

CONSIGLIO NAZIONALE DELLE RICERCHE  
CENTRO DI STUDIO SUI PROBLEMI DELL'OROGENO DELLE ALPI OCCIDENTALI

---

GIORGIO VITTORIO DAL PIAZ

---

# IL LEMBO DI RICOPRIMENTO DEL PILLONET

FALDA DELLA DENT BLANCHE NELLE ALPI OCCIDENTALI

---

*(con 11 figure n.t.; 1 tavola f.t. e 1 carta geologica alla scala 1 : 12.500)*

---



PADOVA

SOCIETÀ COOPERATIVA TIPOGRAFICA

1976



---

*Memorie degli Istituti di Geologia e Mineralogia dell' Università di Padova*

*Vol. XXXI*

---



## 1. PREMESSA

Il lembo di ricoprimento del Pillonet, elemento strutturale interno della falda austroalpina della Dent Blanche *s.l.*, affiora lungo la cresta spartiacque tra valle d'Ayas e Valtournanche, tributarie di sinistra della valle d'Aosta. E' costituito da rocce cristalline pretriassiche, polimetamorfiche e monometamorfiche, e da metabasiti di età incerta (M. Tantanè). Vi si associa una sequenza mesozoica non ofiolitica dal significato discusso, il complesso Grand Dent-Becca di Nana. L'insieme ricopre la zona del Combin *s.l.*, unità superiore del complesso piemontese dei calcescisti con pietre verdi.

Nel foglio M. Rosa (29) della carta geologica d'Italia (1912), il lembo del Pillonet è circoscritto al settore compreso tra la cresta a settentrione del Colle Portola ed il colle del Pillonet <sup>(1)</sup>. In realtà esso si estende sensibilmente verso nordest, sino alla Becca e al colle di Nana (DAL PIAZ e SACCHI, 1969). La sua lunghezza è di circa 5,7 km, con larghezza variabile tra 1,5 e 2,5 km. Vi sarebbero quindi validi motivi per introdurre una denominazione più precisa del lembo, ad esempio Tantanè-Pillonet-Becca di Nana, se non apparisse inopportuno modificare un termine ormai tradizionale.

Il lembo del Pillonet ed un tratto del circostante complesso dei calcescisti con pietre verdi sono stati rilevati *ex novo* alla scala 1 : 10.000, tra il 1966 ed il 1969, nel quadro dello studio geologico della regione compresa tra l'alta Valsesia e la Valtournanche. La carta originale del Pillonet è stata ridotta al 1 : 12.500 e stampata a 10 colori dalla Litografia Artistica Cartografica di Firenze, nel marzo 1975 <sup>(2)</sup>.

Cristallino pretriassico e sequenze mesozoiche occupano aree pressapoco equivalenti nella carta geologica del lembo del Pillonet <sup>(3)</sup>. La copertura quaternaria è estesa e molto eterogenea; la sua rappresentazione è stata raffinata con l'esame di fotografie aeree. La legenda ha per supporto lo studio di alcune centinaia di sezioni sottili. Nella carta sono compresi un panorama geologico al 1 : 25.000 del versante

---

GIORGIO VITTORIO DAL PIAZ, Istituto di Geologia della Università, via Giotto 1, 35100 Padova, Italia.

<sup>(1)</sup> Nella cartografia e nella letteratura si ritrovano i sinonimi seguenti: Pilonet, Piollonel.

<sup>(2)</sup> Un secondo foglio geologico — alta valle d'Ayas e conca del Brenil — è quasi pronto per la stampa ed il foglio Gressoney-Alagna è in fase di revisione e aggiornamento.

<sup>(3)</sup> Essa ricopre una parte delle tavolette 1 : 25.000 dell'Istituto Geografico Militare St. Vincent e Valtournanche, III NE e IV SE del foglio M. Rosa (29).



orientale della cresta tra il colle Portola ed il colle di Nana, un inquadramento tettonico ed uno schema del metamorfismo alla scala 1 : 170.000 circa.

L'angolo nordoccidentale della carta è stato rilevato da R. NERVO; l'analisi strutturale è stata eseguita da R. SACCHI, con modesta collaborazione dello scrivente; le analisi chimiche di alcuni litotipi sono di G. MEZZACASA e A. SCOLARI dell'Istituto di Mineralogia dell'Università di Padova. Gli amici G. FAVRE e G. SERENO sono stati compagni di molte escursioni. Le campagne di rilevamento, le ricerche di laboratorio e la stampa sono state finanziate dal Centro di studio sui problemi geologici e petrografici dell'orogeno delle Alpi occidentali (CNR), diretto dal prof. E. CALLEGARI; lo studio delle sezioni sottili e delle fotografie aeree è stato svolto presso l'Istituto di Geologia dell'Università di Torino, diretto dal prof. R. MALARODA. A tutti esprimo la mia viva riconoscenza.

Ad alcuni mesi dalla tragica ed immatura scomparsa del prof. CARLO STURANI, mi sia consentito di dedicare alla Sua cara memoria queste pagine.

## 2. NOTIZIE BIBLIOGRAFICHE

Le notizie sulla costituzione litologica del lembo del Pillionet sono molto scarse. Maggiore interesse fu invece rivolto al problema del suo significato strutturale.

Nel celebre profilo dal M. Rosa al Vallese di GIORDANO (1869), il Pillionet è già rappresentato ed appare costituito da gneiss a mica bianca (*gneiss talcoso Auct.*). Questi litotipi, correlati a quelli del Cervino, sono sovrapposti al complesso dei calcescisti con pietre verdi (*formazione calcareo-serpentinosa*) che a sua volta sovrasta lo *gneiss antico* ed il *granito* del M. Rosa. Il profilo di GIORDANO ed una sezione di STELLA (1905) sono riprodotti in Fig. 1.

La cresta spartiacque tra valle d'Ayas e Valtournanche fu rilevata da MATTIROLO e NOVARESE per la carta geologica d'Italia al 1 : 100.000 (foglio 29, M. Rosa, 1912) e per la carta delle Alpi occidentali al 1 : 400.000 (1908). In seguito, questi dati furono ripresi ed aggiornati in alcune carte geologiche e strutturali (ARGAND, 1911; STAUB, 1923; HERMANN, 1938). Nelle note di rilevamento di MATTIROLO e NOVARESE non vi sono riferimenti significativi alla regione del Pillionet. Il foglio M. Rosa indica la presenza di cristallino pretriassico tra i colli di Portola e del Pillionet, ma non ne specifica la natura. Colore e sigla (gs) sono infatti comprensivi di un'ampia varietà di litotipi (gneiss minuti, occhiadini, micascisti e micascisti eclogitici), utilizzati, anche in altri fogli, per la falda della Dent Blanche s.l., la zona Sesia-Lanzo e la zona dei calcescisti. Nell'area del M. Tantanè il foglio M. Rosa rappresenta alcune piccole masse di metabasiti; anche in questo caso non se ne precisa il tipo, l'età e l'appartenenza strutturale (pietre verdi mesozoiche o cristallino pretriassico). E' indicata infine la presenza di una piccola fascia di micascisti (ms) a nord del colle del Pillionet; questi litotipi sono attribuiti erroneamente al Mesozoico. E' da notare che lo stesso simbolo (ms) e la stessa interpretazione cronologica sono stati applicati dai rilevatori del Servizio geologico d'Italia agli *gneiss prasinitici* ed ai micascisti



del M. Rafrè e di Chatillon, inseriti nel complesso mesozoico dei calcescisti con pietre verdi <sup>(1)</sup>.

Passando ai problemi strutturali, piace ricordare che ancora nel 1869 GIORDANO discusse l'ipotesi di una possibile alloctonia del Pillonet e del sistema Cervino-Dent Blanche. I tempi non erano ancora maturi per accettare uno *spaventoso riversamento* di queste rocce cristalline sopra i calcescisti. Mancavano ancora le fondamentali scoperte paleontologiche di FRANCHI e facevano testo le concezioni cronostratigrafiche di GASTALDI, il quale riferiva la sequenza dei calcescisti al Paleozoico o all'Archeozoico.

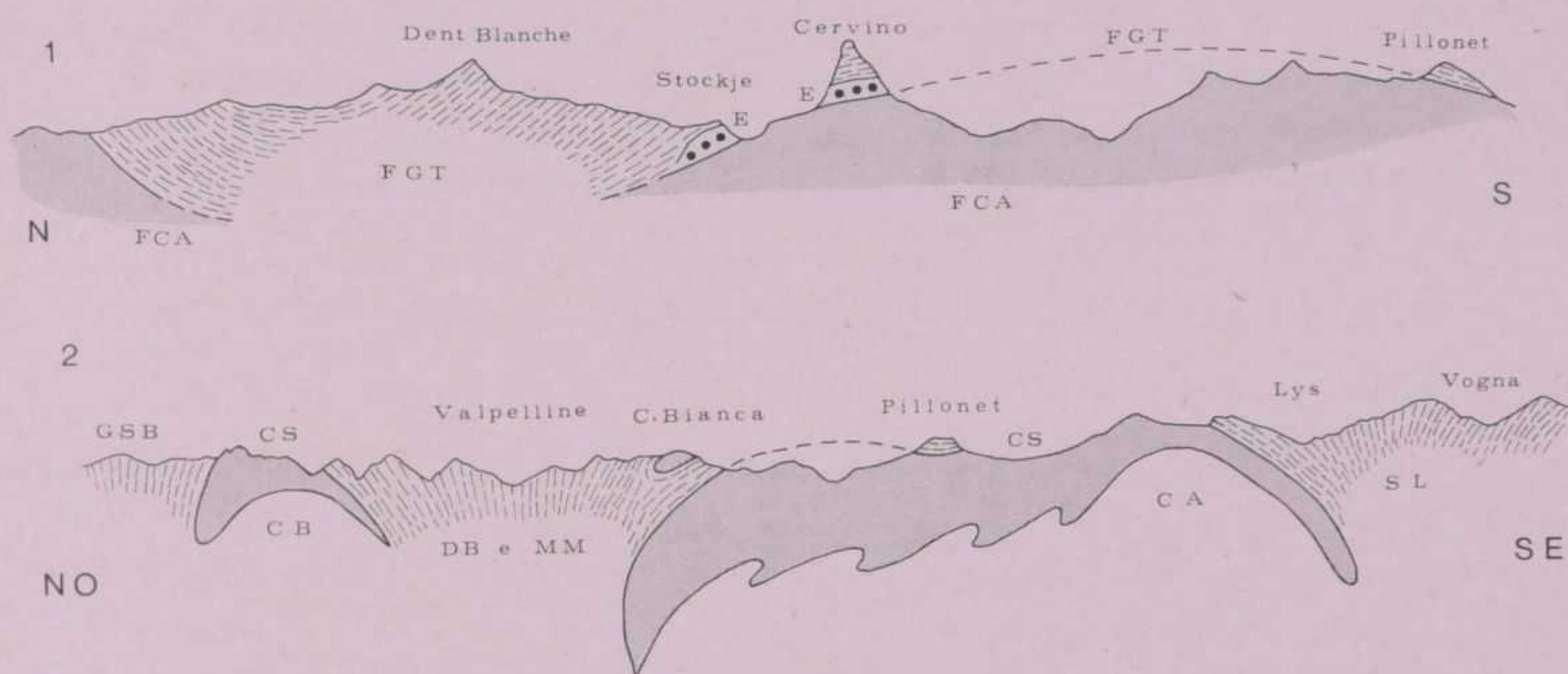


FIG. 1 - Il lembo di ricoprimento del Pillonet secondo l'interpretazione di GIORDANO (1869, profilo 1) e STELLA (1905, profilo 2). *Profilo 1* - FGT: formazione dello gneiss talcoso (è da notare che il talco corrisponde alla fengite); E: gabbro eufotide del Cervino e dello Stockje; FCA: formazione calcareo-serpentinosa (= complesso piemontese dei calcescisti con pietre verdi). *Profilo 2* - GSB: massa del Gran San Bernardo; CS: calcescisti; DB e MM: masse della Dent Blanche e M. Mary; CA: cupola di Arceza; SL: massa Sesia-val di Lanzo.

L'alloctonia del Pillonet e la sua natura di tipico lembo di ricoprimento fu postulata agli inizi del secolo e non più contestata. La sostennero non solo LUGEON e ARGAND (1905) ed i fautori della tettonica a falde, ma anche STELLA (1905) ed i colleghi del Servizio geologico, convinti autoctonisti. Secondo i primi, il lembo del Pillonet sarebbe un frammento del fianco rovesciato della grande ultrapiiega della Dent Blanche *s.l.*, radicata nella zona Sesia-Lanzo. I secondi lo riferiscono invece al margine interno di un'ampia zona di retrorovesciamento verso sudest della zona della Dent Blanche, ritenuta una grande struttura a ventaglio, autoctona e non correlabile alla zona Sesia-Lanzo; questa ipotesi fu postulata ancora da GERLACH (1969), in contrasto con le idee di GASTALDI (1871) e di GIORDANO (1869) <sup>(2)</sup>. L'interpretazione è

<sup>(1)</sup> L'appartenenza dei litotipi del Rafrè, o Glacier-Rafray, al cristallino pretriassico della falda Dent Blanche *s.l.*, postulata da LUGEON e ARGAND (1905) e ribadita da ARGAND, è stata documentata da DAL PIAZ e NERVO (1971). Anche i micascisti (ms) affioranti a nord del colle del Pillonet sono pretriassici poichè conservano, come si vedrà in seguito, relitti di un metamorfismo prealpino in facies anfibolitica; lo sono anche gli gneiss ed i micascisti albitici a noduli femici di Chatillon, che debbono pertanto essere interpretati come un piccolo lembo del sistema Dent Blanche, ribassato da deformazioni trasversali e dalla faglia Aosta-Colle di Joux-Colle della Ranzola.

<sup>(2)</sup> Secondo GASTALDI e GIORDANO, gli gneiss del Cervino erano più recenti della sottostante zona delle pietre verdi e ne rappresentavano la prosecuzione stratigrafica. L'architettura alpina occidentale era quindi ridotta ad un modello di estrema semplicità.



chiaramente sintetizzata dalle parole di STELLA (1905) <sup>(1)</sup> e dai suoi profili geologici alla scala 1:100.000 (1927).

I risultati delle nuove ricerche sull'assetto litologico, metamorfico e strutturale del lembo del Pillonet sono stati in parte anticipati da DAL PIAZ (1965a, 1965b), DAL PIAZ e GOVI (1968), DAL PIAZ e SACCHI (1969) e da BORIANI *et al.* (1974).

### 3. INQUADRAMENTO GENERALE

Allo scopo di inserire in un contesto regionale la carta geologica del Pillonet ed i dati analitici esposti nei capitoli seguenti, si ritiene opportuno premettere un quadro sintetico delle conoscenze geologiche sulla falda della Dent Blanche *s.l.*, sulla zona Sesia-Lanzo e sul sottostante complesso piemontese dei calcescisti con pietre verdi.

#### 3.1. LA FALDA DELLA DENT BLANCHE *s.l.* E LA ZONA SESIA-LANZO

##### 3.1.1. PALEOGEOGRAFIA

Per molti decenni la falda della Dent Blanche *s.l.* e la zona Sesia-Lanzo sono state prevalentemente riferite al dominio pennidico (ricoprimento VI e relativa radice; LUGEON e ARGAND, 1905; ARGAND, 1909, 1911, 1916, 1934; ELTER *et al.*, 1966), anche se non mancarono convinzioni diverse (SCHMIDT, 1906; KOBER, 1923; STAUB, 1957, 1958).

Attualmente se ne afferma la natura austroalpina, non solo in base alla sua posizione paleogeografica rispetto al bacino piemontese ed alla mancanza di magmatismo ofiolitico nella zona del Canavese (BORTOLAMI e DAL PIAZ, 1970; DAL PIAZ *et al.*, 1972; DAL PIAZ, 1974), ma anche per l'affinità grigionide della sua copertura mesozoica al M. Dolin (WEIDMANN e ZANINETTI, 1974).

##### 3.1.2. ASSETTO STRUTTURALE

Affermatasi definitivamente, per merito d'ARGAND, l'alloctonia della falda della Dent Blanche *s.l.*, la discussione si accentrò sulla struttura interna e sul meccanismo della presa di posizione tettonica sopra i calcescisti.

Secondo ARGAND (op. cit.), i numerosi *Klippen* Dent Blanche sono frammenti di una grande piega coricata, in buona parte sventrata dall'erosione. L'Autore suddivide la falda in due serie distinte, denominate rispettivamente di Arolla e di Valpelline <sup>(2)</sup>,

<sup>(1)</sup> « La tipica struttura a ventaglio la ritroviamo nell'elissoide Dent Blanche-Mont Mary lungo la periferia del quale lo svasamento diventa così forte da dar luogo a dei notevoli ricoprimenti per rovesciamento di gneiss sui calcescisti. Ne sono esempio il Cervino, dove la massa ricoprente ha continuità con la massa principale dei gneiss; la falda coricata di Gignod, quasi completamente isolata dall'orlo dell'elissoide; e finalmente la massa suborizzontale del Pilonet, disposto a lembo di ricoprimento sui calcescisti, e probabilmente staccata dalla massa principale non solo per erosione, ma anche per movimenti orogenici complessi ... » (STELLA, 1905, p. 9-10). Riferendosi al Pillonet, l'Autore aggiunge (p. 29): « ... la natura litologica dei suoi gneiss e micascisti lo assimila perfettamente al contiguo massiccio del Mont Mary mentre nulla ha di comune colle rocce del massiccio di valle Sesia ad Est; sicchè il ritenerlo come un residuo estremo dell'orlo del grande ventaglio Dent Blanche-Mont Mary, pare sia rispondente a verità ».

<sup>(2)</sup> Come noto, la serie d'Arolla è attribuita da ARGAND al Paleozoico superiore ed è costituita da meta-granitoidi e gneiss granitici prevalenti, mentre la serie di Valpelline, una sequenza di metamorfiti di alto grado, viene riferita al Paleozoico inferiore.



alle quali attribuisce il significato di semplici sequenze litologiche, situate rispettivamente alla periferia ed al nucleo dell'anticlinale. Ritiene inoltre che la parte sommitale del complesso piemontese dei calcescisti con pietre verdi sia la copertura stratigrafica della serie d'Arolla, conservata sul fianco rovesciato della falda (Fig. 2).

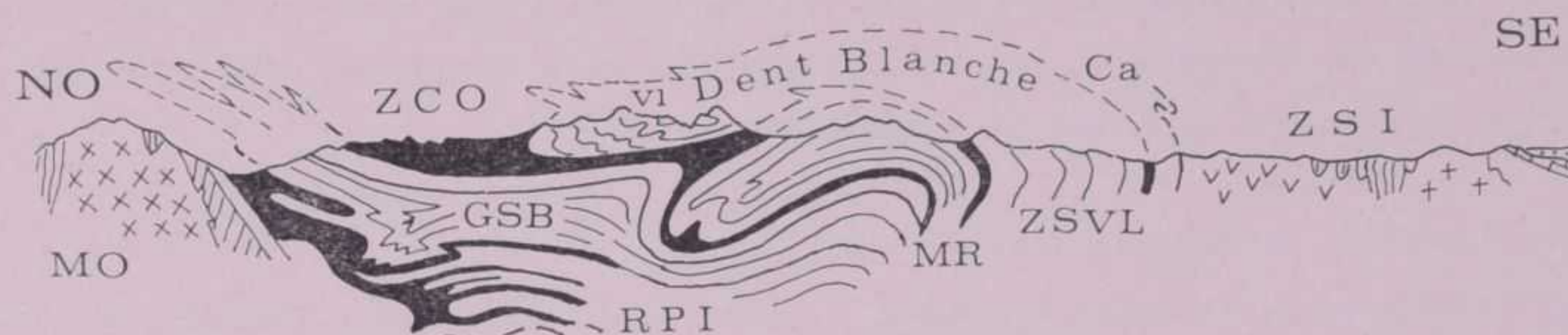


FIG. 2 - Les nappes de recouvrement de la chaîne Pennine (schématique) secondo ARGAND (1909). Disegno e legenda sono ampiamente semplificati. MO: massicci ostacolo (Aar-Monte Bianco); RPI: ricoprimenti pennidici inferiori e cupola di Verampio; GSB: ricoprimento del Gran San Bernardo; MR: ricoprimento del M. Rosa; falda della Dent Blanche e zona Sesia-valli di Lanzo (ZSVL) (ricoprimento pennidico VI e sua radice); nero: sinclinali mesozoiche (ZCO: zona del Combin; CA: zona del Canavese); ZSI: zona interna Strona-Ivrea.

Queste concezioni sono modificate radicalmente da STUTZ e MASSON (1938) (si vedano anche DIEHL *et al.*, 1952; ELTER, 1960). Constatata l'esistenza di un orizzonte di movimento tettonico, con miloniti, tra la serie di Valpelline e la serie d'Arolla e tra quest'ultima ed il complesso piemontese, gli Autori attribuiscono alle due sequenze cristalline della falda Dent Blanche *s.l.* il ruolo di unità tettoniche indipendenti e la natura di lembi di scivolamento (*Gleitbretter*). Essi si sarebbero giustapposti in una fase dinamica di età imprecisata per poi sovrascorrere insieme sopra il complesso dei calcescisti con pietre verdi. La falda della Dent Blanche *s.l.* diviene così una coltre di scivolamento composita che si accavalla più volte, nel settore frontale, per formare i lembi sovrapposti del M. Mary, Dent Blanche *s.s.* e Jumeaux-P. Cian (Figg. 3 e 4).

Questa interpretazione non è stata smentita nella sua impostazione generale. E' stata accettata, seppure con modifiche a volte sensibili, da HAGEN (1948), ELTER (1960), CARRARO *et al.*, (1970), DAL PIAZ *et al.* (1972), HUNZIKER (1974), COMPAGNONI *et al.* (1975).

Nella zona Sesia-Lanzo si ripetono condizioni strutturali analoghe, sia al contatto con il sottostante complesso dei calcescisti (Gb. DAL PIAZ, 1939; DAL PIAZ, 1965, DAL PIAZ *et al.*, 1971), sia al limite tra la II zona diorito-kinzigitica e i complessi sottostanti dei micascisti eclogitici e degli gneiss minuti-gneiss Sesia (PORADA, 1967; CARRARO *et al.*, 1970; DAL PIAZ *et al.*, 1971, 1972; ISLER e ZINGG, 1974; COMPAGNONI *et al.*, 1975). In entrambi i casi il contatto è di sovrascorrimento tettonico.

Queste osservazioni consentono di affermare che la serie (o unità) di Valpelline e la II zona diorito-kinzigitica, la cui identità litologica era nota da tempo (NOVARESE, 1931), sono i frammenti di un elemento tettonico autonomo del sistema austroalpino. La sua zona di provenienza deve ricercarsi nel margine settentrionale, attualmente cicatrizzato, della zona d'Ivrea (CARRARO *et al.*, 1970).

La zona Sesia-Lanzo e la falda della Dent Blanche *s.l.* formano un grande ricoprimento di tipo composito <sup>(1)</sup>. Esso è costituito da almeno due unità strutturali,

<sup>(1)</sup> Il ruolo di radice attribuito alla zona Sesia-Lanzo deve essere abbandonato o quanto meno modificato rispetto all'accezione tradizionale. Anche la zona Sesia-Lanzo è un lembo di ricoprimento (BORTOLAMI e DAL PIAZ, 1970; DAL PIAZ *et al.*, 1972).



ciascuna con caratteri litologico-metamorfici distinti, separate da un pronunciato orizzonte di movimento tettonico con miloniti e blastomiloniti (analoghe agli scisti di Fobello e Rimella *Auct.*). Lungo questo piano di scorrimento non sembra esservi traccia di sequenze mesozoiche.

La falda austroalpina ha un assetto frammentario (Figg. 3 e 4) e la sua struttura è complicata da ripiegamenti polifasici, longitudinali e trasversali, che sono in massima parte posteriori alla fase di ricoprimento.

### 3.1.3. ASSETTO LITOLOGICO PREALPINO

a) *Elemento tettonico superiore.* - Nella falda della Dent Blanche s.l., l'elemento tettonico superiore (serie di Valpelline) sembra circoscritto ad una parte dei lembi della Dent Blanche s.s. e del M. Mary (DIEHL *et al.*, 1952; ELTER, 1960); nella zona Sesia-Lanzo ai lembi della II zona diorito-kinzigitica s.s., di val Vogna-valle di Gressoney e di Vasaro (Figg. 3 e 4) (CARRARO *et al.*, 1970; DAL PIAZ *et al.*, 1971, 1972; ISLER e ZINGG, 1974; COMPAGNONI *et al.*, 1975). E' costituito da paragneiss di alto grado metamorfico (kinzigiti *Auct.*), con intercalazioni di pegmatiti, marmi e metabasiti stratiformi. La sequenza è molto caratteristica e, nel suo insieme, mostra stretta analogia con alcuni settori della zona d'Ivrea (FRANCHI, 1905; NOVARESE, 1931; CARRARO *et al.*, 1970; DAL PIAZ *et al.*, 1972; BORIANI *et al.*, 1974; HUNZIKER, 1974).

Alla sommità del lembo val Vogna-valle di Gressoney si rinviene una piccola placca di peridotiti con associazioni metamorfiche di alta temperatura (DAL PIAZ *et al.*, 1971); rare scaglie di serpentine sono comprese nella serie di Valpelline. Queste rocce sono correlabili alle ultramafiti della zona d'Ivrea e sono interpretabili come frammenti tettonici del mantello sottocontinentale sudalpino. In questa prospettiva non è quindi escluso che esse siano locale testimonianza di una originaria falda ultrafemica del sistema austroalpino.

La serie di Valpelline e la II zona diorito-kinzigitica sono prive di copertura postercinica e probabilmente non l'hanno mai posseduta. E' verosimile infatti che l'elemento superiore corrisponda ad una grande scaglia di crosta continentale profonda, sfilatasi da livelli basali della placca sudalpino-austroalpina.

FIG. 3 - Il sistema austroalpino zona Sesia-Lanzo — falda Dent Blanche e le unità limitrofe nelle Alpi nord-occidentali. 1) Ricoprimento del Gran San Bernardo, zoccolo pretriassico; 2) ricoprimento del M. Rosa (MR), Arceza-Brusson (AB) e Gran Paradiso (GP); 3) zona piemontese dei calcescisti con pietre verdi, sinclinale di Antrona e copertura brianzonese indifferenziate; 4-5-6-7) zona Sesia-Lanzo e falda della Dent Blanche; 4) unità superiore del sistema austroalpino: serie di Valpelline (D) e II zona diorito-kinzigitica (A: II zona diorito-kinzigitica s.s.; B: lembo val Vogna-Valle di Gressoney; C: lembetto di Vasaro); 5) unità inferiore del sistema austroalpino: serie d'Arolla, complesso degli gneiss minuti-gneiss Sesia, complesso dei micascisti eclogitici (per uno schema della loro distribuzione si vedano DAL PIAZ *et al.*, 1972, e COMPAGNONI *et al.*, 1975); nero: copertura mesozoica della falda della Dent Blanche (Mt. Dolin, zona di Roisan, complesso Grand Dent-Becca di Nana; i possibili lembi mesozoici della zona Sesia-Lanzo non sono distinti, cf. fig. 4); 6) plutoniti oligoceniche (33-29 m.a.) di Biella e Traversella; 7) andesiti e trachianandesiti del Biellese; la scala dello schizzo non consente di distinguere i filoni postmetamorfici della zona Sesia-Lanzo, della falda Dent Blanche e della zona d'Ivrea-Verbano; 8) zona del Canavese s.s.; 9) zona diorito-kinzigitica Ivrea-Verbano ed intercalazioni di ultramafiti integre e serpentizzate (nero a righe bianche); 10) serie o massiccio dei laghi. I lembi di ricoprimento della falda della Dent Blanche sono: Dent Blanche s.s. (DB), M. Mary (MM), Emilius (EM), Pillonet (PI), Châtillon-St. Vincent (CH) e Glacier-Rafray (GR).





L'elemento superiore ha subito un metamorfismo regionale in facies anfibolitica, con mobilizzati pegmatitici e associazioni finali di bassa pressione (CARRARO *et al.*, 1970; DAL PIAZ *et al.*, 1972; BORIANI *et al.*, 1974) <sup>(1)</sup>. Alcune datazioni radiometriche documentano l'età ercinica del metamorfismo di alto grado; l'età di raffredda-

<sup>(1)</sup> E' da notare che ARGAND imputava il metamorfismo di alto grado della serie di Valpelline all'azione magmatica di contatto dei granitoidi della serie di Arolla. DIEHL *et al.* lo riferivano invece all'iniezione di magmi basici, indipendenti dal ciclo granitico.



mento delle miche conferma la correlazione tra l'elemento austroalpino superiore e la zona di Ivrea (DAL PIAZ *et al.*, 1972; HUNZIKER, 1974). Non mancano tuttavia relitti di preesistenti associazioni granulitiche di possibile età ordoviciana-siluriana (BORIANI *et al.*, 1974; HUNZIKER, 1974).

b) *L'elemento tettonico inferiore* è molto più esteso di quello superiore (Figg. 3 e 4). Esso comprende i seguenti complessi litologici *Auct.*:

- Complesso dei micascisti eclogitici: affiora nella zona Sesia-Lanzo centro-meridionale interna e nei lembi del M. Emilius e del Glacier-Rafray (sporadici relitti).
- Complesso degli gneiss minuti-gneiss Sesia e serie d'Arolla <sup>(1)</sup>: è situato nel settore esterno dell'intera zona Sesia-Lanzo ed in tutti i lembi della falda della Dent Blanche *s.l.*

In realtà, questi « complessi » non corrispondono ad associazioni litologiche omogenee e, meno ancora, a tipiche formazioni (DAL PIAZ e MARTINOTTI, 1974). Essi coincidono piuttosto con le due principali zone metamorfiche di età alpina che contraddistinguono l'elemento inferiore del sistema austroalpino (DAL PIAZ *et al.*, 1972); la prima ha prevalente facies di alta pressione e bassa temperatura (eclogiti e micascisti eclogitici a quarzo-pirosseni giadeitici-granato), la seconda è in facies scisti verdi ad albite-clorite-epidoto ferriero.

