PUBBLICAZIONE EDITA SOTTO GLI AUSPICI DEL CONSIGLIO NAZIONALE DELLE RICERCHE

GIULIO ELTER

LA ZONA PENNIDICA DELL' ALTA E MEDIA VALLE D' AOSTA E LE UNITÀ LIMITROFE

(Con 22 figure, 1 tavola fuori testo e 1 carta tettonica alla scala 1 : 100.000)

PADOVA
Società Cooperativa Tipografica
1960

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

Volume XXII

PREMESSA (*)

La Valle d'Aosta, di cui consideriamo qui la parte situata ad Ovest di una linea Nord-Sud passante per la Torre di Lavina ed il M. Faroma, è soprattutto compresa nella zona pennidica. Ne è soltanto estranea la parte nord-occidentale di costituzione elvetica, poichè anche il ricoprimento Dent Blanche s. str., ritenuto di pertinenza austroalpina da alcuni autori ([1]), viene qui considerato come un elemento pennidico.

Il seguente lavoro è un tentativo di descrivere in forma riassuntiva le condizioni strutturali e geologiche di questo settore essenzialmente pennidico, secondo un'interpretazione adeguata alle conoscenze attuali. Non rappresenta e non intende rappresentare la soluzione dei vasti e complessi problemi tettonici di questa regione che esige dati ben più completi e dettagliati di quelli qui utilizzati. Suo scopo essenziale è di ottenere una migliore impostazione dei problemi ai fini di nuove indispensabili ricerche, precisandone aspetti conosciuti, mettendone in luce dei nuovi e stabilendo ipotesi di lavoro.

Nello stesso tempo, poichè la rappresentazione delle condizioni geologiche e strutturali è stata costruita anche esaminando i dati locali alla luce dei risultati raggiunti dal progresso delle conoscenze in altri settori delle Alpi Occidentali aventi in comune con questo unità tettoniche e problemi, si è inteso dare attraverso ad essa un'idea concreta, anche se parziale, del grado di evoluzione dei concetti e delle interpretazioni dall'epoca dei lavori sintetici di E. Argand ad oggi. Ci si riferirà quindi in modo particolare all'immagine strutturale del settore valdostano contenuta nel grande quadro sintetico di questo autore, ogni qual volta le interpretazioni qui prospettate verranno confrontate con quelle precedenti.

Impostato con questo duplice scopo questo lavoro è basato su tutti i dati esistenti e su osservazioni originali. Queste ultime sono state raccolte in ricerche effettuate nel trascorso decennio, in buona parte con il concorso finanziario del Consiglio Nazionale delle Ricerche che mi è grato qui ringraziare. Nello stesso tempo ringrazio i professori Angelo Bianchi e Giambattista Dal Piaz che hanno accolto il mio lavoro nelle Memorie, da Loro dirette, degli Istituti di Geologia e Mineralogia dell'Università di Padova. Infine esprimo la mia riconoscenza ai professori Giambattista Dal Piaz e Roberto Malaroda per avermi aiutato con consigli ed incoraggiamenti preziosi.

(*) Memoria pubblicata col contributo finanziario del Consiglio Nazionale delle Ricerche e compresa nel programma dei « *Gruppi di lavoro* » *sulle formazioni cristalline e sedimentarie delle Alpi.*

([1]) Da R. Staub in primo luogo [116; 120; 121].

FONTI DELLE NOTIZIE

La carta tettonica che illustra questo lavoro è stata disegnata utilizzando documenti esistenti e rilevamenti originali. Questi ultimi concernono le seguenti regioni: Valle Ferret, Valle della Dora Baltea a monte di Morgex, Valle di La Thuile e dintorni del Piccolo S. Bernardo, Valle di Cogne, regione di Aosta. Per le due ultime zone ho potuto disporre anche di dati inediti di altri ([1]).

A questi dati si possono aggiungere quelli raccolti in escursioni effettuate in altre zone in cui non esistevano documenti più recenti dei fogli M. Bianco, Aosta e Gr. Paradiso della Carta Geologica d'Italia al 100.000. Dovuti ai rilevamenti compiuti nel periodo 1890-1912 da Franchi, Mattirolo, Novarese e Stella, questi fogli rappresentano comunque la base essenziale per il disegno della carta tettonica.

Per le valli aostane meridionali ho anche consultato la Carta geologica alla scala 1:100.000 del Massiccio del Gran Paradiso e delle regioni limitrofe di R. Michel [90] ed i fogli Piccolo S. Bernardo e Tignes della Carte Géologique de la France al 50.000 ([2]). Per le regioni che vi sono rappresentate ho utilizzato infine i dati, più dettagliati, delle seguenti carte alla scala 1:25.000: Carta geologica della catena Herbetet-Grivola-Gr. Nomenon di Gb. Dal Piaz [40], Carta geologica-petrografica della Valle di Ollomont e della Valpelline inferiore di E. Diehl, R. Masson & H. Stutz [47], Carta geologica della Val Veni e del vallone del Breuil di P. Elter [55], foglio Gran S. Bernardo dell'Atlante Geologico della Svizzera di N. Oulianoff & R. Trümpy [146] e Carta geologica della Val Ferret di M. B. Cita [34].

Questi i documenti essenziali. Naturalmente è stato anche tenuto conto delle numerose rappresentazioni grafiche a carattere compilativo ed a scala più piccola in cui la nostra regione è in parte o totalmente rappresentata, di E. Argand [10], F. Hermann [79], R. Staub [115], R. Barbier [20; 21], R. Trümpy [146], F. Ellenberger [21; 50] ed, in modo particolare, della Carta strutturale delle Alpi Occidentali di E. Argand e della Carta geologica al 200.000 delle Alpi nord-occidentali di F. Hermann.

SUDDIVISIONE TETTONICA

In questo lavoro vengono distinte, nel territorio considerato, le seguenti unità: a NW i due complessi tettonici della zona Elvetica s. l., e cioè il massiccio del M. Bianco con la sua copertura autoctona ed il sistema costituito dal Cristallino del M. Chétif e della Testa Bernarda e dal Mesozoico delle Valli Veni e Ferret; poi, a SE dal fronte pennidico e partendo da NW, la zona delle Brecce di Tarantasia, la zona del Versoyen, la zona del Piccolo S. Bernardo s. s., il ricoprimento del Gran S. Bernardo, il massiccio del Gran Paradiso, la zona dei calcescisti e delle pietre verdi, il lembo di ricoprimento

([1]) Di Piero Elter e soprattutto di Franz Elter.

([2]) Rilevati, per le zone che qui interessano, da F. Hermann.

del M. Emilius, il lembo di ricoprimento del M. Mary, la zona di Roisan ed il ricoprimento della Dent Blanche s. s.

Nella carta tettonica allegata vennero differenziate inoltre: entro la falda del Gran S. Bernardo la copertura mesozoica dalle formazioni più antiche, ed in queste ultime la fascia permo-carbonifera esterna (« assiale »), dai terreni cristallini; nella zona delle pietre verdi gli gneiss della Becca del Tos ed il Trias, dagli altri costituenti più recenti e, entro il ricoprimento della Dent Blanche s. s. le due zolle di scivolamento che secondo H. Stutz & R. Masson [128] corrispondono alla serie di Valpelline ed alla serie di Arolla.

