

RICCARDO POLINO e GIORGIO V. DAL PIAZ

GEOLOGIA DELL' ALTA VAL D' ISÈRE E DEL BACINO DEL LAGO SERRÙ¹

(ALPI GRAIE)

(con 7 figure n.t., 3 tavole f.t., 1 carta geologica ed una tavola di profili alla scala 1 : 12.500)



PADOVA

SOCIETÀ COOPERATIVA TIPOGRAFICA

1978

MEMORIE DI SCIENZE GEOLOGICHE

già

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

VOLUME XXXII

Le ricerche sull'area compresa tra l'alta Val d'Isère (Savoia) ed il bacino del lago Serrù in Valle dell'Orco (Piemonte) sono state eseguite con il patrocinio ed il finanziamento⁽¹⁾ del Laboratorio di Geologia applicata allo studio delle vie di comunicazione nel settore alpino-padano (C.N.R.). I risultati sono esposti in due parti distinte. La prima parte, qui presentata, illustra la situazione litostratigrafica, petrografica e tettonica della regione, a commento di una carta geologica rilevata alla scala 1:10.000 (1971-1973) e stampata al 12.500 anche con il contributo finanziario del Centro studi sui problemi dell'orogeno delle Alpi occidentali.

Questo lavoro rappresenta la base di un secondo articolo (ARMANDO, DAL PIAZ, INNAURATO e POLINO), dedicato allo studio delle condizioni di fattibilità del « Traforo della Galisia », nuova ipotesi di collegamento stradale tra il Piemonte nordoccidentale e la Savoia⁽²⁾.

1. INQUADRAMENTO GEOLOGICO

La carta geologica allegata si estende dal lago Serrù (Valle dell'Orco) a Pont St. Charles (Val d'Isère), nelle Alpi Graie centrali, e comprende una parte delle unità tettoniche seguenti (Fig. 1): ricoprimento (o massiccio) del Gran Paradiso, falda piemontese dei calcescisti con pietre verdi (ofioliti metamorfiche), zona Brianzona s.l..

Nell'area esaminata, il massiccio del Gran Paradiso è costituito da prevalente zoccolo cristallino e da sporadici relitti della sua copertura permo-triassica, più o meno scollati. La falda piemontese è suddivisa in due settori dalla digitazione dell'Iseran (FP₁ e FP₂, nelle Figg. 1, 4 e 5): quello più interno è formato da un orizzonte basale di carniole e da ripetute alternanze di calcescisti e metavulcaniti, localmente con struttura a *pillow*; quello più esterno è costituito da predominanti calcescisti. La zona brianzona è rappresentata nella regione da unità interne, con sequenze carbonatiche mesozoiche retroflesse al di sopra della falda piemontese.

La falda piemontese è in posizione di ricoprimento tettonico sulle altre unità, che rappresentano frammenti interni (Gran Paradiso) ed esterni (zona brianzona) del margine continentale pennidico.

Un inquadramento più generale della regione è esposto nello schema tettonico e nel profilo di Fig. 1. Quest'ultimo si estende dalla pianura padana, presso Cuorgnè, al massiccio della Vanoise; attraversa lo zoccolo austroalpino della Zona Sesia-Lanzo, la « sinclinale di Locana », cicatrice della

falda piemontese, il massiccio pennidico interno del Gran Paradiso, il settore esterno della falda piemontese e la zona brianzona.

2. RICOPRIMENTO DEL GRAN PARADISO

Il ricoprimento pennidico del Gran Paradiso è costituito nel suo insieme da litotipi pretriassici di varia natura e da vari relitti più o meno scollati della originaria copertura triassica. Esso mostra una generale impronta metamorfica alpina a carattere polifasico (scisti verdi con relitti di associazioni di alta pressione).

Nello zoccolo prevalgono metagranitoidi e gneiss occhiadini; essi derivano, per rielaborazione metamorfica e strutturale alpina, da granitoidi tardo-ercinici, porfirici o granulari, con strutture e paragenesi magmatiche localmente conservate (Pian Telessio, Scalari di Ceresole). Vi si associano un complesso di paragneiss pregranitici e locali anfiboliti con relitti di associazioni metamorfiche di alto grado in parte preservate al di sotto della sovraimpronta metamorfica alpina (Pian Telessio). Si osservano infine abbondanti micasistri e gneiss albitici (« gneiss minuti » *Auct.*) situati a differenti livelli strutturali. Questi ultimi possono derivare, per convergenza metamorfica, dall'evoluzione alpina di: a) granitoidi e loro filoni leucocratici; b) parascisti del complesso a metamorfismo pregranitico; c) sequenze detritiche permo-carbonifere, prodotte dallo smantellamento della catena ercinica. La presenza di vulcaniti acide ed associati depositi piroclastici, sostenuta da MICHEL (1953), AMSTUTZ (1962) e BERTRAND (1968), per quanto possibile, non appare ancora sufficientemente documentata e definitivamente accettabile.

Per una disamina più approfondita dell'argomento si vedano: DAL PIAZ (1928, 1938), CORNELIUS (1936), MICHEL (1953), BIANCHI e Gb. DAL PIAZ (1959), ELTER (1960), AMSTUTZ (1962), BERTRAND (1968), CALLEGARI *et alii* (1969), COMPAGNONI e PRATO (1969), PRATO (1969, 1971), COMPAGNONI e LOMBARDO (1974), COMPAGNONI *et alii* (1974).

La carta geologica allegata comprende una piccola parte del settore occidentale del Gran Paradiso, con prevalenti gneiss occhiadini, subordinati gneiss albitico-fengitici a grana fine (« gneiss minuti » *Auct.*), rare metabasiti e resti discontinui di una eterogenea sequenza permo-triassica di copertura.

⁽¹⁾ Contratto di ricerca C.N.R. n. 72.00503.05.

⁽²⁾ I due lavori sono pubblicati, di seguito, nello stesso volume di queste Memorie.

2.1. ZOCOLO CRISTALLINO PRETRIASSICO

(A) *Gneiss occhiadini*

Gli gneiss occhiadini affiorano estesamente dal Colle del Nivolet all'Aiguille de Gontière, comprendendo parte del bacino del Lago Serrù e l'intero vallone del Carro. Il contatto con la sovrastante falda piemontese dei calcescisti con pietre verdi appare, in chiaro risalto morfologico, alla base del versante orientale della dorsale Galisia-Basei; mascherato dalla copertura quaternaria al Pian della Ballotta, esso riappare al ghiacciaio della Losa e quindi risale sino alla cresta di confine nei pressi del Colle d'Oin. Il suo andamento mostra una certa discordanza con quanto indicato dalla cartografia italiana (foglio 49, Gran Paradiso) e francese (foglio XXXVI-33, Tignes).

Gli gneiss occhiadini risentono in genere della generale giacitura periclinale dell'intero massiccio. Nell'area rilevata l'immersione varia da nordovest (settore settentrionale della carta) a sudovest (settore meridionale), con inclinazioni comprese tra 10° e 45°. La scistosità è netta e generalmente planare. Nella regione mancano le litofacies massicce ed i metagranitoidi presenti altrove. Nel loro insieme, gli gneiss occhiadini mostrano notevole uniformità; in dettaglio il quadro appare tuttavia meno omogeneo soprattutto in rapporto a distribuzione, dimensione e forma del feldispato potassico che compare in individui da euedrali (sino a 10 cm) a lenticolari più o meno appiattiti (Tav. I). Gli gneiss occhiadini mantengono in genere questi caratteri fisiografici fino al contatto con la sovrastante falda dei calcescisti, ad eccezione del Colle d'Oin ed, in misura minore, della cresta nord dell'Aiguille de Gontière, dove affiorano, su spessori di alcuni metri, litofacies talora più minute, scistoso-laminate o fortemente deformate.

Al microscopio i porfiroblasti di feldispato potassico (\pm pertitico) mostrano limitate ed irregolari trasformazioni periferiche in albite a scacchiera; essi sono spesso fratturati e risanati da mesostasi microgranoblastica di quarzo e albite.

Nei litotipi scistoso-laminati il feldispato potassico è in genere meno abbondante e più deformato.

La presenza nella matrice di grandi lamelle di biotite primaria si intuisce dai suoi prodotti di trasformazione pseudomorfica, costituiti da aggregati lenticolari più o meno appiattiti di fengite, epidoto, biotite bruno-chiara, rutilo sagonitico e rara clorite, con sottili filari di titanite che ne delimitano il contorno. Nelle facies più deformate, questi minerali di neoformazione sono ridistribuiti in festoni ed in lenti allungate che sottolineano la scistosità ondulata della roccia e

l'entità dei processi di *flattening*. Ad essi alternano lenti policristalline di quarzo II, con struttura da poligonale a fortemente stirata, e letti e lenti di albite blastocataclastica minuta, associata a mica bianca ed a granulazioni epidotiche, che corrispondono rispettivamente alla rigenerazione policristallina del quarzo magmatico ed alla trasformazione del plagioclasio primario.

L'originaria associazione magmatica degli gneiss occhiadini si componeva quindi di feldispato potassico, quarzo, plagioclasio (probabili termini oligoclasici) e biotite. Tra i componenti accessori si osservano apatite, epidoti radioattivi e granato, gli ultimi due di possibile origine primaria (CALLEGARI *et alii*, 1969).

Nelle facies deformate e trasformate la matrice diviene sensibilmente più omogenea; i componenti primitivi non sono in genere distinguibili, neppure sulla base dei loro prodotti di trasformazione che appaiono completamente ridistribuiti. Lo sviluppo porfiroblastico dell'albite contribuisce ad obliterare le strutture originarie. Il plagioclasio si associa a letti discontinui di fengite, biotite bruna o bruno-verde di età alpina, epidoti e subordinata clorite. In rari casi la biotite verde-bruna prevale sulla mica chiara.

Con l'aumentare delle deformazioni penetrative, gli gneiss mostrano talora una tessitura più minuta e regolare, una grana più fine ed un aspetto tabulare. Essi contengono ancora rari occhi lenticolari di microclino; la matrice, completamente omogeneizzata, è costituita da albite porfiroblastica, aggregati quarzoso-albitici minimi e letti irregolari a prevalente fengite, con biotite bruno-verde, epidoto, scarsa clorite e titanite. Si passa così a gneiss albitico-fengitici a biotite, epidoto e scarsa clorite con relitti più o meno abbondanti e di dimensioni variabili di feldispato potassico.

In prossimità del contatto con la falda dei calcescisti, gli gneiss occhiadini hanno a volte una spiccata struttura blastocataclastica. In corrispondenza a piani di taglio tardivi, ad andamento in genere subverticale, essi mostrano vistose strutture cataclastiche, con minuta macinazione di una parte dell'aggregato cristallino, e locali brecce tettoniche.

(B) *Gneiss leucocratici*

Gli gneiss occhiadini contengono alcune intercalazioni stratoidi di gneiss leucocratici. Il loro spessore varia da pochi cm a 20 m (ghiacciaio della Vacca). La carta ne rappresenta soltanto gli affioramenti più significativi. Nelle attuali condizioni di esposizione non è possibile dimostrare la loro originaria natura filoniana. Si tratta tuttavia di un'ipotesi certamente verosimile se si

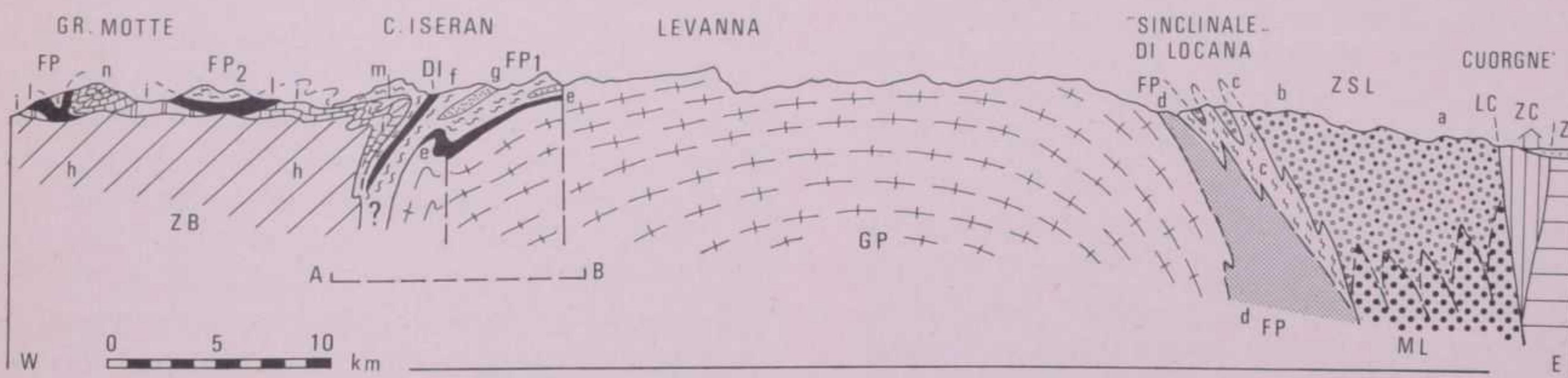
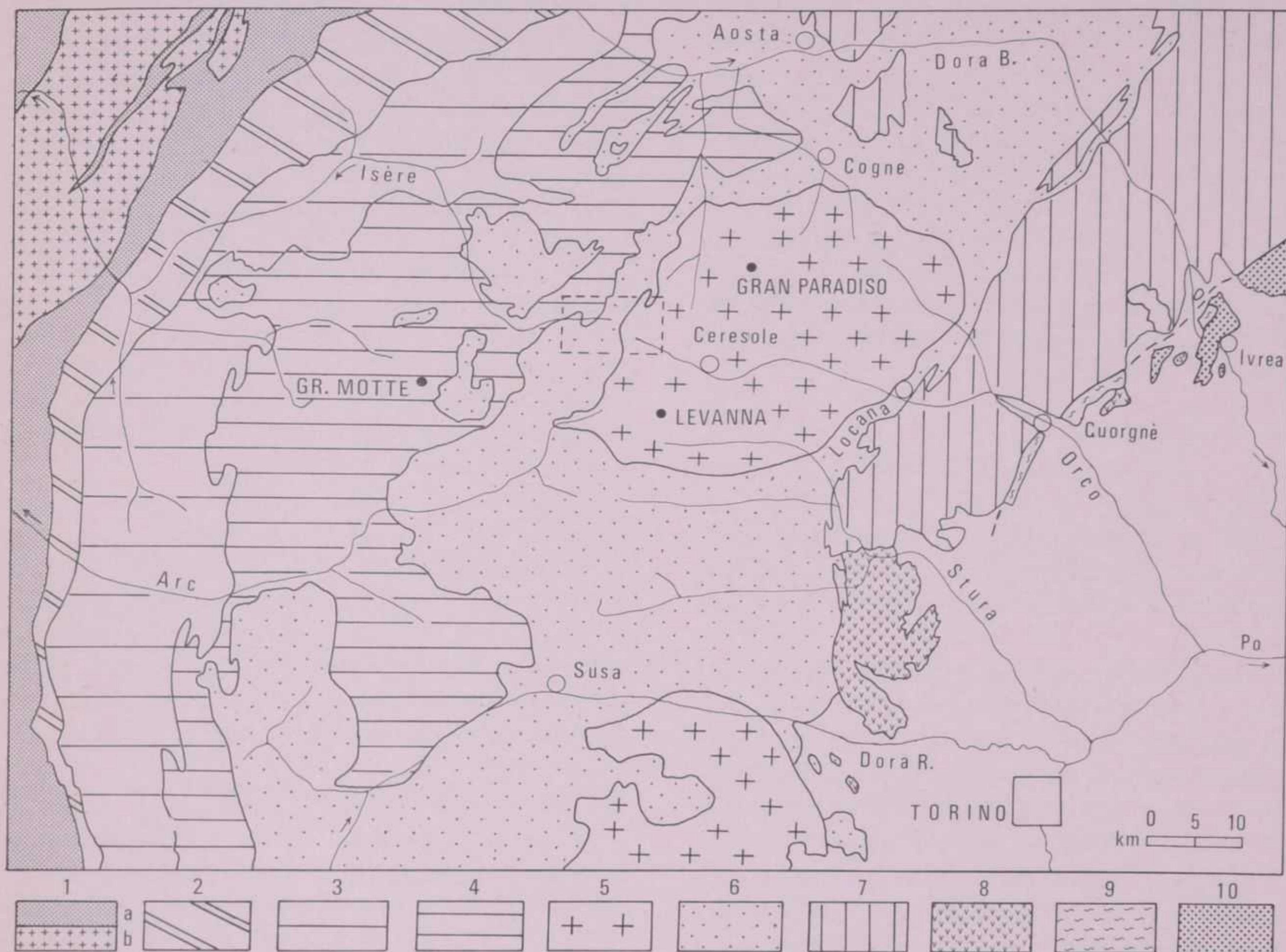


FIG. 1 - Schema strutturale delle Alpi Graie: 1) zona elvetica: zoccolo cristallino (b) e sequenze di copertura (a); 2) zona subbrianzonese; 3) zona brianzonese esterna: permo-carbonifero assiale (*zone bouillère*); 4) zona brianzonese interna: zoccolo polimetamorfico prewestfaliano (Ruitor-Vanoise-Ambin), sequenze permo-carbonifere e copertura mesozoico-terziaria; 5) ricoprimenti pennidi interni del Gran Paradiso e del Dora-Maira; 6) falda piemontese dei calcescisti con pietre verdi indifferenziata; 7) austroalpino: zona Sesia-Lanzo e lembi meridionali della falda Dent Blanche s.l.; 8) massiccio ultrabasico di Lanzo e peridotiti di Baldissero; 9) zona del Canavese; 10) zona Ivrea-Verbano. La linea tratteggiata delimita l'area della carta geologica allegata fuori testo.