Ciascuna di queste zone metamorfiche conserva relitti mineralogici e strutturali in base ai quali è possibile accertare l'esistenza di un quadro litologico prealpino molto eterogeneo, articolato in due complessi principali ed in altri minori. Essi sono:

1. *Complesso a metamorfismo prealpino di alto grado.* - E' formato da paragneiss a biotite-granato-sillimanite-feldspati  $\pm$  grafite con abbondanti mobilizzati pegmatitici, perlopiù concordanti, marmi e metabasiti (DAL PIAZ *et al.*, 1972; BORIANI *et al.*, 1974; ISLER e ZINGG, 1974). L'insieme denota una chiara affinità kinzigitica e ricorda la litologia dell'elemento tettonico superiore e quella di alcuni settori della zona d'Ivrea.

2. *Complesso dei granitoidi.* - Quarzodioriti, granodioriti, graniti ad anfibolo, graniti, leucograniti e filoni aplitici di probabile età tardoercinica (CHESSEX *et al.*, 1964) e loro facies epimetamorfiche sono noti da tempo nell'area in facies scisti verdi della zona Sesia-Lanzo (carta geologica d'Italia e note di rilevamento) e della falda Dent Blanche *s.l.* (serie d'Arolla) (ARGAND, 1908, 1934; DIEHL *et al.*, 1952). Se ne è rinvenuta recentemente ampia testimonianza anche nel settore con associazioni metamorfiche di alta pressione e bassa temperatura (metagranitoidi eclogitici di DAL PIAZ *et al.*, 1972; COMPAGNONI e MAFFEO, 1973; COMPAGNONI *et al.*, 1975; CALLEGARI *et al.*, in stampa). Localmente essi conservano, nonostante le deformazioni e le trasformazioni alpine, un evidente carattere intrusivo. Ciò attesta la natura plutonica di questi granitoidi. La loro presa di posizione magmatica è posteriore al ciclo metamorfico di alto grado ed ai mobilizzati pegmatitici ad esso correlati.

<sup>(1)</sup> Si tratta di denominazioni diverse attribuite nella letteratura a sequenze litologiche sostanzialmente simili della zona Sesia-Lanzo e della falda della Dent Blanche *s.l.*, caratterizzate da una comune sovraimpronta metamorfica in facies scisti verdi.



Questi due complessi litologici occupano buona parte dell'elemento tettonico inferiore del sistema austroalpino. La loro distribuzione è schematizzata in DAL PIAZ *et al.* (1972), BORIANI *et al.* (1974), COMPAGNONI *et al.* (1975). Vi si aggiungono tuttavia altre sequenze litologiche, di estensione subordinata e, in parte, ancora mal definite.

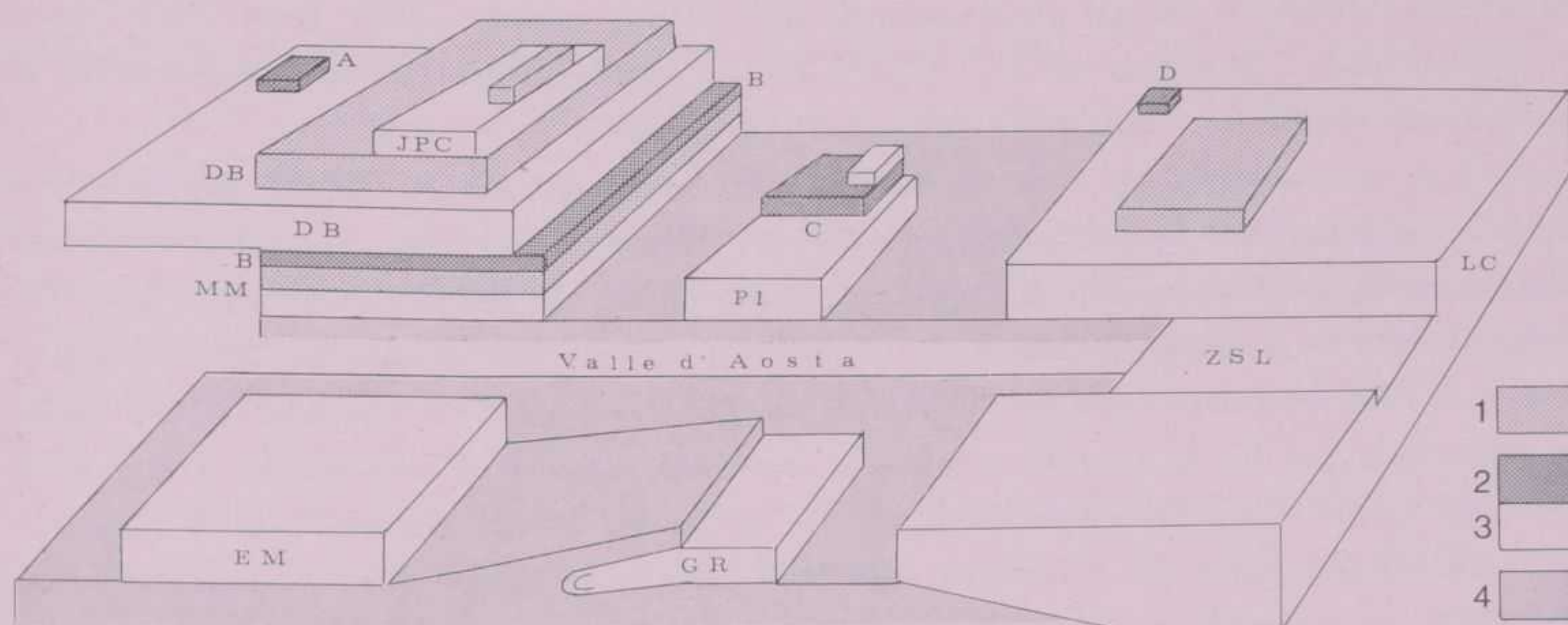


FIG. 4 - Assetto strutturale schematico del sistema austroalpino. Gli effetti di tutte le fasi plicative sono stati sottratti, ad eccezione dell'involuppo tettonico tra il complesso dei calcescisti con pietre verdi ed il lembo del Glacier-Rafray. 1) Unità superiore del sistema austroalpino (serie di Valpelline e II zona diorito-kinzigitica (cf. fig. 3); 2-3) unità inferiore del sistema austroalpino: copertura mesozoica più o meno scollata (2) del Mt. Dolin (A), zona di Roisan (B), complesso Grand Dent-Becca di Nana (C) e Corno Bianco settentrionale (D); cristallino pretriassico (3): serie d'Arolla, complesso degli gneiss minuti-gneiss Sesia, complesso dei micascisti eclogitici ed ulteriori lembi mesozoici, indistinti nel settore a sud della Valle d'Aosta; 4) complesso piemontese eclogitici ed ulteriori lembi mesozoici, indistinti nel settore a sud della Valle d'Aosta; ZSL: zona Sesia-Lanzo; PI: lembo del Pilonet; GR: lembo dei calcescisti con pietre verdi, indifferenziato. DB: lembo della Dent Blanche s.s.; MM: lembo del M. Mary; EM: lembo del M. Emilius; JPC: lembo Jumeaux-P. Cian, postulato nel modello di STUTZ e MASSON (1938); LC: linea del Canavese e limite interno del metamorfismo coalpino di alta pressione e bassa temperatura nella zona Sesia-Lanzo.

3. *Complesso dei gabbri.* - Nella serie d'Arolla del lembo di ricoprimento Dent Blanche s.s. esistono due grandi intercalazioni di rocce gabbriiche (M. Cervino e M. Collon) ed altre minori (ARGAND, 1908, 1934). Nelle parti periferiche si osserva una sovraimpronta metamorfica alpina in facies scisti verdi, ma al nucleo i litotipi sono freschi o poco modificati. In certi casi compare una regolare stratificazione d'accumulo magmatico, con peridotiti, gabbri di tipo diverso e anortositi (BEARTH, 1974; DAL PIAZ, 1974). La loro età, in corso di valutazione radiometrica (HUNZIKER), è compresa nell'intervallo tra la fine del ciclo granitico ercinico e l'inizio del vulcanesimo ofiolitico. Essi si trovano entro la crosta continentale austroalpina, ma il contatto tra gabbri e granitoidi è delimitato da potenti miloniti e blastomiloniti (intrusione tettonica?).

Litotipi analoghi, ma con intensa rielaborazione alpina, compaiono nel lembo di ricoprimento del Pilonet (M. Tantanè) e nel settore esterno della zona Sesia-Lanzo nordoccidentale (M. Pinter), in contatto tettonico con gneiss minuti albitico-fengitici ecc. (DAL PIAZ *et al.*, 1971).

Nella stessa categoria possono probabilmente rientrare anche i « metagabbri » eclogitici di Corio e Monastero (zona Sesia-Lanzo meridionale), descritti in dettaglio da BIANCHI *et al.* (1963), e discussi da COMPAGNONI *et al.* (1975).



4. *Sequenze di copertura.* - L'elemento inferiore comprende locali sequenze carbonatiche di età mesozoica, note da tempo come copertura dei lembi della Dent Blanche s.s. (M. Dolin; WEIDMANN e ZANINETTI, 1974, con bibl.) e del M. Mary (zona di Roisan; ELTER, 1960, con bibl.). Vi si possono aggiungere, dubitativamente, il complesso mesozoico non ofiolitico Grand Dent-Becca di Nana (Pillonet) <sup>(1)</sup>, i marmi calcescistosi pizzicati tra gli gneiss minuti nel settore esterno della zona Sesia-Lanzo nordoccidentale (DAL PIAZ *et al.*, 1971) e, con maggiore incertezza, alcune sequenze di marmi, microbrece e micascisti del settore eclogitico.

Con ogni probabilità sono mesozoiche anche le quarziti a fengite  $\pm$  granato, a luoghi mangesifere (piemontite, spessartina; GENNARO, 1925), che si rinvennero nella zona Sesia-Lanzo centro-meridionale, sotto forma di fascie sottili ed estese. Rimane il dubbio se interpretarle come scaglie tettoniche della sottostante zona piemontese o se riferirle alla copertura austroalpina (cf. Grigioni). La seconda ipotesi appare preferibile poichè le quarziti sembrano mostrare rapporti di continuità stratigrafica con i micascisti e non sono associate a pietre verdi. In questa prospettiva, è possibile che una piccola parte dei micascisti eclogitici della zona Sesia-Lanzo, attualmente non definibile, corrisponda a originarie sequenze pelitiche posttriassiche.

Al di là di queste incertezze, non vi sono dubbi sulla esistenza di una copertura mesozoica nell'elemento inferiore del sistema austroalpino. La sua natura e la sua estensione meritano tuttavia un approfondimento.

Più difficile è valutare se la copertura postercinica comprenda anche il Paleozoico superiore. Significa stabilire se una parte degli gneiss minuti e dei micascisti albitici corrisponda ad una sequenza detritica postgranitica (AMSTUTZ, 1962; LAURENT e CHESSEX, 1968). L'ipotesi è plausibile, ma non documentata <sup>(2)</sup>. L'eventuale presenza di sequenze monometamorfiche permiane dovrebbe in ogni caso essere circoscritta a settori limitati e a spessori modesti; buona parte degli gneiss minuti e dei micascisti albitici dell'elemento inferiore deriva infatti dalla rielaborazione tettonico-metamorfica alpina di granitoidi e di parascisti pregranitici.

#### 3.1.4. COMPLESSI KINZIGITICI INCERTAE SEDIS

Paragneiss ad affinità kinzigitica si trovano non solo nell'elemento tettonico superiore del sistema austroalpino, ma, come si è visto, anche in quello inferiore (DAL PIAZ *et al.*, 1972; ISLER e ZINGG, 1974). Si aprono così nuovi problemi di pertinenza strutturale. Normalmente non è difficile collocare i paragneiss di alto grado al posto giusto. Soccorrono la posizione strutturale ed altri criteri, quali la diversa evoluzione tettonico-metamorfica alpina e l'associazione litologica. In particolare, soltanto gli gneiss kinzigitici dell'elemento tettonico inferiore appaiono in associazione primaria con granitoidi (DAL PIAZ *et al.*, 1972; ISLER e ZINGG, 1974).

In alcuni casi la loro posizione è dubbia (BORIANI *et al.*, 1974); lo è quando la geometria dei rapporti strutturali a grande scala non è molto chiara e soprattutto

<sup>(1)</sup> Il toponimo Grand Dent è indicato al maschile nella cartografia ufficiale.

<sup>(2)</sup> Non si può convenire con AMSTUTZ (1962) quando propone una generalizzata origine vulcano-detritica per gli gneiss minuti del M. Emilius e della zona Sesia-Lanzo, adducendo argomentazioni che non hanno validità di prova o che non trovano corrispondenza con la realtà.



quando la sequenza « kinzigitica » ha subito una rielaborazione alpina molto pronunciata, congruente con quella dei litotipi circostanti. I casi dubbi si trovano nel settore esterno della zona Sesia-Lanzo e nel lembo di ricoprimento del Pillionet (complesso polimetamorfico dei micascisti), dove questi litotipi sono associati a gneiss minuti albitico-fengitici (cf. lo schema strutturale in margine alla carta geologica).

### 3.1.5. EVOLUZIONE TETTONICA E METAMORFICA ALPINA

La storia geologica alpina della falda della Dent Blanche s.l. e della zona Sesia-Lanzo risulta molto complicata per il sovrapporsi di due principali episodi tettonico-metamorfici che modificano le associazioni mineralogiche e l'assetto strutturale dei complessi prealpini, soprattutto di quelli compresi nell'unità inferiore. Entrambi gli episodi si svolsero in condizioni geodinamiche convergenti, il primo (*eoalpino*) nel Cretaceo superiore, il secondo (*lepontino*) tra l'Eocene e l'Oligocene inferiore (DAL PIAZ *et al.*, 1972; HUNZIKER, 1974).

A partire dall'Oligocene medio, il sistema austroalpino partecipa alla fase distensiva di compensazione isostatica della catena ed è sede di importanti manifestazioni magmatiche di tipo alcali-calcico e alcalino potassico.

a) *Episodio tettonico-metamorfico eoalpino.* - Nell'elemento tettonico inferiore il metamorfismo eoalpino si distingue soprattutto per le ben note associazioni eclogitiche a pirosseni sodici-granato-quarzo, con fengite, zoisite, glaucofane, cloritoide, cianite, lawsonite e rutilo (FRANCHI, 1900, 1902; BIANCHI e Gb. DAL PIAZ, 1963; BIANCHI *et al.*, 1965; VITERBO e BLACKBURN, 1968; DAL PIAZ *et al.*, 1972; COMPAGNONI e MAFFEO, 1973; VELDE e KIENAST, 1973; HUNZIKER, 1974; COMPAGNONI *et al.*, 1975). Numerose datazioni radiometriche di fengite coesistente con associazioni eclogitiche stabili collocano questo episodio metamorfico tra 90 e 70 m.a. (HUNZIKER in DAL PIAZ *et al.*, 1972; HUNZIKER, 1974).

Il metamorfismo eclogitico è ben conservato nel settore assiale ed interno della zona Sesia-Lanzo centro-meridionale ed in una parte del lembo del M. Emilius. Allo stato di relitto se ne rinviene traccia nel lembo di ricoprimento del Glacier-Rafray (DAL PIAZ e NERVO, 1971).

Nel settore esterno della zona Sesia-Lanzo (complesso degli gneiss minuti *Auct.*) e nei lembi settentrionali della falda Dent Blanche (serie d'Arolla) l'evento eoalpino non è stato ancora accertato al di sotto delle più recenti associazioni metamorfiche in facies scisti verdi. Non vi è dubbio che il metamorfismo eoalpino, se presente, non abbia raggiunto la condizione eclogitica. I suoi caratteri debbono essere stati tali da non innescare la reazione albite  $\rightarrow$  giadeite + quarzo nei granitoidi, come attestato dalla presenza di relitti del plagioclasio primario (COMPAGNONI *et al.*, 1975). Esso può aver sviluppato, eventualmente, associazioni di bassa temperatura, a pressione da intermedia a moderata.

Ritornando al settore eclogitico, è da notare il carattere polifasico delle associazioni eoalpine di alta pressione e bassa temperatura. Nella fase iniziale si registrano le condizioni di P massima e T minima, con pirosseni sodici prossimi alla composizione della giadeite pura, in rocce ricche in silice (COMPAGNONI e MAFFEO, 1973; VELDE e KIENAST, 1973; COMPAGNONI *et al.*, 1975). In alcuni settori della zona Sesia-Lanzo, queste associazioni metamorfiche sono prive di quel quadro di intense de-



formazioni penetrative che caratterizza, a scala regionale, le fasi evolutive di questo evento. Lo indicano la buona conservazione delle strutture prealpine ed alcune caratteristiche pseudomorfofisi a giadeite-zoisite su plagioclasio; cianite su sillimanite; fengite con granato coronitico su biotite (DAL PIAZ *et al.*, 1972; COMPAGNONI e MAFFEO, 1973). Le fasi evolutive dell'episodio eoalpino si svolgono, in condizioni sin-cinematiche, con pressione decrescente e temperatura costante o in lieve aumento. Ne sono significativa esemplificazione le trasformazioni giadeite  $\rightarrow$  omfacite  $\rightarrow$  glaucofane  $\rightarrow$  anfibolo verde-azzurro (in genere orneblenda subcalcica), già segnalate da FRANCHI (1902). I prodotti finali — albite, epidoto, attinoto, biotite verde, ecc. — non hanno ancora una precisa collocazione cronologica. Possono corrispondere ad un tardo eoalpino o ad una modesta sovraimpronta lepontina.

Tra il margine settentrionale della zona eclogitica e la più esterna zona non eclogitica è stata rinvenuta una fascia con associazioni eoalpine di tipo particolare, ancora mal delimitata. Essa si suddivide in un primo settore a fengite-granato-zoisite  $\pm$  anfibolo sodico  $\pm$  cloritoide ed in un secondo ad albite-fengite-epidoti  $\pm$  granato (DAL PIAZ *et al.*, 1972; HUNZIKER, 1974; COMPAGNONI *et al.*, 1975). La presenza di relitti di plagioclasio magmatico nei metagranitoidi indica che non si sono raggiunte le condizioni bariche per la formazione del pirosseno sodico.

Nell'elemento tettonico inferiore della zona Sesia-Lanzo è possibile quindi individuare un gradiente del metamorfismo eoalpino e delinearne l'andamento in prima approssimazione (DAL PIAZ *et al.*, 1972; VELDE e KIENAST, 1973; COMPAGNONI *et al.*, 1975). Giace grosso modo parallelamente ai piani di sovrascorrimento tettonico ed è rivolto verso la geosutura del sistema austroalpino. Esso è quindi indipendente dall'appilamento delle falde.

Passiamo ad esaminare in breve i caratteri del metamorfismo alpino nell'elemento tettonico superiore (II zona diorito-kinzigitica e serie di Valpelline). La blastesi ha effetti assai più modesti e discontinui che nell'unità inferiore, ma si ripete il quadro polifasico o policiclico alpino. Infatti, si rinvencono tracce di una prima fase metamorfica postercinica a cianite-cloritoide-fengite-granato  $\pm$  anfibolo sodico (CARRARO *et al.*, 1970; DAL PIAZ, 1971; BERTOLANI, 1971; DAL PIAZ *et al.*, 1971, 1972; KIENAST e NICOT, 1971). Sono comuni le pseudomorfofisi di aggregati policristallini di cianite su porfiroblasti di sillimanite (DAL PIAZ, 1971; DAL PIAZ *et al.*, 1971).

L'attribuzione di queste associazioni all'evento eoalpino è probabile, ma al momento non documentata da età radiometriche. In ogni caso esse sono anteriori ad associazioni lepontine ad albite-clorite-epidoto ecc. Hanno distribuzione molto irregolare e sostituiscono solo in parte l'assetto mineralogico prealpino.

Il quadro del metamorfismo è tanto diverso da quello mostrato dall'unità inferiore da far supporre che i due elementi tettonici del sistema austroalpino abbiano subito, sin dall'evento eoalpino, un'evoluzione geodinamica diversificata.

b) *Interpretazione geodinamica del metamorfismo eoalpino e sue conseguenze.* - Il metamorfismo eoalpino non può essere interpretato come effetto dell'appilamento delle falde (<sup>1</sup>). Il carico tettonico esistente o ricostruibile sopra le due unità austroal-

(<sup>1</sup>) Secondo questo modello, l'appilamento delle falde produrrebbe un unico evento metamorfico a carattere polifasico: associazioni iniziali di alta pressione e bassa temperatura e quindi, con il progredire della riequilibrio geotermica, paragenesi di grado variabile da scisti verdi ad anfibolite, a seconda del livello strutturale (NICOLI, 1970).



pine è del tutto inadeguato a produrre le condizioni bariche che la petrologia sperimentale richiede per lo sviluppo delle associazioni sopra ricordate; se per ipotesi lo fosse, ci si dovrebbe attendere una evoluzione termodinamica diversa, con sviluppo di minerali di alto grado metamorfico anche nei settori eclogitici delle Alpi occidentali.

D'altro canto appare poco attendibile ricorrere a sovrappressioni tettoniche, non solo perchè se ne dovrebbero prospettare valori estremamente elevati, in molti casi non inferiori a 7-8 kb, ma anche perchè esse non s'inquadrano con il carattere pseudostatico delle associazioni iniziali a P massima e T minima della zona Sesia-Lanzo (DAL PIAZ, 1971; DAL PIAZ *et al.*, 1972; HUNZIKER, 1974; COMPAGNONI *et al.*, 1975).

Se si ricordano gli altri fatti, cioè l'andamento del gradiente eoalpino ed il brusco salto di metamorfismo tra le due unità tettoniche del sistema austroalpino (le isograde sono tagliate dal piano di sovrascorrimento e non viceversa), appare chiaro che il metamorfismo eoalpino è anteriore all'appilamento delle falde nelle Alpi occidentali. Si tratta di un processo « esotico », prodotto in altra sede e trasposto nella posizione attuale dalla fase di ricoprimento Dent Blanche (DAL PIAZ *et al.*, 1971, 1972; HUNZIKER, 1974). Il suo assetto è stato ulteriormente complicato dal serrage plicativo di età Eocene-Oligocene inferiore. Alla luce della petrologia sperimentale e della geocronologia radiometrica, l'unica interpretazione attualmente proponibile è quella di un metamorfismo di subduzione che risale al Cretaceo superiore (DAL PIAZ *et al.*, 1971, 1972; ERNST, 1971, 1975; HUNZIKER, 1971, 1974). Il processo coinvolge non solo la crosta oceanica piemontese, ma anche il margine continentale austroalpino e quello pennidico.

Questa interpretazione comporta alcune conseguenze di rilievo sulla cronologia dell'orogenesi alpina ed apre nuovi problemi.

La conservazione delle associazioni eclogitiche è spesso quasi perfetta in vasti settori della zona Sesia-Lanzo. Occorre pertanto che la risalita a livello superficiale di una parte dei materiali subdotti sia sufficientemente rapida per sfuggire alla riequilibrio geotermica. Ne consegue che è necessario postulare una prima fase di ricoprimento della falda austroalpina nel Cretaceo sommitale, o al limite Cretaceo-Paleocene (DAL PIAZ *et al.*, 1972). La stessa osservazione vale anche per le pietre verdi della zona di Zermatt-Saas. La chiusura del bacino ofiolitico piemontese deve quindi concludersi, almeno in questo settore della catena, nel corso dell'evento orogenetico eoalpino. D'altra parte l'esistenza di una importante fase tettonica di età cretacea è nota da tempo nelle Alpi (STAUB, 1924; CORNELIUS, 1940; Gb. DAL PIAZ, 1945; TOLLMANN, 1963; OBERHAUSER, 1968; ecc.), ed in altre catene del Mediterraneo.

Il modello cinematico e la cronologia degli eventi proposti da DAL PIAZ *et al.*, (1972) e da HUNZIKER (1974) sono in palese contrasto con le interpretazioni tradizionali dell'orogeno alpino. Alcuni ritengono che esso sia contraddetto dalla situazione stratigrafica e strutturale esistente nella zona del Barrhorn, in Vallese (TRÜMPY, 1975). La serie brianzonese del Barrhorn (ELLENBERGER, 1952, 1953, 1958) è sovrascorsa dall'unità superiore della falda piemontese, la zona del Combin s.l., la quale è a sua volta ricoperta dal margine settentrionale del lembo della Dent Blanche.



Se sarà dimostrata l'effettiva corrispondenza tra gli scisti plumbei situati alla sommità della serie del Barrhorn ed il Flysch ridotto (Eocene inf.) di altri settori della zona brianzonese, una correlazione ipotizzata da ELLENBERGER (1958), si condizionerà ovviamente la cronologia degli eventi tettonici in questa zona, ma non si aggiungerà nè si toglierà nulla al problema della esistenza di una fase di ricoprimento Dent Blanche di età eoalpina. Essa è postulata sulla base di significative associazioni metamorfiche e della loro età radiometrica. Il modello della genesi eoalpina della falda Dent Blanche, come effetto di una tettonica collisionale, non richiede che la sovrapposizione di una parte del sistema austroalpino e della zona del Combin sopra la serie del Barrhorn sia necessariamente un evento di età eoalpina. Vi è la possibilità di altre interpretazioni per questa situazione locale. Si possono invocare movimenti gravitativi paleocenico-eocenici o le fasi di raccorciamento crostale, per *serrage* plicativo, connesse al secondo episodio tettonico-metamorfico dell'orogenesi alpina, che si sviluppa tra l'Eocene e l'Oligocene inferiore (DAL PIAZ *et al.*, 1972). All'evento collisionale eoalpino sono imputabili la sovrapposizione dei due elementi tettonici del sistema austroalpino e la loro successiva presa di posizione al di sopra della falda piemontese, che a sua volta era scivolata sopra la falda del M. Rosa. E' plausibile pensare che le loro relazioni con il ricoprimento del Gran San Bernardo fossero diverse da quelle attuali, dovendosi ancora compiere il secondo ciclo orogenetico.

D'altra parte, se non si vuole assolutamente anticipare la fase di collisione continentale — certamente uno dei problemi di maggior rilievo ancora aperti — è sempre possibile trasferire i processi tettonici dell'episodio eoalpino ad un ambiente oceanico e valutarne i riflessi sedimentologici.

Si tratta di una soluzione di compromesso ed in questo senso sembra esprimersi LAUBSCHER (1974). L'Autore prevede una lunga fase di subduzione che si estende dal Cretaceo al Terziario. Questa prospettiva non esclude l'esigenza di una risalita eoalpina, dalla zona di subduzione, di materiali con metamorfismo di alta pressione e bassa temperatura e, nello stesso tempo, consente una attribuzione cronologica tradizionale alla fase principale di ricoprimento ed alla collisione continentale. Il modello è affascinante, ma produce nuove difficoltà:

- nelle Alpi occidentali molti elementi indicano che il bacino oceanico piemontese non avesse l'ampiezza che questa ipotesi richiede;
- in secondo luogo mancano prodotti andesitici di volume congruente con le dimensioni della crosta oceanica subdotta, scalati nel tempo e spaziali in rapporto alla durata e all'andamento del processo subduttivo;
- in terzo luogo è difficile giustificare l'espulsione di frammenti oceanici e continentali dalla zona di subduzione senza che intervenga un evento collisionale;
- tenuto conto che le eclogiti della zona di Zermatt-Saas ed i micascisti eclogitici del sistema austroalpino avrebbero dovuto sovrapporsi, in età eoalpina, ad una parte della crosta oceanica del bacino piemontese non ancora chiuso, non ci si spiega perchè manchi, nelle Alpi occidentali, una unità ofiolitica di tipo ligure, interposta tra la zona brianzonese e la falda piemontese;
- estendendo al Terziario la durata del processo subduttivo e valutandone le conseguenze termodinamiche, si rende insufficiente il tempo disponibile per lo sviluppo



del duomo termico della fase lepontina e diviene ancora più difficile giustificare i suoi rapporti di sovrapposizione nei confronti del metamorfismo eoalpino.

Nelle stesse e in ulteriori difficoltà incappa anche il modello proposto da TRÜMPY (1973, 1975) per le Alpi centrali, che rifugge dall'esigenza di fornire una giustificazione geodinamica al metamorfismo eoalpino ed al vulcanesimo andesitico di età cretacea (GATTO *et al.*, 1975; COMPAGNONI *et al.*, 1975; con bibl.).

c) *Episodio tettonico-metamorfico lepontino.* - Si sviluppa tra l'Eocene e l'Oligocene inferiore in buona parte della catena alpina, a nordovest delle Alpi meridionali. Il metamorfismo regionale ha picco termico attorno a 38 m.a. (HUNZIKER, 1969, 1970, 1974; JAEGER, 1973) e produce associazioni polifasiche di grado variabile tra la facies anfibolite e quella scisti verdi. Le sue isograde, discordanti sui piani tettonici dell'edificio a falde, attestano che il metamorfismo lepontino è posteriore alla presa di posizione dei ricoprimenti pennidici ed austroalpini (FREY *et al.*, 1974, con bibl.).

D'altra parte ancora CORNELIUS (1930) aveva affermato il protrarsi della cristallizzazione metamorfica al di là dell'intima riorganizzazione strutturale delle rocce cristalline nella Haute Maurienne.

L'evento metamorfico lepontino è accompagnato da molteplici fasi di deformazione duttile, con direttrici longitudinali e trasversali. Un adeguato ambiente termico consente lo sviluppo di grandi pieghe di vario tipo e di involuppi tettonici in tutti i complessi cristallini della zona pennidica e dell'austroalpino. Ne consegue un nuovo raccorciamento crostale della catena (*serrage plicativo*).