Nelle righe che seguono verranno successivamente esaminate le caratteristiche di tutte queste unità. Si vedrà come alcune abbiano carattere omogeneo mentre altre, più che ad un singolo elemento, corrispondano ad un complesso di elementi tettonici non ancora delimitabili con sufficiente approssimazione. La suddivisione tettonica qui adottata non è quindi nè completa nè definitiva. Ciò nonostante è da considerare più aderente alla realtà strutturale di quanto non lo siano altre anteriori, e in particolare, quella adottata per la regione considerata da E. Argand nei suoi lavori sintetici. Questo autore, attribuiva le formazioni della parte pennidica della regione considerata a cinque sole unità ossia alle falde del Gran S. Bernardo e del M. Rosa-Gran Paradiso ed ai tre lembi (M. Emilius, M. Mary e Dent Blanche s. s.) del ricoprimento Dent Blanche s. l., di cui, a seconda dell'età, rappresentavano il nucleo pretriassico o l'involucro mesozoico, non riconoscendo in tal modo come unità tettoniche indipendenti le zone delle Brecce di Tarantasia, delle pietre verdi e di Roisan ed i due elementi tettonici dei dintorni del Piccolo S. Bernardo (zone del Versoyen e del P. S. Bernardo s. s.).

L'esistenza di questi elementi non individuati nella sintesi di E. Argand ha un significato ben preciso; essa dimostra che nella nostra regione la copertura mesozoica ha subito una differenziazione tettonica più o meno pronunciata rispetto al substrato pretriassico anche in corrispondenza dell'edificio pennidico. Questa constatazione smentisce uno dei presupposti del concetto di Argand dell'ultrapiega pennidica, quello della solidarietà e dell'omogeneità tettonica tra nucleo pretriassico ed involucro mesozoico. Come si vedrà in seguito l'esistenza stessa di uno stile tettonico per ultrapiega nella nostra regione appare attualmente discutibile anche in base ad altre considerazioni.

UNITÀ ELVETICHE

GENERALITA'

Terreni mesozoici a facies delfinese-elvetica e le rocce pretriassiche del M. Bianco, del piccolo massiccio del M. Chétif, e delle scaglie analoghe a quest'ultimo per composizione litologica e situazione tettonica della Testa Bernarda, costituiscono la zona elvetica s. l. della Valle d'Aosta.

Le rocce cristalline del M. Bianco hanno subìto, come da tempo è stato riconosciuto [48], gli effetti di cicli orogenetici prealpini. Poichè le ricerche di E. Sane-

RO [111] hanno messo in evidenza la comagmaticità e l'unità genetica delle formazioni pretriassiche del Chétif e del protogino del M. Bianco, i costituenti di questo piccolo massiccio e delle scaglie analoghe della Testa Bernarda sono da considerare allo stesso modo e si deve ammettere che tutto questo materiale pretriassico attualmente separato da una larga fascia, a direzione alpina, di formazioni mesozoiche costituisse in origine un complesso unitario. La separazione è evidentemente di origine alpina ma doveva essere già impostata nelle fasi più antiche di questo ciclo orogenetico come dimostrano le considerazioni seguenti.

La copertura sedimentaria mesozoica del M. Bianco, ridotta a qualche esiguo lembo nelle parti meridionali, ma ben sviluppata nei termini triassici e liassici in quelle settentrionali, è contraddistinta nell'insieme, come risulta soprattutto dalle ricerche di E. PARÉJAS [105], da lacune ripetute e dal carattere batiale del Lias inferiore. Nessuna di queste caratteristiche è riscontrabile nei termini coevi dei terreni essenzialmente giuresi che in Valle d'Aosta ricoprono le rocce pretriassiche del Chétif e della Testa Bernarda e si interpongono tra queste ed il Cristallino del M. Bianco e ciò che resta della sua copertura sedimentaria; essi si sono formati quindi in zone del substrato ercinico che erano già differenziate dal massiccio del M. Bianco all'epoca del loro deposito, determinando condizioni ambientali diverse da quelle che corrispondevano alla copertura sedimentaria di quest'ultimo. Il sistema cristallino M. Chétif - Testa Bernarda deriva evidentemente da questo substrato più interno; probabilmente ne rappresenta solo una parte, l'unica attualmente emergente dalla sua copertura sedimentaria.

Il massiccio del M. Bianco con la sua copertura autoctona da una parte, dall'altra il sistema cristallino M. Chétif - Testa Bernarda con la maggior parte dei terreni mesozoici a facies delfinese-elvetica affioranti in Valle d'Aosta che ne rappresentano la copertura stratigrafica e che distinguo qui con il termine di zona di Entrèves, corrispondono quindi a due unità nettamente distinte tettonicamente e stratigraficamente.

MASSICCIO DEL MONTE BIANCO

ROCCE PRETRIASSICHE

Un recentissimo studio di P. BAGGIO [17] sul granito ha in gran parte ovviato alla precedente scarsità di dati sulla costituzione litologica del versante italiano del massiccio del M. Bianco. Rimandando alla pubblicazione del suddetto autore per notizie più complete mi limito ad accennare ai risultati essenziali. P. BAGGIO ha messo in evidenza l'eterogeneità del protogino ossia del granito biotitico, alcalicalcico ed epimetamorfico del M. Bianco, distinguendo e descrivendo le diverse facies intrusive, filoniane e milonitiche ed analizzando i caratteri dell'epimetamorfismo alpino. Inoltre ha dimostrato l'inesistenza, già ritenuta probabile da S. FRANCHI ([61], p. CLXXVIII) dell'affioramento di Carbonifero descritto da MRAZEC & DUPARC ([48], pp. 173 e 175) al M. Frety, sulle cui caratteristiche ovviamente immaginarie furono stabilite ipotesi del tutto arbitrarie ma di largo seguito su una presunta età postcarbonifera del protogino ([35], p. 38) e del diastrofismo prealpino [81].

P. Baggio non ha esteso le sue ricerche dettagliate agli scisti cristallini, che sul versante italiano costituiscono la parte sud-occidentale del massiccio. Essi sono di conseguenza poco conosciuti; la fonte di dati più aggiornata è infatti il foglio al 100.000 M. Bianco, rilevato nel 1899-1900 da S. Franchi. Esso indica la presenza di « gneiss e micascisti sericitici bigi poco cristallini » e di « masse molto più cospicue di gneiss e micascisti biotitici con intercalazioni di micascisti sericitici e di anfiboliti e con inserzioni più localizzate di rocce filoniane (apliti, porfiriti e porfidi) ». Si tratta verosimilmente di rocce anteriori al Carbonifero che affiora, come è indicato sulla carta suddetta, nella regione del Colle Infranchissable, ed in cui S. Franchi ([59], p. 38) ha osservato delle impronte di felci. N. Oulianoff considera attualmente [104] molto antiche (precaledoniane) le rocce, omologhe a queste, del versante francese; esse sembrano presentare sul versante italiano una certa analogia d'insieme con quelle del Cristallino antico di alcune unità pennidiche valdostane. Comunque, rocce filoniane eccettuate, questi scisti cristallini del M. Bianco sono certamente più antichi del granito. Quest'ultimo viene considerato da molti autori, in primo luogo Corbin & Oulianoff [36], anteriore al Westfaliano superiore ([1]). Si tratta senza dubbio dell'attribuzione cronologica più attendibile specie dopo la dimostrazione dell'inesistenza del Carbonifero del M. Frety ([2]).

COPERTURA MESOZOICA AUTOCTONA

In pubblicazioni anteriori ([3]) è stata indicata la presenza di terreni sedimentari autoctoni anche sul versante italiano del M. Bianco. Non si tratta, di un « autoctono antico » costituito da Trias o da formazioni anteriori [34], si è in presenza invece di depositi trasgressivi, con ogni probabilità, posteriori al Lias.

Il Trias è forse rappresentato dalle quarziti e dai marmi fetidi quarziferi che si osservano a La Vachey e Pétéret ([4]). Ma queste rocce, assieme ai calcari titonici a *Calpionella* che affiorano a Pétéret associati a brecce calcaree probabilmente coeve ed a scisti argillosi post-triassici che si notano a Pétéret e nel Vallone della Brenva, rappresentano un insieme di pertinenza incerta tra le formazioni della zona di Entrèves e la serie autoctona del M. Bianco, ossia tra la copertura di quest'ultimo massiccio e quella del Cristallino del Chétif e della Testa Bernarda. Nel secondo caso sarebbero da considerare piuttosto come lembi trascinati alla base della zona di Entrèves dalla copertura sedimentaria di parti del massiccio del M. Bianco più interne di quelle corrispondenti alla loro situazione attuale.

