NELLE ALPI OCCIDENTALI.....	54
2.6. - MODERNE RICERCHE NELLE ALPI PENNINE.....	55
3. - LA CATENA ALPINA A VERGENZA EUROPEA.....	59
3.1. - AUSTRALPINO.....	61
3.1.1. - <i>Lembi superiori (non eclogitici)</i>	64
3.1.2. - <i>Lembi inferiori (eclogitici)</i>	74
3.2. - ZONA PIEMONTESE.....	76
3.2.1. - <i>Zona del Combin (Auct.) e unità non eclogitiche</i>	78
3.2.2. - <i>Unità inferiori eclogitiche (Zona di Zermatt-Saas Auct.)</i>	80
3.2.3. - <i>Geochimica, attività idrotermale e mineralizzazioni</i>	83
3.2.4. - <i>Metamorfismo</i>	84
3.3. - RICOPRIMENTO DEL GRAN SAN BERNARDO.....	84
IV - STRATIGRAFIA.....	88
1. - AUSTRALPINO.....	89
1.1. - LEMBI AUSTRALPINI SUPERIORI-NON ECOLOGITICI: DENT BLANCHE S.S., MONT MARY-CERVINO, PILLONET.....	90
1.1.1. - <i>Unità mesozoiche di copertura e rocce associate</i>	94
- <i>Calcescisti e marmi (RKJ)</i>	96
- <i>Marmi di Roisan (ROI)</i>	96
- <i>Filloniti e miloniti alpine (DBK)</i>	98
- <i>Marmi e quarziti mineralizzate di Cignana (MQC)</i>	100
1.1.2. - <i>Unità di basamento superiori</i>	101
- <i>Paragneiss di alto grado (MYS)</i>	103
- <i>Anfiboliti e granuliti basiche (MYS_c)</i>	104
- <i>Marmi antichi (MYS_a)</i>	104
- <i>Miloniti prealpine del Mont Mary (MYS_e)</i>	105
- <i>Paragneiss a biotite-granato-sillimanite (MYS_h)</i>	106
- <i>Granuliti felsiche (MYS_i)</i>	106
- <i>Gneiss kinzigitici fortemente retrocessi (MYS_l)</i>	106
1.1.3. - <i>Unità di basamento inferiori</i>	107
- <i>Metagranitoidi (Serie di Arolla Auct.)</i>	107
- <i>Gneiss granitoidi indifferenziati (DBA)</i>	107
- <i>Gneiss occhiadini (DBA_a)</i>	109
- <i>Gneiss milonitici in facies scisti verdi (DBA_b)</i>	109
- <i>Gneiss minuti (DBA_c)</i>	110
- <i>Tettoniti alpine della Valle di St. Barthélemy (DBA_a)</i>	111
- <i>Metagranitoidi (DBB)</i>	112
- <i>Metagranitoidi ad inclusi femici (DBB_a)</i>	112
- <i>Metagranodioriti della Punta d'Otemma (DBO)</i>	113
- <i>Metaquarzodioriti dei Bouquetins (DBQ)</i>	113
- <i>Filoni acidi (fa)</i>	114
- <i>Filoni basici (fb)</i>	114
- <i>Metagabbri e ultramafiti cumulitiche</i>	116