Profilo schematico attraverso le Alpi Graie lungo la trasversale Cuorgnè-Locana-Levanna-Colle dell'Iseran-Grande Motte. Da est verso ovest si susseguono: zona Ivrea-Verbano (ZI); zona del Canavese (ZC); linea del Canavese (LC); massiccio ultrabasico di Lanzo (supposto prolungamento settentrionale) (ML); zona Sesia-Lanzo (ZSL); complesso dei micascistici eclogitici (a), micascistici e gneiss minimi (b); falda piemontese dei calcescisti con pietre verdi (FP); unità piemontesi superiori (c) ed inferiori (d) della «sinclinale» di Locana; carnioli basali (e), calcescisti s.l. (f) e metabasiti (g) delle sequenze piemontesi ad ovest del Gran Paradiso (FP₁ ed FP₂; settori all'interno o all'esterno della digitazione dell'Iseran); ricoprimento del Gran Paradiso (GP); digitazione dell'Iseran (DI); zona brianzonese (ZB); zoccolo cristallino (h), Trias indifferenziato (i), carnioli (l), Lias prepiemontese del *faisceau du Prariond* (m), falda della Grande Motte (n). Il segmento A-B delimita il settore studiato. L'estremità occidentale del profilo (Grande Motte) è tratta da DEBELMAS (1976).

tiene conto della natura delle rocce incassanti e del fatto che, nei settori del Gran Paradiso ove sono conservati relitti magmatici alla scala mesoscopica, non mancano filoni aplitici discordanti con associazioni mineralogiche di neoformazione analoghe a quelle delle intercalazioni leucocratiche in discussione (CALLEGARI *et alii*, 1969). Se ciò è vero, si dimostrerebbe indirettamente l'esistenza nello zoccolo del Gran Paradiso di ripiegamenti isoclinali che avrebbero trasposto i diversi sistemi di filoni leucocratici parallelamente alla scistosità regionale alpina.

(C) Gneiss minuti

Gli gneiss minuti albitico-fengitici sono circoscritti ad alcuni affioramenti isolati disposti secondo un allineamento che si estende dai dossi mtonatati presso il lago Agnel alla cresta spartiacque tra il bacino del lago Serrù ed il vallone del Carro.

Questi litotipi corrispondono agli « gneiss minuti » di BERTRAND (1968), ma non costituiscono in quest'area, come in altri settori del Gran Paradiso (COMPAGNONI *et alii*, 1974), quella continua e potente fascia che è stata rappresentata dall'autore francese nel suo schema geologico.

Gli gneiss minuti formano intercalazioni concordanti negli gneiss occhiadini; esse hanno modesto spessore e sono in genere molto discontinue e ripetute. A volte vi si associano piccole masse di metabasiti pretriassiche (lago Agnel; cresta Punta delle Rocce-Colle della Capra), descritte nel paragrafo successivo. Gli gneiss minuti mostrano al microscopio tendenza leucocratica e forti analogie di struttura e composizione con la matrice degli gneiss occhiadini più trasformati. Caratteri comuni sono lo sviluppo porfioblastico dell'albite, la presenza di piccoli e regolari frammenti di microclino ed una matrice quarzoso-albitica a grana medio-fine. Tutti contengono ancora fengite, anche se in quantità variabile. In certi casi vi si aggiungono scarsa biotite verde e bruno-verde, epidoti e clorite. Granato, apatite, titanite ed ematite sono i componenti accessori comuni.

Nell'area rilevata non sono state osservate situazioni significative per risolvere il problema genetico degli gneiss minuti. Si ha tuttavia l'impressione che, come in altre parti del Gran Paradiso (CALLEGARI *et alii*, 1969; PRATO, 1971; COMPAGNONI *et alii*, 1974), essi possano corrispondere a blastomiloniti di granitoidi tardo-ercinici e/o ad antichi parascisti fortemente rielaborati. E' noto infatti che i prodotti più evoluti di queste differenti litologie tendono a confondersi, rappresentando uno dei migliori esempi di convergenza metamorfica.

(D) Metabasiti

Nel bacino dei laghi Serrù ed Agnel sono stati rinvenuti isolati affioramenti di metabasiti, talora in rapporti di contiguità con gli gneiss minuti. Si tratta di anfiboliti ad albite e granato, di prevalente colore verde scuro, massicce ed a grana molto fine. Alcune sono costituite da attinoto con modesta quantità di albite ed epidoto. Completano le associazioni mineralogiche clinzozoisite, zoisite, granato, clorite, scarsa mica bianca e rara biotite. In altre metabasiti l'anfibolo risulta particolarmente abbondante ed assume sviluppo porfioblastico; a volte esso è zonato, con nucleo incolore (sodico?) e periferia verde-azzurro pallido, ed è pecilitico rispetto al granato.

L'appartenenza delle metabasiti allo zoccolo cristallino del Gran Paradiso appare verosimile anche per gli affioramenti situati non lontano dalle sequenze carbonatiche mesozoiche della sinclinale del Nivolet (lago Agnel). Rimane tuttavia incerto se riferirle al complesso dei granitoidi o, come sembra più probabile, a quello dei parascisti pregranitici con pervasiva sovraimpronta alpina.

(E) Micascisti albitici

Se ne è riscontrato un solo affioramento, a 2640 m circa, lungo la cresta Punta Bousson-Alpe Serrù. Si tratta di litotipi grigio-verdognoli a grana minuta, costituiti da quarzo prevalente, abbondante albite e mica bianca in grandi lamelle a deformazione postcristallina. L'albite si sviluppa in porfioblasti dal contorno irregolare ed in aggregati policristallini minuti. In quantità accessoria si osservano epidoti, calcite, apatite, titanite ed ematite. I micascisti albitici formano una fascia di 7-8 m di spessore, situata al di sopra di un orizzonte, potente circa 1 m, di metabasiti anfibolico-albitico-granatifere con struttura a tendenza prasinica. L'insieme si interpone tra gli gneiss occhiadini e la sovrastante sequenza permo-triassica (Fig. 2). Nulla si può dire di definitivo sull'appartenenza dei micascisti albitici ad una originaria copertura postgranitica del Gran Paradiso o ad un complesso di scisti pregranitici completamente trasformati dalla rigenerazione metamorfica e strutturale alpina. Le loro condizioni di giacitura nella successione litostratigrafica sembrano tuttavia deporre in favore della prima ipotesi.

2.2. COPERTURA PERMO-TRIASSICA

Alcuni autori hanno segnalato terreni di probabile età triassica al limite tra gli gneiss del Gran Paradiso ed il sovrastante orizzonte di carniole che viene comunemente riferito alla base della falda dei calcescisti con pietre verdi (Go-

GUEL, 1955, e BERTRAND, 1968, nella Valle dell'Arc; ELTER, 1971, in Valle d'Aosta).

Nell'area rilevata sono stati osservati litotipi in facies triassica lungo la cresta Punta Bousson-Alpe Serrù, poco a monte di q. 2642 (A), a NNE del Colle d'Oin (B) ed immediatamente a sud del colle stesso (C). Litologie confrontabili sono state descritte da BERTRAND (1968), circa 2,5 km a sudovest del Colle d'Oin (Plan Sec).

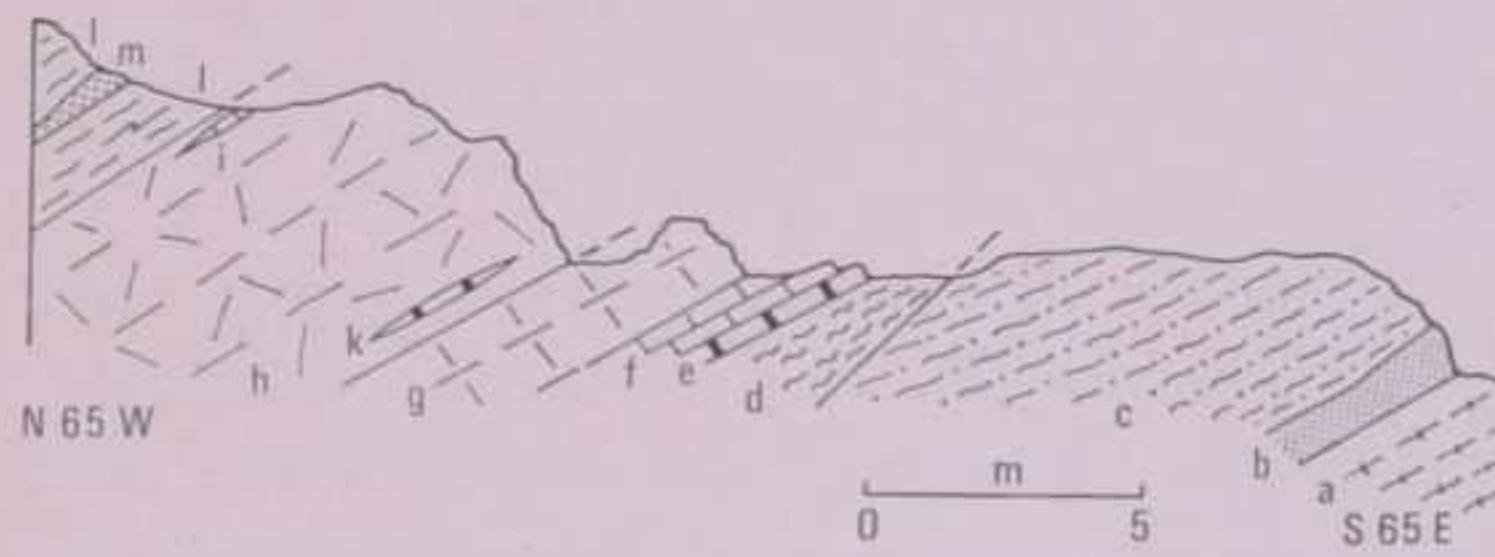


FIG. 2 - Profilo di un tratto della cresta tra P. Bousson e l'Alpe Serrù, poco a monte di q. 2642. Zoccolo cristallino del Gran Paradiso: gneiss occhiadini e gneiss minuti (a); anfiboliti albitiche a granato (b); micascisti ad albite, ricchi in quarzo (c). Copertura permo-triassica (?) più o meno scollata del Gran Paradiso: micascisti quarzosi varicolori (Permiano ?) (d); quarziti bianche (Eotrias ?) (e); calcari dolomitici a patina giallo-bruna (f); dolomie grige a patina bruna (Norico ?) (g). Falda piemontese dei calcescisti con pietre verdi: carniole (h) con scaglie tettoniche di quarziti (k) e di calcari dolomitici (i); calcescisti (l) con intercalazioni prasinitiche (m). Lo spessore reale degli orizzonti g ed h è maggiore di quanto indicato nel disegno (cf. testo).

(A) Nel primo di questi affioramenti la sequenza di copertura è completata alla base da micascisti quarzosi varicolori con patina d'alterazione ferruginosa evidente sui piani s. Questi litotipi appaiono genericamente attribuibili al Permiano per analogia di facies e posizione stratigrafica. Le condizioni di giacitura fanno pensare che questi litotipi rappresentano un probabile relitto più o meno scollato della copertura sedimentaria del Gran Paradiso⁽¹⁾. Dal basso verso l'alto si osserva la successione seguente (Fig. 2 e Tav. I): a) gneiss occhiadini e gneiss minuti in alternanze di natura tettonica alla sommità dello zoccolo cristallino del Gran Paradiso; b) anfiboliti albitiche a clorite, epidoto e granato con struttura a tendenza prasinitica (1 m circa); c) micascisti albitici ricchi in quarzo (7-8 m); seguono in discordanza tettonica, situazione che altera un originario rapporto di probabile natura stratigrafica: d) micascisti quarzosi varicolori (2-3 m), attribuibili genericamente al Permiano; e) quarziti bianche (0,50 m) a tessitura piano-ondulata, in contatto netto con i micascisti varicolori (Trias inf.?); f) calcari dolomitici a patina giallo-bruna (1,25 m), compatti alla base, relativamente più fissili verso l'alto; g) dolomie grigie a patina bruna, compatte (5-6 m), riferibili al Norico (?); su di esse poggiano, in contatto tettonico: h) carniole (20 m), contenenti scaglie di quarziti bianche (k) e di calcari dolomitici a patina giallo-bruna (i); in contatto me-

canico sulle carniole seguono: l) i calcescisti piemontesi con intercalazioni stratiformi di prasiniti (m).

Di questa sequenza sono attribuibili alla probabile copertura permo-triassica del Gran Paradiso i litotipi indicati con le lettere d, e, f, g. E' da notare che, contrariamente a quanto segnalato in altre località (NOVARESE, 1909; PRATO, 1971), il contatto fra micascisti varicolori e sovrastanti quarziti è netto; è quindi possibile e significativa, in questa regione, una loro distinzione cartografica. La successione dei termini triassici al di sotto delle carniole è normale; lo si sottolinea poiché questo è l'unico caso che si conosca nella copertura del Gran Paradiso.

Successioni stratigrafiche di marmi in facies triassica si ritrovano, come ricordato, a NNE e immediatamente a sud del Colle d'Oin. Esse sono differenti e meno significative di quella sopra descritta.