Nell'*unità inferiore* del sistema austroalpino, il metamorfismo lepontino produce associazioni polifasiche in facies scisti verdi ad albite-epidoti-clorite-attinoto  $\pm$  biotite verde  $\pm$  stilpnomelano, accompagnate da una intensa riorganizzazione microstrutturale (DIEHL *et al.*, 1952; DAL PIAZ *et al.*, 1971, 1972; COMPAGNONI *et al.*, 1975; LATTARD, 1974, 1975). E' distribuito con molta omogeneità nella zona Sesia-Lanzo e nella falda della Dent Blanche s.l., ad eccezione di alcuni settori in facies eclogitica, nei quali produce effetti modesti e discontinui. La sua età è documentata da alcune datazioni radiometriche (HUNZIKER, 1969, 1970, 1974; BOCQUET *et al.*, 1974).

Nell'*elemento tettonico superiore* (serie di Valpelline e II zona diorito-kinzigitica) i suoi effetti sono in genere più limitati e soprattutto molto discontinui. Sono diffuse le trasformazioni retrograde delle associazioni prealpine di alto grado; esse sono concentrate soprattutto nelle zone di maggiore deformazione. Un quadro dettagliato delle paragenesi è esposto da DIEHL *et al.* (1952), CARRARO *et al.* (1970), DAL PIAZ *et al.* (1971).

d) *Fase finale di compensazione isostatica e magmatismo postmetamorfico.* - Nelle Alpi nordoccidentali interne i movimenti convergenti parossistici terminano al limite tra Oligocene inferiore e medio. Col ripristino di condizioni prevalentemente distensive inizia la compensazione isostatica della crosta continentale, sensibilmente ispessita dall'appilamento collisionale. Si sviluppa una tettonica verticale, il settore assiale della catena si solleva rapidamente ed è sottoposto a cospicua erosione, inizia la deposizione della molassa.

Al margine interno della zona Sesia-Lanzo si riapre la linea del Canavese ed altre se ne formano. Nella valle d'Aosta assumono particolare importanza alcune direttrici



est-ovest. Favorito da questo quadro tettonico, si sviluppa un importante ciclo magmatico a prevalente carattere plutonico e filoniano, con chimismo da alcali-calcico ad alcalino-potassico (NOVARESE, 1943; DAL PIAZ *et al.*, 1971, 1972, 1973; COMPAGNONI *et al.*, 1975, con bibl.). Il complesso dei micascisti eclogitici della zona Sesia-Lanzo è intruso dai plutoni di Biella e Traversella ed è metamorfosato al loro contatto. Numerosi filoni di trachandesiti, andesiti, basalti e lamprofiri tagliano in discordanza le unità del sistema austroalpino e il loro piano di sovrascorrimento. I rapporti di intersezione tra filoni non metamorfici, gli gneiss minuti albitico-fengitici ed i calcescisti della zona del Combin dimostrano che il ciclo magmatico è posteriore al metamorfismo lepontino; numerose datazioni radiometriche lo collocano nell'intervallo 33-29 m.a. (SCHEURING *et al.*, 1974, con bibl.).

Il magmatismo oligocenico ha estensione regionale nella catena alpina e tende a concentrarsi in un'ampia fascia che ha come asse le linee tettoniche al limite tra Austroalpino e Sudalpino. Anche se la sua genesi è ancora discussa, rimane il fatto che esso costituisce un *marker* fondamentale della storia postcollisionale e distensiva delle Alpi.

In epoca miocenico-pliocenica si sviluppa infine una fase tardo-alpina di corrugamento e di ricoprimento tettonico. Essa sembra limitarsi alla sovrastruttura sedimentaria ed assume particolare rilievo ai margini della catena alpina (prealpi romande e del chiabrese e settore peripadano). Si vedano i riferimenti bibliografici in CADISCH (1934), Gb. DAL PIAZ (1945), ELTER *et al.* (1966), MARTINIS (1966) e TRÜMPY (1973). E' verosimile che questa fase tettonica sia, almeno prevalentemente, di tipo gravitativo, innescata dal sollevamento dell'intera crosta continentale nel settore assiale della catena alpina.

### 3.2. IL COMPLESSO PIEMONTESE DEI CALCESCISTI CON PIETRE VERDI

Il complesso piemontese dei calcescisti con pietre verdi è interposto tra la falda del M. Rosa ed il sovrastante sistema austroalpino. Il suo andamento, nel settore compreso tra l'alta valle di Gressoney e la Valtournanche, è delineato nello schema strutturale inserito al margine della carta geologica del Pillonet. Il complesso piemontese si suddivide in due principali unità tettoniche, la *zona di Zermatt-Saas* (inferiore) e la *zona del Combin* (superiore) <sup>(1)</sup>. Esse sono nettamente diversificate nell'assetto litostratigrafico e nei caratteri del metamorfismo alpino.

L'unità inferiore mostra una evidente affinità oceanica, rilevabile nonostante le notevoli complicazioni tettoniche. Quella superiore, non oceanica, è costituita da un complesso ofiolitifero di tipo vulcano-sedimentario e da sottostanti sequenze preofiolitiche attribuibili al Trias pennidico ( $\pm$  Permiano) ed al Lias medio-inferiore (DAL PIAZ, 1974, con bibl.).

<sup>(1)</sup> Nel vicino Vallese è possibile scindere in due parti la zona del Combin: la *Theodul-Rothorn Zone* e la sovrastante *Obere Zermatter Schuppenzone* (BEARTH, 1953, 1967), equivalenti alla *Hörnli Zone* ed alla *Tracuit-Hühnerknubel Zone* di STAUB (1957). Nel settore italiano non è possibile mantenere questa suddivisione che s.s. per eliminazione tettonica o, pur esistendo in parte, non è più distinguibile con sicurezza poichè, quanto meno, è soppresso l'orizzonte triassico basale.



Unità analoghe esistono in tutto l'arco delle Alpi occidentali, dal Vallese al gruppo di Voltri. Esse si ricollegano, in prima approssimazione, ad un bacino ofiolitico unitario, suddiviso in due settori principali, con caratteri litostratigrafici e paleogeografici distinti: la zona *piemontese orientale* (o interna, o zona di Zermatt-Saas *s.l.*), ad assetto oceanico, e la zona *piemontese occidentale* (o esterna, o zona del Combin *s.l.*), copertura non oceanica della crosta continentale assottigliata del margine pennidico (BORTOLAMI e DAL PIAZ, 1970; DAL PIAZ, 1971, 1974; ELTER, 1971, 1972; DAL PIAZ *et al.*, 1972; PASQUARÈ, 1973; STURANI, 1973; COMPAGNONI *et al.*, 1975).

### 3.2.1. LA ZONA DI ZERMATT-SAAS

La zona di Zermatt-Saas, definita e descritta da BEARTH (1953, 1959, 1967, 1973, 1974) nel Vallese, penetra profondamente in territorio italiano (DAL PIAZ, 1965). Nel settore compreso tra l'alta Valsesia e la Valtournanche, essa è costituita da prevalenti pietre verdi che appaiono prive di substrato stratigrafico. Predominano le ultramafiti: sono localizzate in genere alla base della successione litostratigrafica ed il loro spessore può superare largamente il chilometro. Esse sono ricoperte da metabasalti con struttura massiccia, brecciata ed a *pillows*. Un orizzonte di serpentine milonitiche individua un secondo elemento strutturale, costituito da metagabbri, anfiboliti albitiche, prasiniti e parascisti di vario tipo (DAL PIAZ, 1965).

In altri settori delle Alpi occidentali, meno scompaginati dalla deformazione alpina, le pietre verdi ricorrono sovente nella classica successione polare della crosta oceanica (DAL PIAZ, 1974, con bibl.). Si ripete cioè la situazione riscontrata nelle ofioliti della Liguria occidentale (DECANDIA e P. ELTER, 1969) ed in numerose falde ofiolitiche dell'area mediterranea, metamorfismo orogenetico a parte. In certi casi l'affinità ligure è perfetta, quando la copertura sedimentaria comprende i corrispondenti metamorfici dei diaspri, dei calcari a Calpionella e delle argilliti (serie di Chabrière, Alpi Cozie: LEMOINE *et al.*, 1970; TRICART, 1974; Alpi Graie: ELTER, 1971; serie dell'Inzecca, Corsica: AMAUDRIC DU CHAFFAUT *et al.*, 1972; ecc.).

La tendenza a generalizzare questo quadro litostratigrafico all'intero dominio piemontese è certamente un errore. Esistono situazioni diverse non solo nella zona del Combin, ma anche nelle unità ad assetto oceanico. Riferendosi al secondo caso, non sono rare le intercalazioni di parascisti all'interno delle potenti sequenze di metabasalti a *pillows*; si aggiunga che le loro serie di copertura sono sovente di tipo vulcano-sedimentario (BRIGO *et al.*, in stampa). In definitiva, le sequenze vulcano-sedimentarie metamorfiche, tipiche nelle unità della zona del Combin, sono talvolta presenti anche nella copertura delle unità ad affinità oceanica. La loro origine sarà brevemente discussa nel paragrafo seguente.

Tra la Valsesia e la Valtournanche, ad esempio, i parascisti più bassi della successione litostratigrafica della zona di Zermatt-Saas sono intercalati all'interno dei metabasalti a *pillows* che ricoprono le ultramafiti del massiccio del Breithorn. Si tratta dei micascisti ankeritici, con « ciottoli » e *boudins* di metavulcaniti, della formazione del Rifelberg-Garten (BEARTH, 1953, 1967; DAL PIAZ, 1965, 1974), una sequenza di probabile natura torbidity. La copertura dei metabasalti è talvolta costi-



tuita da ripetute alternanze di metavulcaniti stratoidi (anfiboliti albitiche, prasiniti, cloritoscisti  $\pm$  granatiferi) e di parascisti di tipo diverso. I cloritoscisti contengono frequenti mineralizzazioni a Fe-Cu, disseminate e stratiformi (BRIGO *et al.*, in stampa). La sequenza vulcano-sedimentaria comprende talora alcune masse lenticolari di metagabbri e serpentine (scaglie tettoniche e/o olistoliti) ed è completata da intercalazioni di quarziti micaceo-granatifere, spesso arricchite in Mn (spessartina, piemontite in letti sottili; noduli di braunite, ecc.). Le quarziti mangesifere corrispondono verosimilmente ad originari diaspri; esse affiorano alla base delle sequenze vulcano-sedimentarie o al loro interno.

La zona di Zermatt-Saas e le unità simili delle Alpi occidentali si accomunano per la sostanziale affinità oceanica dei complessi metaofiolitici basali. I caratteri litostratigrafici delle serie di copertura sono invece estremamente variabili: si individuano, come situazioni estreme, sequenze ad affinità ligure e sequenze vulcano-sedimentarie metamorfiche. Il quadro sottintende una morfologia assai accidentata dell'originario fondo oceanico.

La zona di Zermatt-Saas è stata coinvolta nei due episodi metamorfici principali del ciclo orogenetico alpino che si sovrappongono a trasformazioni di tipo oceanico <sup>(1)</sup>. All'evento eoalpino si riferiscono le diffuse associazioni eclogitiche, analoghe a quelle che si rinvenivano nelle metabasiti associate alla crosta continentale della zona Sesia-Lanzo. L'episodio leontino ha prodotto una sovraimpronta metamorfica in facies scisti verdi  $\pm$  glaucofane II, parziale e discontinua (BEARTH, 1953, 1959, 1967, 1973, 1974; DAL PIAZ, 1965, 1971, 1974; KIENAST e TRIBOULET, 1972; KIENAST, 1973; FREY *et al.*, 1974; HUNZIKER, 1974).

La zona di Zermatt-Saas non è compresa nella carta geologica del Pillonet.

### 3.2.2. LA ZONA DEL COMBIN

Si è già detto che la zona del Combin non mostra corrispondenza alcuna con l'assetto litostratigrafico della crosta oceanica e con quello delle unità ofiolitiche descritte nel paragrafo precedente. Anche se permane ancora una buona corrispondenza tra alcuni litotipi, questi complessi divergono sulla base di elementi sostanziali, quali le relazioni di giacitura tra pietre verdi e parascisti, i loro rapporti quantitativi ed il quadro litostratigrafico globale.

La falda inizia con una potente successione triassica (quarziti, marmi dolomitici, carnirole, marmi di vario tipo), a volte preceduta da scisti quarzoso-albitici, con locali metaconglomerati (Permiano?). Segue un complesso preofiolitico di marmi  $\pm$  fillitici e di calcescisti, con intercalazioni di breccie intraformazionali, correlabile ai calcescisti preofiolitici di età liassica identificati da ELTER (1971) nelle Alpi Graie e presenti anche nelle Alpi Cozie. Questa sequenza si è deposta in un proto-bacino piemontese al di sopra della crosta continentale pennidica (M. Rosa), in una fase di poco antecedente all'apertura di un contiguo settore oceanico (zona piemontese orientale) ed allo sviluppo del vulcanesimo basaltico sottomarino (Lias superiore).

<sup>(1)</sup> Si tratta, come noto, delle trasformazioni metamorfiche di vario tipo e grado che si sviluppano nelle sequenze ofiolitiche durante la loro evoluzione oceanica, prima cioè che esse siano coinvolte negli eventi tettonico-metamorfici convergenti dell'orogene alpino (MIYASHIRO, 1972; DAL PIAZ, 1974; CORTESOGNO *et al.*, 1975, con bibl.).



Il complesso ofiolitico sovrastante si distingue per un tipico assetto vulcano-sedimentario. I parascisti carbonatici prevalgono sulle pietre verdi. Queste ultime sono rappresentate, in gran prevalenza, da metavulcaniti di tipo particolare (prasiniti, ovariditi e cloritoscisti); esse hanno giacitura stratiforme ed alternano ripetutamente ai calcescisti. La sequenza ofiolitifera comprende qualche intercalazione lenticolare di metagabbri e serpentine, interpretabili come scaglie tettoniche e/o olistoliti. Non mancano infine bancate di quarziti micacee e di metaradiolariti mangesifere (piemontite, spessartina, braunite, ecc.) e mineralizzazioni stratiformi a Fe-Cu, in stretta associazione con cloritoscisti albitici ed albitico-quarzosi o con ovariditi  $\pm$  micacee. Quarziti, cloritoscisti albitici e mineralizzazioni piritoso-cuprifere tendono generalmente a concentrarsi nella parte sommitale della sequenza vulcano-sedimentaria metamorfica, con rapporti reciproci variabili da zona a zona.

L'origine di queste particolari successioni ofiolitiche è un problema ancora aperto. Esso è legato principalmente alla interpretazione delle metavulcaniti stratoidi, in alternanza con parascisti, ed al significato che si attribuisce alle lenti di metagabbri e serpentine.

Le prasiniti della zona del Combin affioranti nel settore compreso tra la valle d'Ayas e la Valtournanche non mostrano sostanziali differenze geochimiche (elementi maggiori) nei confronti dei metabasalti eclogitici della sottostante zona di Zermatt-Saas (DAL PIAZ, DE VECCHI e MEZZACASA, in preparazione). Sono di tipo basaltico e la loro tendenza alcalino-sodica può essere attribuita a trasformazioni metamorfiche d'ambiente oceanico. I metagabbri associati rientrano invece nel campo delle tholeiiti.

Una parte delle prasiniti della zona del Combin corrisponde ad originarie colate sottomarine (relitti strutturali). La presenza di *sills* basaltici, ampiamente prospettata in passato (eruzioni basali) <sup>(1)</sup>, risulta qui inverosimile ed in ogni caso atipica.

Molte intercalazioni prasinitiche hanno spessore modesto, da decimetrico a metrico, altre mostrano una caratteristica zonatura verticale, con arricchimento verso l'alto in quarzo, miche e carbonato; altre conservano infine fantasmi di possibili strutture gradate. E' difficile credere che tutte queste metabasiti possano identificare originarie colate sottomarine. E' più verosimile correlarle a tufiti ialoclastitiche. I cloritoscisti albitici e le ovariditi  $\pm$  micacee trovano plausibile interpretazione se riferiti a ialoclastiti e/o tufiti ialoclastitiche con trasformazione palagonitica più o meno accentuata (MARINELLI, 1973).

Il complesso ofiolitico della zona del Combin ricopre, in apparente continuità stratigrafica <sup>(2)</sup>, una sequenza preofiolitica depostasi sulla crosta continentale assottigliata del margine pennidico, substrato del bacino piemontese occidentale. La genesi del complesso vulcano-sedimentario sembra ricondursi alla interazione di processi diversi. Da un lato esistono ancora estrusioni basaltiche sottomarine (colate e ialoclastiti): esse non ricoprono le grandi successioni di gabbri ed ultramafiti, ma alternano a sedimenti. Dall'altro si possono prevedere apporti cospicui di frane sottomarine che

<sup>(1)</sup> E' da notare tuttavia che FRANCHI (1895), i Colleghi del Servizio Geologico e Gb. DAL PIAZ (1928) ritenevano che alcuni tipi di prasiniti delle Alpi occidentali corrispondessero a colate e in parte a tufi.

<sup>(2)</sup> In molti casi il contatto è di evidente natura tettonica, ma questa situazione può essere attribuita a deformazioni secondarie nell'ambito di una successione litostratigrafica sostanzialmente unitaria.



coinvolgevano materiali di natura e provenienza diversa: dal contiguo settore oceanico del bacino piemontese potevano provenire ingenti volumi di ialoclastiti ed olistoliti ofiolitici di vario tipo.

La zona del Combin è caratterizzata da associazioni metamorfiche in facies scisti verdi, molto omogenee, riferibili per confronto all'evento lepontino. Anche se non mancano rari relitti di un anfibolo sodico di età imprecisata (cf. lo schema del metamorfismo), non vi è traccia di associazioni eclogitiche.

Il quadro paleogeografico della zona piemontese è assai variato: da un lato sequenze ofiolitiche ad assetto oceanico, ma con copertura eterogenea, ad affinità ligure e di tipo vulcano-sedimentario; dall'altro complessi ofiolitici vulcano-sedimentari, provvisti di substrato stratigrafico e caratterizzati da pietre verdi di tipo e con giacitura particolari. La ricostruzione paleogeografica del settore occidentale, non oceanico, del bacino piemontese, i caratteri dell'attività vulcanica e le correlazioni cronostratigrafiche con le contigue successioni oceaniche sono problemi ancora sostanzialmente aperti, vincolati tra l'altro alla difficoltà attuale di stabilire se nelle sequenze vulcano-sedimentarie prevalgano le ialoclastiti basaltiche o le tufiti ialoclastitiche. I dati disponibili indicano tuttavia che le successioni vulcano-sedimentarie sono sostanzialmente posteriori alle principali estrusioni basaltiche sottomarine del settore oceanico e che quindi debbono essere assimilate alle sequenze di copertura.

Durante l'orogenesi alpina, le due principali unità della zona piemontese hanno subito una diversa evoluzione tettonico-metamorfica. La zona del Combin, a differenza della zona di Zermatt-Saas, non ha raggiunto le condizioni del metamorfismo eclogitico. La zona di Zermatt-Saas ha partecipato, assieme al margine continentale austroalpino, ad un processo di subduzione di età eoalpina, acquisendo le caratteristiche associazioni di alta pressione e bassa temperatura. La zona del Combin non sembra coinvolta in questo evento geodinamico ed è persistita a livelli relativamente superficiali (DAL PIAZ *et al.*, 1972).

#### 4. NOTE ILLUSTRATIVE ALLA CARTA GEOLOGICA DEL LEMBO DI RICOPRIMENTO DEL PILLONET

Nella carta geologica del lembo di ricoprimento del Pillonet alla scala 1 : 12.500 sono distinte, in primo luogo, due principali unità tettoniche: il *lembo del Pillonet*, appartenente al sistema austroalpino (zona Sesia-Lanzo e falda Dent Blanche *s.l.*), e la *zona del Combin*, unità superiore del complesso mesozoico dei calcescisti con pietre verdi piemontesi. Il primo, a sua volta, si suddivide nel complesso monometamorfico degli gneiss (Gn nella legenda), in quello polimetamorfico dei micascisti (Ms) e in quello delle metabasiti del M. Tantanè (Mb). Vi si aggiungono, rappresentati separatamente, marmi monometamorfici di età incerta (ml) e miloniti e blastomiloniti di gneiss, micascisti e metabasiti (in grigio).

Gneiss e metabasiti appartengono all'elemento tettonico inferiore del sistema austroalpino; la loro posizione strutturale, la loro composizione litologica ed il loro



quadro metamorfico corrispondono a quelli della serie d'Arolla dei lembi Dent Blanche s.s. e M. Mary ed al complesso degli gneiss minuti della zona Sesia-Lanzo. Il complesso dei micascisti si riconduce ad una originaria sequenza ad affinità kinzigitica, con forte riorganizzazione metamorfica e strutturale alpina; può essere riferito ancora all'unità inferiore del sistema austroalpino (parascisti pregranitici di alto grado metamorfico) o, meno verosimilmente, all'unità superiore (serie di Valpelline e II zona diorito-kinzigitica).

Il complesso dei calcescisti con pietre verdi (zona del Combin) è costituito da una sequenza basale preofiolitica, di prevalente età triassica, seguita da calcescisti di vario tipo, in intima associazione con prasiniti stratoidi. Vi si associano subordinati serpentinoscisti e rari metagabbri.

Il complesso mesozoico Grand Dent-Becca di Nana, privo di ofioliti, rappresenta probabilmente un relitto della originaria copertura austroalpina, benché non se ne è esclusa nella legenda una pertinenza piemontese (sequenza preofiolitica della zona del Combin).

Tutti questi litotipi hanno subito uno o più cicli metamorfici. Prevale nettamente un'impronta metamorfica alpina in facies scisti verdi, attribuibile all'evento lepontino per confronto con litotipi analoghi in aree adiacenti. Il metamorfismo si sviluppa cioè dopo l'appilamento delle falde, ma in concomitanza con le deformazioni polifasiche del secondo episodio orogenetico alpino, compreso tra l'Eocene e l'Oligocene inferiore. In altre regioni questo episodio metamorfico può mostrare, come è noto, un parziale carattere postcinematico (FREY *et al.*, 1974, con bibl.). Rari relitti di un precedente evento ad anfibolo sodico ed egirina, di possibile età eoalpina, si rinvennero nel complesso degli gneiss e in quello dei micascisti. Quest'ultimo conserva infine significativi relitti di associazioni ancora più antiche, in facies anfibolite di pressione indeterminata, riferibili, come età minima, al ciclo ercinico. Se ne veda la rappresentazione e l'inquadramento regionale nello schema del metamorfismo compreso nella carta geologica.

La carta del Pillonet riporta i maggiori filoni idrotermali di quarzo della zona e distingue in dettaglio natura e morfologia dell'estesa copertura quaternaria.

#### 4.1. LEMBO DI RICOPRIMENTO DEL PILLONET (FALDA DENT BLANCHE S.L., AUSTROALPINO)

##### 4.1.1. COMPLESSO MONOMETAMORFICO DEGLI GNEISS (SERIE DI AROLLA S.L., UNITÀ INFERIORE) (Gn)

E' costituito da prevalenti gneiss albitico-fengitici a grana fine (gneiss minuti *Auct.*), gneiss microocchiadini, gneiss occhiadini e metagranitoidi a microclino e albite a scacchiera. Esso comprende numerose intercalazioni concordanti di gneiss leucocratici; almeno nella maggioranza dei casi, essi sono riconducibili ad originari filoni aplitici, resi paralleli alla scistosità regionale alpina dal ripiegamento polifasico. Vi sono infine alcuni livelli di gneiss prasinitici e di anfiboliti albitiche e frequenti intercalazioni di marmi monometamorfici di probabile età mesozoica, descritti a parte.



a) *Gneiss minuti albitico-fengitici e gneiss microocchiadini*. - Con il colore rosa e la sigla Gn sono state indicate numerose varietà di gneiss minuti albitico-fengitici e di gneiss microocchiadini. Ulteriori distinzioni cartografiche di questi litotipi non sono possibili a causa dei loro rapporti di graduale transizione e di fitta e ripetuta alternanza. Queste distinzioni, realizzabili soltanto in una carta a scala sensibilmente maggiore, sarebbero state in ogni caso poco significative poichè le principali variazioni litologiche appaiono legate al variare dei rapporti quantitativi tra i componenti fondamentali di una associazione metamorfica alpina che rimane sostanzialmente uniforme. Essa è costituita da albite-fengite-quarzo  $\pm$  clorite ed epidoti relativamente frequenti  $\pm$  attinoto, biotite bruno-verde e stilpnomelano  $\pm$  albite a scacchiera e relitti di feldispato potassico.

Si tratta di gneiss minuti albitici a fengite, gneiss albitico-fengitici e scisti fengitici ad albite, di colore variabile, dal grigio chiaro al verdolino. In litotipi analoghi si aggiungono discrete quantità di clorite  $\pm$  biotite bruno-verde ed attinoto, la cui concentrazione può divenire rilevante in locali livelli di gneiss micaceo-prasinitici verdastri. Molto comuni sono i litotipi zonati, per alternanza di letti millimetrico-decimetrici di gneiss leucocratici e di gneiss o scisti albitico-micaceo-cloritico-epidotici  $\pm$  ad attinoto. La zonatura appare sempre riferibile a processi di differenziazione metamorfica.

La grana, in genere minuta, si accresce localmente in rapporto al moderato sviluppo porfiroblastico dell'albite.

Gli gneiss microocchiadini si individuano sul terreno per la comparsa di occhietti millimetrici di feldispato potassico e/o sodico, rotondeggianti o lenticolari, a volte con tinta lievemente rosacea.

Negli gneiss minuti l'albite è di norma molto abbondante. Si dispone nella matrice granoblastica assieme a quarzo o si sviluppa in piccoli porfiroblasti ocellari che si accrescono soprattutto a spese dei letti micacei (albite II di genesi relativamente tardiva).

La mica bianca è di tipo fengitico <sup>(1)</sup>. Si sviluppa in forma apparentemente autonoma, si concentra in letti e fusi e mostra comunemente una spiccata deformazione posteristallina. In rari casi è stata osservata della fuchsite. E' da notare che la mica cromifera è presente saltuariamente anche nella serie d'Arolla del lembo Dent Blanche.

Gli epidoti corrispondono abitualmente a miscele ferrifere e a pistacite. La clinzoisite è rara. Gli epidoti sono in genere di piccole dimensioni e tendono a formare minute granulazioni disposte a festoni. Gli individui maggiori mostrano a volte un nucleo di ortite.

La clorite compare in quasi tutti i litotipi, ma in percentuale sensibilmente variabile, sino ad accessoria. Si sviluppa in aggregati autonomi o in pseudomorfosi e tende a concentrarsi nei letti micacei in coesistenza con biotite.

La biotite è sempre di tipo bruno-verde, la varietà che contraddistingue, nelle Alpi nordoccidentali, il settore superiore della zona in facies scisti verdi. E' un componente abbastanza comune degli gneiss minuti, ma in genere scarso o accessorio.

<sup>(1)</sup> Lo confermano alcuni valori reticolari di  $b_0$ , compresi tra 9,045 e 9,034, misurati da A. SCOLARI.



L'anfibolo, di tipo attinolitico, è relativamente raro. In origine vi era certamente assai più anfibolo, come attestano le trasformazioni, spesso complete, in clorite e in biotite verde-epidoto.

I componenti accessori più comuni degli gneiss minuti sono: albite a scacchiera, feldispato potassico, stilpnomelano, ortite, apatite, titanite, minerali opachi, carbonato, zircone e tormalina. Lo stilpnomelano assume talvolta importanza di costituente fondamentale (DAL PIAZ e GOVI, 1968) e compare in due generazioni distinte: la prima, più rara, è deformata dalla stessa fase di ripiegamento che coinvolge la fengite ( $F_2$  di DAL PIAZ e SACCHI, 1969); la seconda corrisponde a piccoli aggregati in covoni o stellari, di genesi post-cinematica.

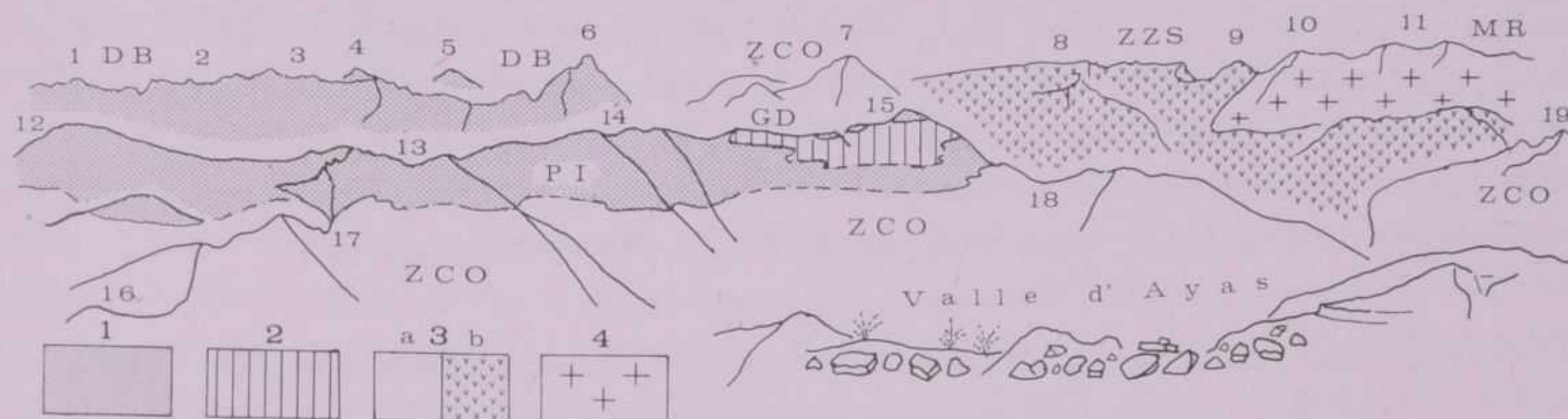


FIG. 5 - Panorama del lembo di ricoprimento del Pilonet e delle unità contigue (da una fotografia ripresa dal versante sinistro della valle d'Ayas). 1) Falda della Dent Blanche s.l.; in primo piano il lembo del Pilonet (PI), in secondo quello della Dent Blanche s.s. (DB); 2) Complesso Grand Dent-Becca di Nana (GD); 3) Complesso piemontese dei calcescisti con pietre verdi: a - unità superiore o zona del Combin (ZCO); b - unità inferiore o zona di Zermatt-Saas (ZZS); 4) Falda del M. Rosa (MR). Località: 1. Château des Dames; 2. Petites Murailles; 3. Grandes Murailles; 4. Dent d'Herens; 5. Dent Blanche; 6. Cervino; 7. Gran Tournalin; 8. Breithorn; 9. Polluce; 10. Castore; 11. Lyskamm; 12. M. Tantanè; 13. colle Tantanè; 14. colle del Pilonet; 15. Becca di Nana; 16. M. Zerbion; 17. colle Portola; 18. colle di Vascoccia; 19. corno Rosso e col d'Olen.