Gli orizzonti trasgressivi post-liassici già menzionati sono quindi gli unici rappresentanti sicuri, almeno in base ai dati attualmente conosciuti, di una copertura veramente autoctona. Si tratta di conglomerati e di arenarie conglomeratiche a cemento cal-

---

([1]) Età delle flore fossili del Carbonifero delle Aiguilles Rouges secondo studi effettuati da P. Bertrand [28].

([2]) Poichè l'età precarbonifera del granito delle Aiguilles Rouges non è stata mai messa in dubbio l'unica ragione per considerare più recente quello analogo del M. Bianco era rappresentata dalle tracce di metarmofismo di contatto osservato da L. W. Collet nell'inesistente Carbonifero del M. Frety ([35], p. 38).

([3]) P. Elter [55], G. Elter [52; 53].

([4]) S. Franchi ([61], p. 38) ha segnalato delle tracce di Diplopore indeterminabili nella seconda località.

careo e ad elementi cristallini, con resti di Molluschi, Echinodermi, Brachiopodi e Solenoporacee (*Pseudochaetetes?*), che affiorano sopra La Vachey ([1]). Un riferimento cronologico sicuro non è possibile, ma l'età più probabile dovrebbe corrispondere al Dogger o al Malm. La loro presenza indica che, anteriormente al loro deposito, questa parte del massiccio era emersa; deve essersi trattato peraltro di un fenomeno locale perchè rocce più antiche di queste, triassiche e giuresi, sono conosciute nella copertura sedimentaria autoctona di altre parti del massiccio.

CONDIZIONI TETTONICHE DEL MASSICCIO DEL MONTE BIANCO

Si ammette da molto tempo che le rocce cristalline del M. Bianco abbiano subito anche gli effetti di diastrofismi prealpini. Le opinioni degli autori non concordano però sulla loro età e sul loro numero. L. Duparc & L. Mrazec [48] distinguono un ciclo orogenetico caledoniano ed uno ercinico. M. Lugeon [81] avanzò in seguito l'ipotesi che nel Massiccio del M. Bianco abbia agito un solo diastrofismo prealpino di età permiana. L'ipotesi è alquanto arbitraria perchè fondata sulle caratteristiche (concordanza con il protogino) dell'inesistente affioramento di Carbonifero del M. Frety. N. Oulianoff [104] distingue attualmente un ciclo orogenetico huroniano, rilevato indirettamente dal carattere detritico dei sedimenti che hanno dato origine agli scisti cristallini del M. Bianco, un ciclo caledoniano ed un ciclo ercinico. Poichè non esistono altrove in tutta la catena alpina tracce sicure di una orogenesi caledoniana S. Cadisch ([31], p. 294) ritiene più probabile che il diastrofismo che vi riferisce N. Oulianoff si sia prodotto prima del paleozoico ([2]).

Secondo P. Corbin & N. Oulianoff [36] le direttrici tettoniche dei diastrofismi prealpini sarebbero individuabili nella disposizione spaziale degli inclusi enallogeni e dei fenocristalli del « protogino », nella direzione dei filoni di aplite e di microgranito ed in quella delle sinclinali di Carbonifero che presentano tutte un'orientazione preferenziale nettamente obliqua rispetto a quella NE-SW delle strutture alpine, sul versante francese del massiccio o in quello delle Aiguilles Rouges.

Non sembra che sul versante italiano del M. Bianco queste linee tettoniche prealpine siano così facilmente individuabili. Dalle osservazioni di P. Baggio [17] risulta infatti che non esiste qui un orientamento preferenziale degli inclusi enallogeni e dei fenocristalli del granito e come la direzione dei filoni di aplite e di microgranito abbia un campo di variabilità notevolmente esteso fino a comprendere orientazioni praticamente parallele a quelle delle strutture alpine. D'altra parte come hanno osservato Duparc & Mrazec ([48], p. 202) le sinclinali carbonifere della regione del Colle Infranchissable sono dirette parallelamente alle direttrici tettoniche alpine.

Pertanto la distinzione dagli effetti dell'orogenesi alpina di quelli dei diastrofismi precedenti diventa difficile ed anche problematica su questo versante. Secondo P. Bag-

---

([1]) Segnalati da M. B. Cita [34] essi affiorano anche a 150-200 m più a WSW del punto indicato dall'autrice in condizioni di osservazione maggiormente favorevoli.

([2]) Ciò implicherebbe però l'età archeozotica del protogino del Monte Bianco.

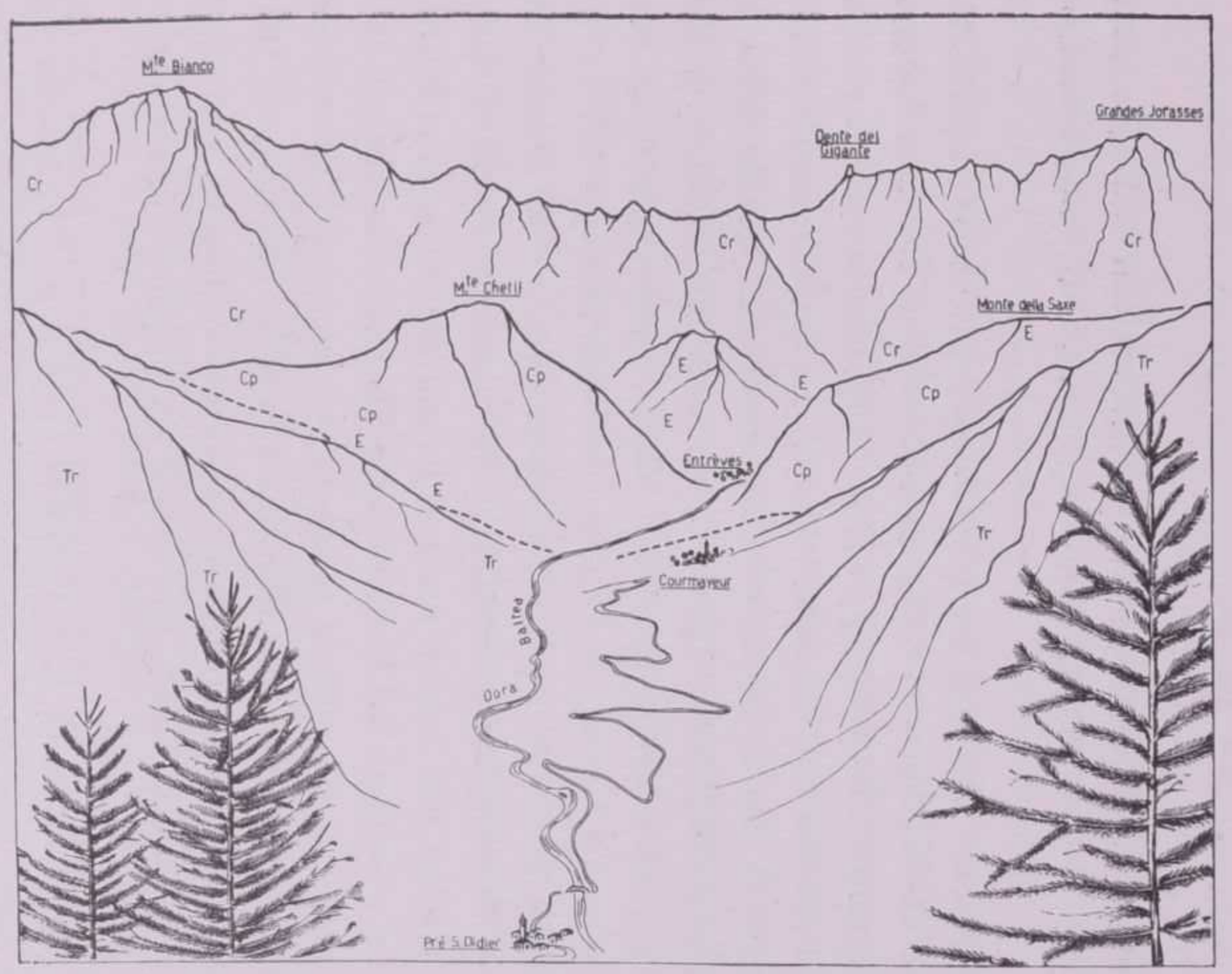

Fig. 1

La catena del Monte Bianco e l'alta Valle d'Aosta viste dalla Testa d'Arpy.