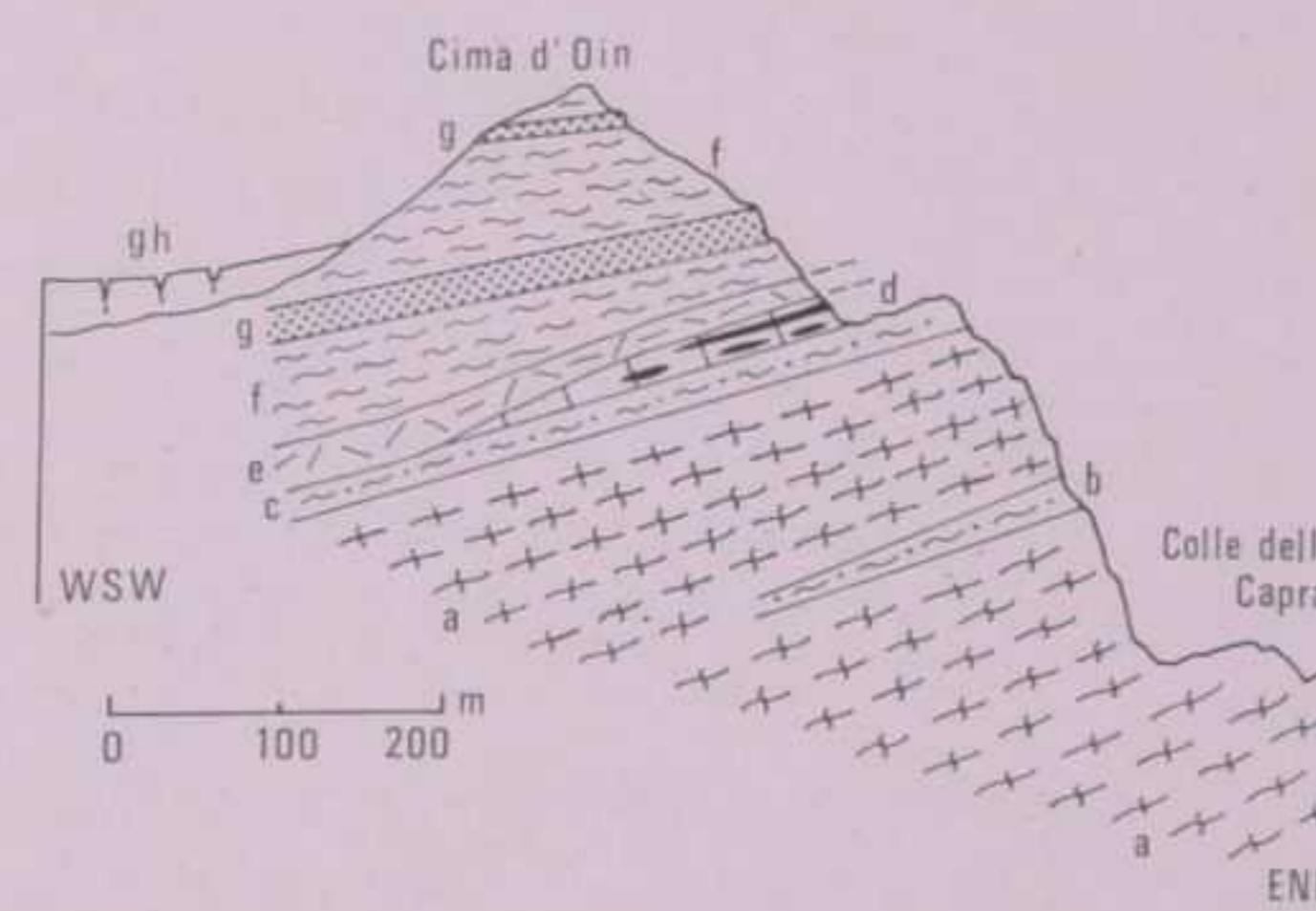


FIG. 3 - Profilo della cresta Colle della Capra - Cima d'Oin. Zoccolo cristallino del Gran Paradiso: gneiss occhiadini (a) con intercalazioni di gneiss minuti (b); gneiss minuti di tetto (c). Copertura triassica (?) del Gran Paradiso: marmi grigio-chiaro (d) con scaglie tettoniche di gneiss minuti (in nero). Falda piemontese dei calcescisti con pietre verdi: carniole basali (e); calcescisti (f) con intercalazioni di prasiniti (g). Gli orizzonti c, d ed e sono disegnati con spessore molto maggiore di quello reale (cf. testo).

(B) Sul versante italiano del Colle d'Oin, circa a metà distanza tra questo e la cresta che dalla Cima d'Oin scende al Colle della Capra, si osserva dal basso verso l'alto la seguente sequenza (Fig. 3): a) gneiss occhiadini del Gran Paradiso, con intercalati gneiss minuti (b); c) gneiss minuti (2 m circa) a tetto dello zoccolo cristallino; d) marmi grigio-chiaro a tessitura « fluidale » (2 m); presso la base essi contengono piccole scaglie tettoniche di gneiss e, poco sopra, una sottile (0,20 m), più estesa intercalazione di gneiss minuti; e) seguono, in contatto tettonico, alcuni

⁽¹⁾ Lo suggeriscono la successione stratigrafica normale, la loro intima associazione in posizione di copertura più o meno scollata con lo zoccolo cristallino ed il contatto tettonico con la sovrastante falda dei calcescisti con pietre verdi, alla quale appare frequentemente associato l'orizzonte di carniole basali.

metri di carniole, situate alla base di calcescisti (f) con intercalazioni prasinitiche (g).

(C) Poche decine di metri a sud del Colle d'Oin si osservano, entro gli gneiss occhiadini molto laminati e stirati del Gran Paradiso, alcune lenti appiattite e piegate di marmi grigi e di marmi e dolomie zonati. La loro potenza massima è di circa 1 m; l'estensione dell'affioramento, molto ingrandito nella carta, è di qualche metro.

3. FALDA PIEMONTESE DEI CALCESCISTI CON PIETRE VERDI

La falda piemontese dei calcescisti con pietre verdi si estende lungo l'intero arco delle Alpi occidentali. Essa rappresenta un frammento dell'originario bacino ophiolitico piemontese, coinvolto e suturato nella collisione tra la placca continentale europea e quella africana. La falda piemontese ha carattere composito: è suddivisa in unità tettoniche di secondo ordine, mostra associazioni metamorfiche di età alpina chiaramente diversificate ed infine rivela sensibili variazioni nell'assetto litostatografico. Si distinguono infatti: (A) unità piemontesi ad affinità oceanica s.l. e (B) unità piemontesi ancora ophiolitiche, ma ad affinità «continentale», caratterizzate da un complesso di base pre-ophiolitico di età triassico-liassica, aderente o scollato.

(A) Le prime sono costituite da predominanti metaofioliti (pietre verdi), derivate da peridotiti tettoniche, gabbri cumulitici ± peridotiti cumulitiche, basalti massicci, pillow-lave, ialoclastiti e tufti basaltiche. I sedimenti associati appaiono generalmente in posizione di copertura, sia con significative successioni ad affinità ligure (metaradiolariti ± a Mn, marmi, ecc.), sia in alternanza con metavulcaniti stratiformi a costituire sequenze di tipo vulcano-sedimentario.

(B) Le seconde sono caratterizzate da netta prevalenza dei calcescisti s.l. sulle pietre verdi e da un generale assetto vulcano-sedimentario, con alternanze ripetute di parascisti e prasiniti s.l.. Buona parte di queste ultime deriva probabilmente da originarie tufti e/o ialoclastiti basaltiche (se ne veda la discussione in BRIGO *et alii*, 1976, e in DAL PIAZ, 1976). Le lenti di serpentiniti e metagabbri localmente inserite in queste successioni sono sicuri elementi esotici, attribuibili a scaglie tettoniche e/o olistoliti. Vi si aggiungono talora orizzonti sottili di quarziti e scisti quarzitici, di età post-trassica, a volte arricchiti in Mn. L'intera sequenza ophiolitica poggia su di un complesso di base pre-ophiolitico, composto da marmi calcescistosi con brecce intraformazionali ad elementi

dolomitici (Lias) e da litologie triassiche di piattaforma associate a quarziti e scisti attribuibili all'Eotrias ± Neopermiano.

Le unità ad affinità oceanica sono considerate di pertinenza piemontese interna (orientale), mentre le unità ophiolitiche con substrato pre-ophiolitico ad affinità continentale sono riferite al settore esterno (occidentale) del bacino piemontese (ELTER, 1960, 1971, 1972; DAL PIAZ, 1965, 1971, 1974, 1976; BEARTH, 1967, 1973, 1976; BORTOLAMI e DAL PIAZ, 1970; LEMOINE, 1971; LEMOINE *et alii*, 1970; STURANI, 1973; BOCQUET, 1974 b; BRIGO *et alii*, 1976) (¹).

Il complesso dei calcescisti con pietre verdi situato all'esterno del margine sudoccidentale del Gran Paradiso appartiene probabilmente all'insieme delle unità piemontesi esterne (se ne veda la discussione al paragrafo 3.4). Le sequenze ophiolitiche sono formate da prevalenti calcescisti s.l., con intercalazioni di metavulcaniti basaltiche stratiformi e lenticolari e sporadiche tracce di metagabbri e serpentiniti non in posto. Alla sua base si osserva un orizzonte di carniole caratterizzato da notevole continuità laterale e genericamente attribuito al Trias. Mancano invece le tipiche sequenze di « calcescisti » liassici pre-ophiolitici, segnalati in aree relativamente vicine (ELTER, 1971). L'intera successione litologica è sovrascorsa sullo zoccolo cristallino del Gran Paradiso e, localmente, sulla sua copertura permo-triassica più o meno scollata.

Notizie sul complesso dei calcescisti che affiora tra Gran Paradiso e Dora-Maira e nei contigui settori francesi della Moriana e Tarantasia sono riportate da Gb. DAL PIAZ (1928), HERMANN (1928, 1930), RAGUIN (1930), MICHEL (1953), ELLENBERGER (1958), NICOLAS (1967, 1969), BORTOLAMI e DAL PIAZ (1970), ELTER (1971), BOCQUET (1974 a, 1974 b).

3.1. CARNIOLE BASALI

A differenza di quanto indicato nel foglio Gran Paradiso della Carta geologica d'Italia, la fascia di carniole alla base della sequenza dei calcescisti è pressoché continua in questo settore. Essa affiora infatti anche a meridione del Pian della Balotta, a partire dal ghiacciaio della Losa sino al Colle d'Oin, dove scompare sotto il ghiacciaio delle Sources de l'Isère. Dislocate da una faglia subverticale con direzione NW-SE, le carniole ricompaiano al colle tra l'Aiguille de Gontière e l'Aiguille Rousse per continuare, aumentando di

(¹) I due gruppi di unità piemontesi sono anche indicati rispettivamente con i termini di Zona di Zermatt-Saas s.l. e del Combin s.l. (DAL PIAZ, 1974, 1976).

spessore, sino alla base dell'Ouille de Rey. La potenza della fascia di carniole è molto variabile. In alcuni luoghi, come alla Rocca Bianca, rag-

laterale. Con questo non si vuole affermare che le carniole siano legate da rapporti di continuità stratigrafica con le litologie sovrastanti.

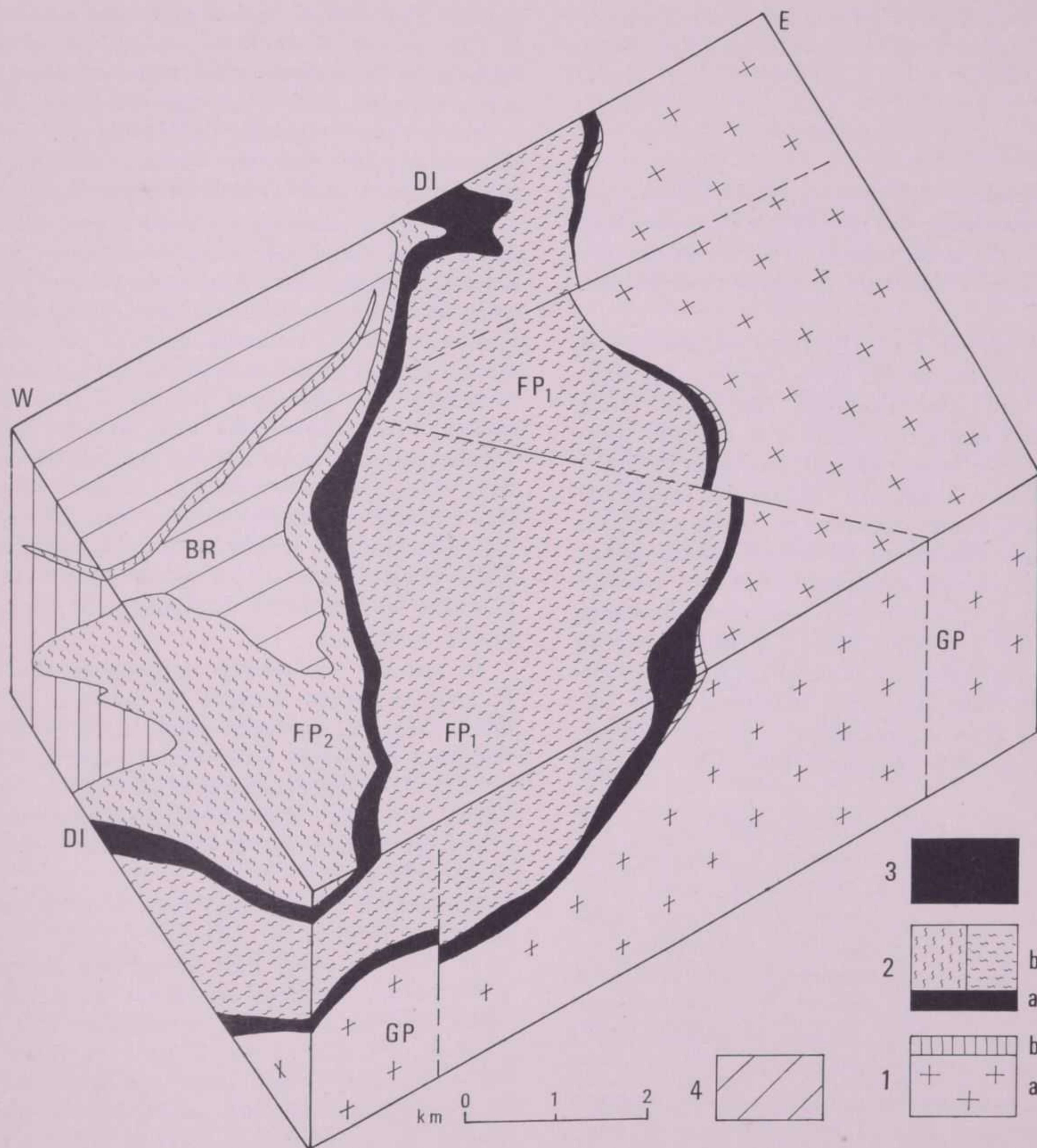


FIG. 4 - Stereogramma della regione compresa tra l'alta Val d'Isère ed il bacino del lago Serrù. 1) Ricoprimento del Gran Paradiso (GP): zoccolo cristallino (a) e copertura permo-triassica (b) più o meno scollata; 2) falda piemontese dei calcescisti con pietre verdi (FP₁ e FP₂) = settori interno ed esterno rispetto alla digitazione dell'Iseran); carniole basali (a) e successioni di calcescisti e pietre verdi (b); 3) digitazione dell'Iseran (DI); 4) sequenze mesozoiche della zona brianzone s.l. (BR).

giunge o supera la trentina di metri, in altri, come alla base del ghiacciaio della Losa, si riduce a pochi metri. L'orizzonte di carniole è in contatto tettonico con i calcescisti e le prasiniti sovrastanti; ciò nonostante esso viene generalmente ritenuto parte integrante della falda piemontese per la sua posizione geometrica e per la notevole continuità

Le carniole contengono sottili scaglie tettoniche di quarziti micacei, marmi listati, calcescisti e prasiniti ⁽¹⁾.