- <i>Metagabbri</i> (DBG).....	117
- <i>Metadioriti e metagabbri anfibolici</i> (DBG_a).....	121
- <i>Ultramafiti cumulitiche</i> (DBG_b).....	122
- <i>Miloniti gabbriche</i> (DBG_c).....	123
- <i>Filoni leucocratici</i> (fc).....	124
- <i>Basamento cristallino polimetamorfo</i>	125
- <i>Complesso polimetamorfo indifferenziato</i> (MMY).....	125
- <i>Parascisti a bande</i> (MMY_c).....	125
- <i>Anfiboliti a plagioclasio della Comba di Arpisson</i> (MMY_e).....	125
- <i>Scisti rosso-bruni</i> (MMY_h).....	126
- <i>Marmi antichi del Pillonet</i> (MMY_i).....	126
- <i>Anfiboliti del Pillonet</i> (DBY).....	127
- <i>Complesso pregranitico del M. Morion</i> (DBP).....	127
- <i>Anfiboliti</i> (DBP_a).....	128
1.2. - LEMBI AUSTRALPINI INFERIORI ECLOGITICI; ETIROL-LEVAZ E SCAGLIA DI CREBUCHETTE	128
- <i>Micascisti di Etirol-Levaz</i> (ETL).....	129
- <i>Scisti leucocratici ad inclusi</i> (ETL_a).....	129
- <i>Metabasiti di Etirol-Levaz</i> (ETL_b).....	130
- <i>Metagabbri eclogitici con relitti granulitici prealpini</i> (ETL_c).....	130
2. - ZONA PIEMONTESE DEI CALCESCISTI CON PIETRE VERDI	131
2.1. - UNITÀ SUPERIORI - ZONA DEL COMBIN AUCT.	132
2.1.1. - Unità ofiolitiche	132
- <i>Calcescisti s.l.</i> (ZCO).....	132
- <i>Calcescisti con intercalazioni di prasiniti</i> (ZCO_a).....	133
- <i>Scisti quarzoso-micacei, quarziti e quarziti mineralizzate</i> (ZCO_b).....	133
- <i>Prasiniti</i> (ZCP).....	136
- <i>Prasiniti con intercalazioni di calcescisti</i> (ZCP_b).....	136
- <i>Metagabbri</i> (ZCG).....	136
- <i>Serpentiniti</i> (ZCS).....	137
- <i>Brecce serpentinitiche del Monte Meabè</i> (ZCS_b).....	138
2.1.2. - Unità non ofiolitiche	138
- <i>Unità di Pleureur</i> (PEU).....	138
- <i>Unità di Mauvoisin</i> (MUV).....	138
- <i>Unità Pancherot-Cime Bianche</i>	138
- <i>Metasedimenti carbonatici e silicoclastici indifferenziati</i> (PCB).....	139
- <i>Successioni carbonatiche</i> (PCB_b).....	139
- <i>Quarziti lastroidi</i> (PCB_c).....	141
- <i>Scisti quarzosi</i> (PCB_d).....	141
- <i>Unità di Madzeria e Lembi triassici minori</i>	143
- <i>Marmi e dolomie</i> (MZD).....	143
2.2. - UNITÀ OFIOLITICA INFERIORE-ZONA DI ZERMATT-SAAS	143
- <i>Calcescisti s.l. indifferenziati</i> (ZZS).....	144
- <i>Metasedimenti con intercalazioni di metabasiti</i> (ZZS_a).....	145
- <i>Quarziti e metasedimenti terrigeni</i> (ZZB_b).....	145
- <i>Metasedimenti a coesite ed eclogiti del lago di Cignana</i> (ZZS_h).....	146
- <i>Quarziti manganesefere</i> (ZZS_f).....	146
- <i>Anfiboliti albitiche a relitti eclogitici</i> (ZSA).....	148
- <i>Eclogiti</i> (ZSA_b).....	149
- <i>Glaucofaniti</i> (ZSA_c).....	151
- <i>Gabbri metamorfici</i> (ZSG).....	152
- <i>Gabbri eclogitici</i> (ZSG_a).....	152
- <i>Serpentiniti</i> (ZSS).....	153
- <i>Rodingiti</i> (fr).....	154
3. - SISTEMA MEDIO-PENNIDICO DEL GRAN SAN BERNARDO	156
3.1. - FALDA DEL MONT FORT	156
- <i>Unità del Mètailler</i> (MTL).....	157
- <i>Metabasiti del Mètailler</i> (MTL_a).....	159
- <i>Unità del Mont Fallère</i> (FLR).....	159

4. - ROCCE DI ORIGINE TETTONICA E IDROTERMALE.....	» 160
- Cataclasiti, brecce di faglia e pseudotachiliti (ca).....	» 160
- Corniole (cc).....	» 160
5. - DEPOSITI CONTINENTALI NEOGENICO-QUATERNARI.....	» 160
5.1. - UNITÀ DEI BACINI DELLA DORA BALTEA E DEL RODANO.....	» 161
5.1.1. - Sintema di Ivrea (IVR) (Pleistocene sup. - Olocene inf.).....	» 161
- Subsintema di Nissod (IVR ₁).....	» 162
- Subsintema di Colle San Carlo (IVR ₂).....	» 162
- Subsintema di Excenex (IVR ₃).....	» 163
- Subsintema di Pileo (IVR ₄).....	» 164
5.1.2. - Sintema del Miage (MGE) (Unità Postglaciale, Olocene).....	» 166
- Subsintema del Château Blanc (MGE ₁) (parte completamente formata dell'Unità Postglaciale).....	» 166
- Subsintema di Les Iles (MGE ₂) (parte in formazione dell'Unità postglaciale).....	» 168
5.2. - UNITÀ UBIQUITARIE.....	» 168
- Depositi detritici di falda e di conoide (UID _a).....	» 168
- Depositi detritici a grandi massi (UID _a).....	» 168
- Depositi detritici di falda e di conoide di genesi mista (UID _i).....	» 169
- Depositi di debris flow (UID _{b4}).....	» 169
- Accumuli di frana (UID _{a1}).....	» 169
- Prodotti detritico-colluviali indifferenziati (coltre detritico-colluviale) (UID _{b2}).....	» 172
- Depositi palustri (UID _{e3}).....	» 172
- Depositi antropici (h).....	» 172
V - METAMORFISMO.....	» 173
1. - METAMORFISMO PREALPINO.....	» 173
2. - EVENTI PERMO-MESOZOICI.....	» 177
3. - METAMORFISMO ALPINO.....	» 178
3.1. - METAMORFISMO DI SUBDUZIONE.....	» 178
3.1.1. - Upeer Austroalpine outliers.....	» 178
3.1.2. - Lower Austroalpine outliers.....	» 178
3.1.3. - Zona Piemontese.....	» 180
3.1.4. - Monte Rosa e Gran San Bernardo.....	» 184
3.1.5. - Pennidico esterno.....	» 184
3.2. - METAMORFISMO BARROVIANO.....	» 185
3.3. - ATTIVITÀ IDROTERMALE OLIGOCENICA.....	» 185
VI - TETTONICA E GEODINAMICA.....	» 186
1. - STRUTTURA DELLA REGIONE.....	» 186
1.1. - SCHEMI TETTONICI.....	» 186
1.1.1. - Inquadramento regionale.....	» 186
1.1.2. - Schema tettonico del foglio.....	» 188
1.2. - SEZIONI GEOLOGICHE.....	» 188
2. - EVOLUZIONE STRUTTURALE.....	» 196
2.1. - DEFORMAZIONI DUTTILI.....	» 197
2.1.1. - Deformazioni prealpine.....	» 197
2.1.2. - Deformazioni permo-mesozoiche.....	» 200
2.1.3. - Deformazioni alpine.....	» 200
2.2. - DEFORMAZIONI FRAGILI.....	» 203
2.2.1. - Fasi deformative e linee tettoniche.....	» 205
2.2.2. - Il sistema Aosta-Ranzola.....	» 206
2.2.3. - Il Sistema di Trois-Villes.....	» 206
2.2.4. - Faglie del Buthier e di Prax de Dieu-Vofrede.....	» 206
2.2.5. - Altre faglie.....	» 208
3. - SISMICITÀ E TETTONICA ATTIVA.....	» 208
4. - LA GENESI DELLE ALPI.....	» 211
4.1. - EVOLUZIONE PREVARISICA E VARISICA.....	» 213
4.2. - EVOLUZIONE PERMO-MESOZOICA.....	» 214
4.3. - CONFIGURAZIONE DELLA TETIDE ALPINA-OCCIDENTALE.....	» 216
4.4. - OROGENESI ALPINA.....	» 218