Tr = zona delle Brecce di Tarantasia (le rocce distinguibili nella fotografia appartengono in massima parte al Flysch); Cp = Cristallino del Monte Chétif e della Montagna della Saxe (a destra nella fotografia); E = Mesozoico a facies delfinese elvetica (zona di Entrèves); Cr = Cristallino del Monte Bianco.

La linea tratteggiata indica il fronte pennidico.

Tutto il tratto di valle situato tra Courmayeur ed il luogo in cui è stata fatta la fotografia è inciso nella zona delle Brecce di Tarantasia.

GIO sono comunque attribuibili all'orogenesi ercinica una parte delle tettoniti granitiche ed in particolare quelle in cui l'autore ha segnalato la presenza di mineralizzazioni di uranio.

Questa difficoltà di distinzione non si pone per l'andamento della superficie strutturale che limita il massiccio del M. Bianco, e per quel sistema di litoclasi subparallele a cui è dovuta, come ha osservato P. BAGGIO ([17], p. 548), una specie di pseudostratificazione che caratterizza il granito sul versante italiano. La prima caratteristica per ragioni ovvie, e la seconda per il suo andamento concordante con quello della prima, sono imputabili unicamente alla tettogenesi alpina. Come notarono DUPARC & MRAZEC ([48], p. 205), e come tutte le osservazioni posteriori hanno confermato, sono contraddistinte entrambe, nel settore tra La Vachey e Pétéret, da immersioni a NW ([1]), mentre altrove presentano ovunque giaciture verticali o immersioni a SE. Queste inclinazioni a NW corrispondono ad un andamento retroflesso del massiccio; esso si ripercuote anche in elementi tettonici elvetici più interni ma non ha grande estensione nè in senso verticale, come è indicato dal passaggio ad immersioni a SE che si osservano in corrispondenza del limite del massiccio allorchè ci si sposta nel senso dell'immersione assiale e nelle parti inferiori delle strutture più interne della zona elvetica, nè planimetricamente. Si tratta quindi di un motivo strutturale di carattere locale, con ogni probabilità secondario; è poco verosimile infatti che esso si sia prodotto anteriormente al sollevamento del massiccio del M. Bianco.

Come hanno indicato M. LUGEON & E. GAGNEBIN ([83], p. 71) questo sollevamento del M. Bianco deve essere avvenuto posteriormente al superamento della sede del massiccio da parte dei ricoprimenti gravitativi delle Prealpi; ha avuto cioè carattere tardivo. Come tale deve quindi venire considerato anche l'andamento retroflesso del suo bordo meridionale, che ne è stato contemporaneo o posteriore. Questo motivo strutturale non ha quindi nulla di incompatibile con la dinamica delle fasi tettoniche principali che ne hanno preceduto la formazione.

IL SISTEMA CRISTALLINO CHÉTIF - TESTA BERNARDA E LA ZONA DI ENTRÈVES

FORMAZIONI PRETRIASSICHE

Nelle rocce pretriassiche del M. Chétif E. SANERO [111] ha distinto diverse masse di un granito analogo a quello del M. Bianco, un complesso di porfiroidi più o meno laminati e delle rocce pseudoscistose a grana minuta, considerando queste ultime come tufi laminati. Questa associazione litologica deriva, secondo l'autore, da prodotti intrusivi, effusivi e piroclastici dello stesso ciclo magmatico che ha dato origine al pro-

---

([1]) Prendendo in considerazione esclusivamente le giaciture misurate nei profondi valloni che solcano il versante sudorientale del M. Bianco a distanze sufficienti dalle linee di cresta per escludere ogni influenza dei fenomeni di piegamento ad uncino, assai frequenti in corrispondenza di queste ultime e di cui non è stato tenuto conto in lavori anteriori (cfr. profili di DUPARC & MRAZEC [48], S. FRANCHI [61], A. STELLA [126]), le inclinazioni a NW appaiono sempre molto forti (70°-90°).

togino del M. Bianco; è quindi riferibile al Permiano secondo l'ipotesi di L. W. Collet [35] che l'autore ha adottata, o più verosimilmente, almeno per quanto riguarda il granito ([1]), ad un'epoca anteriore al Westfaliano superiore.

Anteriormente Duparc & Mrazec avevano messo in evidenza l'identità delle rocce porfiriche del Chétif e dei « porfidi quarziferi » del margine orientale del massiccio del M. Bianco nella Val Ferret svizzera, attribuendo entrambe le formazioni rocciose a microgranuliti ([48], p. 110). In realtà i fenomeni cataclastici che hanno avuto intensità notevole al Chétif come è dimostrato dalla frequenza di fascie di tettoniti a deformazione postcristallina soprattutto in corrispondenza del limite tra granito e porfiroidi, ed un certo grado di blastesi, rendono molto incerto il riconoscimento delle facies primarie di questi costituenti.

Le scaglie della Testa Bernarda sono costituite da granito, porfiroidi ed altre tettoniti a deformazione postcristallina apparentemente identici a quelli del M. Chétif.

STRATIGRAFIA DEL MESOZOICO DELFINESE-ELVETICO

Un certo grado di epimetamorfismo contraddistingue nell'insieme, anche se in modo non uniforme, i terreni sedimentari della zona di Entrèves. Questa caratteristica e la scarsità di fossili che, solo in parte, ne è la conseguenza non hanno permesso finora di stabilire dei riferimenti cronologici sicuri. Le analogie di facies con serie fossilifere delfinesi-elvetiche di altre regioni non sono certo sufficienti allo scopo; ne fanno fede le notevoli divergenze nei tentativi di suddivisione già effettuati esclusivamente in base ad esse ([2]).

Grazie a numerose sezioni di *Calpionella* (*C. alpina* Lor., *C. elliptica* Cadisch) osservate in diverse località posso ora riferire al Titonico, o al Titonico-Berriasiano, dei calcari scuri, compatti, a frattura concoide passanti in alto ad un insieme di calcari più o meno silicei. Questa formazione a *Calpionella* è inferiormente in contatto, apparentemente normale, con un complesso notevolmente potente (400 m a titolo indicativo) di calcari marnosi piritiferi, da grigi a neri, in cui si notano ripetute intercalazioni più argillose e scistose o più calcaree e massicce. Per le notevoli analogie con il « Lias calcareo » della serie delfinese era stato riferito da P. Elter e da me, anteriormente al rinvenimento delle Calpionelle, al Lias. Date le relazioni con i calcari titonici è da escludere ora che alle analogie di facies col Lias delfinese corrisponda qualsiasi equivalenza cronologica. Poichè il complesso in questione viene inferiormente in contatto con delle belle bancate di calcari ad entrochi assai simili alle facies caratteristiche del Baiociano elvetico, la sua età più probabile dovrebbe corrispondere al Malm medio-inferiore ed al Dogger. Sarà comunque difficile, nel caso in cui questa attribuzione dovesse rivelarsi esatta, differenziarvi i vari piani compresi tra il Baiociano ed il Portlandiano e stabilire se tutti, o una parte soltanto di essi, vi siano rappresentati.