⁽¹⁾ Le quarziti hanno facies neopermiano-eotriassica; al Colle d'Oin sono formate da quarzo (70% in volume), mica bianca (20%) albite e piccoli individui detritici di microclino. Gli accessori sono: titanite, apatite e minerali opachi.

I nuovi ritrovamenti di rocce triassiche alla base della falda piemontese collegano, anche se in modo discontinuo, la fascia triassica indicata nel foglio Gran Paradiso della Carta geologica d'Italia con quella affiorante sul versante destro dell'alta valle dell'Arc (HERMANN, 1930; RAGUIN, 1930; GOGUEL, 1955; ELLENBERGER, 1958; BERTRAND, 1968).

3.2. CALCESCISTI

La digitazione dell'Iseran suddivide il complesso dei calcescisti in due parti (FP₁ e FP₂ nelle Figg. 1, 4 e 5) che si distinguono nella natura dei parascisti e nella differente distribuzione delle pietre verdi.

(A) I calcescisti *s.l.* (FP₁) che affiorano tra il margine occidentale del Gran Paradiso e la digitazione dell'Iseran ricoprono una ampia fascia della carta geologica allegata e si allargano progressivamente verso sudovest. Essi sono costituiti da litologie a dominante carbonatica (calcescisti *s.s.*, marmi, marmi micacei) e da litotipi a frazione carbonatica subordinata od assente (micascisti *s.l.*, micascisti albitici, micascisti carbonatici, quarziti micacei). La potenza della successione litologica piemontese è di circa 800 m in corrispondenza della Punta Galisia ed aumenta nel settore sudoccidentale. Tale valutazione non tiene conto tuttavia né delle complicazioni tettoniche interne, né della possibile elisione di parti della sequenza originaria.

Nell'insieme prevalgono calcescisti *s.s.*, cioè calcemicascisti o scisti carbonatici ± quarzoso-micaceo-cloritico-albitici. Si tratta in genere di facies molto calcarifere, con carbonati superiori o eguali al 50% in volume o comunque predominanti sugli altri componenti mineralogici. Alcuni litotipi contengono modeste quantità di epidoto. Tormalina, apatite, titanite, epidoto ed opachi sono i componenti accessori più comuni.

I calcescisti mostrano a volte una fine zonatura per alternanza di letti carbonatici e letti quarzoso-micaceo-cloritici ± ad albite. La tessitura scistosa è generalmente marcata, da piana ad ondulata. Mica bianca, quarzo e clorite mostrano in genere una intensa deformazione postcristallina, a volte collegata a micropieghe isoclinali. I tipi meno carbonatici contengono abitualmente un carbonato bruno-torbidiccio, pigmentato da dispersioni ematitico-limonitiche. A volte l'albite compare in piccoli porfiroblasti, in genere appiattiti secondo la scistosità. I calcescisti della regione mostrano in definitiva una sensibile monotonia litologica e mineralogica. Le loro associazioni metamorfiche sono in facies scisti verdi.

La sequenza dei calcescisti contiene alcune intercalazioni di micascisti e di subordinate quarziti micacee. Gli orizzonti maggiori sono stati distinti nella carta geologica. Compaiono saltuariamente nel settore inferiore della sequenza mesozoica, per divenire più diffusi nel tratto medio-superiore. Il loro spessore è modesto in seno ai calcescisti carbonatici, da decimetrico a metrico; alcuni orizzonti, associati a livelli prasinitici, raggiungono invece potenze maggiori, dell'ordine delle decine di metri. A volte formano ripetute alternanze con prasiniti stratiformi (Pointe de l'Aiguille Pers).

I micascisti mostrano scistosità fine, grana da media a minuta e colore grigio tendente al verdognolo, con toni brunastri nelle facies di transizione ai calcescisti. Sono costituiti da quarzo, albite, mica bianca⁽¹⁾, clorite, granato, carbonato ed epidoto in quantità e con distribuzione variabili. Si distinguono quarziti e micascisti quarzoso-micaceo-cloritico-granatiferi a carbonato ed epidoto, a volte passanti verso calcescisti poveri in carbonato. Altri litotipi contengono albite porfiroblastica e corrispondono in genere a micascisti albitici a clorite, granato, scarso epidoto e sporadico anfibolo verde. Il granato ha comunemente l'aspetto di relitto ed è in parte trasformato in clorite e/o biotite verde⁽²⁾.

In rari casi i parascisti contengono cloritoide. È stato osservato, incluso nel granato, in scisti albitico-fengitico-carbonatico-cloritici a granato, affioranti a nordovest della Petite Aiguille Rousse, ed in scisti quarzoso-carbonatici a zoisite e mica bianca, intercalati tra calcescisti e prasiniti sulla cresta spartiacque tra il Colle della Vacca ed il Colle della Losa.

I micascisti e le quarziti micacee intercalati nei calcescisti piemontesi delle Alpi Graie e di regioni limitrofe sono stati variamente interpretati ed attribuiti, in tempi successivi, ad unità tettoniche differenti: scaglie tettoniche della falda Dent Blanche (DAL PIAZ, 1928; HERMANN, 1928, 1930; RAGUIN, 1930); intercalazioni normali della sequenza sedimentaria piemontese o elementi esotici di provenienza incerta (ELLENBERGER,

⁽¹⁾ In base ad alcune determinazioni difrattometriche essa corrisponde a prevalente fengite, talora in coesistenza con sussurrante paragonite.

⁽²⁾ La composizione del granato di due micascisti mesozoici raccolti nella zona di Prariond è stata determinata da BOCQUET (1974 b e com. personale) e da BOCQUET *et alii* (in stampa). In un micascisto carbonatico ad albite, clorite e mica bianca il granato è costituito da almandino (64,1%), spessartina (8,7%), piropo (6,1%), andradite (1,2%) e grossularia (19,9%); in un micascisto a mica bianca, clorite, ankerite, clinozoisite e subordinati tormalina, titanite e rutile da: almandino (55%), spessartina (37%), piropo (3%) e grossularia (5%). Le variazioni di chimismo osservate indicherebbero la presenza di due distinte fasi di cristallizzazione, con nucleo arricchito in spessartina. Si riscontrano inoltre fenomeni di diffusione del manganese per riassorbimento parziale alla fine di ciascuna fase di cristallizzazione.

1958). Le intercalazioni di micascisti e di quarziti micacei nei calcescisti della regione esaminata appartengono certamente alla falda piemontese: essi mostrano frequenti rapporti di passaggio graduale verso i calcescisti e, in ogni caso, mancano al loro contatto importanti superfici di dislocazione.

(B) I calcescisti che affiorano ad ovest della digitazione dell'Iseran (FP_2 nelle Figg. 1, 4 e 5) e che inviluppano e ricoprono la zona brianzonese s.l., mostrano caratteri differenti rispetto ai calcescisti più interni descritti in precedenza. Si tratta di calcescisti più o meno carbonatici, con subordinate filladi (Pointe du Vallon e Mont Iseran) e micascisti (Pointe du Vallon e cresta sudorientale del Mont Iseran). L'insieme si distingue per la presenza di calcescisti molto micacei, sino a filladi ricche in pigmento carbonioso, e per l'estrema scarsità di pietre verdi. Queste ultime sono rappresentate da un solo orizzonte di prasiniti a stilpnometano (Tav. II), potente 0,5 m, che affiora tra il Mont Iseran ed il colle omonimo. Un ulteriore carattere distintivo è costituito dalla cristallinità meno pronunciata che queste litologie mostrano in confronto con quella dei calcescisti situati all'interno della digitazione dell'Iseran.

3.3. PIETRE VERDI

Nella regione compresa tra il bacino del lago Serrù e l'alta Val d'Isère, le pietre verdi piemontesi corrispondono in gran prevalenza ad originarie vulcaniti s.l. di composizione basaltica. La loro giacitura è da stratiforme a lenticolare appiattita. Si tratta di prasiniti, Ab-anfiboliti prasinitiche ed Ab-anfiboliti con relitti di anfibolo sodico, talora con struttura a *pillow*. Vi si associano rarissime attinoliti. La presenza originaria di metagabbri e serpentiniti nella regione è testimoniata soltanto da qualche blocco rinvenuto nella copertura quaternaria.

Le pietre verdi mostrano variazioni strutturali e paragenetiche più significative di quelle dei pascisti, offrendo quindi le migliori indicazioni sul metamorfismo della falda piemontese.

Prasiniti ed anfiboliti prasinitiche contengono la stessa associazione mineralogica ad albite, clorite, epidoti ed attinoto \pm mica bianca, biotite verde e carbonato in modeste quantità. Si distinguono invece nei caratteri strutturali: l'albite ha sviluppo porfiroblastico ed ocellare nelle prime, nelle seconde è di tipo xenoblastico o forma aggregati diablastici con attinoto. Tra questi termini estremi si osserva un'ampia gamma di metabasiti con caratteristiche strutturali intermedie.

Le prasiniti sono la varietà decisamente più abbondante. Formano intercalazioni concordanti e

stratiformi nei calcescisti s.l., con spessore variabile da pochi decimetri a 200 m. Tra le inclusioni pecilitiche dei porfiroblasti albitici si osservano buona parte dei componenti mineralogici della matrice. Gli epidoti corrispondono in genere a micsce ricche in Fe; a volte appaiono zonati, con termini clinozositici al nucleo. La clorite è presente tra i componenti fondamentali in quantità molto variabile. Gli anfiboli della sequenza tremolite-attinoto si addensano in aggregati fascicolari nella matrice e compaiono tra gli inclusi dell'albite peciloblastica. In certi casi si osservano associazioni mineralogiche in parte anomale rispetto alla composizione normale delle prasiniti per la comparsa, in quantità variabile, di quarzo, miche e carbonato. Il quarzo forma talvolta lenticelle policristalline appiattite. La mica bianca, spesso associata a biotite verde-oliva, compare in numerosi tipi prasinitici come componente subordinato od accessorio. Non mancano infine locali prasiniti ricche in biotite. I più comuni componenti accessori sono: titanite, minerali opachi, tormalina ed apatite.

Le ovarditi sono una varietà particolare di prasiniti. Analoghe nella struttura, hanno in genere grana più vistosa, colore più chiaro e differente composizione mineralogica. Sono formate da albite porfiroblastica e clorite del tutto prevalenti, con epidoto subordinato, titanite ed attinoto accessori. Le ovarditi affiorano con una certa frequenza nella regione sotto forma di orizzonti sottili che si intercalano nei calcescisti o si associano ad alcune masse maggiori di prasiniti. La loro possibile derivazione da vulcaniti basaltiche con alterazione palagonitica è discussa da BRIGO *et alii* (1976) e DAL PIAZ (1976).

Le anfiboliti albitiche si distinguono sul terreno dalle prasiniti s.l. per la struttura massiccia e per il colore più scuro. Anche la loro composizione mineralogica è differente: si distinguono per la presenza di due o tre generazioni di anfibolo e, in certi casi, per la comparsa di granato relitto, uralite e raro clinopirosseno. L'anfibolo predominante è di norma l'attinoto, sia in individui ben sviluppati, sia in minimi aggregati diablastici con albite. Vi si associano glaucofanite, a volte in discreta quantità, e raro anfibolo verdeazzurro⁽¹⁾. L'associazione mineralogica delle anfiboliti è completata dai componenti comuni nelle prasiniti sopra descritte, in quantità sensibilmente variabile da un litotipo all'altro. Alcune metabasiti sono ricche in clorite e povere in epidoto; in altri casi, il rapporto tra questi due componenti si inverte. Le anfiboliti albitico-glaucofaniche conten-

⁽¹⁾ Un anfibolo verde-azzurro analizzato da BOCQUET (1974) corrisponde a ferriorneblenda tremolitica.

gono normalmente mica bianca e subordinata biotite verde. Una parte almeno della biotite deriva chiaramente dalla trasformazione di granato ed anfibolo sodico. Questi litotipi appaiono concentrati alle Sources de l'Isère (A) ed alla base del ghiacciaio della Losa (B).

(A) Nella prima località si riconoscono anfiboliti albitiche a relitti di glaucofane (Tav. II), di colore da verde scuro a bluastro, massicce ed a grana minuta. Nella roccia in posto e, con migliore evidenza, nei blocchi della morena frontale del ghiacciaio delle Sources de l'Isère si osservano belle strutture a pillow-lava (Tav. I). I cuscini sono in genere di piccole dimensioni e molto stirati, con caratteristico orlo di colore più chiaro e ben delimitato, ricco in albite e clorite. Il complesso descrive un'ampia piega di stile cilindrico ed è coperto da calcescisti con associate prasiniti. Le metavulcaniti mostrano prevalenti paragenesi in facies scisti verdi con albite, più o meno abbondante, in associazione diablastica con anfibolo, clorite, epidoto e minerali opachi. Comprendono inoltre rari e piccoli relitti di clinopirosseno, in gran parte trasformato in fini feltri uralitici, ed abbondante glaucofane. L'anfibolo sodico, talvolta ancora integro, appare in genere parzialmente trasformato: alla periferia è sostituito da anfibolo verde o da aggregati di albite + attinoto, al nucleo da aggregati di prevalente biotite verde. I componenti accessori comuni delle anfiboliti albitiche sono: miche, quarzo, carbonato, titanite e minerali opachi.

(B) Il secondo affioramento di anfiboliti albitiche si trova alla base della sequenza dei calcescisti, poco al di sopra del contatto con il Gran Paradiso sul lato destro del ghiacciaio della Losa. Anche queste metabasiti contengono una prevalente associazione in facies scisti verdi ad albite, clorite, attinoto (aggregati diablastici) e scarso epidoto, che si sovrappongono ad una precedente paragenesi a glaucofane ed abbondante granato. L'anfibolo sodico compare in relitti parzialmente sostituiti da anfibolo verde periferico. Parte del granato si trasforma in clorite + biotite. Vi è inoltre abbondante anfibolo verde-azzurro, spesso associato a clorite e biotite verde, minerali nei quali sembra trasformarsi. Queste rocce sono in genere massicce e la loro scistosità è messa in evidenza soprattutto da sottili e discontinui filari di titanite e minerali opachi.

Le anfiboliti albitiche dei due affioramenti sopra descritti attestano l'esistenza, anche in questa regione, di un metamorfismo alpino polifasico.

Le attinoliti compaiono in tre piccoli affioramenti ravvicinati, situati lungo la cresta che sale alla Petite Aiguille Rousse, ad est del Col du Montet. Sono composte da prevalente attinoto,

talora con accenni a zonatura, calcite interstiziale e veli discontinui di clorite e minerali opachi. Vi si aggiungono scarsissima mica ed alcuni epidoti giallognoli. Non è improbabile, anche se ne manca l'evidenza, che queste attinoliti derivino dalla trasformazione metasomatica di originarie ultramafiti. Le uniche serpentiniti rinvenute nell'area rilevata sono infatti limitate a rari blocchi compresi nella morena del ghiacciaio occidentale delle Sources de l'Isère.

Anche i metagabbri non sono stati rinvenuti tra le rocce in posto. Compiono in alcuni blocchi sparsi situati in vicinanza dei metabasalti a *pillows* alle Sources de l'Isère. Contengono attinoto, zoisite, epidoto ferrifero con albite e clorite subordinate. L'attinoto si sviluppa come pseudomorfosi completa su individui centimetrici di probabile clinopirosseno, dai quali eredita un preesistente quadro deformativo. Nei litotipi scistosi le pseudomorfosi evolvono in aggregati policristallini di attinoto che tendono a ridistribuirsi nella matrice. Quest'ultima è costituita da plaghe di zoisite prevalente, la cui struttura è sovente granocataclastica; comprende inoltre albite interstiziale, epidoti, attinoto minuto e clorite dagli elevati colori d'interferenza.