Gli gneiss microocchiadini mostrano un quadro mineralogico sostanzialmente analogo. Si distinguono per la presenza di porfiroclasti millimetrici di microclino. Essi sono sostituiti, in parte o completamente, da albite a scacchiera. La matrice è formata in prevalenza da quarzo, albite, fengite  $\pm$  epidoto  $\pm$  clorite e biotite verde scarse  $\pm$  minuti frammenti di feldispato potassico e albite a scacchiera.

Gli gneiss minuti e gli gneiss microocchiadini appaiono legati da rapporti transizionali alla scala mesoscopica e microscopica.

b) *Gneiss occhiadini e metagraniti.* - Si ritrovano in tutti i principali affioramenti di gneiss minuti del Pilonet, sia in masse cospicue, indicate con sovraimpressione e con la sigla GO, sia in modeste intercalazioni non distinte nella carta geologica. Le migliori esposizioni si osservano nei dintorni del colle Tantanè, nella bastionata a nordest dell'alpe Grande Comuna, ad est del colle del Pilonet, alla base della parete ovest del Gran Dent e nel piccolo lembo di q. 2896. Una delimitazione rigorosa degli affioramenti di gneiss occhiadini è generalmente impossibile poichè essi mostrano passaggi di transizione graduale o di ripetuta alternanza con gli gneiss microocchiadini e minuti. Questi tre gruppi di litotipi rappresentano infatti stadi diversi di riorganizzazione microstrutturale e metamorfica alpina e, in particolare, di progressiva omogeneizzazione della struttura, per macinazione e sostituzione, via via più



diffuse, dei porfiroclasti feldispatici. Il processo è controllato soprattutto dalla deformazione e questo spiega il suo carattere discontinuo, con gradualità di stadi evolutivi.

Gli gneiss occhiadini contengono porfiroclasti centimetrici di microclino più o meno pertitico, sia frequenti che radi. A volte essi conservano l'abito euedrale, ma più spesso assumono forma lenticolare più o meno stirata, alla quale si adattano i letti micacei. I porfiroclasti sono fratturati e cementati da aggregati microgranoblastici di quarzo e albite; in secondo luogo essi sono sostituiti, talora completamente, da albite a scacchiera, fenomeno molto comune anche nella serie d'Arolla del lembo Dent Blanche e nel complesso degli gneiss minuti della zona Sesia-Lanzo.

La matrice degli gneiss occhiadini è formata da quarzo, albite e minuto epidoto, con frammenti minori di microclino e/o di albite a scacchiera e con festoni discontinui di fengite. Quest'ultima è generalmente ben riorganizzata nella compagine mineralogica, tanto da non poterne documentare l'origine. Non mancano tuttavia le eccezioni: aggregati di albite e fengite minuta  $\pm$  epidoto possono ricondursi alla trasformazione di un originario feldispato; alcune lamelle maggiori di mica bianca, zeppe di rutilo sagenitico, derivano con ogni probabilità da originaria biotite. Trasformazioni analoghe sono note nella zona Sesia-Lanzo (DAL PIAZ *et al.*, 1971).

TABELLA I

	1	2	3	4	5	6	7	8
Si O <sub>2</sub>	69,68	69,17	73,30	74,07	48,16	46,90	49,74	50,91
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14,24	13,81	13,52	14,05	15,79	6,85	15,86	13,50
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2,12	1,12	0,51	0,39	1,93	1,24	0,94	1,15
FeO	1,08	3,92	1,45	1,45	7,71	7,53	3,43	5,70
MgO	1,34	1,98	0,47	0,36	8,13	16,40	10,36	10,74
MnO	0,05	0,08	0,07	0,05	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
CaO	1,28	0,20	1,07	0,21	9,84	13,84	15,21	11,97
Na <sub>2</sub> O	3,82	3,14	4,34	5,11	2,79	0,63	1,36	1,18
K <sub>2</sub> O	3,53	2,65	3,36	2,52	0,33	0,13	0,24	0,07
TiO <sub>2</sub>	0,41	0,65	0,20	0,19	1,22	0,70	0,50	1,18
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	n.d.	0,16	0,07	0,05	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
H <sub>2</sub> O <sub>1050°</sub>	2,36	3,32	1,78	1,66	3,84	5,53	2,16	3,45
Totale	99,91	100,20	100,14	100,11	99,74	99,75	99,80	99,85

*Lembo del Pillonet* - A) Complesso monometamorfico degli gneiss: 1. (DBP 41): gneiss occhiadino a porfiroclasti di microclino ed albite a scacchiera in matrice di quarzo, albite, fengite e scarsa pistacite; titanite e opachi accessori; *Klippe* di q. 2896 tra Grand Dent e Becca di Nana; 2. (DBP 12): granitoidi blastomilonitici, zonati e pieghettati ad albite, quarzo e fengite; clorite e stilpnomelano scarsi; versante est della Becca di Nana, 20 m sotto la vetta; 3. (DBP 149): gneiss occhiadini verdognoli a microclino pertitico ed albite a scacchiera in matrice di quarzo, albite e fengite; clorite, titanite, opachi e stilpnomelano accessori q. 2665 circa, 250 m a NNE del colle del Pillonet; 4. (DBP 148): gneiss albitico-fengitici ad albite a scacchiera, zonati e pieghettati; sotto-stanti al precedente. B) Complesso delle metabasiti del M. Tantanè: 5. (DBP 18): metabasite ad attinoto, clinozoisite, albite e scarsa clorite, con abbondanti relitti di orneblenda bruna; titanite e mica bianca accessori; cresta SSO del M. Tantanè, q. 2490 circa; 6. (DBP 31): metabasite a grandi individui di orneblenda bruna relitta, con attinoto, clinozoisite, epidoto e clorite; titanite e calcite accessori; versante sudest del M. Tantanè, e scarsa albite; idem.

*Zona Sesia-Lanzo, complesso delle metabasiti del M. Pinter* - 7. (MRO 1552): metagabbro con porfiroblasti pseudomorfi di attinoto, relitti di orneblenda bruna e matrice saussuritica; versante est del M. Pinter, q. 2725 circa lungo il sentiero dal bivacco Cozzi alla Testa Grigia; 8. (MRO 1555): metagabbro a porfiroblasti di attinoto, relitti primari di clinopirosseno ed orneblenda bruna in matrice microgranoblastica di epidoto, clorite e scarsa albite; loc. idem.

Le analisi 1, 5, 6, 7 e 8 sono di G. MEZZACASA, le analisi 2, 3 e 4 di A. SCOLARI (Istituto di Mineralogia dell'Università di Padova).



I componenti accessori sono gli stessi ricordati per gli gneiss minuti e microocchiadini, integrati a volte da minuto granato e da relitti di muscovite.

Gli gneiss occhiadini del Pillonet corrispondono ad originari graniti in facies epizonale alpina, graniti che, per confronto, appaiono riferibili al ciclo magmatico tardoercinico (ARGAND, 1934; CHESSEX *et al.*, 1964; DAL PIAZ *et al.*, 1972). Lo attestano la presenza di sporadici metagranitoidi, con struttura primaria meglio conservata, ed alcuni relitti significativi della associazione magmatica, integri o sostituiti (feldispato potassico, muscovite, ex biotite, zircone e ortite).

La composizione mineralogica ed il chimismo indicano il carattere da granitico a leucogranitico degli gneiss occhiadini del Pillonet e ne confermano l'analogia con alcuni metagranitoidi del lembo Dent Blanche e della zona Sesia-Lanzo. Mancano invece cospicui affioramenti di metagranodioriti e quarzodioriti, comuni nelle unità sopra ricordate (DIEHL *et al.*, 1952; CALLEGARI *et al.*, in stampa).

c) *Gneiss aplitici*. - L'intero complesso degli gneiss minuti del Pillonet contiene numerosi letti di gneiss aplitici a grana fine, paralleli alla scistosità regionale, che corrispondono verosimilmente ad originari filoni intrusivi. La loro composizione mineralogica non si discosta sensibilmente da quella dei litotipi incassanti, anche se variano i rapporti quantitativi reciproci tra i componenti mineralogici. Albite, albite a scacchiera, quarzo  $\pm$  microclino divengono predominanti, mica bianca ed epidoto molto scarsi, accessori gli altri componenti.

d) *Gneiss minuti con relitti di anfibolo sodico ed egirina*. - Il complesso gneissico del Pillonet mostra una impronta metamorfica alpina in facies scisti verdi estremamente uniforme. Non mancano tuttavia alcune significative eccezioni, costituite da litotipi con relitti di una prima fase metamorfica alpina indicata da anfibolo sodico ed egirina, non contraddistinti nella carta geologica. Il primo di questi affioramenti si trova a nordest di q. 2454, presso i laghetti a nord dell'alpe Champlong, ed è costituito da uno gneiss albitico-fengitico minuto, con scarsi relitti di glaucofane, in buona parte sostituiti da aggregati di clorite ed albite  $\pm$  biotite verde-bruna. Si tratta del substrato delle metabasiti ad anfibolo sodico descritte nel paragrafo seguente.

Il secondo affioramento è situato presso q. 2510, ad est dell'alpe Champlong, dove corre il limite tra i micascisti ed i sottostanti gneiss albitico-fengitici. Tra questi ultimi vi sono gneiss zonati, con letti leucocratici a quarzo-albite-fengite, alternati a micascisti verdastri a epidoto, anfibolo verde-azzurro, attinoto e abbondanti relitti di egirina. Il pirosseno compare in porfiroblasti millimetrici disposti in filari. Essi sottolineano, assieme a fengite I, una prima scistosità crenulata; la scistosità prevalente ( $S_2$ ) è messa in evidenza da mica bianca II. L'egirina si trasforma parzialmente in aggregati uralitici torbidi e in raro anfibolo verde.

E' opportuno ricordare che nel complesso dei micascisti eclogitici della zona Sesia-Lanzo si rinviene a volte dell'egirina quale prodotto evolutivo dei pirosseni giadeitici di età eoalpina, coesistente con albite (BIANCHI e Gb. DAL PIAZ, 1963; BIANCHI *et al.*, 1965; COMPAGNONI e MAFFEO, 1973; COMPAGNONI *et al.*, 1975). Al Pillonet la situazione è verosimilmente diversa: non vi è traccia di originarie eclogiti e l'associazione egirina-anfibolo sodico sembra rappresentare, con il conseguente significato barometrico, le condizioni del primo evento metamorfico del ciclo alpino.



e) *Gneiss prasinitici ed anfiboliti albitiche*. - Il complesso degli gneiss minuti contiene alcuni livelli di rocce a grana fine, relativamente massicce e di colore verdastro. In genere esse sono costituite da clorite, albite ed epidoto ferriero predominanti, con fengite, attinoto e quarzo in quantità variabile. Una buona parte della clorite appare di derivazione anfibolica. La loro struttura è determinata dalla quantità e dallo sviluppo dell'albite (xenoblastica o in minuti porfiroblasti). Alcuni litotipi, ricchi in clorite ed albite, mostrano una certa affinità con le ovarditi del complesso piemontese.

Sulla carta sono state distinte le intercalazioni maggiori di metabasiti e quelle che mostrano limiti netti con gli gneiss circostanti (colore verde bandiera e sigla An).

f) *Metabasiti ad anfibolo sodico*. - Risalendo dall'alpe Champlong al colle del Pillonet si incontrano, tra 2300 e 2600 m circa, numerosi affioramenti di metabasiti, anche di dimensioni cospicue. Sono associate a marmi monometamorfici e, verso le quote più elevate, anche a gneiss albitico-fengitici. Esse sono ripetutamente ripiegate dalla fase di deformazione trasversale  $F_2$  e mostrano belle strutture a *mullions* (DAL PIAZ e SACCHI, 1969). In alcuni casi i loro caratteri mineralogici sono del tutto analoghi a quelli delle metabasiti descritte nel paragrafo precedente. In altri esse contengono significativi relitti di orneblenda bruna, probabilmente magmatica, e di glaucofane, in matrice di clorite, epidoto, attinoto, albite  $\pm$  mica bianca. L'orneblenda è sostituita, a chiazze o in periferia, dall'anfibolo sodico che a sua volta si trasforma in clorite o attinoto. In quantità accessoria si osservano filari di titanite, minerali opachi e carbonato.

Nella legenda della carta geologica del Pillonet questi litotipi sono distinti con sovraimpressione e sigla An e sono associati al complesso delle metabasiti del M. Tantanè. La loro appartenenza al complesso degli gneiss appare tuttavia più verosimile, tenuto conto dell'associazione litologica con marmi e gneiss albitici e dell'assenza di blastomiloniti basali, comuni nelle metabasiti del M. Tantanè.

#### 4.1.2. COMPLESSO POLIMETAMORFICO DEI MICASCISTI (PARASCISTI PREGRANITICI DELLA SERIE D'AROLLA O UNITÀ TETTONICA AUTONOMA, CORRISPONDENTE ALLA SERIE DI VALPELLINE) (Ms)

Il complesso dei parascisti polimetamorfici affiora in tre principali settori del lembo del Pillonet: alla base della parete nordest della Becca di Nana, tra il colle omonimo ed il colle di Vascoccia; in un tratto della cresta spartiacque tra il Grand Dent ed il colle del Pillonet; tra quest'ultimo ed il colle del Tantanè. Nel primo caso, il complesso dei micascisti costituisce la base del lembo di ricoprimento ed è in contatto tettonico con prasiniti mesozoiche; negli altri due, esso si trova a livelli strutturali più elevati ed è involuppato dal complesso gneissico.

Minori affioramenti di micascisti si osservano a sudest dell'alpe Grande Comuna, a sudovest del colle di Vascoccia (tra 2500 e 2600 m) e ad oriente del Grand Dent (tra 2450 e 2500 m).

Il complesso polimetamorfico dei micascisti mostra notevole affinità con le sequenze kinzigitiche del sistema austroalpino, soprattutto con quelle che hanno subito una intensa sovraimpronta metamorfica e strutturale alpina. Esso è costituito infatti



da micascisti con frequenti intercalazioni leucocratiche, riconducibili ad originari gneiss di alto grado metamorfico, ricchi di mobilizzati pegmatitici. Vi si associano numerose intercalazioni di marmi, alcune di spessore cospicuo, e metabasiti con giacitura strati-forme o lenticolare. Il complesso comprende infine alcuni filoni concordanti di gneiss aplitici ed occhiadini.

I micascisti hanno patina bruna, rugginosa o violacea, scistosità netta e minuta lineazione. Nella maggioranza dei casi essi mostrano una riorganizzazione metamorfica e strutturale alpina completa o predominante, con associazione in facies scisti verdi, congruente con quella del complesso degli gneiss. Per confronto essa è riferibile all'evento di età Eocene-Oligocene inferiore. Tra i componenti fondamentali prevalgono quarzo, fengite e clorite. In molti casi si aggiungono quantità variabili, ma in genere subordinate, di epidoto, albite e attinoto. L'albite ha sviluppo da xenoblastico a porfiroblastico minuto. Si riconoscono inoltre litotipi particolari: cloritoscisti albitici a fengite-epidoto  $\pm$  carbonato; micascisti a biotite bruno-verde  $\pm$  cloritici; micascisti ad anfibolo verde-clorite-albite; micascisti a stilpnomelano (DAL PIAZ e GOVI, 1968); micascisti a covoni centimetrici di aggregati cloritici, pseudomorfi su anfibolo.

I componenti accessori più comuni sono: apatite, titanite, grafite e pigmentazioni carboniose, ilmenite, pirite, limonite, rutilo sagenitico, biotite bruno-verde, carbonato e zircone.

La tessitura scistosa è di norma fittamente ripiegata e la deformazione ha prevalente carattere posteristallino. Soprattutto nei livelli fillitici sono frequenti i fenomeni di crenulazione. In qualche caso si osservano relitti di pieghe isoclinali microscopiche, deformate dal ripiegamento generale che corrisponde alla fase  $F_2$  di DAL PIAZ e SACCHI (1969).

Nei micascisti del Pillonet si ritrovano due distinte generazioni di relitti mineralogici. Esse sono riferibili ad una prima fase del ciclo orogenetico alpino (glaucofane) e ad un evento prealpino di alto grado (granato, biotite rossa, feldispato potassico, plagioclasio saussurítico).

Nei dintorni di q. 2725, sulla cresta a sud del colle del Pillonet, e nei pressi del colle del Tantanè vi sono i principali affioramenti di micascisti a relitti di glaucofane e granato, indicati nella carta geologica. Questo granato è di piccole dimensioni, mentre nei paragneiss più preservati il granato prealpino assume notevole sviluppo porfiroblastico. Questa differenza è tuttavia insufficiente per definire l'età del primo, che rimane incerta, prealpina o alpina. Il glaucofane è metastabile ed appare parzialmente sostituito da clorite  $\pm$  albite. E' da notare che molti altri micascisti del Pillonet contenevano in origine dell'anfibolo, come attestato dalle frequenti pseudomorfosi complete.

La più antica associazione metamorfica è indicata da relitti di granato porfiroblastico, biotite rosso-bruna, quarzo I e, con minore frequenza, da feldispato potassico e plagioclasio saussurítico. Granato e biotite mostrano forte deformazione e parziali trasformazioni metamorfiche. Il primo è sostituito da clorite. Nei litotipi a struttura alpina più evoluta, la presenza di un originario granato è apprezzabile sino a quando le pseudomorfosi policristalline mantengono abito euedrale o assumono forme lenticolari sempre più stirate; in una fase successiva la clorite viene ridistribuita nella ma-



trice. La biotite rosso-bruna appare spesso decolorata o trasformata in clorite e rutilo sagenitico  $\pm$  titanite ed epidoto. Il feldispato potassico è sostituito da albite a scacchiera. Il plagioclasio originario corrispondeva a miscele intermedie, come si desume dalla natura degli aggregati saussuritici. Questi ultimi sono molto fini e pseudoopachi nei litotipi più integri; normalmente essi tendono tuttavia a ricristallizzare in aggregati granoblastici maggiori di epidoto  $\pm$  albite.

Il quadro complessivo e di dettaglio è simile a quello osservato in alcuni settori della II zona diorito-kinzigitica (DAL PIAZ *et al.*, 1971). La più antica associazione metamorfica del complesso dei micascisti del Pillonet è in facies anfibolitica di pressione indeterminata. La sua età prealpina è indubbia, come si desume dai rapporti di sovrapposizione delle associazioni mineralogiche e dai caratteri regionali del metamorfismo alpino. Un suo riferimento al ciclo ercinico appare probabile per confronto con settori contigui del sistema austroalpino (DAL PIAZ *et al.*, 1972; HUNZIKER, 1974; BORIANI *et al.*, 1974).

Molte delle intercalazioni leucocratiche minori, stratiformi e lenticolari, corrispondono con sicurezza ad originari mobilizzati pegmatitici, connessi al ciclo metamorfico prealpino di alto grado. Lo si desume dalla presenza di sporadici relitti strutturali e mineralogici (feldispato potassico-albite a scacchiera, quarzo I?), con accentuata impronta cataclastica. Ben più frequenti sono tuttavia i loro prodotti di trasformazione; predominano scisti leucocratici quarzoso-fengitici con albite a scacchiera  $\pm$  microclino e quarziti micacee, spesso a grana medio-fine (blastomiloniti).

Tra le intercalazioni leucocratiche compaiono tuttavia anche degli gneiss aplitici minuti ad albite-quarzo-fengite  $\pm$  albite a scacchiera e microclino. Nella carta geologica essi sono stati rappresentati con lo stesso colore (arancione) delle metapegmatiti e dei loro prodotti di trasformazione; in effetti è possibile che essi abbiano una genesi differente, rappresentando una generazione di filoni ancora prealpini, ma posteriori al metamorfismo di alto grado ed allo sviluppo dei mobilizzati pegmatitici. In un secondo tempo i filoni sarebbero stati resi paralleli alla nuova scistosità regionale dalle intense deformazioni alpine.

L'ipotesi appare confermata dalla presenza di un grande filone concordante che attraversa l'intera fascia di micascisti a nord del colle del Pillonet. E' costituito da prevalenti gneiss occhiadini; vi si associano bande di gneiss microocchiadini e aplitici. I costituenti fondamentali degli gneiss aplitici sono: microclino, albite a scacchiera, albite, quarzo, fengite  $\pm$  stilpnomelano. Negli gneiss occhiadini si osservano grandi porfiroclasti di feldispato potassico pertitico, albite a scacchiera, albite, quarzo, fengite, epidoto, anfibolo verde, biotite verde-bruna e stilpnomelano. Si tratta di litotipi del tutto identici a quelli del complesso gneissico.

I micascisti del Pillonet contengono numerose intercalazioni di marmi, suddivisi in due categorie: marmi monometamorfici di età incerta (m 1) e marmi polimetamorfici pretriassici (m 2). I primi sono presenti anche in seno al complesso degli gneiss e sono descritti nel paragrafo seguente. I secondi contengono relitti di pirosseno monoclino, di tipo diopsidico, e rarissimo granato, indicativi di una associazione metamorfica prealpina in facies anfibolite, congruente con la paragenesi prealpina dei micascisti incassanti.



Al ciclo alpino si riferiscono la ricristallizzazione della matrice carbonatica e lo sviluppo di epidoto, quarzo, albite e mica bianca. E' lo stesso quadro che si riscontra nei marmi associati a kinzigiti retrograde della serie di Valpelline e della II zona diorito-kinzigitica (DIEHL *et al.*, 1952; DAL PIAZ *et al.*, 1971).

L'affioramento più esteso e potente si osserva a nord del colle del Pillonet, al limite tra gneiss e micascisti. Si tratta di marmi a patina giallastra, micacei e a silicati di calcio e magnesio. Essi contengono frequenti noduli verdastri, molto tenaci, di *fels* anfibolico-epidotici a fengite e albite, talora con relitti di pirosseno uralitizzato e di orneblenda bruna. La fascia carbonatica sottolinea le pieghe megascopiche della regione.

Altre intercalazioni minori di marmi polimetamorfici a silicati si rinvengono entro i micascisti a relitti prealpini della Becca di Nana.

Il complesso dei micascisti contiene infine alcune intercalazioni stratoidi e lenticolari di metabasiti. Si tratta di litotipi scistoso-laminati, a grana minuta, con pronunciata sovraimpronta metamorfica alpina, riconducibili ad anfiboliti albitiche e a prasiniti, caratterizzate a volte da relitti di orneblenda bruna.

#### 4.1.3. MARMI MONOMETAMORFICI DI ETÀ INCERTA (m 1)

Nel complesso polimetamorfico dei micascisti e soprattutto in quello monometamorfico degli gneiss si osservano ripetute intercalazioni di marmi scistosi, debolmente micacei, i cui caratteri macroscopici e microscopici non sono sostanzialmente dissimili. Bianchi, rosati e grigi sulle superfici fresche, essi hanno patina superficiale giallastra e sono costituiti da prevalente carbonato e subordinata mica bianca. Vi si associano, in quantità minore, sino ad accessoria, quarzo, albite, epidoto e clorite. La scistosità è sottolineata da livelletti fillitici. Le deformazioni sono esaltate dal comportamento plastico del materiale.

Nella carta del Pillonet essi sono stati rappresentati in modo unitario per la difficoltà di stabilire distinzioni rigorose, utilizzabili nel rilevamento geologico. In effetti si può prospettare l'esistenza di almeno due gruppi di marmi monometamorfici. Quelli intercalati nei micascisti corrispondono probabilmente ai marmi polimetamorfici descritti nel paragrafo precedente, dai quali si distinguono per una completa oblitterazione dei relitti mineralogici prealpini di alto grado. In questa prospettiva essi risultano di età preercinica.

I marmi associati al complesso degli gneiss sono invece di età più recente e corrispondono verosimilmente a frammenti di una originaria copertura mesozoica del lembo del Pillonet, ripetutamente pizzicata all'interno del cristallino pretriassico nel quadro di una tettonica a pieghe isoclinali coricate. L'ipotesi non è suffragata da prove dirette, ma è certamente la più plausibile tenuto conto che gli gneiss circostanti hanno probabilmente un'età permocarbonifera, sia che corrispondano tutti ad originari granitoidi tardoercinici, sia che essi comprendano limitate sequenze detritiche. In definitiva questo secondo gruppo di marmi monometamorfici può essere associato al complesso Grand Dent-Becca di Nana, qualora si ritenga quest'ultimo un frammento della copertura austroalpina.



#### 4.1.4. COMPLESSO DELLE METABASITI DEL M. TANTANÈ (Mb)

Un grande piastrone di metabasiti, potente oltre 300 m, si estende dalla cresta spartiacque Evançon-Marmore alle pendici occidentali del M. Tantanè, nel settore meridionale del lembo del Pillonet. Il contatto con il sottostante complesso degli gneiss è di natura tettonica, sottolineato da miloniti e/o da un'ampia fascia di laminazione. La struttura interna delle metabasiti è complicata da deformazioni polifasiche, in evidenza soprattutto sul versante occidentale del M. Tantanè. Il complesso è assai omogeneo nel suo insieme, anche se non manca una certa varietà litologica. Da un lato si osservano metabasiti grossolane, di colore verde scuro, con struttura a volte pegmatoide, caratterizzate da abbondanti relitti di orneblenda prealpina che raggiunge dimensioni centimetriche; dall'altra facies riorganizzate, con associazioni metamorfiche a tendenza omeoblastica, corrispondenti ad anfiboliti albitiche ed a subordinate prasiniti a grana fine. Vi sono inoltre abbondanti miloniti e blastomiloniti anche all'interno del complesso.

Si osservano infine numerose bande e filoni leucocratici a grana finissima e di spessore modesto, in genere da centimetrico a metrico.

L'alternanza ripetuta di questi litotipi produce sovente un assetto strutturale zonato che ricorda vagamente alcuni aspetti dei complessi gabbro-peridotitici con stratificazione magmatica compresi nella serie d'Arolla del lembo della Dent Blanche (BEARTH, 1974; DAL PIAZ, 1974).

Manca tuttavia quella stretta corrispondenza geochimica che possa confermare definitivamente una ipotetica correlazione tra questi complessi femici del sistema austroalpino (DAL PIAZ, DE VECCHI e MEZZACASA, in preparazione), anche se la diversità potrebbe essere imputata agli effetti del metamorfismo alpino, sensibili soltanto al M. Tantanè.

Le metabasiti del M. Tantanè mostrano una pronunciata evoluzione tettonico-metamorfica alpina in facies scisti verdi. Nei litotipi a grana maggiore, meglio preservati, vi sono tuttavia abbondanti relitti di orneblenda bruna e rarissimo clinopiroseno. L'evoluzione dell'orneblenda si svolge attraverso una prima fase di decolorazione e quindi di sostituzione pseudomorfica da parte di attinoto; si passa quindi all'enucleazione di aggregati policristallini di anfibolo verde. La matrice è formata da epidoti di tipo diverso, clorite e scarsa albite; essa mostra gradi variabili di blastesi, a partire da aggregati saussuritici raramente conservati.

Nelle facies più trasformate si osserva una progressiva omogeneizzazione della struttura, con graduale distruzione dei porfiroclasti maggiori ed accrescimento della grana nella matrice. A volte compaiono mica bianca e carbonato in quantità subordinata.

Le bande ed i filoni leucocratici sono molto abbondanti. Nella carta geologica sono state distinte soltanto alcune delle intercalazioni maggiori. Esse contengono aggregati microgranoblastici di quarzo e albite, con filari di clinozoisite e fengite  $\pm$  clorite e attinoto.

La Tabella I riporta due analisi chimiche di metabasiti a relitti di orneblenda bruna e, per confronto, altre due dell'omologo complesso del M. Pinter (zona Sesia-Lanzo, tra Champoluc e Gressoney).



Le metabasiti del M. Tantanè si riferiscono probabilmente ad un originario complesso gabbrico, ricco di differenziati. Attualmente esse sono associate all'unità inferiore del sistema austroalpino, ma il vistoso contatto tettonico tra metabasiti e gneiss lascia perplessi sulla effettiva collocazione prealpina di questi litotipi.

#### 4.1.5. GNEISS, MICASCISTI E METABASITI IN FACIES DA MOLTO LAMINATA A MILO- NITICA; BLASTOMILONITI

I principali orizzonti milonitici e blastomilonitici del lembo del Pillonet sono distinti con colore grigio nella carta geologica. In prevalenza essi sono situati al contatto tra le metabasiti del M. Tantanè e gli gneiss sottostanti e tra questi ultimi ed il complesso dei calcescisti con pietre verdi. Le metabasiti blastomilonitiche hanno grana estremamente fine ed omogenea e colore verde chiaro. Di norma sono costituite da attinoto e clinozoisite, con clorite, epidoto ferriero ed albite subordinati. Le miloniti e blastomiloniti del complesso gneissico hanno scistosità pronunciata, grana minuta e colore variabile da grigio a grigio-verdognolo a plumbeo. Sono litotipi analoghi a quelli che si rinvenivano nell'intero sistema austroalpino, al contatto tra l'unità superiore e quella inferiore. Gli orizzonti milonitici situati all'interno del complesso dei micascisti non sono stati distinti.