Oltre alle già menzionate encriniti, verosimilmente del Dogger inferiore, si distin-

---

([1]) E. Sanero non esclude che i porfiroidi siano più recenti del granito ([111], pp. 190-191).

([2]) Da M. B. Cita [34], Piero Elter [55] e dallo scrivente [53].

guono ancora, nella zona di Entrèves, tre formazioni post-triassiche ed un po' di Trias superiore. Le prime sono rappresentate da un complesso di scisti argillosi scuri piritiferi, da una formazione di calcari detritici spesso caratterizzati dall'alternanza di straterelli calcarei ed arenacei (« arenarie zonate » di M. B. Cita), ed infine da calcari fetidi più o meno arenacei con tracce di Crinoidi.

Fig. 2

Il gruppo del M. Bianco (Grandes Jorasses) ed il M. Chétif dalla zona del Lago Chécroui. Sono riconoscibili, tra il Cristallino del M. Bianco e quello del M. Chétif (lato destro della fotografia), le formazioni sedimentarie della zona di Entrèves. In primo piano gessi della zona delle Brecce di Tarantasia.

I calcari fetidi ricordati per ultimi ricoprono direttamente le formazioni cristalline della Testa Bernarda e del M. Chétif, quando non sono associati a scisti argillosi, carniole, e dolomie del Trias superiore; sono quindi certamente più antichi delle altre due formazioni e verosimilmente già liassici.

Il complesso degli scisti argillosi scuri presenta le facies tipiche, anche se non esclusive, dell'Aleniano elvetico.

I calcari arenacei zonati, a cui questi scisti passano stratigraficamente, potrebbero allora corrispondere ad un orizzonte più antico o più recente dell'Aleniano. In favore della prima ipotesi sta il fatto che questa formazione compare, in più di un punto, intercalata tra gli scisti argillosi ed i calcari fetidi con tracce di Crinoidi. Non è però, almeno per il momento, da escludere la seconda soluzione che è quella adottata da M. B. Cita [34] e, per formazioni probabilmente analoghe della Valle Ferret Svizzera, da R. Trümpy [133].

Del resto, rocce a *Calpionella* escluse, tutte le attribuzioni cronologiche che ho prospettato non hanno carattere definitivo. Come semplice ipotesi di lavoro si può tuttavia considerare la possibilità che i terreni della zona di Entrèves corrispondano ad una serie continua dal Trias superiore al Berriasiano. Ogni conclusione è però prematura anche perchè, come si è visto, rimane ancora da definire la pertinenza di alcune formazioni a questa zona o invece alla copertura parautoctona del M. Bianco.

La successione stratigrafica proposta si distingue comunque in modo netto da quella che caratterizza la copertura stratigrafica del M. Bianco considerata nel suo insieme, vale a dire in tutta l'estensione del massiccio, per la mancanza dei depositi trasgressivi post-triassici e delle facies batiali delfinesi del Lias inferiore, e per il carattere certamente più continuo della sedimentazione.

CARATTERI TETTONICI

Dal punto di vista tettonico le formazioni della zona di Entrèves costituiscono una serie di strutture isoclinali immerse in prevalenza a SE ([1]), di cui non sono ancora completamente definibili le caratteristiche data l'incertezza di diverse attribuzioni cronologiche. Si tratta comunque, più che di una serie di anticlinali e sinclinali costipate, di strutture complesse generalmente in contatto lungo superfici di disturbo tettonico. Quelle più interne sono caratterizzate dalla presenza dei terreni più antichi, e le rocce pretriassiche del Chétif e della Testa Bernarda costituiscono il nucleo di alcune di queste. Si osserva una netta differenza nelle condizioni strutturali del substrato cristallino e della copertura mesozoica, conservatasi generalmente quest'ultima solo in corrispondenza del fianco normale. Il primo è contraddistinto da piani di taglio e fascie di cataclasiti o miloniti spesso localizzate, come si è detto, al contatto tra granito e porfiroidi (costituenti delle scaglie listriche lenticolari ripetutamente alternantisi).

Assai meno complesso è, in confronto, l'andamento tettonico del complesso mesozoico. Che questa diversità sia il semplice effetto di un comportamento tettonico disarmonico di materiali più rigidi e più plastici è possibile. Data l'età delle rocce cristalline si deve però anche considerare la possibilità di un intervento di cicli orogenetici prealpini nella genesi delle loro caratteristiche strutturali e non è neppure da escludere che la complessità dei rapporti tra porfiroidi e granito non sia stata in parte determinata da condizioni primarie quali per es. quelle corrispondenti alla giacitura filoniana delle rocce che avrebbero in seguito dato origine ai porfiroidi compresi entro il granito.

Alla Testa Bernarda le rocce pretriassiche formano delle scaglie distinte, separate da terreni secondari ad andamento lenticolare. La più interna di queste è certamente più interna anche rispetto al cuneo cristallino del Chétif, con cui sembrano ([2]) collegarsi le altre, e tende a laminarsi completamente nel senso della profondità costituendo evidentemente una scaglia listrica lenticolare.

([1]) In corrispondenza del bordo retroflesso del massiccio del M. Bianco presentano delle inflessioni più o meno accentuate che provocano locali immersioni a NW o giaciture subverticali.

([2]) La copertura quaternaria maschera il contatto diretto.

RAPPORTI CON I RICOPRIMENTI ELVETICI ED ULTRAELVETICI PROBLEMI DI CORRELAZIONE

E' generalmente ammesso che i terreni della zona di Entrèves rappresentino con il loro substrato cristallino affiorante al Chétif ed alla Testa Bernarda le radici dei ricoprimenti elvetici l. s. L'ipotesi appare attendibile per due ragioni essenziali: per l'esistenza, oltre il M. Bianco, di lembi alloctoni ultraelvetici radicabili soltanto in questa zona; per la mancanza in quest'ultima, imputabile esclusivamente a ragioni tettoniche essendo inverosimile attribuirla a cause stratigrafiche, di terreni post-giuresi, rappresentati invece nella masse alloctone sopra menzionate. La zona di Entrèves del resto è il prolungamento diretto della parte esterna della zona di Sion del Vallese che corrisponde, come da tempo è stato riconosciuto, alla parte radicale dei ricoprimenti elvetici s. l. di questo settore.

Assai ipotetica è invece, a mio giudizio, la possibilità di distinguere nella zona di Entrèves le radici dei ricoprimenti elvetici superiori, da quelli ultraelvetici. Non solo non esiste alcuna possibilità di distinzione sicura ma vi è anche da chiedersi se si possa parlare di radici dei ricoprimenti elvetici nel territorio considerato.

Nessun dato comprova anzitutto che la zona di Entrèves non sia unitaria dal punto di vista paleogeografico anzichè costituita da due serie diverse come ammettono coloro [23; 34; 55] che vi distinguono radici elvetiche ed ultraelvetiche. Date le particolari condizioni tettoniche che non permettono di esaminare le caratteristiche di alcune formazioni su tutta la larghezza della zona (alcune affiorano solo nelle strutture interne, altre in quelle esterne), e per la mancanza di quasi tutta la parte superiore, cretaceo-eocenica, della serie originaria, non si può escludere l'esistenza di due serie identiche nei termini direttamente confrontabili, ma diverse negli altri od in una parte di essi. In questo caso però non è certo possibile stabilire dove passi il limite tra le due diverse serie stratigrafiche e non ci si può basare neppure sulle particolarità tettoniche perchè, come si è visto, nella zona di Entrèves esiste più di una superfice di discontinuità tettonica che potrebbe corrispondere a tale limite. La più importante di queste, che corrisponde al limite esterno del Cristallino del Chètif, è stata considerata da P. Elter [55] come superfice di separazione tra zona elvetica e zona ultraelvetica in Val Veni. Non è dimostrato però che il limite in questione, sempre ammesso che esista, non sia in realtà più esterno.