Alla base della parete sudest della Punta di Galisia, a nord del Pian della Ballotta, si osserva una modesta mineralizzazione stratiforme a pirite massiccia; essa è situata nei calcescisti presso il contatto con le potenti prasiniti sovrastanti. La mineralizzazione ha spessore massimo di circa 20 cm ed estensione laterale di alcune decine di metri. Al microscopio (osservazioni di P. NATALE) la pirite forma un mosaico granoblastico con modesta orientazione parallela, associata a subordinati silicati. Essa ha grana relativamente grossa (0,5-0,8 mm) ed appare ben ricristallizzata, con scarsa tendenza all'idiomorfismo cubico. Un attacco elettrolitico ha messo in evidenza relitti di pirite I, caratterizzata dalle strutture zonate di tipo « colloforme » peculiari di molti giacimenti a Cu-Fe della falda piemontese (NATALE, 1966). La sua genesi è verosimilmente legata alle fasi idrotermali del ciclo ofiolitico *s.l.*

3.4. PROBLEMI PALEOAMBIENTALI

Il significato paleoambientale delle sequenze ofiolitifere della regione è un problema sostanzialmente aperto poiché sussistono argomenti contrastanti per una loro attribuzione alle unità piemontesi interne od esterne.

La natura piemontese esterna sarebbe indiscussa se l'orizzonte di carniole rappresentasse il relitto di un originario complesso pre-ofiolitico associato stratigraficamente alle sequenze con pietre

verdi. L'ipotesi appare verosimile per le relazioni geometriche tra carniole e calcescisti, e per la notevole continuità laterale delle prime in contrasto con la sensibile discontinuità delle sottostanti sequenze permo-triassiche attribuite alla copertura del Gran Paradiso.

Rimangono tuttavia sensibili perplessità in rapporto alla particolare natura litologica di questo orizzonte ed alla presenza di un contatto tettonico con i calcescisti sovrastanti. Una attribuzione piemontese esterna è tuttavia suggerita da altre considerazioni: prevalenza dei parascisti sulle pietre verdi ed assetto litostratigrafico di tipo vulcano-sedimentario. I parascisti sono costituiti da predominanti calcescisti carbonatici, con associati calcescisti *s.s.*, le pietre verdi sono rappresentate quasi esclusivamente da metavulcaniti *s.l.*; questi litotipi sono peculiari delle unità piemontesi esterne. Mancano di contro i tipici micasistri a tessitura gneissica, le quarziti e soprattutto le potenti successioni di ultramafiti, metagabbri e metabasalti ad affinità oceanica che caratterizzano le unità piemontesi interne.

In favore di una attribuzione piemontese interna giocano tuttavia l'assenza di un tipico complesso triassico-liassico di base e la presenza (non decisiva) di associazioni metamorfiche relitte di alta pressione e bassa temperatura. La prima evidenza negativa può essere giustificata ipotizzando processi di soppressione tettonica, anche se è certamente strano che l'elisione sia stata completa ad eccezione dell'esteso orizzonte di carniole. Il secondo punto non costituisce una obiezione determinante poiché è noto che la differente evoluzione metamorfica delle unità piemontesi non ricalca sempre e necessariamente le originarie suddivisioni paleogeografiche. Anche un tentativo di correlazione geometrica a grande scala con i settori circostanti fornisce indicazioni contrastanti. Un confronto con i complessi piemontesi situati a nord (Cogne) ed a sud-est (Locana; cf. Fig. 1) del Gran Paradiso deporrebbe in favore della seconda ipotesi sopra esposta, anche se le litologie appaiono del tutto differenti da quelle dell'area esaminata. Il confronto con i settori sudoccidentali sembra invece favorevole alla prima soluzione proposta.

In definitiva si ritiene che le sequenze ofiolitifere della regione esaminata possano essere attribuite dubitativamente alla zona piemontese esterna, o del Combin *s.l.*, utilizzando soprattutto il criterio dell'analogia litologica. In caso contrario ci si troverebbe di fronte a successioni vulcano-sedimentarie *s.l.* di pertinenza piemontese interna del tutto svincolate — caso veramente insolito — dal loro substrato ofiolitico il quale

è in genere sempre presente in tali unità e predominante sulle sue eterogenee coperture. Se l'ipotesi è corretta, ne deriva che le unità piemontesi ad affinità oceanica, verosimilmente presenti in una parte della « sinclinale » di Locana, avrebbero un'estensione verso occidente assai minore di quanto si osserva in Valle d'Aosta e nel Vallese, poiché non raggiungerebbero il margine orientale delle grandi strutture retroflesse della zona brianzone.

4. ZONA BRIANZONESE S.L.

Ad occidente della digitazione dell'Iseran e della ristretta fascia di calcescisti esterni, si osservano le potenti sequenze mesozoiche (Trias prevalente) del dominio brianzone *s.l.*. Esse formano strette anticinali scagliate (*faisceaux* secondo la letteratura francese), retroflesse sulla falda piemontese dei calcescisti con pietre verdi. Procedendo da est verso ovest, si incontrano il *faisceau du Prariond* e quindi il *faisceau du Fornet* (Fig. 7), definiti da ELLENBERGER (1958). Essi sono separati da una stretta sinclinale di calcescisti piemontesi.

Il *faisceau du Prariond* è costituito da una successione triassico-liassica che affiora alle Gorges du Malpasset, lungo il sentiero che da Pont St. Charles sale al pianoro di Prariond. Dal basso verso l'alto si osservano (ELLENBERGER, 1958): dolomie grigio-chiaro ben stratificate (200 m), dolomie scure (5 m), dolomie nere compatte a patina bruna (3 m), dolomie scistose (1 m), calcari grigi finemente stratificati di qualche metro di spessore. La sequenza ha età triassica (Trias medio-sup.). Queste diverse litologie non sono state differenziate nella carta geologica. Segue, al tetto, in continuità stratigrafica un complesso di calcari micaceo-quarzosi finemente scistosi, attribuiti al Lias e ritenuti « prepiemontesi » da ELLENBERGER (1958)⁽¹⁾. Secondo ELLENBERGER (1958) il *faisceau du Prariond* costituirebbe la radice di una falda brianzone interna, conservata in parte nella regione della Grande Motte-Grande Casse

⁽¹⁾ Il termine « prepiemontese », introdotto da ELLENBERGER (1958) è comunemente attribuito alle sequenze liasiche, non ofiolitifere, le cui litologie sono confrontabili con quelle del complesso piemontese dei calcescisti. I calcescisti « prepiemontesi » si sarebbero depositi su di un Trias ad affinità brianzone interna; è da notare tuttavia che queste successioni triassiche differiscono chiaramente da quelle classiche della zona brianzone *s.s.* per la presenza di sequenze del Norico, carattere peculiare della zona piemontese esterna. Nell'area tipo (Grande Motte-Grande Casse), i calcescisti « prepiemontesi » sono coperti da tipiche serie brianzoni del Malm e del Cretaceo-Eocene. Per ulteriori notizie sul Lias « prepiemontese » e sul Lias preofiolitico in genere si veda ELTER (1972) che ha ampiamente discusso il problema e lo ha interpretato in modo nuovo.

(Fig. 1). ELTER (1972) ha invece prospettato la equivalenza tra il *faisceau du Prariond* e quello di Cogne, ad affinità piemontese.

Il sovrastante *faisceau du Fornet* è costituito, limitatamente all'area della carta geologica, da potenti dolomie triassiche che descrivono un'ampia anticlinale coricata in corrispondenza della parete sudest della Punta Calabre (*anticlinal de Bazel*). In altri settori esso comprende litologie più significative in base alle quali ELLENBERGER (1958) ne ha postulato la natura brianzonese e l'origine più esterna rispetto al *faisceau du Prariond*.

5. DIGITAZIONE DELL'ISERAN

Con il nome di digitazione dell'Iseran la letteratura indica una fascia di carniole, attribuite genericamente al Trias, cui sono associate scaglie di litotipi piemontesi e brianzoni (RAGUIN, 1930; ELLENBERGER, 1958; ELTER, 1972). Ha potenza variabile da poche decine al centinaio di metri e si estende, per oltre 15 km, dalla valle dell'Arc (Pointe Mean Martin) alla valle di Rhêmes (Punta di Galisia e oltre). Il suo andamento è attorno a NE-SW.

Nell'area esaminata, la digitazione dell'Iseran ha giacitura suborizzontale alla Galisia, per immergersi a NW di circa 45° al Prariond e nel vallone della Lenta.

Le scaglie tettoniche ad affinità piemontese associate alle carniole sono: calcescisti (vallone della Lenta, dintorni del colle dell'Iseran) e scisti prasinitici simili a quelli del complesso dei calcescisti (vallone dei Lecheurs). Quelle ad affinità brianzonese sono: dolomie grige listate (Prariond), dolomie bianche tettonizzate (vallone di Niallet), marmi a bande (vallone dei Lecheurs), quarziti bianchi (lac de Cema).

La digitazione dell'Iseran è stata interpretata come « lama anticlinale » di età alpina precoce, inserita nella falda dei calcescisti e successivamente rovesciata durante la fase di retroflessione (HERMANN, 1930; RAGUIN, 1930). Secondo ELLENBERGER (1958), essa costituirebbe invece una « iniezione gessifera » tardiva, proveniente dalle scaglie più interne della zona Vanoise-Mont Pourri, o dal suo fianco inverso⁽¹⁾.

Pur essendo in accordo con alcuni aspetti dell'interpretazione di ELLENBERGER, si deve precisare che l'accidente tettonico messo in evidenza dalle carniole della digitazione dell'Iseran separa due successioni di calcescisti piemontesi con caratteri sensibilmente differenziati, i quali già in origine dovevano verosimilmente occupare una diversa posizione paleogeografica nell'ambito dello stesso bacino. Si aggiunga che la digitazione non

può essere esclusivamente riferita a fasi tardive del ciclo alpino poiché essa appare a sua volta deformata e localmente inviluppata nel complesso dei calcescisti presso il glacier de Basagne.

6. METAMORFISMO

Il quadro mineralogico osservato nelle diverse unità tettoniche della regione è definito da prevalenti od esclusive associazioni metamorfiche di età alpina⁽²⁾. Predominano paragenesi in facies scisti verdi ad albite, quarzo, mica bianca, carbonati, clorite, epidoti, attinoto, biotite verde e raro stilpnometano, con caratteristiche abbastanza uniformi.

Il plagioclasio ha sempre composizione albitica, anche nelle rocce carbonatiche. La distribuzione di biotite bruna, biotite verde-oliva e stilpnometano indica una certa variabilità nei caratteri di questo evento metamorfico (Fig. 5). Nel Gran Paradiso la biotite appare nelle varietà bruna e verde, in coesistenza con scarsa clorite. Nei parascisti mesozoici del complesso piemontese, affioranti all'interno della digitazione dell'Iseran (FP₁ in Fig. 5), e soprattutto nei tipi micascistosi, la biotite è soltanto di tipo verde; essa è frequente anche nelle metabasiti ed è sempre in associazione con clorite. La biotite verde compare ancora nelle scaglie della digitazione dell'Iseran, ma sembra mancare nei calcescisti esterni (FP₂ in Fig. 5), caratterizzati dalla comparsa di stilpnometano.

Le associazioni scisti verdi sono precedute dalla blastesi di granato, anfiboli sodici e cloritoide (Fig. 5). Nel settore esaminato dello zoccolo del Gran Paradiso il granato sembra circoscritto alle lenti di metabasiti associate agli gneiss. Esso compare diffusamente nei micascisti più o meno carbonatici del complesso piemontese, talora in due distinte fasi di cristallizzazione; è ancora presente, ma assai più raro, nelle associate metavulcaniti. Nei primi il granato è ancora integro o parzialmente cloritizzato, nelle seconde mostra trasformazioni avanzate o complete in biotite verde + clorite.

⁽¹⁾ « Nous y voyons plutôt une injection gypseuse assez tardive, issue des écailles les plus internes (ou même du flanc inverse) de la Zone Vanoise-Mont Pourri: ce "filon" de cagnues s'est insinué dans un plan, ou plutôt une surface courbe cylindrique de cisaillement. Ce cisaillement reflétait dans les superstructures de Schistes lustrés un rejet cassant dans le tréfonds: tout simplement le rejet du rétrochevauchement encapuchonnant de la Vanoise-Mont Pourri sur le Grand Paradis » (Pag. 450).

⁽²⁾ Gli unici relitti mineralogici prealpini della regione corrispondono ad originarie paragenesi magmatiche: abbondante feldispato potassico nei metagranitoidi del Gran Paradiso e scarso clinopirosseno in alcune metafoliti della falda piemontese. A differenza di altri settori del Gran Paradiso (CALLEGARI *et alii*, 1969; COMPAGNONI e PRATO, 1969), non vi è traccia del metamorfismo pregranitico di alto grado.

Gli anfiboli delle metabasiti corrispondono in genere a termini della sequenza tremolite-attinoto. Essi sono preceduti dalla blastesi di anfibolo verde-azzurro di tipo barroisitico e di glaucofane, rinvenuti con modesta frequenza (Fig. 5 e Tav. II). L'anfibolo sodico è sostituito da anfibolo verde + albite o da biotite verde-oliva. Rari relitti d'clinopirosseno e più diffuse plaghe uralitiche appaiono circoscritte alle metavulcaniti glaucofaniche delle Sources de l'Isère.

e biotite verde coesistenti (Gran Paradiso), un settore mediano a sola biotite verde (calcescisti interni alla digitazione dell'Iseran) ed un settore occidentale a stilpnomelano (calcescisti esterni); (c) i suoi caratteri rientrano bene nello schema metamorfico generale proposto da BOCQUET (1971) per le Alpi Graie meridionali; le sole variazioni che sembrano rendersi necessarie nell'area esaminata si riducono ad un sensibile spostamento verso est della isograda inferiore dello stilpnome-