La fascia di blastomiloniti e filloniti che affiora sulla cresta a NNE del Grand Dent corrisponde ad un piccolo lembo di gneiss minuti ad albite, albite a scacchiera e fengite, involuppati entro i parascisti mesozoici. Esso è ricollegabile al lembetto di q. 2896, la cui posizione più elevata si può giustificare con pieghe coricate ad asse trasversale.

Molti settori del lembo del Pillonet appaiono in condizioni di forte laminazione; nella carta sono stati indicati con tratteggio blu. I principali si trovano negli gneiss alla base delle metabasiti del M. Tantanè e in quelli della Becca di Nana.

Anche i parascisti che affiorano tra il colle di Vascoccia ed il colle di Nana risultano molto laminati. Vi si associano orizzonti milonitici di limitato spessore. Queste deformazioni hanno favorito la generale retrocessione metamorfica delle associazioni prealpine di alto grado e la trasformazione dei mobilizzati pegmatitici in scisti leucocratici quarzoso-micacei. Il quadro è del tutto analogo a quello osservato in alcuni settori della II zona diorito-kinzigitica (DAL PIAZ *et al.*, 1971).

#### 4.2. COMPLESSO MESOZOICO GRAND DENT - BECCA DI NANA (SEQUENZE PREOFIOLITICHE DELLA ZONA DEL COMBIN O ZONA DI ROISAN S.L.)

La costituzione litologica del complesso mesozoico Grand Dent-Becca di Nana non è molto dissimile da quella delle sequenze preofiolitiche della zona del Combin in Valle d'Ayas e in Valtournanche. Tuttavia si è ritenuto opportuno rappresentarlo sulla carta in modo autonomo a causa della sua particolare posizione strutturale e per altri elementi che suggeriscono una sua pertinenza austroalpina. Il complesso ricopre gli gneiss minuti alla base del Grand Dent ed i parascisti polimetamorfici della Becca di Nana; a sua volta soggiace agli gneiss occhiadini, minuti e milonitici, dei lembi superiori di q. 2805-2832, di q. 2896 e della Becca di Nana. Verso nordovest,



la linea tettonica alpe Grande Comuna-colle di Nana lo separa dal sottostante complesso dei calcescisti con pietre verdi (zona del Combin).

Il complesso Grand Dent-Becca di Nana è costituito da una fascia basale di dolomie e calcari metamorfici in facies triassica. Si riconoscono dolomie massicce, marmi dolomitici lastroidi e scistosi, marmi grigio-bluastrì tabulari a patina giallastra, con intercalazioni di marmi micaceo-cloritici, analoghi a quelli intercalati nel complesso degli gneiss (m l). Si osservano inoltre marmi zonati, a volte deformati da belle pieghe di taglio (DAL PIAZ e SACCHI, 1970), marmi fogliettati e locali microbreccie. Al

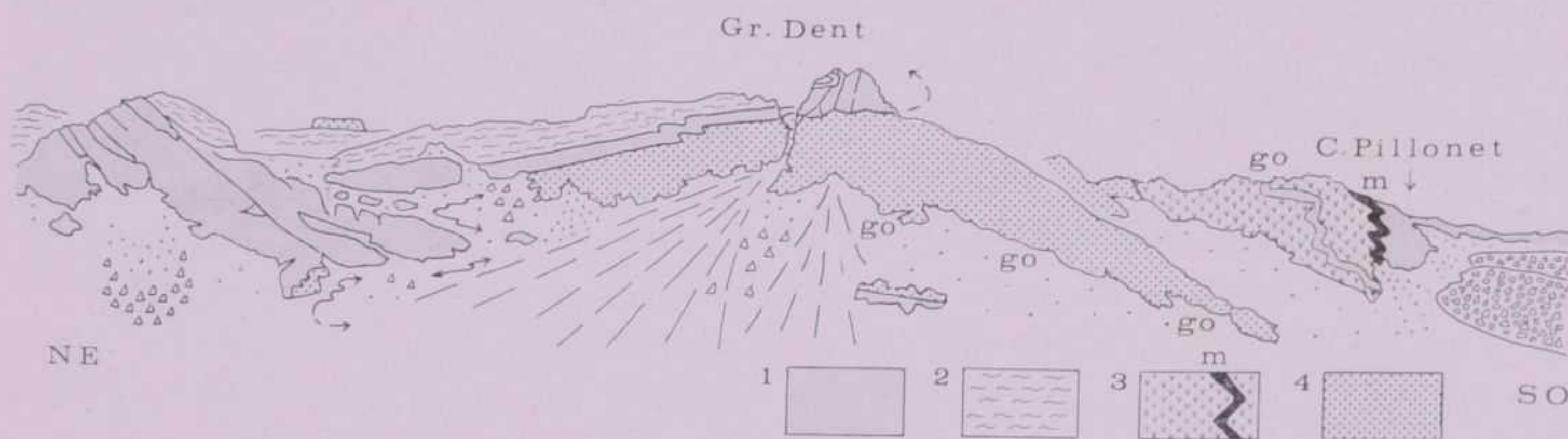


FIG. 6 - Il versante nordoccidentale del lembo del Pillonet nella regione del Gran Dent (da un panorama fotografico ripreso dai pressi di q. 2469, 800 m circa a SSE della Punta Falinere). 1-2) Complesso mesozoico del Grand Dent-Becca di Nana: marmi triassici (1) e « calcescisti » non ofiolitici di vario tipo (2); 3) complesso polimetamorfico dei micascisti (in nero i marmi pretriassici); 4) complesso monometamorfico degli gneiss albitico-fengitici (go: principali affioramenti di gneiss occhiadini).

di sopra dei marmi tabulari grigio-bluastrì affiora, in continuità stratigrafica, una sequenza non ofiolitica di calcemicascisti con subordinati calcescisti plumbei. La parte inferiore della serie è caratterizzata da fitte alternanze di marmi micacei grigi a quarzo-albite, massicci, e di calcescisti filladici. Questi ultimi sono composti da carbonato e quarzo prevalenti, con letti e fusi di fengite e clorite. A volte si rinvencono pigmentazioni carbonioso-grafitiche.

Sequenze analoghe si rinvencono nella zona di Roisan, cioè nella copertura mesozoica del M. Mary.

I marmi tabulari ed i calcescisti non ofiolitici che affiorano nello sperone isolato di q. 2315-2262, 700 m circa a sudovest dell'alpe Vascoccia, sono stati attribuiti, per analogia litologica, al complesso Grand Dent-Becca di Nana, nonostante si trovino ad un livello strutturale molto basso. La loro posizione è verosimilmente secondaria, causata da una antica frana di scivolamento in blocco.

#### 4.3. COMPLESSO PIEMONTESE DEI CALCESCISTI CON PIETRE VERDI, ZONA DEL COMBIN S.L. (PENNIDICO)

La zona del Combin è l'unità tettonica superiore della zona piemontese dei calcescisti con pietre verdi. Essa ha un assetto stratigrafico particolare, di tipo non oceanico, e si sovrappone, con contatto di sovrascorrimento tettonico, alla zona di Zermatt-Saas s.l., una unità costituita, come si è visto, da prevalenti pietre verdi ad affinità oceanica (DAL PIAZ, 1974). La zona del Combin è a sua volta ricoperta dai nu-



merosi lembi del sistema austroalpino, interni (zona Sesia-Lanzo), intermedi (Pillonet e Glacier-Rafray) ed esterni (Dent Blanche s.s., M. Mary e M. Emilius), o localmente li ricopre a causa di grandi involuppi tettonici con direttrici longitudinali e trasversali (Fig. 4).

La zona del Combin inizia con una sequenza permo-triassica basale, costituita da scisti quarzoso-albitici attribuibili al Permiano, da quarziti lastroidi (Trias inf.), da dolomie massicce, marmi dolomitici stratificati, carnirole e marmi di vario tipo (Trias). La sequenza è bene esposta nel vallone delle Cime Bianche (alta Valle d'Ayas) e in Valtournanche. Nella carta del Pillonet essa è circoscritta ad affioramenti discontinui, spesso molto deformati, e si compone di quarziti lastroidi a debole contenuto in mica bianca (Q), marmi dolomitici massicci e stratificati e calcari metamorfici di vario tipo (M), grigi, beige, bluastri e zonati, con subordinate carnirole (ca).

La sovrastante sequenza di calcescisti preofiolitici, con breccie dolomitiche intraformazionali, caratteristica di settori contigui, non è esposta nell'area della carta geologica. Essa è ricoperta da depositi quaternari o soppressa da processi di laminazione tettonica. Nel settore occidentale della carta, la fascia triassica è talvolta quasi accostata al lembo cristallino; le due unità sono separate dalla linea tettonica alpe Grande Comune - Colle di Nana.

Nel settore nordoccidentale il Trias è ricoperto dal complesso ofiolitifero. Nulla si può dire sulla natura di questo contatto poichè esso è mascherato da frane e da detrito di falda. Il complesso ofiolitifero della zona del Combin ha spessore ridotto, ma ripete le caratteristiche generali osservate in regioni più significative dell'arco alpino occidentale. Esso mostra le peculiari alternanze di calcescisti di vario tipo e di prasiniti stratiformi. I primi corrispondono a scisti carbonatico-quarzoso-fengitici  $\pm$  albite e clorite (cs), con locali intercalazioni marmoree, a calcescisti plumbei, nei quali prevale la frazione quarzoso-micaceo-cloritica, e a filladi  $\pm$  carbonatiche, ricche di pigmentazione carboniosa (cf). Vi si associano subordinati micascisti a granato  $\pm$  carbonato ed albite (mg) e rare quarziti fengitiche, talora a granato di manganese (q). Queste ultime possono corrispondere ad originarie radiolariti, accertate in numerose località della regione compresa tra la Valsesia e la Valtournanche (Otro, Rothorn-Testa Grigia, Motta di Pletè, conca di Cervinia, media Valtournanche, ecc.). Le quarziti micacee hanno netta tessitura scistosa e si associano in genere a metabasiti di vario tipo (prasiniti, cloritoscisti a solfuri, metagabbri). Il loro spessore non supera il metro. Le intercalazioni più sottili non sono indicate nella carta.

Le prasiniti sono le pietre verdi di gran lunga più abbondanti della zona. Hanno rigida giacitura stratoide e sono costituite da albite ocellare, epidoto ferriero, clorite ed attinoto. Tra i componenti accessori prevale la titanite. La variazione quantitativa dei componenti fondamentali, anche nell'ambito di uno stesso livello, produce numerose varietà di metavulcaniti, comprese tra prasiniti epidotiche e prasiniti cloritiche, povere in attinoto. Vi sono inoltre prasiniti nodulari, con aggregati granoblastici massicci di epidoto, in lenti da centimetriche a decimetriche.

Non mancano litotipi particolari, quali i cloritoscisti albitici  $\pm$  quarzosi e le prasiniti ovariditiche, talvolta mineralizzati a pirite cuprifera ed associati a quarziti



micacee ad albite (Fig. 7). Si tratta verosimilmente di originari orizzonti di ialoclastiti o di tufiti ialoclastitiche, modificate nel loro chimismo da trasformazioni d'ambiente oceanico.

Nella parte inferiore del complesso ofiolitico i calcescisti predominano sulle prasiniti; in quella superiore la situazione si rovescia.

Nei pressi del colle di Nana affiora un piccolo orizzonte di metagabbri a struttura fibroso-lenticolare (Mg). Si osservano letti e fusi di attinoto, con epidoto e clorite,

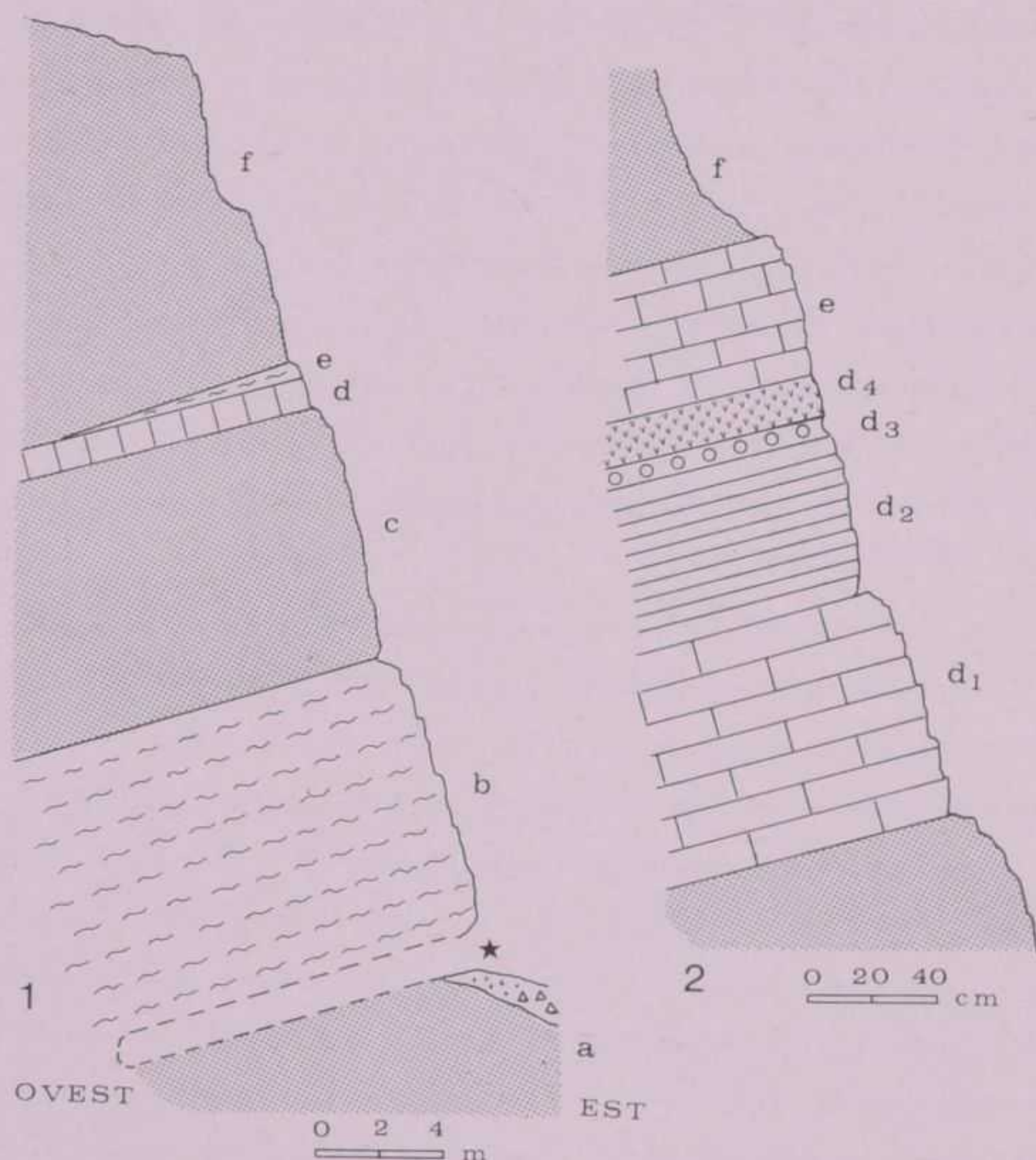


FIG. 7 - Assetto litostratigrafico del settore sommitale della zona del Combin, con mineralizzazione a pirite cuprifera (giacimento di Ayas, q. 2300-2330, circa 600 m a sudest del Pillonet). La serie è situata non lontano dal contatto di sovrascorrimento del lembo del Pillonet. *Colonna stratigrafica 1*: a) prasiniti; b) calcescisti calcariferi con quarzo, mica bianca e scarsa albite; sono ricchi di lenticelle e rods di quarzo ed immergono a N60W, con inclinazione attorno a 30°; c) metavulcaniti listate per alternanza irregolare di: 1 - prasiniti a quarzo e carbonato; 2 - fels epidotico-albitici minutamente listati, con festoni granoblastici di epidoto ferrifero in matrice di albite prevalente, associata a quarzo, clorite, carbonato; 3 - prasiniti epidotiche di colore verde-giallognolo chiaro, formate da letti e plaghe di porfiroblasti epidotici in matrice di albite, mica bianca e scarsa clorite e da plaghe di albite porfiroblastica con mica bianca, clorite, calcite, epidoto ed ilmenite; d) metallifero (cf. la colonna 2); e) calcescisti calcariferi a quarzo, albite e clorite; f) prasiniti epidotiche listate, costituite da letti e lenti di aggregati granoblastici massicci di epidoto, con clorite e scarsa mica bianca interstiziali, e da plaghe di albite con epidoto e calcite subordinati. *Colonna stratigrafica 2* (assetto litostratigrafico di dettaglio del metallifero): c) metavulcaniti listate, cf. la colonna 1; d 1) calcescisti calcariferi di letto, fogliettati; d 2) principale orizzonte mineralizzato; è formato da quarziti e scisti quarzoso-cloritici fini, a patina bruno-rossastra, con abbondante pirite disseminata; d 3) livelletto giallo bruno a quarzo, clorite, carbonato ed ossidati, con superficie spugnosa; d 4) cloritoscisti quarzosi ad albite, carbonato e scarsa fengite; la roccia mostra micropieghe isoclinali, con  $s_2$  di piano assiale (clorite e fengite); e) calcescisti calcariferi, cf. la colonna 1. La sequenza litostratigrafica appare riconducibile ad una originaria successione vulcano-sedimentaria, con alternanza di tufiti basiche, orizzonti silicei e calcari impuri di vario tipo. Il giacimento è stato oggetto di modesta coltivazione nel XVIII secolo ed è indicato, in valle d'Ayas, con il nome di « Mont Ros », probabilmente dal colore delle due piccole discariche. Si riconoscono ancora una galleria di carreggio, a q. 2300, un livello intermedio, a q. 2320 (asterisco nella colonna 1) ed uno superiore a q. 2330 circa, l'unico ancora accessibile.



in matrice di prevalente albite granoblastica. Questi litotipi sfumano nelle prasiniti circostanti per un progressivo sviluppo di albite porfiroblastica.

Le pietre verdi della zona sono completate da alcune scaglie di serpentine antigoritiche a tessitura scistoso-laminata (Sp). Compaiono nei pianori ad occidente del lembo del Pillonet e sulla cresta ovest della P. Falinere, all'interno di sequenze di calcescisti e prasiniti o alla loro base. I serpentinoscisti di q. 2320, a nordest di Les Corts, contengono spalmature di cloritoscisti a talco e magnetite ed intercalazioni rodingitiche (r) di fels epidotici massicci; a contatto con gli gneiss albitico-fengitici del lembo, le serpentine si trasformano in attinoliti cloritici  $\pm$  a magnetite (Fig. 8).

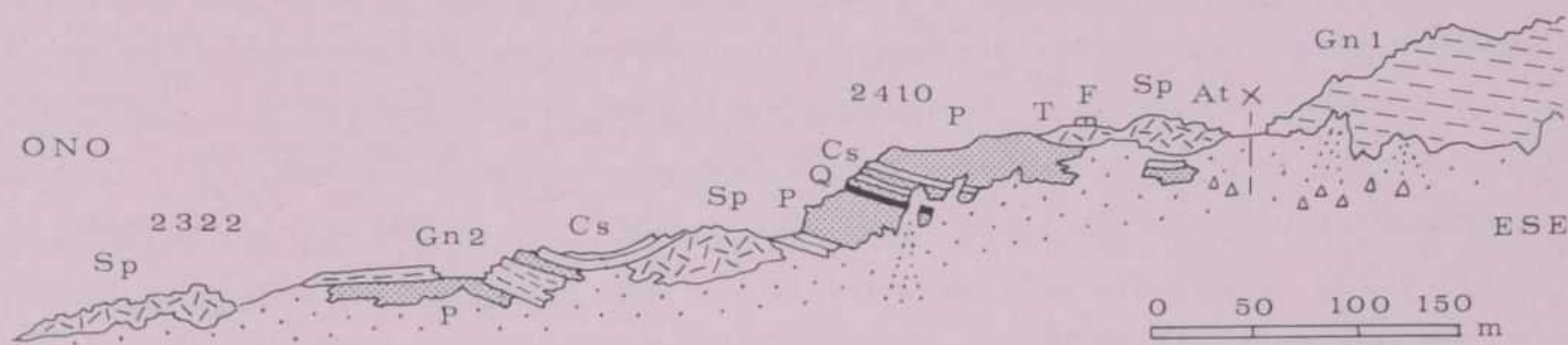


FIG. 8 - Il contatto tra i calcescisti e le pietre verdi della zona del Combin e gli gneiss albitico-fengitici del lembo del Pillonet lungo la cresta a ESE dell'alpe Les Cortiselles, versante di Valtournanche. Zona del Combin: cs) calcescisti; Q) quarziti micacee, probabili metaradiolariti; P) metavulcaniti prasinitiche; SP) serpentinoscisti, a volte con talco-clorite (T); At) attinoliti al contatto tra serpentine e gneiss; F) fels epidotici di tipo rodingitico. Lembo del Pillonet: Gn 1) gneiss albitico-fengitici scistoso-laminati alla base del lembo; Gn 2) scaglia tettonica di gneiss minuti entro il complesso dei calcescisti. La faglia corrisponde alla linea tettonica colle di Nana-alpe la Comuna.

Al margine occidentale della carta geologica compaiono alcuni affioramenti isolati di serpentine. Esse si trovano nei pressi della fascia triassica e sono attribuibili alla zona di mescolanza tettonica che caratterizza il contatto tra le due unità strutturali della falda piemontese. Al limite tra queste serpentine e le rocce incassanti, in genere carbonatiche, si osservano marmi e fels a diopside-epidoto  $\pm$  attinoto, attinoliti e ophisheets, interpretabili come prodotti di locale reazione metasomatica di tipo rodingitico (DAL PIAZ, 1969).

Il complesso dei calcescisti con pietre verdi che affiora nell'ambito della carta del Pillonet è costituito in definitiva da una fascia triassica basale e da sequenze vulcano-sedimentarie alle quali si associano subordinati gabbri e serpentinoscisti. L'insieme mostra un'impronta metamorfica alpina in facies scisti verdi. Non sono stati rinvenuti relitti di associazioni metamorfiche di alta pressione e bassa temperatura, nè di minerali magmatici.

La scistosità regionale dei parascisti, specie nelle varietà filladiche, è una S<sub>2</sub>. Una prima scistosità è segnalata da micropieghe schiacciate e ripiegate.

#### 4.4. QUATERNARIO

Nella regione si osserva un quadro molto vario di depositi quaternari e di fenomeni morfologici. Il foglio geologico M. Rosa indica il prevalere dei depositi morenici su quelli detritici, ma in realtà è vero il contrario. I materiali morenici affiorano sui grandi pianori che fiancheggiano la cresta spartiacque tra Valle d'Ayas e Valtournanche e si raccordano con le valli ad U dell'Evançon e del Marmore. La loro natura è confermata dalla presenza di massi erratici e di blocchi minori di prove-



nienza esotica (cristallino della falda M. Rosa nella regione di Barmasch-Antagnod, ecc.). Si tratta delle morene laterali dei grandi ghiacciai di valle, in genere ricoperte da suoli eluviali. Sul versante di Valtournanche si osservano inoltre alcuni cordoni laterali attribuibili a fasi stadiali relativamente recenti di ghiacciai di circo.

Avvicinandosi allo spartiacque, i depositi morenici sono completamente ricoperti da materiali detritici di vario tipo: detrito di falda minuto e grossolano, con detritici, accumuli di frana e *rock glaciers*. Le frane di crollo sono assai numerose e le loro zone d'accumulo (f), formate a volte da grandi blocchi, sono molto estese e voluminose. La nicchia di distacco è stata indicata soltanto nei casi in cui essa è ancora ben riconoscibile nella morfologia dei versanti. I *rock glaciers* (rg) sono particolarmente abbondanti e in genere sono caratterizzati da molteplici cercini frontali, laterali ed interni, il cui andamento è stato ricostruito con l'aiuto di fotografie aeree. Degni di particolare menzione sono il *rock glacier* che si estende a sud del M. Tantanè e quelli minori situati nei dintorni dell'alpe Champlong e dell'alpe Les Corts, e al di sotto della miniera di pirite, quest'ultimo caratterizzato da una profonda depressione interna.

Si riconoscono inoltre alcune zone di colluvium, con la caratteristica morfologia rigonfiata (co).

I coni di deiezione ed i depositi alluvionali (al) sono molto scarsi. Alcuni laghetti sono colmati da sartume (l).

#### 4.5. LITOTIPI PARTICOLARI, ANALISI STRUTTURALE E SEGNI CONVENZIONALI

Tutti i complessi litologici rappresentati nella carta geologica contengono numerosi filoni discordanti di quarzo  $\pm$  albite e carbonati, di genesi idrotermale tardo-metamorfica. A volte essi mostrano deformazioni di tipo fragile. Sono stati distinti (in rosso) soltanto i filoni maggiori.

Con un tratteggio blu sono rappresentate le zone di più intensa laminazione, contenenti a volte livelli ripetuti di miloniti.

Le anisotropie planari e lineari rappresentate nella carta si basano su centinaia di misure di superfici s, pieghe minori e lineazioni varie, esposte in dettaglio e commentate da DAL PIAZ e SACCHI (1969). Con simbologia differenziata si riportano: l'orientazione di una prima lineazione  $L_1$ , rilevata nel cristallino pretriassico e nelle sequenze mesozoiche, lineazioni e pieghe della fase  $F_2$ , la deformazione più significativa della regione, le pieghe della fase finale  $F_3$  ed inoltre *rods* di quarzo, alcune lineazioni di minerali e pieghe di attribuzione cronologica incerta.

Il quadro potrà sembrare complicato, ma in realtà è più semplice della situazione reale. L'assetto strutturale di alcune zone, in particolare della calotta gneissica della Becca di Nana, appare indecifrabile.

Commentando brevemente le strutture rappresentate nella carta del Pillonet, si può ricordare che la fase  $F_1$  è testimoniata da una tenue lineazione trasversale. E' presente nei calcescisti e nelle prasiniti, a testimonianza della sua età alpina, ma appare in migliore evidenza nei parascisti del lembo del Pillonet. Sul terreno non sono state osservate micropieghe monocline attribuibili con certezza a questa fase. La lineazione  $L_1$  è stata interpretata, dubitativamente, come lineazione « a » (DAL PIAZ e SACCHI, 1969).



Lo studio delle sezioni sottili ha messo in luce in rocce mesozoiche e pretriasiche frequenti micropieghe isoclinali, deformate dalla fase  $F_2$ . Non è chiaro tuttavia se esse vadano attribuite all'evento  $F_1$ , osservato sul terreno, o ad un'ulteriore fase di deformazione.

La fase  $F_2$  è la deformazione più rilevante nel lembo del Pillonet e nei complessi mesozoici. Anch'essa mostra direttrici trasversali, con assi debolmente inclinati a WNW e NW. Sviluppa pieghe simili, da decametriche a centimetriche, con frequente anisotropie di piano assiale (da scistosità vera a *strain-slip cleavage*). Vi si associano diffusi microripiegamenti i cui caratteri permangono sostanzialmente uniformi nei complessi pretriassici ed in quelli mesozoici. Le cerniere sono prevalentemente rotondegianti, ma acute nei litotipi più rigidi; i fianchi sono stirati; i piani assiali hanno giacitura da suborizzontale a poco inclinata. Specie nei parascisti mesozoici, la nuova scistosità  $S_2$  tende a cancellare quella precedente. Altre lineazioni della fase  $F_2$  sono rappresentate da *rods* di quarzo, da strutture colonnari (*mullions*) nelle metabasiti e dall'allungamento di *boudins*.

Questa deformazione è posteriore allo sviluppo degli orizzonti milonitici e delle associazioni relitte ad anfibolo sodico ed egirina. Nei confronti delle paragenesi in facies scisti verdi, predominanti nella regione, essa ha ancora carattere posteristallino, specie in rapporto alla fengite, il minerale che sottolinea la scistosità regionale. Localmente si osserva tuttavia una blastesi sincinemica di mica bianca II e di albite.

Tutte queste strutture e l'intera compagine mineralogica sono deformate dalla fase  $F_3$ , rappresentata da ondulazioni e pieghe ad ampio raggio, con piano assiale da subverticale a molto inclinato ed asse longitudinale (NE-SW). Vi si associano altre deformazioni di stile fragile.

Si può ricordare infine che i relitti di associazioni prealpine di alto grado metamorfico appaiono in generale disposti parallelamente alla scistosità alpina. Si riconoscono talvolta pieghette relitte, ma la loro attribuzione cronologica è incerta.

La carta geologica rappresenta la grande linea tettonica alpe Grande Comuna-Colle di Nana, che delimita a nordovest il lembo del Pillonet, e riporta le principali faglie, in genere subverticali. Sono stati invece omessi, per non appesantire troppo la carta, i contatti tettonici ed i piani di sovrascorrimento la cui posizione si deduce dagli orizzonti milonitici e di laminazione indicati nella carta e da quanto esposto nei capitoli precedenti.

## 5. CARATTERI GENERALI DEL METAMORFISMO NEL LEMBO DI RICOPRIMENTO DEL PILLONET E NELLE UNITÀ LIMITROFE

In margine alla carta geologica del Pillonet è esposto uno schema del metamorfismo alla scala 1 : 170.000 circa. Esso ricopre un'area che si estende tra la dorsale Cervino-Petites Murailles, ad ovest, e la direttrice Gornergrat-Lyskamm-alta valle di Gressoney, ad est. Vi sono compresi la estremità occidentale della falda M. Rosa, il complesso piemontese dei calcescisti con pietre verdi, suddiviso in due unità (zona di Zermatt-Saas e zona del Combin s.l.), il lembo del Pillonet ed una parte della zona



Sesia-Lanzo e del lembo della Dent Blanche. Ci si riferisce soprattutto al settore italiano, totalmente ricoperto da rilevamenti inediti; quello svizzero rientra in buona parte nel bellissimo foglio Zermatt alla scala 1 : 25.000 di BEARTH (1953).