In secondo luogo, anche se la questione rimane aperta allo stato attuale delle conoscenze, si deve considerare la possibilità che nel settore valdostano le differenze di facies esistenti più a NE tra zona elvetica e zona ultraelvetica si siano completamente annullate. Induce a pensare questo anzitutto il fatto che gli unici lembi alloctoni radicabili nella zona di Entrèves sono ultraelvetici, o per lo meno considerati come tali. Dalle ricerche effettuate da R. Trümpy [133] in corrispondenza al prolungamento della nostra zona nel Vallese appare poi chiaro come la distinzione tra zona elvetica e zona ultraelvetica è sempre meno netta man mano che ci si avvicina al settore considerato. Infatti, in prossimità della cresta di confine, l'autore è stato costretto, per mantenere questa distinzione, a tener separata, accanto alle radici elvetiche ed a quelle ultraelvetiche, una interposta fascia a carattere intermedio e di pertinenza incerta. Poichè le dif-

ferenze di facies si riducono in tal modo in direzione SSW nel Vallese è probabile che in Valle d'Aosta esse siano praticamente scomparse e che si sia in presenza di un complesso stratigraficamente unitario perchè indifferenziabile in due serie distinte. Conseguentemente, dato che in questo complesso sono con ogni probabilità rappresentate le radici di ricoprimenti ultraelvetici, esso può venire riferito a questa zona di facies.

L'ipotesi di F. Rabowski [107] che attribuiva le rocce pretriassiche del Chétif al substrato della zona ultraelvetica può venire considerata confermata in ogni caso, perchè i terreni mesozoici che ricoprono questo piccolo massiccio di posizione molto interna, sono certamente ultraelvetici, anche nell'eventualità che la parte esterna della zona di Entrèves rappresenti le radici di ricoprimenti elvetici s. s. Poichè nello stesso modo, vale a dire ultraelvetica, viene attualmente considerata la copertura del massiccio del Gottardo, appare accettabile da questo punto di vista la correlazione da tempo ritenuta possibile da molti autori tra il massiccio del Gottardo e quello del Chétif. Si tratterebbe però di elementi tettonici equivalenti solo in rapporto all'orogenesi alpina. A differenza di quanto sembra essere il caso per il massiccio del Gottardo nulla prova che il M. Chétif appartenesse ad una unità ercinica distinta dal M. Bianco.

Assai più ipotetica è, a mio giudizio, l'equivalenza tra zona ultraelvetica e zona ultradelfinese sostenuta da R. Barbier [20]. Poichè la seconda zona sparisce verso Nord per laminazione prima di raggiungere il corso dell'Isère questa ipotesi implica che altrettanto avvenga in direzione opposta per quella ultraelvetica nel Vallese o in Valle d'Aosta. Quanto si osserva in quest'ultima regione non lo conferma di certo; i terreni della zona di Entrèves che, come si è visto, sono da considerare in parte se non totalmente ultraelvetici, raggiungono infatti, oltrepassandola, la cresta di confine italo-francese del Colle della Seigne.

Le formazioni, che dovrebbero rappresentarne la prosecuzione nel Vallone di Chapieux oltre il Colle della Seigne sono state considerate, in tutta la loro estensione dal fronte pennidico agli scisti cristallini del M. Bianco, come copertura autoctona di questo massiccio da H. Schoeller [113]. E' però poco verosimile che la copertura autoctona del versante meridionale del M. Bianco, che ha uno spessore molto esiguo in Valle d'Aosta, e che è completamente laminata in corrispondenza della cresta di confine, aumenti improvvisamente ed in modo così considerevole di spessore e che i terreni, certamente non autoctoni, della zona di Entrèves si laminino totalmente di un tratto. Una parte soltanto di queste formazioni del Vallone di Chapieux dovrebbero corrispondere quindi alla serie mesozoica della copertura del M. Bianco, per es. il Trias in contatto con gli scisti cristallini ed i conglomerati poligenici (*grès singuliers*) del Retico; le altre formazioni che ricoprono quelle ora nominate con contatto tettonico, e che sono state riferite da H. Schoeller al Lias inferiore, al Lias medio, all'Aleniano ed all'Oolitico inferiore, potrebbero più verosimilmente rappresentare il prolungamento di quelle della zona di Entrèves con cui presentano, in base alle descrizioni dell'autore che le ha studiate, analogie anche notevoli e dovrebbero appartenere di conseguenza alla continuazione della zona ultraelvetica.

E' pertanto più probabile che la zona ultraelvetica delle Alpi svizzere si colleghi con il bordo interno della zona delfinese della Valle dell'Isère, anzichè con l'unità più interna della zona ultradelfinese delle Aiguilles d'Arves.

LA ZONA DI COURMAYEUR

SUDDIVISIONE TETTONICA

Una linea di contatto anormale (quella indicata sui fogli Aosta e M. Bianco della Carta Geologica d'Italia alla scala 1:100.000) limita internamente le formazioni precedentemente descritte. Tra questa superfice di dislocazione immersa a SE con inclinazione media di 55° circa e che rappresenta il tratto valdostano del fronte pennidico di E. Argand e la zona permo-carbonifera « assiale », parte esterna del ricoprimento del Gran S. Bernardo, affiorano su di una larghezza di 4-8 km le formazioni della « zona di Courmayeur », che S. Franchi [58; 61; 66] riferiva interamente al Trias ed al Lias, e che E. Argand considerava come costituenti l'involucro mesozoico del ricoprimento del Gran S. Bernardo [9]. In realtà questi terreni, soltanto in parte triassici e liassici, in parte maggiore postgiuresi forse anche postcretacei, ed in cui sono rappresentate anche rocce pretriassiche, sia pure in lembi generalmente esigui, non costituiscono nè una sinclinale autoctona come riteneva S. Franchi [65] nè una parte della falda del Gran S. Bernardo, ma si suddividono in tre unità tettoniche distinte ed indipendenti. Esse sono la zona delle Brecce di Tarantasia, ricoprente lungo il fronte pennidico la zona elvetica, ed immersa a SE, salvo che nella parte sud-occidentale del territorio considerato, sotto alla zona permo-carbonifera « assiale », e le zone del Piccolo S. Bernardo s. s. e del Versoyen inserite tra la prima ed il ricoprimento del Gran S. Bernardo nelle regioni situate in prossimità e su entrambi i versanti della cresta di confine italo-francese.

I tre elementi sono ben distinti tettonicamente dal ricoprimento del Gran S. Bernardo e tra loro; le relazioni con questa unità e quelle reciproche sono però in buona parte ancora da chiarire. La zona delle Brecce di Tarantasia corrisponde dal punto di vista paleogeografico, secondo R. Barbier, alla parte più esterna della zona di facies sub-brianzonese [19; 20], quella del Piccolo S. Bernardo s. s. rappresenta verosimilmente parti più interne della stessa microprovincia paleogeografica, mentre la zona del Versoyen, inserita tra queste due, può venire interpretata in due modi diversi da considerare allo stadio attuale delle conoscenze come due soluzioni altrettanto possibili: come un lembo di ricoprimento esotico involuto o pizzicato secondariamente tra le unità che attualmente la delimitano secondo l'ipotesi dovuta a P. Termier [131] e sostenuta anche attualmente da molti studiosi, o come un elemento radicato secondo l'interpretazione di H. Schoeller [113], R. Staub [121], R. Trümpy [134] ed altri. A seconda della soluzione adottata essa è riferibile a zone di facies più interne o più esterne del ricoprimento del Gran S. Bernardo; a quelle geosinclinali e piemontesi della zona dei calcescisti e delle pietre verdi o di unità ancora più interne nel primo caso, a formazioni mesozoiche analoghe per facies ma esterne rispetto al ricoprimento del Gran S. Bernardo, ossia ai calcescisti con pietre verdi degli elementi infrapennidici del Sempione e dell'Ossola nel secondo. Se l'elemento del Versoyen è radicato si deve quindi ammettere che le formazioni della zona delle Brecce di Tarantasia sono separate da quelle della zona del Piccolo S. Bernardo s. s. e della copertura brianzonese del ri-