VII - AMBIENTE E GEORISORSE	» 221
1. - DISSESTI.....	» 222
1.1. - IL CATASTO DEI DISSESTI.....	» 222
1.2. - EVENTI ALLUVIONALI.....	» 222
1.3. - FRANE.....	» 226
1.4. - ALCUNE FRANE STORICHE.....	» 226
1.4.1. - <i>La frana della Becca de Luseney</i>	» 226
1.4.2. - <i>La frana alla cheminée del Cervino nell'estate 2003</i>	» 227
2. - DEFORMAZIONI GRAVITATIVE E GRANDI FRANE.....	» 228
3. - RISORSE MINERARIE E ATTIVITÀ ESTRATTIVA.....	» 235
3.1. - MINERALIZZAZIONI DI CALCOPIRITE E PIRROTTINA NELLA SERIE DI VALPELLINE.....	» 235
3.1.1. - <i>La miniera di la Servaz presso Bionaz</i>	» 235
3.1.2. - <i>Filoni idrotermali di quarzo a pirrottina</i>	» 236
3.2. - MINIERE E MINERALIZZAZIONI DI PIRITE-CUPRIFERA NELLA ZONA PIEMONTESE.....	» 236
3.2.1. - <i>Petite Monde</i>	» 236
3.2.2. - <i>Vorpilles</i>	» 237
3.2.3. - <i>Conca di By</i>	» 238
3.3. - CAVE.....	» 238
4. - SORGENTI.....	» 238
5. - IMPIANTI IDROELETTRICI.....	» 239
5.1. - PLACE MOULIN.....	» 239
5.2. - LAGO GOILLET.....	» 240
5.3. - LAGO DI CIGNANA.....	» 240
5.4. - MAUVOISIN.....	» 241
VIII - BANCA DATI GEOLOGICA	» 241
<i>Ringraziamenti</i>	» 242
BIBLIOGRAFIA	» 242
APPENDICE/ APPENDIX	» 259
- LEGEND OF GEOLOGICAL MAP.....	» 261

In tasca di copertina

Foglio 070 Monte Cervino della Carta Geologica d'Italia alla scala 1:50.000

Responsabile del Progetto CARG per il Servizio Geologico d'Italia - ISPRA: F. Galluzzo
Responsabili del Progetto CARG per la Regione Autonoma Valle d'Aosta: F. Bonetto (fino al 2012) e **S. Ratto** (dal 2012)

PER IL SERVIZIO GEOLOGICO D'ITALIA - ISPRA

Revisione scientifica

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

Coordinamento cartografico

D. Tacchia (coord.), V. Pannuti (†)

Revisione informatizzazione dei dati geologici

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

PER LA REGIONE AUTONOMA VALLE D'AOSTA

Informatizzazione dei dati geologici

B. Monopoli - Land Technology & Services (TV)

Allestimento cartografico

B. Monopoli - Land Technology & Services (TV)

Gestione tecnico - amministrativa del Progetto CARG

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

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

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