Vi sono molti criteri per impostare uno schéma generale del metamorfismo; si è preferito, a costo di realizzare un quadro complicato e forse discutibile, introdurre molteplici distinzioni allo scopo di rappresentare l'impronta metamorfica che predomina nelle singole aree, pur tenendo conto dei relitti significativi. Si tratta quindi di un panorama dell'assetto metamorfico attuale, piuttosto che di uno schema degli eventi metamorfici.

I complessi a solo metamorfismo alpino della regione sono suddivisi in due gruppi. Da una parte la zona di Zermatt-Saas, l'unità ad affinità oceanica della zona piemontese, contraddistinta da associazioni eoalpine in facies di alta pressione e bassa temperatura, in parte obliterate da una sovraimpronta in facies scisti verdi  $\pm$  glaucofane II, di età Eocene-Oligocene inferiore (evento Lepontino). Gli asterischi indicano i principali affioramenti di eclogiti mesozoiche del settore italiano.

Dall'altra parte si sono riuniti i complessi mesozoici del Combin, del Grand Dent-Becca di Nana e di Roisan e le sequenze pretriassiche degli gneiss d'Arolla e degli gneiss minuti. Essi sono caratterizzati da una impronta metamorfica in facies scisti verdi di età lepontina, priva di associazioni eclogitiche, ma con sporadici relitti di anfibolo sodico (zona del Combin)  $\pm$  egirina (Pillonet), di età alpina imprecisata. Ancora nell'ambito dei complessi monometamorfici, i metagraniti e gli gneiss occhiali di Verra (M. Rosa) mostrano paragenesi lepontine in facies scisti verdi profonda e relitti eoalpini (?) di cianite-cloritoide-fengite (DAL PIAZ, 1971).

Nell'ambito dei complessi polimetamorfici sono stati separati i paragneiss e i micascisti del M. Rosa da quelli austroalpini.

Una parte dei primi conserva ampi relitti di paragenesi erciniche e preerciniche a biotite-granato-sillimanite-feldispato potassico-cordierite pinitizzata, in parte destabilizzati da un primo evento alpino a cianite (pseudomorfa su sillimanite o di genesi autonoma)-granato-fengite-cloritoide. A quest'ultimo episodio sono attribuibili le associazioni eclogitiche delle metabasiti pretriassiche. Vi si sovrappone parzialmente un evento metamorfico in facies scisti verdi profonda, di età lepontina, la cui diffusione è legata all'intensità della deformazione plicativa alpina. Esso diviene predominante nei settori periferici del M. Rosa, specie nel suo versante meridionale, ed i suoi effetti tendono a cancellare completamente le associazioni prealpine più significative e parte di quelle eoalpine di alta pressione e bassa temperatura.

Passando al sistema austroalpino, si osservano caratteri differenti negli gneiss kinzigitici della serie di Valpelline ed in quelli, *incertae sedis*, del Pillonet e della zona Sesia-Lanzo. Le associazioni prealpine di alto grado sono generalmente ben conservate nei primi; solo in vicinanza dei contatti di sovrascorrimento o in orizzonti tettonici interni si osserva la loro diaforesi in facies scisti verdi che procede, di pari passo, col crescere della deformazione alpina e della diffusione dei volatili. Anche qui si ritrovano sporadici relitti di paragenesi eoalpine (?) a cianite-cloritoide (KIENAST e NICOT, 1971).



Nei secondi, la rielaborazione metamorfica e strutturale alpina è diffusa con maggiore omogeneità e assai più progredita. Sviluppa associazioni in facies scisti verdi di probabile età lepontina, congruenti con quelle del contiguo complesso gneissico. Si ritrovano al Pillonet rari relitti di anfibolo sodico.

Per ulteriori precisazioni su carattere e cronologia degli eventi metamorfici nella regione si vedano: BEARTH (1952, 1953, 1967, 1973, 1974), DAL PIAZ e GOVI (1968), HUNZIKER (1959, 1970, 1974), DAL PIAZ (1971, 1974), DAL PIAZ *et al.* (1971, 1972), BOCQUET *et al.* (1974), BORIANI *et al.* (1974), la carta delle facies metamorfiche d'Europa, foglio speciale Alpi (1973), e le note illustrative (in stampa).

Un tentativo di giustificare gli eventi metamorfici alpini nel quadro dell'evoluzione geodinamica delle Alpi nordoccidentali è esposto da ERNST (1971, 1975), DAL PIAZ *et al.* (1972), HUNZIKER (1974), LAUBSCHER (1974) e da COMPAGNONI *et al.* (1975).

Per concludere, si possono riassumere brevemente i caratteri metamorfici del lembo del Pillonet. Nel complesso dei micascisti si ritrovano le tracce di un evento prealpino in facies anfibolitica di pressione indeterminata, al quale è imputabile anche lo sviluppo di mobilizzati pegmatitici pregranitici.

Tutti i complessi litologici sono profondamente trasformati da un evento tettonico-metamorfico alpino in facies scisti verdi ad albite-clorite-epidoto ferriero-attinotostilpnomelano I, di età Eocene-Oligocene inferiore. Esso è preceduto dalla blastesi di anfibolo sodico  $\pm$  egrina, rinvenuti in rari relitti, la cui età è incerta, eoalpina o lepontina precoce.

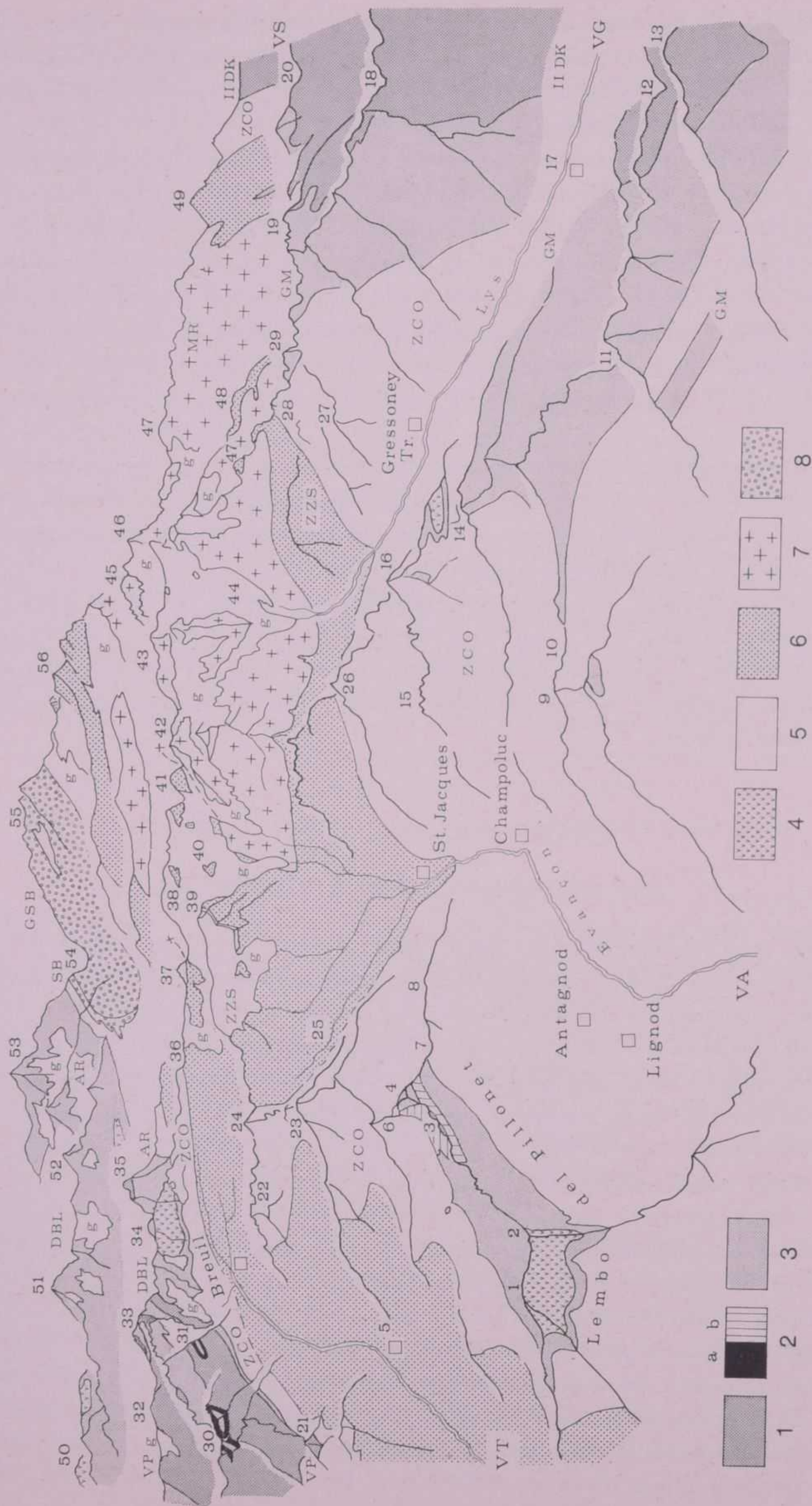
## 6. CONSIDERAZIONI CONCLUSIVE

### 6.1. DISCUSSIONE DI ALCUNI PROBLEMI

Nei capitoli precedenti si è fatto cenno ad alcuni problemi generali che investono i complessi litologici pretriassici e mesozoici rappresentati nella carta geologica. La loro risoluzione ha influenza decisiva nel definire la composizione e l'assetto strutturale del lembo del Pillonet ed il suo significato nell'ambito del sistema austroalpino. In primo luogo è necessario discutere la posizione strutturale e paleogeografica dei due complessi *incertae sedis*, i micascisti polimetamorfici del Pillonet e la sequenza mesozoica non ofiolitica Grand Dent - Becca di Nana. Si affronterà quindi il problema genetico degli gneiss minuti albitico-fengitici e quello delle metabasiti del M. Tantanè.

a) *Il complesso polimetamorfico dei micascisti* è riconducibile, nonostante la predominante rielaborazione metamorfica e strutturale alpina, ad una originaria sequenza di paragneiss con metamorfismo prealpino in facies anfibolite di pressione indeterminata, ricco di mobilizzati pegmatitici. Vi si associano frequenti intercalazioni di marmi a silicati e subordinate metabasiti (probabili ex anfiboliti). Si tratta della tetralogia litologica che è comune in tutti i complessi kinzigitici del sistema austroalpino. E' da notare tuttavia che questi litotipi non sono esclusivi dell'elemento tettonico superiore (serie di Valpelline e II zona dioritico-kinzigitica), ma compaiono anche in quello inferiore (MASSON, 1938; DAL PIAZ *et al.*, 1972; ISLER e ZINGG,







1974; COMPAGNONI *et al.*, 1975). Le associazioni mineralogiche prealpine di questi ultimi sono generalmente obliterate dal metamorfismo eoalpino di alta pressione e bassa temperatura (paramicascisti eclogitici della zona Sesia-Lanzo e del M. Emilius), ma non mancano aree con relitti di alto grado (M. Mucrone, valle Mastallone). In queste località appare significativa la presenza di granitoidi intrusi nei paragneiss ad affinità kinzigitica, mentre nell'elemento tettonico superiore del sistema austroalpino, un frammento di crosta continentale profonda, non vi è traccia, come è logico attendersi, di granitoidi.

Sulla base di questo criterio distintivo, non vi è dubbio che i parascisti polimetamorfici del Pillonet debbano essere incorporati, assieme al complesso gneissico, nella unità inferiore del sistema austroalpino. Infatti, essi sono intersecati da alcuni filoni, anche di grandi dimensioni, di gneiss occhiadini e di gneiss aplitici della serie d'Arolla, il cui parallelismo alla scistosità regionale può essere un carattere secondario, effetto del ripiegamento polifasico alpino. In sostanza i micascisti sarebbero le rocce incassanti degli originari granitoidi tardoercinici del complesso gneissico. L'ipotesi è confermata dalle osservazioni sul terreno. In una regione dove i contatti tettonici importanti, corrispondenti verosimilmente a superfici di sovrascorrimento, sono sempre sottolineati da orizzonti di blastomiloniti o, quanto meno, da ampie fasce di laminazione, i rapporti tra gneiss minuti e micascisti del Pillonet appaiono in genere esenti da tali fenomeni. Con questo non si vuole affermare che si siano conservati i contatti primari, poichè paragenesi e strutture originarie sono state ampiamente trasformate e traslate dal ciclo polifasico alpino.

Si può ricordare infine che le associazioni metamorfiche alpine sono sostanzialmente analoghe nei due complessi litologici, a testimonianza di una loro evoluzione strutturale e termodinamica comune, a partire almeno dalla prima fase metamorfica dell'orogenesi alpina.

FIG. 9 - Il lembo di ricoprimento del Pillonet e le unità limitrofe. Il punto di vista è situato approssimativamente a 13.000 m sulla verticale di Champorcher. *Legenda:* 1) unità superiore del sistema austroalpino Falda Dent Blanche s.l. - zona Sesia-Lanzo (VP: serie di Valpelline; HDK: seconda zona diorito-kinzigitica); 2) copertura mesozoica più o meno scollata dell'unità inferiore della falda Dent Blanche s.l. (2a: sequenze carbonatiche del complesso Mt. Blanc du Creton-bivacco Balestrieri; 2b: complesso Grand Dent-Becca di Nana); 3) unità inferiore del sistema austroalpino: serie d'Arolla (falda Dent Blanche s.l.) (AR) e complesso degli gneiss minuti Auct. (zona Sesia-Lanzo); 4) gabbri cumulitici e rocce connesse del Cervino e del M. Collon; metabasiti del M. Tantanè e del M. Pinter; questi litotipi sono associati, con contatto tettonico, agli gneiss dell'unità austroalpina inferiore; 5) unità superiore della falda piemontese dei calcescisti con pietre verdi, o zona del Combin (ZCO); 6) unità inferiore della falda piemontese, o zona di Zermatt-Saas (ZZS); 7) falda del M. Rosa (MR); 8) falda del Gran S. Bernardo (GSB). VT: Valtournanche; VA: valle d'Ayas; VG: valle di Gressoney; VS: Valsesia; g: ghiacciai. *Località:* 1. M. Tantanè; 2. colle del Tantanè; 3. Klippen di q. 2832 e q. 2896, tra Grand Dent e Becca di Nana; 4. Becca di Nana; 5. Valtournanche; 6. colle di Nana; 7. colle di Vascoccia; 8. Facciabella; 9. Corno Bussola; 10. colle Pallasina; 11. colle della Ranzola; 12. colle di Frudiera; 13. M. Nery (o Frudiera); 14. colle Pinter; 15. Sarezza; 16. Testa Grigia; 17. Gressoney St. Jean; 18. colle Valdobbia; 19. Corno Bianco; 20. bassa val Vogna; 21. M. Seriola, a nord della finestra di Cignana; 22. Motta di Pletè; 23. Gran Tournalin e M. Roisetta; 24. Gran Sometta; 25. vallone delle Cime Bianche; 26. colle e M. Bettaforca; 27. P. Jolanda; 28. col d'Olen e C. Rosso; 29. P. Straling; 30. Mt. Blanc du Creton; 31. bivacco Balestrieri (cresta est della P. Cors o Gastaldi); 32. Tête de Valpelline; 33. Dent d'Herens; 34. Testa del Leone; 35. M. Cervino; 36. colle del Teodulo; 37. Testa Grigia, stazione d'arrivo della funivia del Plateau rosa; 38. Breithorn; 39. Gobba di Rollin; 40. ghiacciaio di Verra; 41. Polluce; 42. Castore; 43. Lyskamm; 44. ghiacciaio del Lys; 45. P. Dufour; 46. P. Gnifetti; 47. P. Grober; 48. C. Stofful e Malfatta; 49. M. Tagliaferro; 50. M. Collon; 51. Dent Blanche; 52. Obergabelhorn; 53. Weisshorn; 54. valle di Zermatt; 55. Mischabel; 56. Rimpfischhorn.



b) *Il complesso mesozoico Grand Dent-Becca di Nana* è formato da una fascia basale di età triassica e da una sequenza non ofiolitica di marmi zonati, calcemicascisti e tipi filladici, attribuibili dubitativamente al Lias.

Esso mostra una certa analogia non solo con le sequenze preofiolitiche piemontesi della zona del Combin, ma anche con la zona di Roisan, cioè con la copertura mesozoica del lembo di scivolamento del M. Mary, secondo l'interpretazione di DIEHL *et al.* (1952) e di ELTER (1960). Tra queste due possibili correlazioni si preferisce la seconda.

Nella zona del Combin, immediatamente sottostante al lembo del Pillonet, la serie di calcescisti preofiolitici è assente o molto assottigliata; risulterebbe strano ritrovarla ad un livello strutturale più elevato, pizzicata all'interno di unità cristalline. Ancora meno probabile appare la possibilità che, in un eventuale processo di inviluppo tettonico tra zona piemontese ed austroalpino, siano state escluse selettivamente le sequenze ofiolitiche. In tutti i principali inviluppi della Valle d'Aosta sono coinvolte anche le pietre verdi (P. Straling e gneiss di Verres nella zona Sesia-Lanzo; lembi del Glacier-Rafray e del M. Emilius).

La correlazione proposta da STAUB (1958) tra l'unità tettonica sommitale della zona del Combin nel Vallese (zona di Tracuit-Hühnerknubel) e la zona di Roisan è inaccettabile. La zona di Tracuit-Hühnerknubel non è più distinguibile a sud del confine italo-svizzero per elisione della sua fascia triassica basale. I relativi calcescisti ofiolitiferi possono ancora essere presenti all'interno di una zona del Combin di tipo comprensivo, situata alla base del lembo di ricoprimento della Dent Blanche. Per poter correlare questa unità al complesso Grand Dent-Becca di Nana si dovrebbe prospettare una variazione litologica laterale veramente straordinaria. Si aggiunga che i lembi mesozoici del Mt. Blanc du Creton (Château des Dames) e del bivacco Balestrieri (Punta Cors o Gastaldi), non sono riferibili alla zona piemontese e non possono quindi indicare un collegamento tra la zona di Tracuit-Hühnerknubel e la zona di Roisan. Come appare dallo schema strutturale della carta geologica, essi costituiscono la copertura di piccoli lembi di gneiss microocchiadini della serie d'Arolla, formando pieghe coricate a cerniera rotonda, con vergenza a WNW.

Questi argomenti tendono ad escludere una appartenenza piemontese del complesso Grand Dent-Becca di Nana. Rimane quindi la possibilità di una sua correlazione con la zona di Roisan. In base alle ricerche di MASSON (1938) e di DIEHL *et al.* (1952), quest'ultima è costituita da dolomie, marmi dolomitici, calcescisti e filladi sericitiche ad albite, cioè da una successione che ricorda da vicino l'assetto litostratigrafico del complesso in discussione. La presenza di locali termini ofiolitici, prospettata dagli Autori svizzeri, appare improbabile, come giustamente rilevato da ELTER (1960). Si tratta di scisti cloritici e di scisti albitici ad epidoto che poco hanno in comune con le pietre verdi piemontesi. I litotipi di questo genere che affiorano a sud di Valpelline corrispondono a cataclasiti della serie d'Arolla (ELTER, 1960). Alcune escursioni nella zona di Roisan, tra il M. Saleron ed il colle di S. Barthelemy, hanno consentito di escludere la presenza di sicuri termini ofiolitici e di confermare che i litotipi, che vagamente vi rassomigliano, corrispondono sempre a cataclasiti e a miloniti di rocce cristalline dei lembi austroalpini. Si aggiunga che nella zona di



Roisani ricompaiono, in facies scistoso-laminata, quei marmi calcescistosi più o meno zonati che sono caratteristici del complesso Grand Dent - Becca di Nana.

In definitiva si ritiene che il complesso Grand Dent - Becca di Nana costituisca la copertura, certamente scollata, degli gneiss e dei micascisti del lembo del Pillonet. La sua posizione geometrica ne è la migliore conferma. I marmi micacei a patina giallastra (m 1 *pro parte*), intercalati negli gneiss della Becca di Nana ed in quelli della regione colle del Pillonet-alpe Grande Comuna, rientrerebbero quindi nell'ambito del complesso mesozoico che rappresenta la copertura stratigrafica austroalpina del lembo del Pillonet.

c) Si è già affermato che il *complesso monometamorfico degli gneiss del Pillonet* deriva dalla profonda rielaborazione metamorfica e strutturale alpina di originali granitoidi di probabile età tardoercinica, correlabili con quelli del lembo della Dent Blanche (M. Morion ecc.) e della zona Sesia-Lanzo. L'ipotesi è suffragata dalla esistenza di passaggi gradualmente tra gneiss occhiadini, microocchiadini e minuti che rappresentano stadi diversi di un unico processo di riorganizzazione mineralogica e microstrutturale i cui effetti sono più o meno intensi a seconda della situazione tettonica locale. Esso tende alla progressiva distruzione dei porfiroclasti di feldispato ed alla omogeneizzazione della struttura. Nel settore esterno della zona Sesia-Lanzo e nella serie d'Arolla del lembo Dent Blanche si osserva la stessa situazione; il quadro è completato dalla presenza di relazioni evolutive tra metagranitoidi e gneiss occhiadini (DIEHL *et al.*, 1952; DAL PIAZ *et al.*, 1971; COMPAGNONI *et al.*, 1975).

Non si vuole certo escludere, con questo, la possibilità che tra gli gneiss minuti del sistema austroalpino siano rappresentate locali sequenze detritiche di età permiana o permo-carbonifera. Ci si potrebbe eventualmente attendere una diminuzione del tenore in alcali, in rapporto a processi di lisciviazione di arcosi granitici, ma questa prospettiva non sembra normalmente verificarsi. Anche la presenza di vulcaniti acide permiane è possibile, ma improbabile: certamente è strano che non si rinvergano relitti significativi di queste rocce, specie se si tiene conto del grado di conservazione, a volte quasi perfetto, delle plutoniti (M. Morion, M. Mucrone, ecc.). Se ne veda la discussione ed i riferimenti bibliografici in LATTARD (1974, 1975) e in COMPAGNONI *et al.* (1975).

Ritornando al lembo del Pillonet, le osservazioni macroscopiche e microscopiche indicano che buona parte degli gneiss minuti albitico-fengitici sono degli ortoscisti. Locali e modeste sequenze di metaarcosi granitici possono essere presenti, ma la loro esistenza rientra attualmente nel campo delle ipotesi speculative in attesa di verifica geochimica.

d) *Le metabasiti del M. Tantanè* sono correlabili per associazione litologica, grado metamorfico e posizione strutturale a quelle del M. Pinter (zona Sesia-Lanzo tra valle di Gressoney e valle d'Ayas). Sono comprese nel complesso degli gneiss minuti, cioè nell'elemento strutturale inferiore del sistema austroalpino, ma sono delimitate da un'ampia fascia di laminazione con miloniti che non può essere ricondotta a processi tettonici locali e secondari. Le metabasiti derivano probabilmente da gabberi con abbondanti differenziati leucocratici, concordanti e discordanti (al M. Pinter).



La rielaborazione metamorfica alpina è molto intensa e risulta congruente con quella degli gneiss minuti circostanti.

L'assenza di metavulcaniti e di parascisti mesozoici e la posizione strutturale sembrano escludere l'appartenenza di queste metabasiti alla zona piemontese. Esse appaiono piuttosto correlabili, metamorfismo e chimismo a parte, con le masse di gabbri omogenei e con stratificazione magmatica del Cervino e del M. Collon che si trovano intercalati nella serie d'Arolla del lembo Dent Blanche (BEARTH, 1974; DAL PIAZ, 1974). Questi ultimi sono stati attribuiti da STUTZ (1940) ad una fase iniziale del ciclo granitico ercinico del sistema Dent Blanche. E' da notare tuttavia che le relazioni tra gabbri e gneiss d'Arolla sono di natura meccanica, sottolineate da un ampio orizzonte di laminazione e milonisi.

Si aggiunga che il rapporto isotopico  $Sr^{87}/Sr^{86}$  dei gabbri del Cervino e del M. Collon è molto basso (DAL PIAZ e HUNZIKER, in preparazione). Appare più verosimile pensare a plutoni di origine sottocrosta consolidati all'interno della crosta continentale austroalpina o, in alternativa, al limite tra questa ed il mantello superiore, prima dell'apertura del bacino oceanico piemontese. La loro età, in corso di definizione, appare circoscritta all'intervallo compreso tra la fine del plutonismo granitico ercinico e l'inizio del vulcanesimo basaltico del ciclo ofiolitico.

#### 6.2. IL LEMBO DI RICOPRIMENTO DEL PILLONET NEL QUADRO DEL SISTEMA TETTONICO AUSTROALPINO

Sono stati discussi i motivi che inducono a ritenere il complesso polimetamorfico dei micascisti del Pillonet una estesa zolla di originari paragneiss pregranitici della serie d'Arolla, piuttosto che un frammento dell'elemento austroalpino superiore, conservato in posizione intermedia tra la serie di Valpelline e la II zona diorito-kinzigitica. Questa scelta è suggerita dalle relazioni tra parascisti e gneiss d'Arolla, dalla omogeneità e dalla congruenza della sovraimpronta metamorfica alpina ed infine dai rapporti di copertura che la sequenza mesozoica Grand Dent - Becca di Nana sembra assumere nei confronti di entrambi i complessi pretriassici. L'incertezza d'attribuzione strutturale, esposta nella carta geologica e nello schema tettonico, può essere ragionevolmente sciolta.

Si può quindi affermare che il lembo del Pillonet è un ricoprimento unitario, non composito, dalla costituzione litologica molto eterogenea. Esso era costituito da due complessi prealpini, i paragneiss con metamorfismo pregranitico di alto grado ed i granitoidi di probabile età tardoercinica. Questi litotipi appaiono profondamente riorganizzati dal ciclo tettonico - metamorfico alpino al quale è imputabile la generale sovraimpronta in facies scisti verdi, preceduta da associazioni ad anfibolo sodico  $\pm$  egirina. I paragneiss sono trasformati in micascisti, i granitoidi in ortogneiss di vario tipo. L'insieme è ricoperto da una sequenza di marmi e « calcescisti » non ofiolitici, triassico-liassica (complesso Grand Dent - Becca di Nana). Il lembo è completato infine dalle metabasiti del M. Tantanè, un complesso di tipo gabbroide di età non definita, associato con contatto tettonico agli gneiss.



Il lembo di ricoprimento del Pillonet appartiene alla unità tettonica inferiore del sistema austroalpino. Si apre il problema se esso sia correlabile alla serie d'Arolla del lembo Dent Blanche s.s. o a quella del M. Mary. Il confronto va posto in termini litostratigrafici, piuttosto che strutturali, poichè in effetti si tratta sempre della stessa unità basale del sistema austroalpino (Fig. 4).

La serie d'Arolla del lembo della Dent Blanche s.s. è costituita quasi esclusivamente da granitoidi e dai loro derivati epimetamorfici. Vi si associano, con contatto tettonico, i complessi gabbro-cumulitici del Cervino e del M. Collon. I parascisti sono estremamente rari e si limitano in genere a zolle inglobate nelle plutoniti. Si aggiunga che, lungo il margine interno del ricoprimento, la serie d'Arolla sembra priva di copertura mesozoica. E' stato esaminato il suo contatto con la sovrastante serie di Valpelline nelle località più accessibili del M. Cervino e della parete orientale delle grandi e piccole Murailles: se ne conferma la natura tettonica, affermata da DIEHL *et al.* (1952), e nello stesso tempo sembra doversi escludere la presenza di trucioli di rocce mesozoiche.

Una correlazione diretta tra i lembi di ricoprimento del Pillonet e della Dent Blanche s.s. appare poco probabile poichè comporta la necessità di ipotizzare non solo una brusca variazione laterale della litologia prealpina, sempre possibile, ma anche la scomparsa della copertura austroalpina del Pillonet. La presenza in entrambi di rocce basiche appare poco significativa da questo punto di vista, tenuto conto che i loro rapporti con gli gneiss d'Arolla sono di natura tettonica.

Nulla si oppone invece ad una correlazione tra il lembo del Pillonet e quello del M. Mary. Essi mostrano un quadro litologico pretriassico molto simile, situazione già sottolineata da STELLA (1905), ed un'analogia copertura mesozoica; assumono inoltre la stessa posizione strutturale.

Il lembo del M. Mary è un ricoprimento composito (DIEHL *et al.*, 1952; ELTER, 1960). La sua unità inferiore (serie d'Arolla) comprende non soltanto i consueti gneiss granitici di vario tipo, che compaiono anche al Pillonet e predominano nella serie di Arolla del lembo della Dent Blanche s.s., ma anche abbondanti parascisti. Questi ultimi si riconducono a originari paragneiss kinzigitici, non dissimili da quelli della serie di Valpelline, ma distinti per una retrocessione metamorfica alpina assai più pronunciata (MASSON, 1938; DIEHL *et al.*, 1952). Questa situazione è stata confermata nel settore sudorientale del M. Mary da ELTER (1960) e da DAL PIAZ e GREGORI (dati inediti). Il complesso kinzigitico attribuito da MASSON (1938), STUTZ e MASSON (1938) e da DIEHL *et al.* (1952) all'unità superiore del M. Mary non trova una corrispondenza strutturale nel lembo del Pillonet il quale, come si è visto, appartiene interamente alla unità inferiore del sistema austroalpino. C'è tuttavia da chiedersi se al M. Mary esista realmente l'elemento tettonico superiore *Auct.* (serie di Valpelline) e cioè se i parascisti kinzigitici della *Gleitbretter* superiore non rientrino piuttosto in quella inferiore (serie d'Arolla). Il dubbio sorge dalla constatazione che mentre le due unità tettoniche postulate dagli Autori svizzeri al M. Mary sono entrambe a contatto con le sequenze mesozoiche della zona di Roisan, l'elemento superiore dell'intero sistema austroalpino appare normalmente privo di una copertura mesozoica.



Ritornando al problema in discussione, si può affermare che, in ogni caso, esiste una buona corrispondenza litostratigrafica tra il cristallino pretriassico del Pillonet e quello del M. Mary.