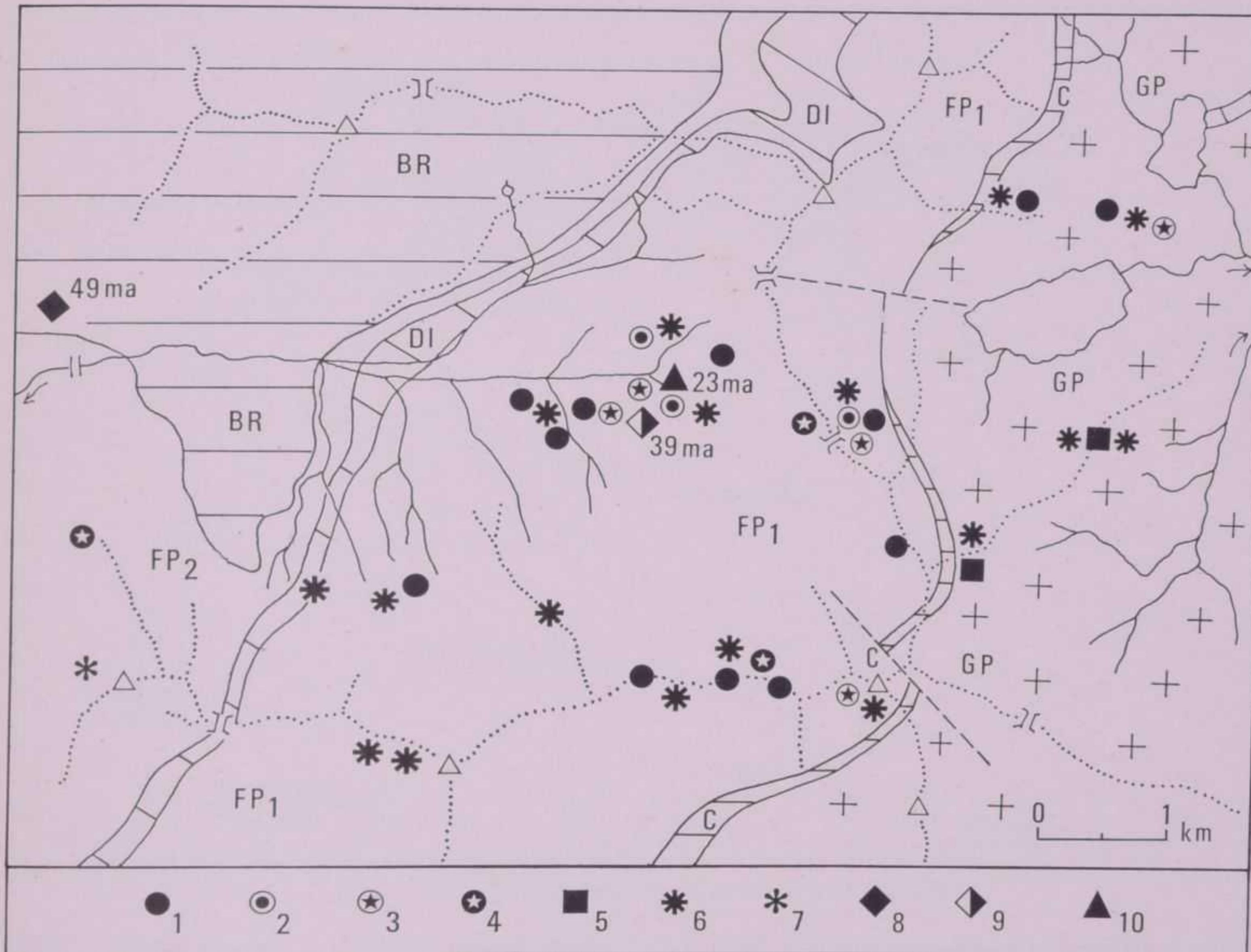


FIG. 5 - Distribuzione di alcuni minerali del metamorfismo alpino nell'area della carta geologica allegata: 1) granato; 2) Na-anfiboli; 3) anfibolo verde-azzurro; 4) cloritoide; 5) biotite bruna; 6) biotite verde; 7) stilpnomelano. Ubicazione di minerali con età radiometrica (K-Ar): 8) fengite (49 ± 2 m.a.); 9) mica bianca (39 ± 0.4); 10) anfibolo verde (23 ± 5 m.a.). GP: zoccolo cristallino e copertura permo-triassica del Gran Paradiso; C: carniole basali della falda piemontese; FP₁: successioni di calcescisti con pietre verdi interne alla digitazione dell'Iseran; FP₂: successioni piemontesi esterne; DI: digitazione dell'Iseran; BR: sequenze mesozoiche della zona brianzonese s.l. Per i toponimi si veda la Fig. 6.

Il cloritoide non offre indicazioni di rilievo. Compare sporadicamente nelle filladi e nei micascisti granatiferi del complesso dei calcescisti piemontesi (Fig. 5), sia come relitto preservato nel granato, sia nella matrice, dove costituisce una fase mineralogica anteriore o penecontemporanea alle associazioni scisti verdi.

Per concludere, il quadro del metamorfismo alpino risulta polifasico anche in questo settore delle Alpi occidentali. I suoi caratteri peculiari sono: (a) prevalenza di associazioni in facies scisti verdi; (b) al loro interno è possibile distinguere una certa zoneografia in base alla distribuzione della mica scura, con un settore orientale a biotite bruna

lano ed un modesto spostamento ad ovest di quella superiore della biotite bruna; (d) nonostante non sia stata determinata la composizione dei minuscoli relitti di clinopirosseno, è possibile tuttavia, tenuto conto della loro trasformazione in aggregati uralitici e dell'abbondanza regionale del granato, che ci si trovi di fronte alle sporadiche tracce di un'originaria associazione eclogitica destabilizzata dalla sovraimpronta in facies scisti verdi. Ne è eventuale conferma la presenza di metafoliti eclogitiche in aree contigue (Valsavaranche, ecc.: Gb. DAL PIAZ, 1928; ELTER, 1960, 1971; Valli di Lanzo e Susa: NICOLAS, 1969; BORTOLAMI e DAL PIAZ, 1970).

L'appartenenza delle associazioni metamorfiche in facies scisti verdi all'evento lepontino (Eocene-Oligocene inferiore), postulabile per confronto alla scala delle Alpi occidentali (FREY *et alii*, 1974, con riferimenti bibliografici), è confermata da alcune datazioni radimetriche K-Ar su miche ed anfiboli raccolti alle Sources de l'Isère (Fig. 5) ed in aree vicine (BOCQUET *et alii*, 1974; DELALOYE e DESMONS, 1976) (¹). Non vi sono invece dati certi per la datazione delle associazioni re-

Dall'esame dei profili seriati si osserva in particolare: (a) le sequenze a dominante carbonatica interpretate come copertura permo-triassica più o meno scollata dello zoccolo del Gran Paradiso sono esigue e discontinue (profili 1, 4 e 12). (b) Il sovrastante orizzonte di carniole, situato alla base della falda piemontese, mostra invece una notevole continuità laterale e mette in risalto la geometria sostanzialmente semplice del contatto tra il ricoprimento del Gran Paradiso e la falda

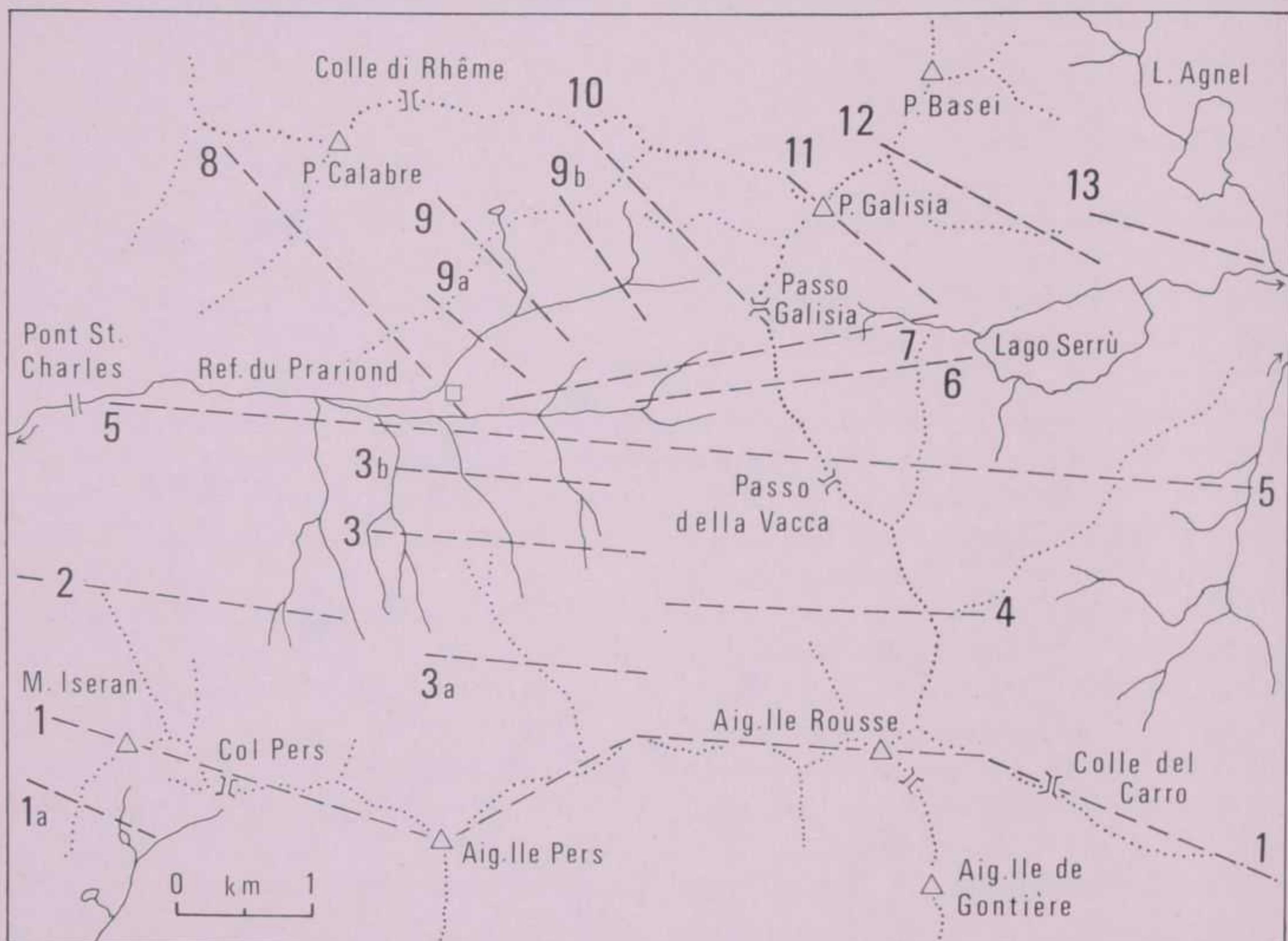


FIG. 6 - Ubicazione dei profili della tavola fuori testo.

litte di alta pressione e bassa temperatura, la cui età eoalpina (*pro parte*) non appare tuttavia improbabile per confronto con altri settori della falda piemontese (DAL PIAZ *et alii*, 1972; BOCQUET *et alii*, 1974; FREY *et alii*, 1974; HUNZIKER, 1974) (²).

7. TETTONICA

La struttura a grande scala dell'alta valle d'Isère e del bacino del lago Serrù è illustrata da 18 profili seriati, riuniti in una tavola fuori testo. La loro ubicazione è riportata in Fig. 6. L'inquadramento di questo settore nella geologia e nelle strutture regionali si desume dalle Fig. 1 e 4. I profili si estendono dal massiccio del Gran Paradiso alla zona brianzona s.l., attraverso la falda piemontese dei calcescisti con pietre verdi. Essi riproducono le sole strutture megascopiche.

piemontese, contatto che immerge debolmente verso ovest (profili 1, 4, 5, 6, 7, 11 e 12). (c) La struttura a grande scala della falda dei calcescisti all'interno della digitazione dell'Iseran (FP₁) riflette la disposizione «en écaille d'oignon» (ELLENBERGER, 1958) attorno al massiccio del

(¹) Età radiometriche K-Ar all'interno dell'area esaminata (Fig. 5): (a) falda piemontese: anfibolo verde-azzurro nelle metavulcaniti delle Sources de l'Isère: 23 ± 5 m.a.; mica bianca in micascisto a carbonati, loc. idem: $39 \pm 0,4$ m.a.; mica bianca in micascisto granatifero, loc. idem: $39 \pm 0,4$ m.a.; (b) zona brianzona: fengite nei marbles cloriteux presso Pont St. Charles: 49 ± 2 m.a. Al di fuori dell'area rilevata: fengite nei quarzo-micasistici triassici presso Tignes: 44 ± 2 ; 40 ± 2 ; 35 ± 5 e $35,6 \pm 4,3$ m.a.

(²) E' opportuno sottolineare che il metamorfismo di alta pressione e bassa temperatura si sovrappone, in questa regione, a sequenze di calcescisti con pietre verdi probabilmente riferibili alle unità piemontesi esterne od occidentali. Se l'interpretazione paleogeografica è esatta, ne consegue che il metamorfismo di alta pressione non è esclusivo delle unità piemontesi ad affinità oceanica ed origine interna, anche se in genere esso sembra prediligere queste ultime (DAL PIAZ, 1974, 1976).

Gran Paradiso. Al suo interno si osservano due principali strutture megascopiche: l'antiforme isoclinal, con piano assiale immerso ad ovest, visibile ad occidente dell'Aiguille Pers (profilo 1) e la grande piega subcilindrica, interrotta da una faglia sul fianco orientale, affiorante a nord delle Sources de l'Isère (profili 5, 6 e 7). Le numerose pieghe mesoscopiche dei calcescisti, isoclinali e monocline, non sono riprodotte nei profili; esse testimoniano l'esistenza nella falda piemontese di

mentre assumono potenza maggiore al margine meridionale della carta (profili 1 e 1a), dove descrivono un'ampia piega retroflessa. Essi costituiscono la « radice » dei calcescisti dell'Iseran e, probabilmente, anche dei lembi occidentali ampiamente sovrascorsi sulla zona briazzone (Pointe de la Sana-Grande Motte occidentale; Mt. Jovet ?). (f) La zona briazzone s.l. è intensamente deformata da pieghe mega- e mesoscopiche; esse hanno stile cilindrico o disarmonico nelle sequenze

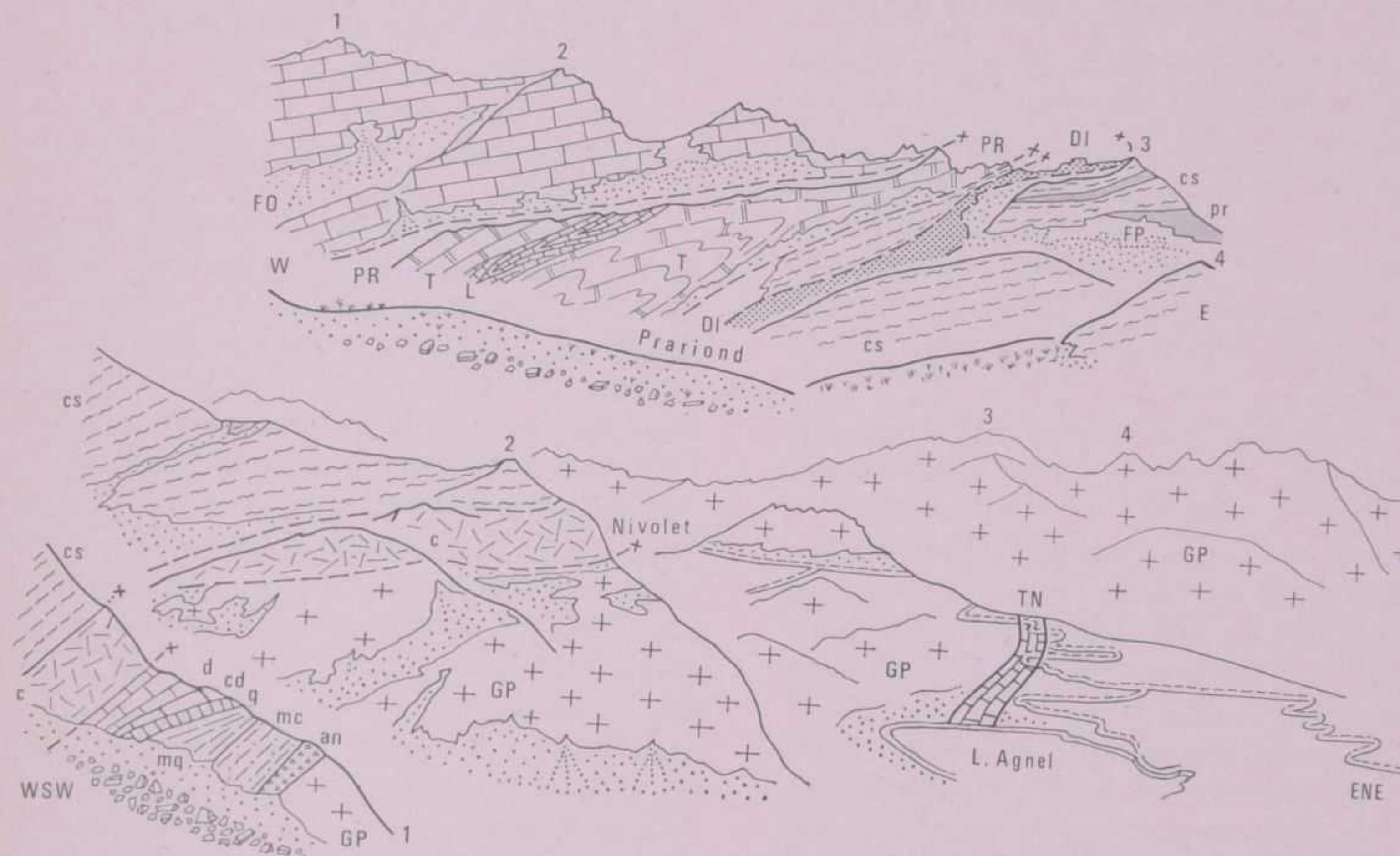


FIG. 7 - Panorama geologico del versante destro dell'alta Val d'Isère (sopra): 1) Tsanteleina; 2) Punta Calabre (Bazel); 3) Punta di Galisia; 4) Passo di Galisia. Falda piemontese (FP): calcescisti s.l. (cs) e principali intercalazioni prasinitiche (pr); DI) Digitazione dell'Iseran; Zona briazzone s.l.: faisceau du Prariond (PR), con sequenze carbonatiche triassiche (T) e Lias di tipo prepiemontese (L); faisceau du Fornet indifferenziato (FO). Panorama geologico del versante sinistro del bacino del lago Serrù, del Colle del Nivolet-lago Agnel e del massiccio del Gran Paradiso (sotto): 1) cresta Punta Bousson-Alpe Serrù; 2) Rocca Bianca; 3) Gran Paradiso; 4) Ciarforon. Zoccolo cristallino del Gran Paradiso: gneiss occhiadini e gneiss minimi indifferenziati (GP); anfiboliti albitiche (an); micascisti quarzosi varicolori (mq); quarzo-micascisti albitici (mc). Copertura permo-triassica più o meno scollata: micascisti quarzosi (cd); dolomie (d). Falda piemontese: carniole basali e scaglie associate (c); calcescisti con intercalazioni di pietre verdi (cs). Sinclinale mesozoica del Nivolet (TN).