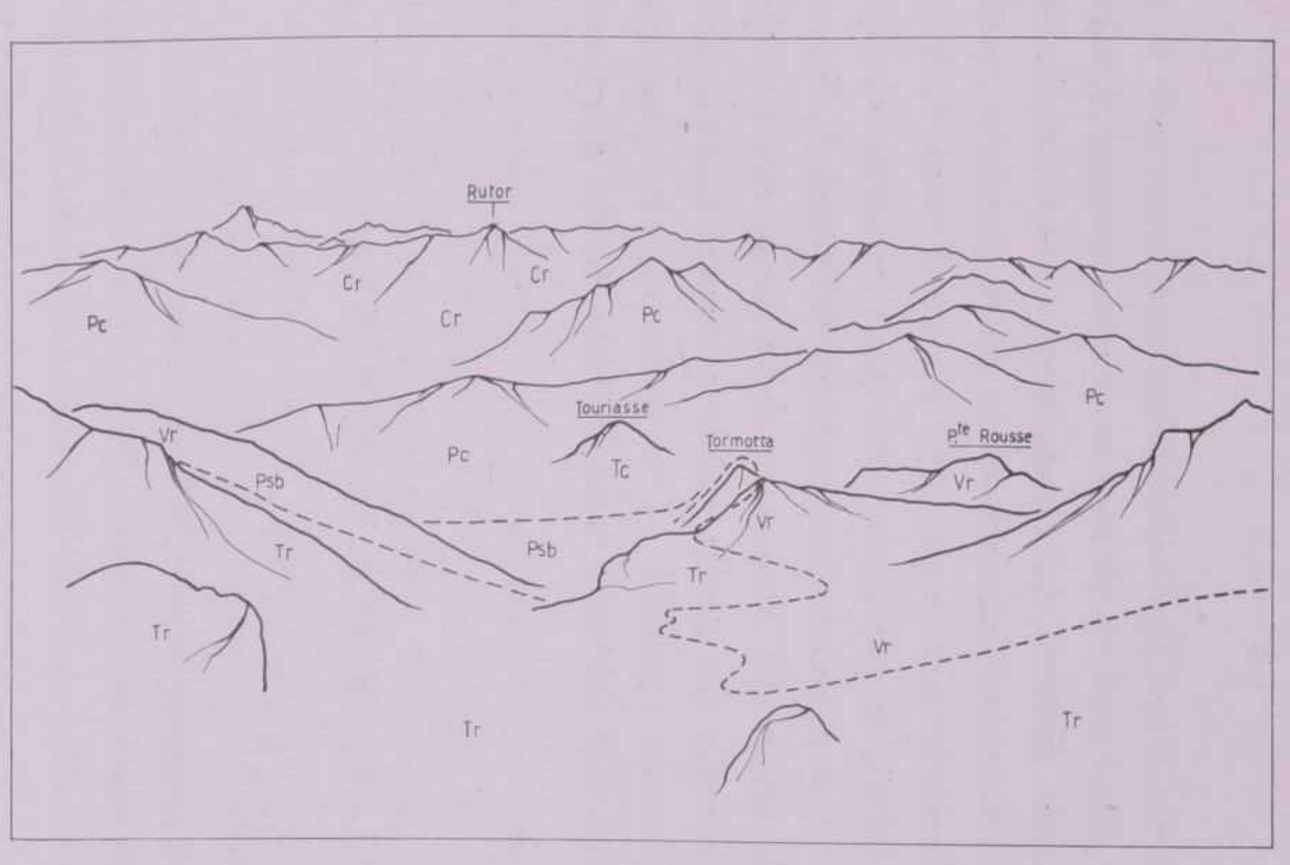

Fig. 3

Il vallone del Breuil (dintorni del Piccolo San Bernardo) dalla Punta Lechaud. Sullo sfondo il gruppo del Rutor.

Tr = zona delle Brecce di Tarantasia ; Vr = zona del Versoyen ; Psb = zona del Piccolo San Bernardo s. s. ; Pc = formazioni permocarbonifere della zona "assiale" (ricoprimento del Gran S. Bernardo); Tc = Trias e Neopermiano della zona "assiale"; Cr = Cristallino del Rutor (ricoprimento del Gran San Bernardo).

Le linee tratteggiate indicano le superfici di dislocazione situate tra la zona del Versoyen e la zona delle Brecce di Tarantasia e tra la zona permocarbonifera "assiale" e la zona del Piccolo S. Bernardo s. s. La posizione di quella che separa le zone del Versoyen e del Piccolo San Bernardo s. s. non è identificabile nella fotografia.

coprimento del Gran S. Bernardo dalla fossa geosinclinale che corrisponde ai calcescisti ed alle pietre verdi del Sempione. Esse costituirebbero in questo caso un elemento infrapennidico a se stante completamente distinto dal ricoprimento del Gran S. Bernardo e la loro pertinenza sub-brianzonese sarebbe da rimettere in discussione, se, come è verosimile, la zona del Piccolo S. Bernardo s. s. appartiene a questa zona di facies. Se invece l'alloctonia del lembo del Versoyen risultasse accertata l'eventualità di relazioni mediate tra zona delle Brecce di Tarantasia e ricoprimento del Gran S. Bernardo non dovrebbe venire esclusa, poichè le facies del Mesozoico della zona del Piccolo S. Bernardo s. s. hanno carattere intermedio tra quelle sub-brianzonesi esterne della prima unità e quelle brianzonesi della seconda e perchè, come vedremo, esse possono aver appartenuto in origine alla copertura del margine esterno della falda del Gran S. Bernardo.

LA ZONA DELLE BRECCE DI TARANTASIA

GENERALITÀ

Attribuendo questa unità al ricoprimento dell'Embrunais H. Schoeller [112; 113] ne ammise per primo l'indipendenza tettonica. Per quanto riguarda il tratto valdostano essa era dimostrata, secondo l'autore, dall'età nummulitica da lui attribuita alla maggior parte delle formazioni che la costituiscono, età che presupponeva la natura tettonica del loro limite con formazioni nettamente più antiche di altre unità con cui vengono in contatto, ossia Permocarbonifero e Trias del ricoprimento del Gran S. Bernardo, calcescisti a Belemniti, filladi e pietre verdi liassici e triassiche dei dintorni del Piccolo S. Bernardo, e condizioni stratigrafiche e paleogeografiche particolari della serie che esse costituiscono.

Questo riferimento cronologico effettuato senza prove paleontologiche non può ritenersi confermato attualmente; l'esistenza della zona come unità tettonica a se stante è ciò malgrado da considerare acquisita. Anzitutto perchè la zona delle Brecce di Tarantasia è delimitata ovunque da superfici di dislocazione: dal fronte pennidico a NW, da una superfice di contatto anormale altrettanto chiara lungo il contatto a SE con la zona permocarbonifera « assiale », ed infine dalla superfice di scorrimento, analizzata in dettaglio da P. Elter [55], che la separa nei dintorni del Piccolo S. Bernardo e nel Vallone del Breuil dai soprastanti elementi del Versoyen e del Piccolo S. Bernardo s. s. In secondo luogo la serie stratigrafica che la costituisce presenta caratteri nettamente diversi da quelle che corrispondono alle unità tettoniche con cui viene in contatto.