Vi possono tuttavia essere dei dubbi sulla validità di utilizzare la distribuzione dei paragneiss e dei granitoidi come criterio di correlazione tra i diversi lembi dell'unità austroalpina inferiore <sup>(1)</sup>. Anche accettando questa obiezione, la corrispondenza tra i lembi di ricoprimento del Pillonet e del M. Mary appare ancora valida ed in ogni caso più plausibile di una correlazione diretta tra il primo ed il lembo della Dent Blanche s.s. Essa si fonda soprattutto sul fatto che Pillonet e M. Mary, a differenza del settore interno della Dent Blanche s.s., posseggono una analoga copertura mesozoica (Fig. 4).

Estendendo il confronto alla zona Sesia-Lanzo nordoccidentale, non vi sono dubbi che il lembo del Pillonet possa essere correlato al complesso degli gneiss minuti-gneiss Sesia, cioè al settore esterno della sua unità inferiore. La posizione strutturale, la composizione litologica (*p.p.*) ed il quadro metamorfico alpino sono sostanzialmente identici. L'analogia è completata dalla presenza di relitti di una possibile copertura mesozoica nella regione del Corno Bianco (DAL PIAZ *et al.*, 1971). La divergenza più sensibile è limitata al fatto che i parascisti sono estremamente ridotti in questo settore della zona Sesia-Lanzo e che la loro posizione strutturale è incerta (complessi kinzigitici *incertae sedis*).

La ricostruzione palinspastica dei diversi frammenti della unità tettonica inferiore del sistema austroalpino potrebbe prevedere in definitiva la successione seguente: zona Sesia-Lanzo, Pillonet - M. Mary, Dent Blanche s.s.

A questo punto si può ritornare sui tre minuscoli lembi di ricoprimento esistenti nel settore settentrionale della carta del Pillonet, e discuterne il significato. Il maggiore costituisce la calotta della Becca di Nana; gli altri due sono situati in corrispondenza delle quote 2896 e 2832, a sudovest della Becca di Nana. Sono costituiti da litotipi della serie d'Arolla (gneiss occhiadini e gneiss minuti), in facies da scistosolaminata a milonitica. L'aspetto più interessante è costituito dalla loro posizione strutturale: essi ricoprono infatti la successione mesozoica del complesso Grand Dent-Becca di Nana e quindi potrebbero rappresentare un frammento interno del lembo di ricoprimento della Dent Blanche s.s. Anche in questo caso, tuttavia, le rocce cristalline sono associate a marmi  $\pm$  micaceo-cloritici a patina giallastra (m l); sulla base dello stesso criterio utilizzato in precedenza per discutere le correlazioni tra Pillonet, M. Mary e Dent Blanche s.s., si ritiene più verosimile che questi minuscoli *Klippen* appartengano ancora al lembo di ricoprimento del Pillonet. Le pieghe longitudinali e trasversali esistenti nella regione consentono una plausibile spiegazione del raddoppio tettonico delle sequenze cristalline.

<sup>(1)</sup> In certi casi i granitoidi ed i loro derivati epimetamorfici sono del tutto predominanti (Dent Blanche s.s.); in altri prevalgono i parascisti (M. Emilius); in altri infine le proporzioni tra orto- e paraderivati sono all'incirca equivalenti (Pillonet e M. Mary). L'unità inferiore del sistema austroalpino è costituita da crosta continentale ercinica di tipo intermedio o intermedio-superficiale. La distribuzione dei paragneiss a metamorfismo di alto grado e dei granitoidi è controllata da fattori prealpini di difficile valutazione (DAL PIAZ *et al.*, 1972; COMPAGNONI *et al.*, 1975).



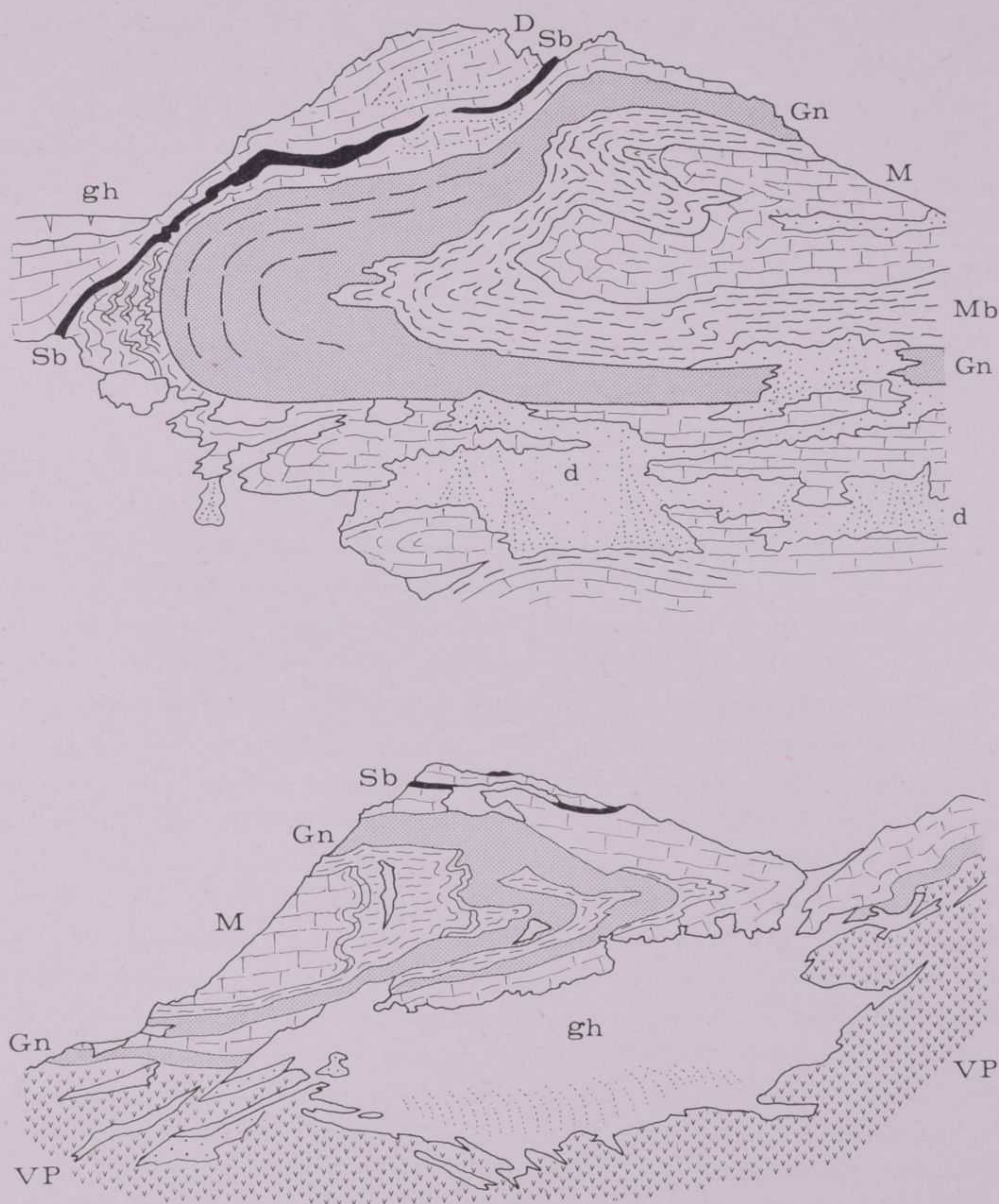


FIG. 10 - Assetto litologico e strutturale dell'unità tettonica Mt. Blanc du Creton-bivacco Balestrieri sui versanti meridionale (sopra) e nordorientale (sotto) del Mt. Blanc du Creton (falda della Dent Blanche s.l., versante destro dell'alta Valtournanche). Gn: gneiss della serie d'Arolla, minuti e microocchiadini, ad albite, albite a scacchiera, quarzo, fengite, epidoto  $\pm$  microclino  $\pm$  stilpnomelano (cf. DAL PIAZ e GOVI, 1968); M: marmi dolomitici, breccie e marmi scistosi a patina giallastra di probabile età triassica, con intercalazioni lenticolari di marmi dolomitici massicci (D) e con un sottile livello di scisti filladici a carbonato di colore plumbeo (Sb); Mb (tratteggio irregolare): fascia scistoso-carbonatica a patina bruna, composta da marmi grigi e bluastri con modeste quantità di quarzo granoblastico, mica bianca  $\pm$  albite, spesso con fitte pieghe plastiche, da marmi calcescistosi e calcemicascisti (Trias e/o Lias?); VP: paragneiss retrometamorfici della serie di Valpelline del lembo Dent Blanche s.s.; d: detrito di falda; gh: ghiacciaio. La complicazione della struttura, commentata nel testo, deriva soprattutto dal fatto che gli gneiss di Arolla sono compresi tra due sequenze di rocce carbonatiche le quali, seppure identiche in alcuni termini litologici, non mostrano una disposizione simmetrica, quale si richiederebbe nel caso di una anticlinale ripiegata. La fotografia dalla quale è tratto il disegno superiore è stampata in DAL PIAZ *et al.* (1975).



Nello schema strutturale in margine alla carta geologica del Pillonet è distinta una nuova unità tettonica del sistema Dent Blanche s.l. (*Mt. Blanc du Creton - bivacco Balestrieri*). Essa ha dimensioni modeste, ma assume notevole importanza poiché induce ad intravedere nuove soluzioni sull'assetto strutturale della falda della Dent Blanche s.l. nel versante di Valtournanche. Come accennato in precedenza, si tratta di grandi pieghe coricate, con vergenza a ONO, involuppate entro a paragneiss e micascisti della serie di Valpelline (Fig. 9). Quest'ultima rappresenta l'unità tettonica superiore del lembo di ricoprimento della Dent Blanche s.s. (STUTZ e MASSON, 1938; DIEHL *et al.*, 1952, ELTER, 1960) (Fig. 4).

L'unità austroalpina Mt. Blanc du Creton - bivacco Balestrieri si suddivide in due affioramenti distinti, situati a circa 4 km l'uno dall'altro e composti da gneiss della serie d'Arolla e da marmi mesozoici di vario tipo <sup>(1)</sup>.

Il primo affioramento si estende dal colle di Vofrede alla cresta a settentrione del col du Creton, ad oriente del Château des Dames, per una lunghezza di oltre 1 km. La sua struttura è particolarmente complicata ed appare in bella evidenza sulle pareti S e ENE del Mt. Blanc du Creton (Fig. 10). La parte centrale e sommitale del complesso è occupata da una grande piega coricata con vergenza a ONO, cerniera subcilindrica e raggio di circa 150 m, che coinvolge una fascia di gneiss microocchiadini ad albite, albite a scacchiera, fengite  $\pm$  feldispato potassico della serie d'Arolla, compresa tra due sequenze mesozoiche non ofiolitiche. L'involucro esterno è formato da marmi a patina giallastra, con intercalazioni lenticolari di marmi dolomitici massicci ed un sottile livello di scisti filladici plumbei attribuibili al Trias. Al nucleo della piega si osservano litotipi carbonatici a patina bruna (marmi grigi e bluastri a quarzo, mica bianca ed albite; marmi calcescistosi; scisti carbonatici; Lias?) e, al loro interno, ulteriori marmi a patina giallastra, analoghi a quelli sopra ricordati. La struttura potrebbe corrispondere ad una doppia piega di gneiss d'Arolla e della loro copertura austroalpina, ma le sequenze mesozoiche situate sui due fianchi della fascia gneissica non mostrano la richiesta corrispondenza. Appare quindi più verosimile ricorrere all'ipotesi di una piega coricata che abbia coinvolto due elementi tettonici precedentemente accostati, l'uno formato da gneiss d'Arolla e dalla loro copertura triassica, l'altro da esclusivi litotipi mesozoici, ancora di appartenenza austroalpina. Alla base della piega maggiore, le sequenze litologiche sopra descritte formano ulteriori pieghe coricate sino al contatto tettonico con la serie di Valpelline (Fig. 10); esse sono molto più serrate e laminate della piega sovrastante.

Il secondo affioramento di questa piccola unità tettonica si trova al di sopra del bivacco Balestrieri (q. 3142) e si estende lungo lo sperone orientale della P. Cors (o Gastaldi) sino a q. 3225 circa (Fig. 11). La struttura è assai più semplice di quella del Mt. Blanc du Creton: si tratta di una anticlinale coricata, vergente a nordovest, con nucleo di gneiss microocchiadini di Arolla ad albite, albite a scacchiera, feldispato

<sup>(1)</sup> Al Mt. Blanc du Creton il foglio geologico M. Rosa (1912) e la letteratura indicavano soltanto la presenza di marmi mesozoici; gli gneiss d'Arolla ad essi associati sono stati segnalati da DAL PIAZ e GOVI (1968). Il complesso litologico del bivacco Balestrieri, una fascia di rocce chiare ben visibili dal fondo valle, è stato interpretato da ARGAND (1908) e dal foglio M. Rosa (1912) come un'intercalazione di marmi antichi nella sequenza di paragneiss e micascisti della serie di Valpelline.



potassico e fengite, con limitate intercalazioni di parascisti, ed un sottile e discontinuo involucro di marmi dolomitici in facies triassica. Il contatto con la serie di Valpelline è tettonico (osservazioni di G. GOSSE e G. MARTINOTTI, 1971). Ulteriori dati analitici saranno esposti in un prossimo lavoro (DAL PIAZ G. V. e MARTINOTTI G., in preparazione: *Osservazioni geologiche e petrografiche sulla conca del Breuil*).



FIG. 11 - L'unità tettonica Mt. Blanc du Creton-bivacco Balestrieri nell'ambito della falda Dent Blanche s.l. sul versante destro della conca del Breuil (Cervinia). Si osservano, in primo piano, le pendici orientali del M. Rous, nei pressi del contatto di sovrascorrimento tra il lembo della Dent Blanche s.s. e la zona del Combin, unità superiore della zona piemontese dei calcescisti con pietre verdi; in secondo piano, al centro (rocce chiare), l'anticlinale coricata del bivacco Balestrieri (cresta orientale della P. Cors), involuppata nei paragneiss kinzigitici, con pegmatiti, marmi ed anfiboliti,  $\pm$  retrometamorfici, della serie di Valpelline (lembo della Dent Blanche s.s.); sullo sfondo la cresta orientale della Dent d'Herens, con la Punta Bianca, la Punta Carrel e la Punta Maquignaz (serie di Arolla e di Valpelline dei lembi Dent Blanche s.s. e Jumeaux-P. Cian di STUTZ e MASSON, 1938). La piega coricata del bivacco Balestrieri è formata da un nucleo di prevalenti gneiss microocchiadini della serie d'Arolla, con limitate intercalazioni di micascisti, e da un involucro di marmi dolomitici, sottile e discontinuo.

Nelle sequenze mesozoiche del Mt. Blanc du Creton e del bivacco Balestrieri non vi è traccia di ofioliti piemontesi.

L'analogia di questa nuova unità tettonica con l'assetto litologico del M. Mary e del Pillonet appare complessivamente buona, tanto da suggerire una loro correlazione. Questa ipotesi è proposta dubitativamente nello schema strutturale allegato alla carta geologica.

D'altra parte si ritiene assai meno plausibile inserire l'unità Mt. Blanc du Creton-bivacco Balestrieri in un ipotetico collegamento, per pieghe coricate ripetute, tra la serie d'Arolla del lembo della Dent Blanche s.s. e la serie d'Arolla del lembo Jumeaux-P. Cian. Si ricorda che quest'ultimo, secondo la ricostruzione di STUTZ e MASSON (1938), rappresenterebbe l'elemento tettonico sommitale del sistema Dent Blanche (Fig. 4). In questa prospettiva è difficile giustificare la presenza di una potente serie mesozoica nelle due pieghe coricate e la sua assenza, a breve distanza, sia al contatto tra le due unità del lembo della Dent Blanche s.s., sia al limite tra la serie di Valpelline di quest'ultimo e la serie d'Arolla del lembo Jumeaux-P. Cian.



Per lo stesso motivo appare improbabile anche il modello di STUTZ e MASSON (1938) che riferivano il Trias del Mt. Blanc du Creton al lembo di ricoprimento Jumeaux-P. Cian.

Si ritiene quindi opportuno ritornare alle ipotesi di ARGAND (1911) e di STAUB (1957), che correlavano la serie mesozoica del Château des Dames alla zona di Roisan. Rimane confermato d'altra parte che quest'ultima è la copertura austroalpina del lembo del M. Mary.

Queste considerazioni preliminari conducono a dubitare del significato di *Gleitbretter* autonoma attribuito da STUTZ e MASSON (1938) al lembo Jumeaux-P. Cian ed ai *Klippen* della Becca d'Arbière e della Becca del Merlo. La possibilità che essi corrispondano a frammenti del M. Mary, ribaltati al di sopra del lembo della Dent Blanche s.s. (STAUB, 1957), non sembra inoltre del tutto inverosimile, come estrapolazione di quanto emerge dall'assetto litologico e strutturale dell'unità Mt. Blanc du Creton-bivacco Balestrieri. Ovviamente l'ipotesi va verificata; in attesa di nuove ricerche si può affermare soltanto che il margine orientale della falda della Dent Blanche s.l. sembra possedere una struttura interna più complicata di quanto ritenuto in passato, ma contraddistinta da quelle grandi inflessioni strutturali che ancora ARGAND (op. cit.) aveva postulato. Qualsiasi possa essere l'interpretazione definitiva dell'unità Mt. Blanc du Creton-bivacco Balestrieri, essa sottintende l'esistenza di grandi pieghe coricate e di involuppi tettonici nel settore orientale della falda austroalpina, verosimile espressione locale del processo polifasico di *serrage* plicativo.

PADOVA, Istituto di Geologia dell'Università.



## ABSTRACT

The Pillonet Klippe outcrops in the Italian Western Alps along the watershed between the Ayas and Tournanche Valleys. It belongs to the lower tectonic unit of the Austroalpine Dent Blanche and Sesia-Lanzo Nappes and overrides the upper tectonic unit (Combin Zone) of the Mesozoic complex of schistes lustrés with metaophiolites, also known as the Piemonte Zone.

The Pillonet Klippe comprises four main lithologic sequences, as follows: a) The polymetamorphic micaschists complex consists of heterogeneous micaschists with layers and lenses of retrogressed pegmatoids, pre-Mesozoic marbles and metabasites. In spite of Alpine structural reworking and metamorphic retrogression, it shows some relics of pre-Alpine metamorphic assemblages in amphibolite facies. b) The monometamorphic gneiss complex consists of augengneisses, fine-grained albite-phengite-bearing gneisses and aplites, containing relics of magmatic K-feldspar. c) The Mesozoic complex of Grand Dent-Becca di Nana consists of Triassic marbles and of Liassic (?) non-ophiolitic calcschists. This sedimentary sequence is considered to be the Austroalpine cover of the Pillonet Klippe and connected to the Roisan Zone (Mt. Mary cover). d) The metabasic complex of the Mt. Tantanè probably corresponds to an original gabbroic sequence with leucocratic differentiated dykes or layers. Relics of green-brown hornblende are often preserved. The Mt. Tantanè complex is associated with the gneiss complex, but their contact is marked by a mylonite band.

All the lithologic complexes of the Pillonet Klippe are characterized by a widespread and homogeneous overprinting of metamorphic assemblages in greenschist facies of Lepontine age. Rare metastable relics of Na-amphibole  $\pm$  aegirine pyroxene, probably referable to an early-Alpine event, also occur.

The underlying Piemonte Nappe is composite, being built up of two main tectonic units: the Combin Zone and the underlying Zermatt-Saas Zone. Both units originated within the ophiolitic Piemonte basin, opened during Jurassic time between the European and the Insubric continental plates. The Zermatt-Saas Zone corresponds to the original oceanic sector of the Piemonte basin. The ophiolitic sequence of the Combin Zone is associated, on the contrary, with a stratigraphic basement of Triassic marbles and Liassic calcschists; together they form the sedimentary cover of the thinned penninic margin. The ophiolitic complex of the Combin Zone consists of a regularly repeated interbedding of calcschists and metabasites with greenschist assemblages (*prasiniti* of the Italian literature). The metabasites correspond to original basaltic flows and hyaloclastitic tuffs or tuffites. Rare metagabbros and serpentinites wedges or olistholites are also present. Metacherts and chloriteschists (hyaloclastites with palagonitic alteration?) are frequently associated with the prasinites. The first are sometimes manganiferous. The second comprise some concentrations of layered Cu-Fe sulphides.

The geological evolution of the Pillonet Klippe can be outlined as follows: during the pre-Hercynian (?) and Hercynian cycle, a pelitic sequence with interbedded carbonate and mafic layers was transformed into a high-temperature indeterminate-pressure complex, with anatectic pegmatites. In the late-Hercynian time, this metamorphic complex was intruded by granitic bodies and aplitic dykes. Afterwards, the continental crust was covered by a Triassic-Liassic sequence, without ophiolites. During the early-Alpine orogenesis the Pillonet Klippe was involved in the Dent Blanche thrusting phase, developed after the subduction metamorphism. The widespread greenschist overprinting and structural reworking of the Pillonet Klippe and of the underlying Combin Zone developed during the Eocene-lower Oligocene orogenetic event, while a considerable shortening of the pile nappe was produced by ductile and polyphasic deformations. Three main deformation phases of Alpine age are detected in the Pillonet Klippe and in the underlying Combin Zone.



## BIBLIOGRAFIA

- AMAUDRIC DU CHAFFAUT S., CARON J.M., DELCEY R. e LEMOINE M., 1972 - *Données nouvelles sur la stratigraphie des schistes lustrés de Corse; La série de l'Inzeca. Comparaison avec les Alpes Occidentales et l'Apennin Ligure*. C.R. Acad. Sc. Paris, vol. 275, pp. 2611-2614.
- AMSTUTZ A., 1962 - *Notice pour une carte géologique de la Vallée de Cogne et de quelques autres espaces au Sud d'Aoste*. Arch. Sc. Genève, vol. 15, pp. 1-104.
- ARGAND E., 1908 - *Carte géologique du Massif de la Dent Blanche (moitié septentrionale)*, 1 : 50.000. Mat. carte géol. suisse, carte spéciale n. 52.
- ARGAND E., 1909 - *L'exploration géologique des Alpes Pennines centrales*. Bull. Lab. géol. Univ., Lausanne, vol. 14, 64 p.
- ARGAND E., 1911 - *Les nappes de recouvrement des Alpes Pennines et leurs prolongements structuraux*. Mat. carte géol. suisse, vol. 31, pp. 1-25.
- ARGAND E., 1916 - *Sur l'arc des Alpes Occidentales*. Eclogae Geol. Helv., vol. 14, pp. 145-191.
- ARGAND E., 1934 - *La zone pennique*. Guide géol. Suisse, fasc. III, pp. 149-189.
- AYRTON S.N. e RAMSAY J.G., 1974 - *Tectonic and Metamorphic Events in the Alps*. SMPM, vol. 54, pp. 609-639.
- BEARTH P., 1952 - *Geologie und Petrographie des Monte Rosa*. Beitr. Geol. Karte Schweiz, vol. 96, 94 p.
- BEARTH P., 1953 - *Geologischer Atlas der Schweiz 1 : 25.000, Blatt Zermatt, mit Erläuterungen*. Schweiz. Geol. Komm., Bern.
- BEARTH P., 1959 - *Ueber Eklogite, Glaukophanschiefer und metamorphe Pillowlaven*. SMPM, vol. 39, pp. 267-286.
- BEARTH P., 1964 - *Geologischer Atlas der Schweiz 1 : 25.000, Blatt Randa, mit Erläuterungen*. Schweiz. Geol. Komm., Bern.
- BEARTH P., 1967 - *Die Ophiolite der Zone von Zermatt-Saas Fee*. Beitr. Geol. Karte Schweiz, vol. 132, 130 p.
- BEARTH P., 1973 - *Gesteine-und Mineralparagenesen aus den Ophiolithen von Zermatt*. SMPM, vol. 53, pp. 299-334.
- BEARTH P., 1974 - *Zur Gliederung und Metamorphose der Ophiolite der Westalpen*. SMPM, vol. 54, pp. 385-397.
- BEARTH P. e STERN W., 1971 - *Zum Chemismus der Eklogite und Glaucophanite von Zermatt*. SMPM, vol. 51, pp. 349-359.



- BERTOLANI M., 1971 - *La petrografia della cosiddetta seconda zona kinzigitica nelle alte valli del Mastallone e del Sermenza*. Rend. SIMP, vol. 27, pp. 367-391.
- BIANCHI A. e DAL PIAZ Gb., 1963 - *Gli inclusi di « micascisti eclogitici » della Zona Sesia nella formazione porfirica permiana della Zona del Canavese fra Biella ed Oropa. Caratteristiche ed età dei fenomeni metamorfici*. Giornale di Geologia, vol. 31, pp. 39-76.
- BIANCHI A., DAL PIAZ Gb. e VITERBO C., 1965 - *Le masse di anfiboliti gabbliche a gastaldite di Corio e Monastero e di altre località della Zona Sesia-Lanzo (Alpi occidentali)*. Mem. Acc. Sc. Torino, Cl. sc. fis., ser. IV, vol. 3, pp. 1-36.
- BOCQUET J., DELALOYE M., HUNZIKER J.C. e KRUMMENACHER D., 1974 - *K-Ar and Rb-Sr Dating of Blue Amphiboles, Micas and Associated Minerals from the Western Alps*. Contr. Petrol., vol. 47, pp. 7-26.
- BORIANI A., DAL PIAZ G.V., HUNZIKER J.C., VON RAUMER J. e SASSI F.P., 1974 - *Caratteri, distribuzione ed età del metamorfismo prealpino nelle Alpi*. Mem. SGI, vol. 13 (suppl. 1), pp. 165-225.
- BORTOLAMI G. e DAL PIAZ G.V., 1970 - *Il substrato cristallino dell'anfiteatro morenico di Rivoli-Avigliana (Prov. Torino)*. Mem. Soc. It. Sc. Nat., vol. 18, pp. 125-169.
- BRIGO L., DAL PIAZ G.V. e FERRARIO A., in stampa - *Mineralizzazioni a Fe-Cu legate a termini effusivi delle ofioliti nell'area mediterranea occidentale*. Boll. Soc. Mineraria Subalpina, 1976.
- CALLEGARI E., COMPAGNONI R., DAL PIAZ G.V., FRISATTO V., GOSSO G. e LOMBARDO B., in stampa - *Nuovi affioramenti di metagranitoidi nella Zona Sesia-Lanzo (Alpi occidentali)*. Rend. SIMP, 1976.
- CARRARO F., DAL PIAZ G.V. e SACCHI R., 1970 - *Serie di Valpelline e II Zona Diorito-Kinzigitica sono i relitti di un ricoprimento proveniente dalla Zona Ivrea-Verbano*. Mem. SGI, vol. 9, pp. 197-224.
- CHESSEX R., DELALOYE M., KRUMMENACHER D. e VAUGNAT M., 1964 - *Nouvelles déterminations d'âges « plomb total » sur des zircons alpins. 2e série*. SMPM, vol. 44, pp. 43-60.
- COMPAGNONI R., DAL PIAZ G.V., HUNZIKER J.C., GOSSO G., LOMBARDO B. e WILLIAMS P.F., 1975 - *The Sesia-Lanzo Zone, a slice of continental crust with alpine high pressure-low temperature assemblages in the Western Italian Alps*. Italia-Usa cooperative project, internal report two, e Boll. SIMP, in stampa.
- COMPAGNONI R. e MAFFEO B., 1973 - *Jadeite-Bearing Metagranites l.s. and Related Rocks in the Mount Mucrone Area (Sesia-Lanzo Zone, Western Italian Alps)*. SMPM, vol. 53, pp. 355-377.
- CORNELIUS H.P., 1930 - *Zur Frage der Beziehungen von Metamorphose und Tektonik in den französischen Alpen*. Mitt. Geol. Ges. Wien, vol. 23, pp. 142-151.
- CORNELIUS H.P., 1940 - *Zur Auffassung der Ostalpen im Sinne der Deckenlehre*. Zeitschr. Deutsch. Geol. Gesell., vol. 92, pp. 271-310.
- CORTESOGNO L., GIANELLI G. e PICCARDO G.B., 1975 - *Preorogenic metamorphic and tectonic evolution of the Ophiolite mafic rocks (Northern Apennine and Tuscany)*. Boll. SGI, vol. 94, pp. 291-327.
- DAL PIAZ Gb., 1928 - *Geologia della catena Herbetet-Grivola-Grand Nomenon*. Mem. Ist. Geol. Univ. Padova, vol. 7, 83 p.