un quadro di deformazione interna molto complesso e difficile da analizzare in dettaglio per la discontinuità degli affioramenti e la scarsità di sicuri orizzonti litostratigrafici di riferimento. (d) La digitazione dell'Iseran mostra sensibili variazioni di giacitura: fortemente inclinata verso ovest nei profili meridionali, essa si approssima all'orizzontale nel settore settentrionale della carta geologica. Rilevanti appaiono le sue implicazioni, per pieghe coricate, con i sottostanti calcescisti piemontesi (profili 10 e 11). La complicata struttura interna (scaglie e pieghe) non è rappresentabile alla scala dei profili. (e) I calcescisti piemontesi situati tra la digitazione dell'Iseran e la zona briazzone s.l. (FP₂ nelle Figg. 4 e 5) hanno uno spessore esiguo tra i profili 2 e 10,

triassiche e divengono acute e più serrate nei litotipi liassici, talora con locali scorrimenti sui fianchi (profili 2, 5, 8, 9 e 9a; Fig. 7).

La scistosità regionale nello zoccolo del Gran Paradiso è conforme con la giacitura periclinale del massiccio. In questo settore periferico le immersioni sono prevalentemente comprese tra 310° e 30° e le inclinazioni variano da 10° a 45°. Nella falda piemontese la scistosità mostra una dispersione maggiore, anche se predominano le immersioni tra 195° e 315°, con inclinazioni molto variabili.

- Le deformazioni lungo i piani di sovrascorrimento tra le diverse unità tettoniche sono in genere cicatrizzate con effetti rilevanti nei litotipi carbonatici. Le deformazioni postcristalline sono

evidenti soprattutto nelle rocce massicce. Le grandi faglie subverticali Colle del Bouquetin-Sources de l'Isère (NW-SE) e Pian della Ballotta-Passo della Galisia (circa E-W) hanno prodotto vistose deformazioni cataclastiche sugli gneiss occhiadini del Gran Paradiso; i loro effetti divengono meno appariscenti nei calcescisti della sovrastante falda piemontese.

8. CENNI SUI DEPOSITI QUATERNARI

La regione mostra un'estesa copertura quaternaria con caratteristiche fisiografiche tipiche dell'ambiente alpino di alta quota. I ghiacciai, circoscritti agli alti circhi, ricoprono una superficie di circa 10 km². I depositi morenici e le coltri detritiche sono molto estesi; assieme alla copertura glaciale, essi occupano quasi i 2/3 della carta geologica, rendendo talora difficile la ricostruzione delle strutture.

Nella carta sono stati distinti: alluvioni, conoidi alluvionali, copertura detritica indifferenziata, coni detritici e depositi morenici recenti.

I depositi alluvionali cartografati sono situati in corrispondenza di conche di sottoescavazione glaciale o di piccoli laghi intermorenici. Essi sono costituiti da prevalente materiale sabbioso-limoso, con locale presenza di torba.

La copertura detritica varia sensibilmente in rapporto alla natura, alla struttura ed alla morfologia del substrato roccioso. In corrispondenza dello zoccolo cristallino del Gran Paradiso si osservano in genere, alla base delle pareti, ripidi pendii detritici costituiti da blocchi e materiale grossolano; dove la morfologia è conforme alla scistosità, vi sono coltri di regolite più o meno colluviate.

I depositi quaternari associati al complesso dei calcescisti risentono della maggiore erodibilità del substrato roccioso. Dove i calcescisti affiorano a reggipoggio (versante orientale della costiera Galisia-Basei, ecc.), la falda di detrito alla base della parete è molto estesa e spesso poco inclinata. Essa mostra inoltre granulometrie più fini rispetto a quelle legate allo zoccolo del Gran Paradiso. Nei settori dove i calcescisti sono disposti a frangipoggio con inclinazione prossima a quella del versante (Val d'Isère), la morfologia è più dolce ed i depositi detritici sono costituiti in prevalenza da sottili coltri di materiale eluviale e colluviale mediamente fine. Alla base delle pareti calcareo-dolomitiche della zona brianzonese s.l. la falda detritica è in genere molto ripida e grossolana.

I depositi morenici distinti sono riferibili alle fasi stadiali napoleoniche e successive. Anche se molto recenti, essi presentano forme evolute e so-

no in genere fortemente incisi e rimaneggiati dalle acque di scorrimento superficiale. Alcuni depositi di fondo valle, dubitativamente attribuibili a morene di fondo più o meno rimaneggiate (pianori tra i laghi Serrù ed Agnel), sono stati indicati nella carta geologica con lo stesso simbolo della copertura detritica indifferenziata.

Osservazioni più dettagliate sui depositi quaternari che interessano in modo diretto i diversi tracciati prospettati per il « traforo della Galisia » sono esposte in un secondo lavoro (ARMANDO, DAL PIAZ, INNAURATO e POLINO).

9. RIASSUNTO E CONCLUSIONI

Il settore delle Alpi Graie italo-francesi, che si estende dal bacino del lago Serrù in Valle dell'Orco (Piemonte) all'alta Val d'Isère (Savoia), comprende tre unità tettoniche principali: il ricoprimento pennidico interno del Gran Paradiso, la falda piemontese dei calcescisti con pietre verdi e la zona brianzonese s.l.. Una fascia di carniole con associate scaglie tettoniche — la digitazione dell'Iseran — suddivide in due parti la falda piemontese. L'assetto litologico e strutturale di queste unità è illustrato in una carta geologica alla scala 1:12.500 ed in una tavola fuori testo con 18 profili seriati.

Il ricoprimento del Gran Paradiso è costituito da uno zoccolo cristallino pre-permiano e da limitati lembi di copertura permo-mesozoica. Nel primo prevalgono largamente gli gneiss occhiadini, interpretati come granitoidi tardo-ercinici con sovraimpronta tettonico-metamorfica alpina. Vi si associano alcune intercalazioni concordanti di gneiss minimi albitico-fengitici, i quali risultano assai meno diffusi di quanto indicato da BERTRAND (1968), e rare anfiboliti albitiche a granato. Nella regione sono state rinvenute nuove significative successioni della copertura più o meno sensibilmente scollata del Gran Paradiso, con micascisti quarzosi varicolori (Permiano ?), quarziti bianchi (Neopermiano-Eotrias ?), calcari dolomiticci e dolomie grigie in facies triassica.

Il Gran Paradiso è sovrascorso dalla falda piemontese dei calcescisti con pietre verdi, dubitativamente riferibile ad un complesso di unità che in origine si trovavano all'esterno del settore oceanico del bacino piemontese. Le successioni situate all'interno della digitazione dell'Iseran si sovrapppongono ad un orizzonte basale di carniole e sono costituite da ripetute alternanze di calcescisti s.l. e metavulcaniti di vario tipo. Rare metabasiti corrispondono ad originarie pillow-lave; altre sono verosimilmente attribuibili a ialoclastiti basaltiche e/o a tufiti ialoclastitiche. Si rinven-

gono inoltre sporadiche tracce di metagabbri e serpentiniti. Il settore della falda piemontese situato all'esterno della digitazione dell'Iseran è costituito da calcescisti calcariferi con subordinate filladi e scarsissime prasiniti. I parascisti hanno caratteristiche sedimentologiche diverse e cristalinità meno pronunciata rispetto a quelle delle successioni interne.

La zona brianzonese s.l. espone nella regione le sole sequenze mesozoiche che si articolano in due anticinali retroflesse e più o meno scagliate. L'anticinale più interna — *faisceau du Prariond* — è costituita da sequenze calcareo-dolomitiche di età triassico-liassica ed è ritenuta la « radice » della falda brianzonese interna della Grande Motte-Grande Casse (ELLENBERGER, 1958). La seconda anticinale coricata — *faisceau du Fornet* — affiora nella zona della Punta Calabre ed è formata da potenti dolomie triassiche e da sovrastanti sequenze che arrivano al Cretaceo-Paleocene (ELLENBERGER, 1958).

Un panorama delle due pieghe coricate è illustrato in Fig. 7 e nella Tav. III.

Le diverse unità tettoniche della regione mostrano un quadro metamorfico sostanzialmente uniforme. Prevalgono largamente le associazioni in facies scisti verdi di età lepontina (datazioni K-Ar; BOCQUET *et alii*, 1974; DELALOYE e DESMONS, 1976); al loro interno si osservano modeste variazioni legate alla distribuzione di biotite bruna, biotite verde-oliva e stilpnometano. Non mancano tuttavia le tracce di precedenti eventi metamorfici, con associazioni relitte di alta pressione e bassa temperatura (granato, anfiboli sodici e rarissimo clinopirosseno uralitizzato).

La struttura tettonica della regione appare relativamente semplice a grande scala. Il settore orientale della falda piemontese dei calcescisti con pietre verdi risente degli effetti esercitati dalla culminazione assiale del Gran Paradiso e della sua struttura periclinale, mentre quello occidentale è coinvolto ed inviluppato nella generale retroflessione delle unità brianzoni interne.

* * *

Ringraziamo vivamente P. BAGGIO, Gb. DAL PIAZ, G.I. ELTER e C. FRIZ per la lettura critica del manoscritto; P. NATALE, per alcune osservazioni mineralogiche sulla pirite del Pian della Ballotta; E. FANZAGO per il disegno delle tavole fuori testo.

PADOVA, Laboratorio di Geologia applicata del C.N.R., corso Stati Uniti (R. Polino) e Istituto di Geologia dell'Università, via Giotto 1 (G. V. Dal Piaz).

SUMMARY

Three main Alpine nappes are exposed in the Lago Serrù (Piedmont) and high Isère Valley (Savoy) area of the Graian Alps: (a) the internal Pennine Gran Paradiso nappe; (b) the overlying Ophiolite Piedmont nappe and (c) the external Pennine Gran San Bernardo or Briançonnais nappe *sensu lato*.

The first comprises a crystalline basement (mainly augen-gneisses) with rare and scattered relics of its Permo-Triassic sedimentary cover.

The Piedmont nappe displays a basal tectonic horizon of Triassic evaporites (« cornieules ») with associated tectonic slices and a volcanic and sedimentary sequence comprising calc-schists and basaltic metavolcanics with rare metagabbros and serpentinite. The Piedmont nappe is subdivided into internal and external sectors by the Iseran « digitazione », a narrow tectonic zone involving Piedmont and Briançonnais lithologies.

In this area, the Briançonnais nappe comprises only Mesozoic carbonates, showing the partly sheared recumbent folds of Prariond and Fornet.

The Alpine metamorphism is characterized by greenschist facies associations of Lepontine age, overprinting rare high-pressure/low-temperature relics

BIBLIOGRAFIA

- AMSTUTZ A., 1962 - *Notice pour une carte géologique de la Vallée de Cogne et de quelques autres espaces au Sud d'Aoste*. Arch. Sc. Ph. Nat. Genève, v. 15, pp. 1-104.
- BEARTH P., 1967 - *Die Ophiolite der Zone von Zermatt-Saas Fee*. Beitr. Geol. Karte Schweiz, v. 132, 130 pp.
- BEARTH P., 1973 - *Gesteins und Mineralparagenesen aus den Ophioliten von Zermatt*. Schweiz. Min. Petr. Mitt., v. 53, pp. 299-334.
- BEARTH P., 1976 - *Zur Gliederung der Bundnerschiefer in der Region von Zermatt*. Eclogae Geol. Helv., v. 69, pp. 149-161.
- BERTRAND J. M., 1968 - *Etude structurale du versant occidental du Massif du Grand Paradis (Alpes Graies)*. Trav. Lab. Geol. Grenoble, v. 44, pp. 55-87.
- BIANCHI A. e DAL PIAZ Gb., 1959 - *La memoria geologico-petrografica di R. Michel sul massiccio del Gran Paradiso e regioni adiacenti*. Rend. Soc. Min. It., v. 15, pp. 21-24.
- BOCQUET J., 1971 - *Carte de répartition de quelques minéraux du métamorphisme alpin dans les Alpes franco-italiennes*. Eclogae Geol. Helv., v. 64, pp. 71-103.
- BOCQUET J., 1974 a - *Blue amphiboles of the Western Alps. Chemistry and physical characters*. Schweiz. Min. Petr. Mitt., v. 54, pp. 425-448.
- BOCQUET J., 1974 b - *Etudes minéralogiques et pétrologiques sur les métamorphismes d'âge alpin dans les Alpes françaises*. Thèse Univ. Grenoble, 489 pp.
- BOCQUET J., DELALOYE M., HUNZIKER J. C. e KRUMMENACHER D., 1974 - *K-Ar and Rb-Sr radiometric dating of blue amphiboles, micas and associated minerals from the Western Alps*. Contr. Mineral. Petrol., v. 47, pp. 7-26.
- BOCQUET J., LADURON D. e DE BETHUNE P., in stampa - *Zonation et chimisme de grenat des Alpes occidentales*. Mém. Univ. Cathol. Louvain.
- BORTOLAMI G. e DAL PIAZ G. V., 1970 - *Il substrato cristallino dell'anfiteatro morenico di Rivoli-Avigiana (prov. di Torino)*. Mem. Soc. It. Sc. Nat., v. 18, pp. 125-169.
- BRIGO L., DAL PIAZ G. V. e FERRARIO A., 1976 - *Le mineralizzazioni cuprifere legate ai termini effusivi di alcuni complessi ofolitici nell'area mediterranea*. Boll. Ass. Mineraria Subalpina, v. 13, pp. 352-371.
- CALLEGARI E., COMPAGNONI R. e DAL PIAZ G. V., 1969 - *Relitti di strutture intrusive ercine e scisti a sillimite nel Massiccio del Gran Paradiso*. Boll. Soc. Geol. It., v. 88, pp. 59-69.