- DAL PIAZ Gb., 1939 - *La discordanza ercinica nella zona pennidica e le sue conseguenze nei riguardi della storia geologica delle Alpi*. Boll. SGI, vol. 58, pp. 105-152.
- DAL PIAZ Gb., 1945 - *La genesi delle Alpi*. Atti R. Ist. Veneto Sc. Lett. Arti, vol. 104, pp. 467-498.
- DAL PIAZ G.V., 1965 - *La formazione mesozoica dei calcescisti con pietre verdi fra la Valsesia e la Valtournanche ed i suoi rapporti con il ricoprimento Monte Rosa e con la Zona Sesia-Lanzo*. Boll. SGI, vol. 84, pp. 67-104.
- DAL PIAZ G.V., 1965 - *Il lembo di ricoprimento della Becca di Toss: struttura retroflessa della zona del Gran San Bernardo*. Mem. Acc. Patavina Sc. Lett. Arti, Cl. Sc. Mat., vol. 77, pp. 107-136.
- DAL PIAZ G.V., 1969 - *Filoni rodingitici e zone di reazione a bassa temperatura al contatto tettonico tra serpentine e rocce incassanti nelle Alpi occidentali italiane*. Rend. SIMP, vol. 25, pp. 263-315.
- DAL PIAZ G.V., 1971 - *Nuovi ritrovamenti di cianite alpina nel cristallino antico del M. Rosa*. Rend. SIMP, vol. 27, pp. 437-477.
- DAL PIAZ G.V., 1971 - *Alcune considerazioni sulla genesi delle ofioliti piemontesi e dei giacimenti ad esse associati*. Boll. Ass. Min. Subalpina, vol. 8, pp. 365-388.
- DAL PIAZ G.V., 1974 - *Le métamorphisme de haute pression et basse température dans l'évolution structurale du bassin ophiolitique alpino-apenninique*. 1e partie: Boll. SGI, vol. 93, pp. 437-468; 2e partie: SMPM, vol. 54, pp. 399-424.
- DAL PIAZ G.V., GOVI M., 1968 - *Lo stilpnomelano in Valle d'Aosta: nuovi ritrovamenti*. Boll. SGI, vol. 87, pp. 91-108.
- DAL PIAZ G.V., GOSSO G. e MARTINOTTI G., 1971 - *La II Zona diorito-kinzigitica tra la Valsesia e la Valle d'Ayas (Alpi occidentali)*. Mem. SGI, vol. 10, pp. 257-276.
- DAL PIAZ G.V., HUNZIKER J.C. e MARTINOTTI G., 1972 - *La Zona Sesia-Lanzo e l'evoluzione tettonico-metamorfica delle Alpi nordoccidentali interne*. Mem. SGI, vol. 11, pp. 433-466.
- DAL PIAZ G.V., HUNZIKER J.C. e MARTINOTTI G., 1973 - *Excursion to the Sesia Zone of the Schweiz*. Mineralogische und Petrographische Gesellschaft, September 30 th to October 3 rd, 1973. SMPM, vol. 53, pp. 477-490.
- DAL PIAZ G.V. e MARTINOTTI G., 1974 - *Proposta di abolizione di due formazioni nel Cristallino della zona Sesia-Lanzo (Alpi occidentali)*. Atti Colloquio sull'orogenesi ercinica nelle Alpi, Bergamo, Litografia Massaza & Sinchetto, Torino.
- DAL PIAZ G.V. e NERVO R., 1971 - *Il lembo di ricoprimento del Glacier-Rafray (Dent Blanche s.l.)*. Boll. SGI, vol. 90, pp. 401-414.
- DAL PIAZ G.V. e SACCHI R., 1969 - *Osservazioni geologiche sul lembo di ricoprimento del Pilonet (Dent Blanche s.l.)*. Mem. SGI, vol. 8, pp. 835-846.
- DAL PIAZ G.V. e SACCHI R., 1970 - *Evidence of « tension » shear folding in Val d'Aosta marble*. Atti Acc. sc. Torino, vol. 105, 4 p.
- DAL PIAZ G.V., VON RAUMER J., SASSI F.P., ZANETTIN B. e ZANFERRARI A., 1975 - *Geological outline of the Italian Alps*. Geology of Italy, Earth Sci. Soc. Libyan Arab Rep., pp. 299-375.



- DECANDIA F.A. e ELTER P., 1969 - *Riflessioni sul problema delle ofioliti nell'Appennino settentrionale (nota preliminare)*. Mem. Soc. Toscana Sc. Nat., vol. 76, 9 p.
- DIEHL E., MASSON R. e STUTZ A.H., 1952 - *Contributi alla conoscenza del ricoprimento Dent Blanche*. Mem. Ist. Geol. Min. Univ. Padova, vol. 17, 52 p.
- ELLENBERG F., 1952 - *Sur l'extension des faciès briançonnais en Suisse, dans les Préalpes médianes et les Pennides*. Eclogae Geol. Helv., vol. 45, pp. 285-286.
- ELLENBERGER F., 1953 - *La série de Barrhorn et les rétrocharriages penniques*. C.R. Acad. Sc. Paris, vol. 236, pp. 218-220.
- ELLENBERGER F., 1958 - *Etude géologique du pays de Vanoise*. Mem. Serv. Carte géol. France, 1958, 561 p.
- ELTER G.I., 1960 - *La Zona pennidica dell'alta e media Valle d'Aosta e le unità limitrofe*. Mem. Ist. Geol. Min. Univ. Padova, vol. 22, 113 p.
- ELTER G.I., 1971 - *Schistes lustrés et ophiolites de la zone piémontaise entre Orco et Dora Baltea (Alpes Graies). Hypothèse sur l'origine des ophiolites*. Géol. Alpine, vol. 47, pp. 147-169.
- ELTER G.I., 1972 - *Contributions à la connaissance du Briançonnais interne et de la bordure Piémontaise dans les Alpes Graies nord-orientales et considérations sur les rapports entre les zones du Briançonnais et des Schistes Lustrés*. Mem. Ist. Geol. Min. Univ. Padova, vol. 28, 19 p.
- ELTER G.I., ELTER P., STURANI C. e WEIDMANN M., 1966 - *Sur la prolongation du domaine ligure de l'Apennin dans le Monferrat et les Alpes et sur l'origine de la Nappe de la Simme s.l. des Préalpes romandes et chablaisiennes*. Archives Sc. Genève, vol. 19, pp. 279-377.
- ERNST W.G., 1971 - *Metamorphic Zonations on Presumably Subducted Lithospheric Plates from Japan, California and the Alps*. Contr. Min. Petrol., vol. 34, pp. 43-59.
- ERNST W.G., 1975 - *Systematics of large-scale tectonics and age progressions in alpine and circumpacific blueschist belts*. Tectonophysics, vol. 26, pp. 229-246.
- FRANCHI S., 1895 - *Notizie sopra alcune metamorfosi di eufotidi e diabasi nelle Alpi Occidentali*. Boll. R. Comit. Geol. It., vol. 26, pp. 181-204.
- FRANCHI S., 1900 - *Sopra alcuni giacimenti di rocce giadeitiche nelle Alpi occidentali e nell'Appennino ligure*. Boll. R. Comit. Geol. It., vol. 31, pp. 119-158.
- FRANCHI S., 1901 - *Sulla dispersione dei pirosseni cloromelanitici di alcune rocce delle Alpi occidentali*. Boll. R. Comit. Geol. It., vol. 32, pp. 313-318.
- FRANCHI S., 1902 - *Ueber Feldspath-uralitisierung der Natron-Thonerde-Piroxene aus des eklogitischen Glimmerschiefern der Gebirge von Biella (Graiische Alpen)*. N. Jb. Min. Geol. Pal., 1902, pp. 112-126.
- FRANCHI S., 1902 - *Contribuzione allo studio delle rocce a glaucofane e del metamorfismo onde ebbero origine nella regione ligure-alpina occidentale*. Boll. R. Comit. Geol. It., vol. 33, pp. 255-318.
- FRANCHI S., 1905 - *Appunti geologici sulla zona diorito-kinzigitica Ivrea-Verbanese e sulle formazioni adiacenti*. Boll. R. Comit. Geol. It., vol. 36, pp. 270-298.
- FREY M., HUNZIKER J.C., FRANK W., BOCQUET J., DAL PIAZ G.V., JAEGER E. e NIGGLI E., 1974 - *Alpine Metamorphism of the Alps. A Review*. SMPM, vol. 54, pp. 247-290.



- GASTALDI B., 1871 - *Studi geologici sulle Alpi occidentali*. Mem. per servire descrizione carta geol. it., vol. 1, pp. 1-48, con appendice mineralogica di G. Strüver.
- GATTO G.O., GREGNANIN A., PICCIRILLO E.M. e SCOLARI A., 1975 - *The « Andesitic » Magmatism in the South-Western Tyrol and its Geodynamic Significance*. Geol. Rundsch., vol. 65, pp. 691-700.
- GENNARO V., 1925 - *Micascisti a piemontite nelle Valli di Lanzo (Alpi Piemontesi)*. Acc. Naz. Lincei, cl. sc. fis., ser. VI, vol. 2, pp. 508-510.
- GERLACH H., 1869 - *Die penninischen Alpen*. N. Denkschr. schweizer. nat. Ges., vol. 23, ristampato in Beitr. Geol. Karte Schweiz, vol. 27, 132 p.
- GIORDANO F., 1869 - *Sulla orografia e sulla geologica costituzione del Gran Cervino*. Atti R. Acc. Sc. Torino, vol. 4, 20 p.
- HAGEN T., 1948 - *Geologie des Mont Dolin und des Nordrandes der Dent Blanche Decke zwischen Mont Blanc de Cheilon und Ferpècle*. Beitr. Geol. Karte Schweiz, vol. 90, 64 p.
- HERMANN F., 1938 - *Carta geologica delle Alpi Nord-occidentali e note illustrative*. Tipografia U. Allegrètti di Campo, Milano.
- HUNZIKER J.C., 1969 - *Rb-Sr Altersbestimmungen aus den Walliser Alpen. Hellglimmer- und Gesamtgesteinsalterswerte*. Eclogae Geol. Helv., vol. 62, pp. 527-542.
- HUNZIKER J.C., 1970 - *Polymetamorphism in the Monte Rosa, Western Alps*. Eclogae Geol. Helv., vol. 63, pp. 151-161.
- HUNZIKER J.C., 1971 - *Rb-Sr and K-Ar Age Determinations and the Alpine Tectonic History of the Western Alps*. Abstract ELOG, 1, pp. 116-117, Bruxelles.
- HUNZIKER J.C., 1974 - *Rb-Sr and K-Ar age Determinations and the Alpine Tectonic History of the Western Alps*. Mem. Ist. Geol. Min. Univ. Padova, vol. 31, 54 p.
- HUNZIKER J.C. e BEARTH P., 1969 - *Rb-Sr-Altersbestimmungen aus den Walliser Alpen. Biotit-alterswerte und ihre Bedeutung für die Abkühlungsgeschichte der alpinen Metamorphose*. Eclogae Geol. Helv., vol. 62, pp. 205-222.
- KIENAST J.R., 1973 - *Sur l'existence de deux séries différentes au sein de l'ensemble « schistes lustrés-ophiolites » du Val d'Aoste; quelques arguments fondés sur l'étude des roches métamorphiques*. C. R. Acad. Sc. Paris, vol. 276, pp. 2621-2624.
- KIENAST J.R. e 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. Sc. Paris, vol. 272, pp. 1836-1839.
- KIENAST J.R. e TRIBOULET C., 1972 - *Le chloritoïde dans les paragenèses à glaucophane, albite ou paragonite*. Bull. Soc. franç. Min. Crist., vol. 95, pp. 565-573.
- KOBER L., 1923 - *Bau und Entstehung der Alpen*. Bornträger, Berlin, 283 p.
- ISLER A. e ZINGG A., 1974 - *Geologie der Sesia-Zone zwischen Rimella und der Valle Anzasca (Norditalien)*. SMPM, vol. 54, pp. 81-96.
- JAEGER E., 1973 - *Die alpine Orogenese im Lichte der radiometrischen Altersbestimmung*. Eclogae Geol. Helv., vol. 66, pp. 11-21.
- LATTARD D., 1974 - *Les roches du facies schiste vert dans la zone de Sesia-Lanzo (Alpes italiennes)*. Thèse 3e cycle, Lab. Petr. Univ. Paris VI, 76 p.



- LATTARD D., 1975 - *Conditions de formation des roches appartenent au facies des schistes verts dans la zone de Sesia-Lanzo (Alpes italiennes)*. C. R. Acad. Sc. Paris, vol. 280, pp. 2629-2632.
- LAUBSCHER H.P., 1974 - *Evoluzione e struttura delle Alpi*. Le Scienze, vol. 72, pp. 48-59.
- LAURENT R. e CHESSEX R., 1968 - *Considérations sur le Paléozoïque dans les Alpes occidentales*. Eclogae Geol. Helv., vol. 61, pp. 1-18.
- LEMOINE M., STEEN D. e VUAGNAT M., 1970 - *Sur le problème stratigraphique des ophiolites piémontaises et des roches sédimentaires associées: observations dans le massif de Chabrière en Haute-Ubaye (Basses-Alpes, France)*. C. R. séances Soc. Phys. Hist. Nat. Genève, vol. 5, pp. 44-59.
- LUGEON M. e ARGAND E., 1905 - *Sur les nappes de recouvrement de la zone du Piémont*. C. R. Acad. Sc. Paris, vol. 140, pp. 1364-1367.
- MARINELLI G., 1973 - *Le tufiti*. Rend. SIMP, vol. 29, pp. 413-426.
- MARTINIS B., 1966 - *Prove di ampi sovrascorrimenti nelle prealpi friulane e venete*. Mem. Ist. Geol. Min. Univ. Padova, vol. 25, 31 p.
- MASSON R., 1938 - *Geologisch-Petrographische Untersuchungen im unteren Valpelline, Provinz Aosta (Italien)*. SMPM, vol. 18, pp. 54-212.
- MIYASHIRO A., 1972 - *Pressure and temperature conditions and tectonic significance of regional and ocean floor metamorphism*. Tectonophysics, vol. 13, pp. 141-159.
- NIGGLI E., 1970 - *Alpine metamorphose und alpine Gebirgsbildung*. Fortschr. Miner., vol. 47, pp. 16-26.
- NOVARESE V., 1895 - *Nomenclatura e sistematica delle rocce verdi nelle Alpi occidentali*. Boll. R. Comit. Geol. It., vol. 26, pp. 164-181.
- NOVARESE V., 1904 - *La geologia del Cervino*. Appendice a « Il Monte Cervino » di G. Rey, ed. U. Hoepli, pp. 281-287.
- NOVARESE V., 1931 - *La formazione diorito-kinzigitica in Italia*. Boll. R. Uff. Geol. It., vol. 56, 62 p.
- NOVARESE V., 1943 - *Il sistema eruttivo Traversella-Biella*. Mem. descrittive Carta Geol. It., vol. 28, 90 p.
- OBERHAUSER R., 1968 - *Beiträge zur Kenntnis der Tektonik und der Paläogeographie während der Oberkreide und dem Paläogen in Ostalpenraum*. Jb. Geol. B.-A., 1968, pp. 115-145.
- PASQUARÈ G., 1973 - *Rapporti tra Appennino e Alpi centrali*. Acc. naz. Lincei, Quaderno 183, pp. 147-159.
- PORADA H., 1967 - *Zur Deutung der « Rimella-Schiefer » (Canavese-Zone, Alpen)*. N. Jb. Geol. Pal. Abh., vol. 128, pp. 299-328.
- SCHEURING B., AHRENDT H., HUNZIKER J.C. e ZINGG A., 1974 - *Paleobotanical and Geochronological Evidence for the Alpine Age of the Metamorphism in the Sesia-Zone*. Geol. Rundsch., vol. 63, pp. 305-326.
- SCHMIDT C., 1906 - *Ueber die Geologie des Simplongebietes und die Tektonik der Schweizeralpen*. Eclogae Geol. Helv., vol. 9, pp. 484-584.
- STAUB R., 1923 - *Tektonische Karte der Alpen*. Beitr. Geol. Karte Schweiz.



- STAUD R., 1937 - *Gedanken zum Bau der Westalpen zwischen Bernina und Mittelmeer*. Vierteljahrsschrift Naturfor. Gesell. Zürich, vol. 82, pp. 1-140.
- STAUD R., 1957 - *Vom Bau der Dent Blanche-Decke und seinen Beziehungen zum Bernina System*. Eclogae Geol. Helv., vol. 50, pp. 171-230.
- STAUD R., 1958 - *Klippendecke und Zentralalpenbau, Beziehungen und Probleme*. Beitr. Geol. Karte Schweiz., vol. 103, 184 p.
- STELLA A., 1905 - *Il problema geo-tettonico dell'Ossola e del Sempione*. Boll. R. Comit. Geol. It., vol. 36, pp. 5-41.
- STELLA A., 1927 - *Sezioni geologiche attraverso l'alta valle di Aosta*. R. Ufficio Geol. It.
- STURANI C., 1973 - *Considerazioni sui rapporti tra Appennino settentrionale ed Alpi occidentali*. Acc. naz. Lincei, Quaderno 183, pp. 119-142.
- STUTZ A.H., 1940 - *Die Gesteine der Arollaserie im Valpelline (Provinz Aosta, Oberitalien)*. SMPM, vol. 20, pp. 117-246.
- STUTZ A.H. e MASSON R., 1938 - *Zur Tektonik der Dent Blanche-Decke*. SMPM, vol. 18, pp. 40-53.
- TOLLMANN A., 1963 - *Ostalpinsynthese*. Deuticke, Wien, 256 p.
- TRICART P., 1974 - *Les Schistes lustrés du Haut-Cristillan (Alpes cottiennes, France): lithostratigraphie, architecture et tectogenèse*. Géol. Alpine, vol. 50, pp. 131-152.
- TRÜMPY R., 1973 - *L'évolution de l'orogénèse dans les Alpes Centrales: Interprétation des données stratigraphiques et tectoniques*. Eclogae Geol. Helv., vol. 66, pp. 1-10.
- TRÜMPY R., 1973 - *The Timing of Orogenic Events in the Central Alps*. Gravity and Tectonics, ed. K. A. De Jong e R. Scholten, J. Wiley & Sons, pp. 229-251.
- TRÜMPY R., 1975 - *Penninic-Austroalpine Boundary in the Swiss Alps: A Presumed Former Continental Margin and its Problems*. Amer. Journ. Sci., vol. 275-A, pp. 209-238.
- VELDE B. e KIENAST J.R., 1973 - *Zonéographie du métamorphisme de la zone de Sesia-Lanzo (Alpes piémontaises): étude des omphacites et grenats des micaschistes éclogitiques à la microsonde électronique*. C. R. Acad. Sc. Paris, vol. 276, pp. 1801-1804.
- VITERBO BASSANI C. e BLACKBURN C., 1968 - *The eclogitic rocks of the « eclogitic micaschist formation », Sesia-Lanzo Zone (Western Alps, Italy)*. Mem. Ist. Geol. Min. Univ. Padova, vol. 28, 43 p.
- WEIDMANN M. e ZANINETTI L., 1974 - *Quelques données nouvelles sur la série du Mont-Dolin (nappe de la Dent Blanche, Valais)*. Eclogae Geol. Helv., vol. 67, pp. 597-603.
- ZIMMERMANN M., 1955 - *Geologische Untersuchungen in der Zone du Combin im Val de Zinal und Val de Moiry*. Eclogae Geol. Helv., vol. 48, pp. 149-243.



## INDICE

1. PREMESSA . . . . .	pag.	3
2. NOTIZIE BIBLIOGRAFICHE . . . . .	»	4
3. INQUADRAMENTO GENERALE . . . . .	»	6
3.1. LA FALDA DELLA DENT BLANCHE E LA ZONA SESIA-LANZO . . . . .	»	6
3.1.1. Paleogeografia . . . . .	»	6
3.1.2. Assetto strutturale . . . . .	»	6
3.1.3. Assetto litologico prealpino . . . . .	»	8
3.1.4. Complessi kinzigitici <i>incertae sedis</i> . . . . .	»	12
3.1.5. Evoluzione tettonica e metamorfica alpina . . . . .	»	13
3.2. IL COMPLESSO PIEMONTESE DEI CALCESCISTI CON PIETRE VERDI . . . . .	»	18
3.2.1. La zona di Zermatt-Saas . . . . .	»	19
3.2.2. La zona del Combin . . . . .	»	20
4. NOTE ILLUSTRATIVE ALLA CARTA GEOLOGICA DEL LEMBO DI RICOPRIMENTO DEL PILLONET . . . . .	»	22
4.1. IL LEMBO DI RICOPRIMENTO DEL PILLONET . . . . .	»	23
4.1.1. Complesso monometamorfico degli gneiss . . . . .	»	23
4.1.2. Complesso polimetamorfico dei micascisti . . . . .	»	28
4.1.3. Marmi monometamorfici di età incerta . . . . .	»	31
4.1.4. Complesso delle metabasiti del M. Tantanè . . . . .	»	32
4.1.5. Gneiss, micascisti e metabasiti in facies da molto lami- nata a milonitica, blastomiloniti . . . . .	»	33
4.2. COMPLESSO MESOZOICO GRAND DENT-BECCA DI NANA . . . . .	»	33
4.3. COMPLESSO PIEMONTESE DEI CALCESCISTI CON PIETRE VERDI, ZONA DEL COMBIN S.L. . . . .	»	34
4.4. QUATERNARIO . . . . .	»	37
4.5. LITOTIPI PARTICOLARI, ANALISI STRUTTURALE E SEGNI CONVENZIONALI . . . . .	»	38
5. CARATTERI GENERALI DEL METAMORFISMO NEL LEMBO DI RICOPRIMENTO DEL PILLONET E NELLE UNITÀ LIMITROFE . . . . .	»	39
6. CONSIDERAZIONI CONCLUSIVE . . . . .	»	41
6.1. DISCUSSIONE DI ALCUNI PROBLEMI . . . . .	»	41
6.2. IL LEMBO DI RICOPRIMENTO DEL PILLONET NEL QUADRO DEL SISTEMA TETTONICO AUSTROALPINO . . . . .	»	46
SUMMARY . . . . .	»	53
BIBLIOGRAFIA . . . . .	»	54



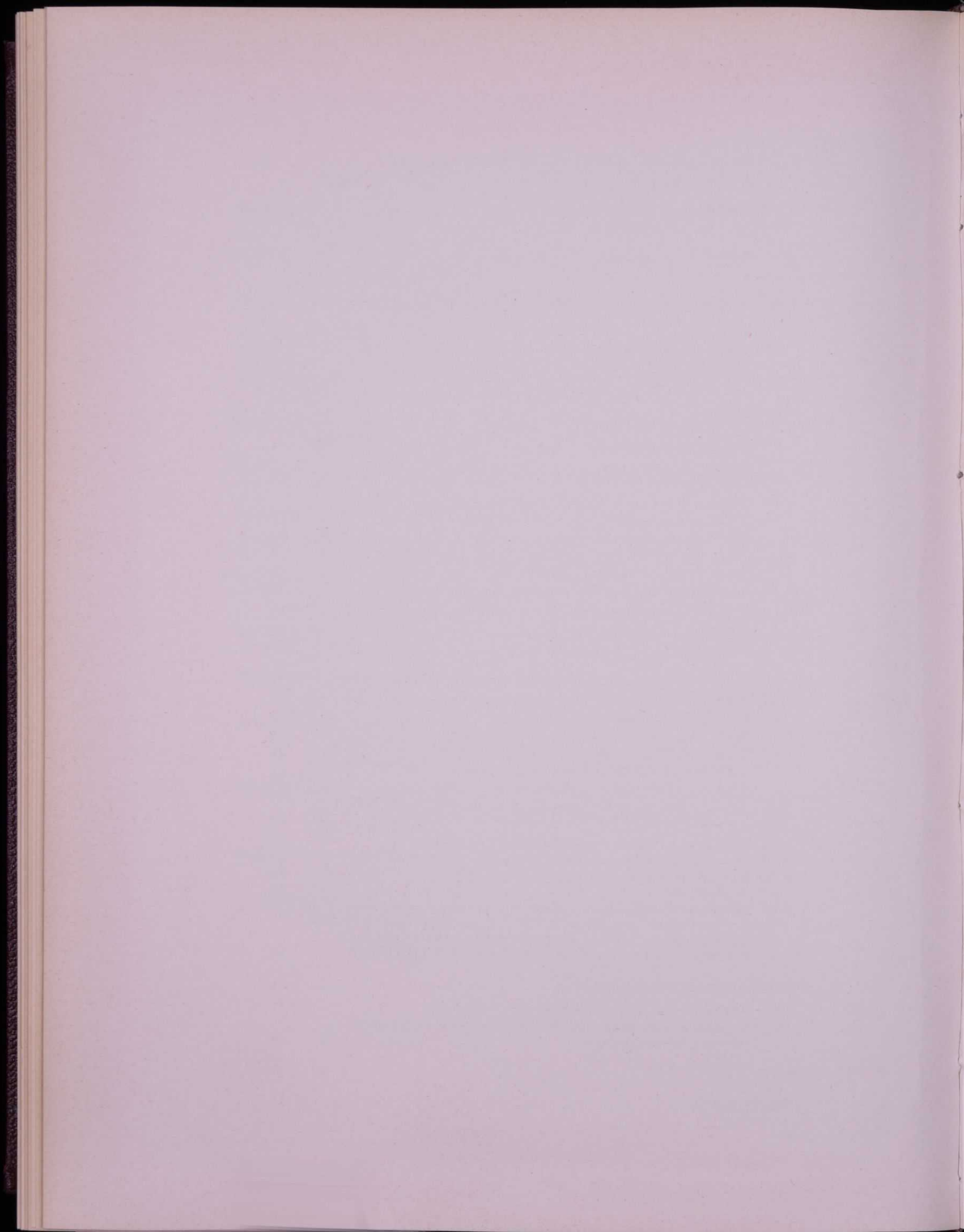




TAVOLA I



## SPIEGAZIONE DELLA TAVOLA I

### LITOTIPI DEL LEMBO DI RICOPRIMENTO DEL PILLONET

FIG. 1 - *Complesso polimetamorfico dei micascisti*: paragneiss a metamorfismo pregranitico di alta temperatura con riorganizzazione strutturale e pronunciata retrocessione metamorfica alpina in facies scisti verdi. Cresta spartiacque tra i colli del Tantanè e del Pillonet.

FIG. 2 - *Complesso monometamorfico degli gneiss*: gneiss occhiadini a porfiroclasti di feldispato potassico, albite a scacchiera, albite, fengite e scarso epidoto, con struttura variabile da massiccia a scistosa. Settore basale della parete ovest della dorsale Grand Dent - q. 2726 (cf. fig. 6 nel testo).

FIG. 3 e 4 - *Complesso monometamorfico degli gneiss*: blastomiloniti di derivazione granitica (serie d'Arolla) ripiegate dalle fasi  $F_2$  e  $F_3$ . Becca di Nana, calotta sommitale.

FIG. 5 - *Complesso monometamorfico degli gneiss*: gneiss minuto albitico-fengitico-cloritico a bande leucocratiche con pieghe e scistosità di piano assiale della fase  $F_2$ . Torrioni a settentrione del colle del Pillonet.

FIG. 6 - *Complesso mesozoico Grand Dent - Becca di Nana*: marmo calcescistoso con piega della fase  $F_2$ . Dorsale tra Grand Dent e q. 2726, versante occidentale.





FIG. 1



FIG. 2



FIG. 3



FIG. 4

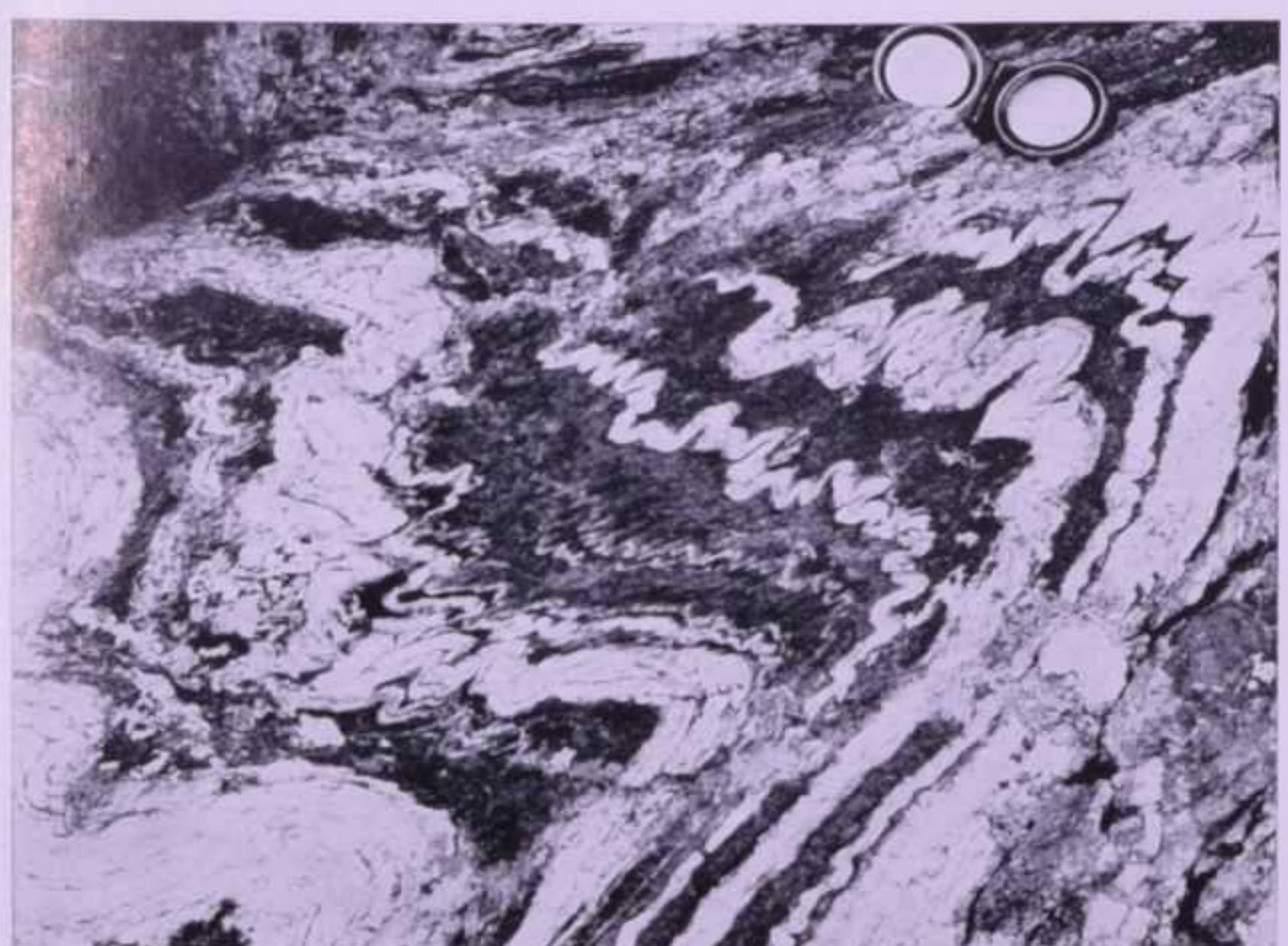


FIG. 5



FIG. 6