- COMPAGNONI R. e LOMBARDO B., 1974 - *The alpine age of the Gran Paradiso eclogites.* Rend. Soc. It. Min. Petr., v. 30, pp. 223-237.
- COMPAGNONI R. e PRATO R., 1969 - *Paramorfosi di cianite su sillimanite in scisti pregranitici del Massiccio del Gran Paradiso.* Boll. Soc. Geol. It., v. 88, pp. 537-549.
- COMPAGNONI R., ELTER G. I. e LOMBARDO B., 1974 - *Eterogeneità stratigrafica del complesso degli "gneiss minuti" nel massiccio cristallino del Gran Paradiso.* Mem. Soc. Geol. It., v. 13 (suppl. 1), pp. 227-239.
- CORNELIUS H. P., 1936 - *Einige Beobachtungen an den Gneisen des Monte Rosa und Gran Paradiso.* Mitt. Geol. Ges. Wien, v. 29, pp. 1-20.
- DAL PIAZ Gb., 1928 - *Geologia della catena Herbetet-Grivola-Gran Nomenon.* Mem. Ist. Geol. Univ. Padova, v. 7, 84 pp.
- DAL PIAZ Gb., 1938 - *Alcune considerazioni sull'età degli ortogneiss del Gran Paradiso, del Monte Rosa e degli Alti Tauri.* Periodico Mineral., v. 9, pp. 273-287.
- DAL PIAZ G. V., 1965 - *La formazione mesozoica dei calcesci-sti 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. Soc. Geol. It., v. 84, pp. 67-104.
- DAL PIAZ G. V., 1971 - *Alcune considerazioni sulla genesi delle ophioliti piemontesi e dei giacimenti ad esse asso-ciati.* Boll. Ass. Min. Subalpina, v. 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. I parte:* Boll. Soc. Geol. It., v. 93, pp. 437-468; *II parte:* Schweiz. Min. Petr. Mitt., v. 54, pp. 399-424.
- DAL PIAZ G. V., 1976 - *Il lembo di ricoprimento del Pillonet, falda della Dent Blanche nelle Alpi occidentali.* Mem. Ist. Geol. Min. Univ. Padova, v. 31, 60 pp.
- 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. Soc. Geol. It., v. 11, pp. 433-460.
- DEBELMAS J., 1976 - *Deux coupes transversales des Alpes franco-italiennes.* Schweiz. Min. Petr. Mitt., v. 56, pp. 561-565.
- DELALOYE M. e DESMONS J., 1976 - *K-Ar radiometric age determinations of withe micas from the piemont zone, French-Italian western Alps.* Contr. Mineral. Petrol., v. 57, pp. 297-303.
- ELLENBERGER F., 1958 - *Etude géologique du pays de Vanoise.* Mém. expl. Carte géol. France, 561 pp.
- ELTER G., 1960 - *La zona pennidica dell'alta e media Valle d'Aosta e le unità limitrofe.* Mem. Ist. Geol. Univ. Padova, v. 22, 113 pp..
- ELTER G., 1971 - *Schistes lustrés et ophiolites de la zone piemontaise entre Orco et Doire Baltée (Alpes Graies). Hypothèses sur l'origine des ophiolites.* Géol. Alpine, v. 47, pp. 147-149.
- ELTER G., 1972 - *Contribution à la connaissance du Briançonnais interne et de la bordure piémontaise dans les Alpes Graies nordorientales et considérations sur les rapports entre les zones du briançonnais et des schistes lustrés.* Mem. Ist. Geol. Univ. Padova, v. 28, 19 pp..
- 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.* Schweiz. Min. Petr. Mitt., v. 54, pp. 247-290.
- GOGUEL J., 1955 - *Tectonique des schistes lustrés de Bonneval (Savoie).* C. R. Somm. Soc. Géol. France, pp. 309-311.
- HERMANN F., 1928 a - *Sulla tectonica valdostana.* Mem. Ist. Geol. Univ. Padova, v. 7, 18 pp.
- HERMANN F., 1928 b - *La nappe de la Dent Blanche et les nappes des schistes lustrés en Maurienne et Tarentaise.* Ecl. Géol. Helv., v. 21, pp. 70-72.
- HERMANN F., 1930 - *Il ricoprimento dei calcesci-sti fra i mas-sicci d'Ambrì e del Gran Paradiso.* Mem. Ist. Geol. Univ. Padova, v. 8, 44 pp..
- HUNZIKER J. C., 1974 - *Rb-Sr and K-Ar age determinations and the alpine tectonic history of the Western Alps.* Mem. Ist. Geol. Univ. Padova, v. 31, 54 pp..
- LEMOINE M., 1971 - *Données nouvelles sur la série du Gondran près Briançon (Alpes Cottiennes).* Réflexions sur les problèmes stratigraphique et paléogéographique de la zone piémontaise. Géol. Alpine, v. 47, pp. 181-201.
- LEMOINE M., STEEN D. e VUAGNAT M., 1970 - *Sur le pro-blème stratigraphique des ophiolites piémontaises et des roches sédimentaires associées: observation dans le massif de Chabrière en Haute-Ubaye (Basses-Alpes, France).* C. R. séances Soc. Phys. Hist. Nat. Genève, v. 5, pp. 44-59.
- MICHEL R., 1953 - *Les schistes cristallin des Massifs du Grand Paradis et du Sesia Lanzo (Alpes franco-italiennes).* Science de la terre, Nancy, v. 1, 287 pp..
- NATALE P., 1966 - *Sulla pirite di alcuni giacimenti piritoso-cuprifero stratiformi delle Alpi occidentali.* Boll. Ass. Min. Subalpina, v. 3, pp. 355-363.
- NICOLAS A., 1967 - *Géologie des Alpes piemontaises entre Dora Maira et Grand Paradis.* Géol. Alpine, v. 43, pp. 139-167.
- NICOLAS A., 1969 - *Tectonique et métamorphisme dans le Stura de Lanzo (Alpes piemontaises).* Schweiz. Min. Petr. Mitt., v. 49, pp. 359-377.
- NOVARESE V., 1909 - *Il profilo della Grivola.* Boll. R. Soc. Geol. It., v. 40, pp. 497-525.
- PRATO R., 1969 - *Studio geologico della regione del Colle del Nivolet.* Tesi di laurea, Univ. di Torino.
- PRATO R., 1971 - *Il settore centro-occidentale del Massiccio del Gran Paradiso.* Atti Acc. Sci. Torino, v. 105, pp. 453-467.
- RAGUIN E., 1930 - *Sulla struttura della «Nappe des Schistes lustrés» nell'alta Moriana (Francia).* Mem. Ist. Geol. Univ. Padova, v. 8, 10 pp..
- STURANI C., 1973 - *Considerazioni sui rapporti tra Appennino settentrionale ed Alpi occidentali.* Acc. Naz. Lincei, quad. 183, pp. 119-142.

INDICE

1. INQUADRAMENTO GEOLOGICO	pag.	3
2. RICOPRIMENTO DEL GRAN PARADISO	»	3
2.1. ZOCCOLO CRISTALLINO PRETRIASSICO	»	4
2.2. COPERTURA PERMO-TRIASSICA	»	6
3. FALDA PIEMONTESE DEI CALCESCISTI CON PIETRE VERDI	»	8
3.1. CARNIOLE BASALI	»	8
3.2. CALCESCISTI	»	10
3.3. PIETRE VERDI	»	11
3.4. PROBLEMI PALEOAMBIENTALI	»	12
4. ZONA BRIANZONESE S.L.	»	13
5. DIGITAZIONE DELL'ISERAN	»	14
6. METAMORFISMO	»	14
7. TETTONICA	»	16
8. CENNI SUI DEPOSITI QUATERNARI	»	18
9. RIASSUNTO E CONCLUSIONI	»	18
SUMMARY	»	19
BIBLIOGRAFIA	»	19

SPIEGAZIONE DELLA TAVOLA I

Litologie Principali

FIG. 1 - *Zoccolo pretriassico del Gran Paradiso*: gneiss occhiadini con netta tessitura piano-scistosa e linneazione del feldispato potassico; strada del Nivolet, poco al di sotto del Lago Serrù.

FIG. 2 - *Copertura del Gran Paradiso*. Da destra a sinistra e dal basso all'alto: micascisti quarzosi vari-colori (Permiano ?), quarziti bianche (Neopermiano-Eotrias ?), dolomie stratificate (Trias), scure in fotografia; cresta Punta Bousson-Alpe Serrù.

FIG. 3 - *Falda piemontese dei calcescisti con pietre verdi*: calcescisti s.s. con livelletti in rilievo più ricchi in carbonato; Val d'Isère, sentiero per il Passo della Losa.

FIG. 4 - *Falda piemontese: pillow-lava* con nucleo di anfiboliti massicce albitico-glaucofanico-epidotiche ed orlo più chiaro ricco in epidoto, albite e clorite; Sources de l'Isère.

FIG. 5 - *Zona brianzonese s.l.*: calcescisti prepiemontesi con sottili livelli quarzosi in rilievo; riva destra dell'Isère, tra Pont St. Charles e Prariond.

FIG. 6 - *Zona brianzonese s.l.*: dolomie stratificate del Trias brianzonese; Gorges du Malpasset, versante destro.

MEMORIE DI SCIENZE GEOLOGICHE - Vol. XXXII

R. POLINO e G. V. DAL PIAZ - *Geologia dell'alta Val d'Isère e del bacino del lago Serrù, Alpi Graie.*

TAV. I



FIG. 1



FIG. 2



FIG. 3



FIG. 4



FIG. 5



FIG. 6

SPIEGAZIONE DELLA TAVOLA II

FIG. 1 - Prasinite: porfiroblasti albitici in matrice di clorite, attinoto ed epidoto (Nicol incrociati, 40 \times); bacino del Lago Serrù.

FIG. 2 - Anfibolite albitico-glaucophanico-epidotica a mica bianca, carbonati e relitti di clinopirosseno uralitizzato: porfiroblasti di glaucofane con sottile orlo di anfibolo verde, aggregati diablastici di albite ed attinoto e plaghe irregolari di uralite (solo Pol., 80 \times); Sources de l'Isère.

FIG. 3 - Scisto ovarditico: idioblasti zonati di tormalina in matrice cloritico-micacea con albite porfiroblastica, quarzo e carbonati (solo Pol., 40 \times); Petite Aiguille Rousse, cresta ovest.

FIG. 4 - Ovardite a stilpnomelano: aggregati a covoni di stilpnomelano di genesi tardiva in matrice albitico-cloritica (solo Pol., 40 \times); Pointe de l'Iseran, cresta ovest.

MEMORIE DI SCIENZE GEOLOGICHE - Vol. XXXII

R. POLINO e G. V. DAL PIAZ - *Geologia dell'alta Val d'Isère e del bacino del lago Serrù, Alpi Graie.*

TAV. II



FIG. 1

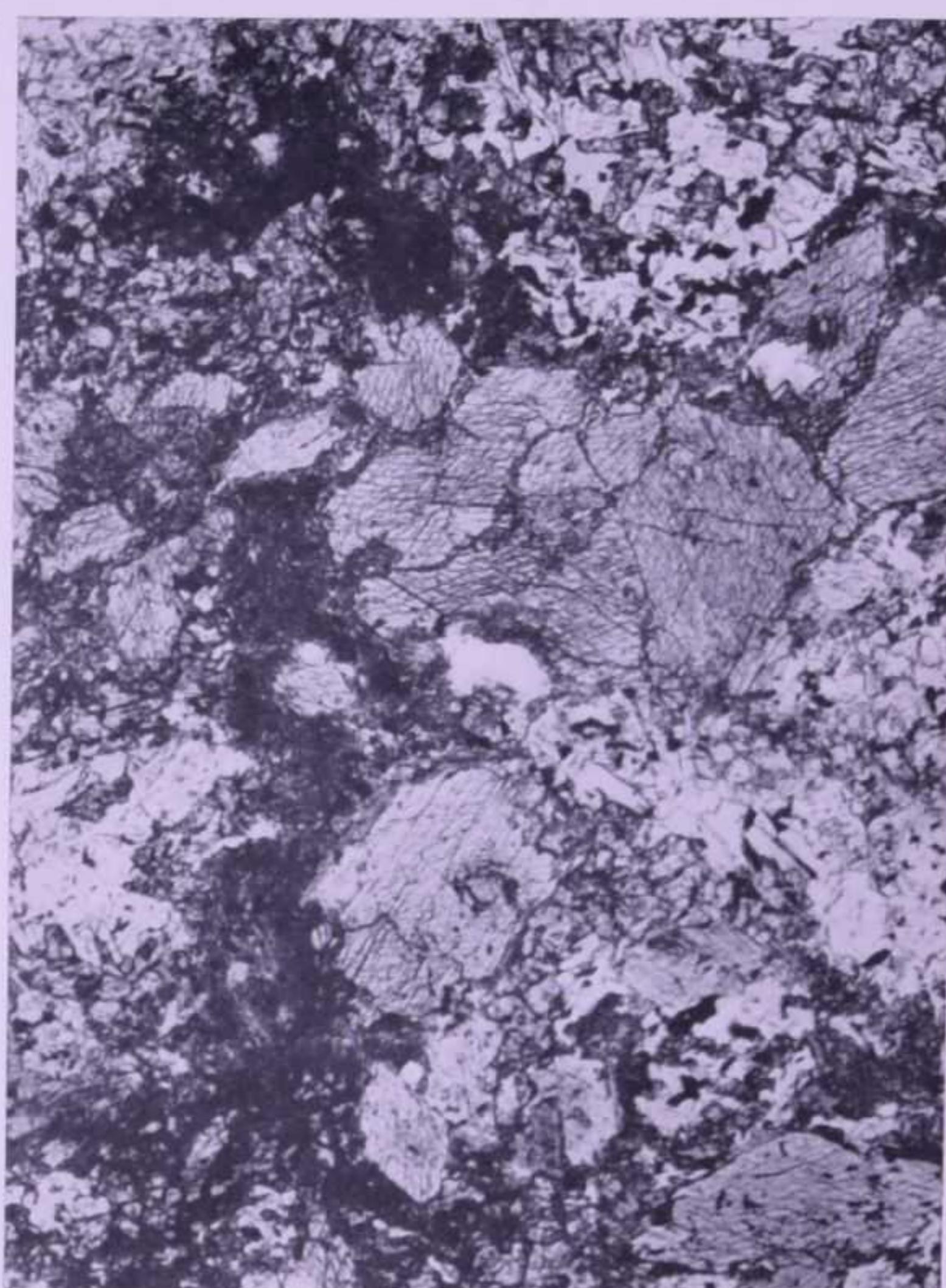


FIG. 2



FIG. 3



FIG. 4



MEMORIE DI SCIENZE GEOLOGICHE - Vol. XXXII

R. POLINO e G. V. DAL PIAZ - *Geologia dell'alta Val d'Isère e del bacino del lago Serrù, Alpi Graie.*

TAV. III



FIG. 1 - Il versante destro dell'alta Val d'Isère e la dorsale Tsanteleina-Punta di Galisia.



FIG. 2 - Il versante sinistro del bacino del Lago Serrù, il Colle del Nivolet, il Lago Agnel ed il massiccio del Gran Paradiso.
Per l'illustrazione geologica ed i riferimenti topografici si veda la Fig. 7 nel testo.