Non si tratta però, come riteneva H. Schoeller, del ricoprimento dell'Embrunais. R. Barbier [19] ha dimostrato infatti che il suo prolungamento in territorio francese corrisponde ad una unità tettonica sub-brianzonese che con questo ricoprimento non ha nulla a che vedere. Secondo questo autore delle due sotto unità che egli vi ha distinto nel settore tra l'Arc e l'Isère, digitazione del Niélard e digitazione di Moûtiers, solo quella più interna, ossia la seconda, si prolunga in Tarantasia ed in Valle d'Aosta e ne rappresenta anche nel Vallese l'unico costituente. R. Trümpy [132; 133], secondo un'ipotesi accolta in seguito dallo stesso Barbier [23], ritiene invece che nel Vallese

ed anche, a partire dalla Dora, in Valle d'Aosta un'altra sotto unità la « zona di Ferret » si affianchi esternamente a quella di Moûtiers, presentando rispetto a questa differenze di costituzione stratigrafica così notevoli da dovere venire separata anche da tutto l'insieme della zona delle Brecce di Tarantasia.

In realtà, come si vedrà tra breve, queste diversità stratigrafiche sono tutt'altro che dimostrate. Pertanto attribuisco nel presente lavoro alla zona delle Brecce di Tarantasia anche le formazioni che, nell'ipotesi di R. Trümpy, costituiscono la « zona di Ferret ».

CARATTERI STRATIGRAFICI

Nella zona delle Brecce di Tarantasia si distinguono delle formazioni più antiche, interamente riferite al Trias sui fogli Aosta e M. Bianco della Carta Geologica d'Italia alla scala 1 : 100.000 ma comprendenti in realtà anche orizzonti pretriassici e posttriassici, ed un complesso a facies di *Flysch* di potenza superiore a 2 km, che le ricopre trasgressivamente. I fogli geologici suddetti riferiscono quest'ultimo alla formazione dei calcescisti (Giurese e Trias a facies piemontese-cristallina). L'attribuzione apparirebbe giustificata dall'epimetamorfismo che ha trasformato in calcescisti, filladi, marmi, quarziti e conglomerati a cemento cristallino i sedimenti originari, se le formazioni in questione non si distinguessero da quella dei calcescisti e delle pietre verdi delle Alpi Occidentali per la mancanza di intercalazioni di ofioliti eruttive ([1]), per l'età complessivamente più recente, e per il tipo di associazione litologica, ossia per caratteristiche che indicano condizione ed ambiente di sedimentazione certamente diversi. Con ogni probabilità si tratta di sedimentazione di tipo sinorogenetico, come è indicato dalle fitte e ripetute alternanze litologiche di rilevante potenza e dalla presenza, in tutti i livelli della serie, di intercalazioni lenticolari di conglomerati. Secondo R. Barbier [20] e P. Elter [55], in base a ricerche effettuate alle Pyramides Calcaires ed al Col Sapin dal primo autore, in tutta la Val Veni dal secondo, il complesso che corrisponde alla base stratigrafica del *Flysch* presenta dall'alto in basso la seguente successione:

7) Marmi a patina giallastra e calcari pseudooolitici. Per analogia con i marmi di Villette (Tarantasia) considerati cretacei da H. Schoeller, gli autori citati li riferiscono a questo periodo.

6) Brecce calcaree trasgressive ad elementi calcarei e dolomitici. - Malm.

5) Calcari cristallini in placchette o in lastre con Belemniti ed Ammoniti indeterminabili (R. Barbier 1958). - Lias.

4) Carniole e gessi. - Trias superiore.

3) Calcari dolomitici associati a pseudobrecce. - Trias medio.

2) Quarziti localmente conglomeratiche e variegate. - Permo-Eotrias per P. Elter, Trias inferiore secondo R. Barbier.

([1]) Rarissime intercalazioni di rocce ad albite e clorite come quelle delle falde del M. Colmet, indicate come prasiniti da S. Franchi ([66], p. 619), sono probabilmente di origine sedimentaria.

1) Scisti neri associati alle quarziti del Col Sapin e riferiti dubitativamente al Carbonifero da R. Barbier.

In altri affioramenti delle stesse formazioni ho constatato i fatti seguenti:

Le quarziti, in cui si osservano intercalazioni di psammiti, ed alla base di arcose, appaiono associate, in altri punti oltre che al Col Sapin, ad ardesie o scisti quarzitici carboniosi probabilmente carboniferi; è quindi verosimile che corrispondano in parte al Permiano. Come per gli altri termini, triassici, la loro potenza può essere localmente notevole.

Nei gessi si osservano talvolta intercalazioni, probabilmente stratigrafiche, di rocce carboniose. Essi, e le carniole, sono frequentemente associati a dolomie a patina giallastra ed a scisti sericitici-cloritici.

I calcari dolomitici si presentano spesso intimamente uniti ai calcari liassici; dovrebbero in conseguenza essere più recenti dell'orizzonte delle carniole e dei gessi. Si deve anche considerare la possibilità di eteropie di facies e di orizzonti cronologicamente distinti di rocce evaporitiche.

Le brecce, riferite al Malm da R. Barbier e P. Elter per analogia con le breccie del Niélard e del Fort du Télégraphe ([1]), sono talvolta associate ai calcari dolomitici triassici. Potrebbero quindi corrispondere come è ammesso da R. Trümpy per una formazione analoga del Vallese ([133], p. 336), al Trias superiore. Non si può escludere però, anche in questo caso, che esista più di un orizzonte di brecce di questo tipo.

Comunque, come ha messo in evidenza R. Barbier [20], le caratteristiche d'insieme di questo complesso basale della serie della zona delle Brecce di Tarantasia, ed i rapporti con la formazione trasgressiva che lo ricopre, sono del tutto simili in Valle d'Aosta a quelli che si osservano in Tarantasia; malgrado l'incertezza di alcune attribuzioni stratigrafiche possiamo pertanto ritenere che a questi caratteri corrispondano quelle stesse facies di cordigliera, che nel vicino settore delle Alpi francesi sono meglio messe in evidenza dal carattere neritico del Lias, da lacune parziali o totali in corrispondenza del Dogger e del Malm, e dall'esistenza di brecce di falesia [19].

I rapporti trasgressivi del *Flysch* con questa serie sono evidenti; essi risultano direttamente dall'esame del contatto, nei punti in cui le deformazioni meccaniche non hanno cancellato i rapporti stratigrafici originari, indirettamente dalla natura degli elementi clastici costituenti i conglomerati di base del *Flysch* identici a quelli delle formazioni che questi ultimi ricoprono. Questi fatti sono chiari nella parte sud-occidentale e mediana del tratto valdostano della zona delle Brecce di Tarantasia. Meno evidenti invece essi sono nella parte esterna di quella nord-orientale perchè qui, eccettuate le carniole, gli scisti argillosi, le dolomie ed altre rocce neotriassiche costituenti una o due fascie di debole spessore presso il fronte pennidico, non è più visibile la serie basale ed il *Flysch* sembra ovunque in contatto tettonico con i suddetti materiali triassici. Per queste ragioni, ma soprattutto perchè questa parte del *Flysch*, per le particolari caratteristiche di alcuni suoi costituenti stratigrafici è stata considerata da R. Trümpy insieme con quella che ne rappresenta la continuazione nord-orientale nel Vallese, come

([1]) In una nota posteriore, effettuata in collaborazione con R. Trümpy [23], R. Barbier ritiene possibile l'età cretacea della Breccia del Niélard.

una serie notevolmente diversa attribuita alla « zona di Ferret », esamineremo separatamente e più avanti le caratteristiche stratigrafiche di questa porzione nord-orientale della zona delle Brecce di Tarantasia.

Nei conglomerati basali del *Flysch* delle Pyramides Calcaires (Alta Val Veni) P. Elter [55] ha osservato frammenti di Orbitoline ed elementi di calcari pseudooolitici che sembrano provenire entrambi dai livelli più alti della formazione sottostante che l'autore riferisce, come si è visto, al Cretaceo (Urgoniano). Altrove la formazione basale del *Flysch*, in contatto con formazioni più antiche o affiorante in corrispondenza di

Fig. 4

Conglomerato del complesso di base del Flysch della zona delle Brecce di Tarantasia (versante nord-occidentale della Testa d'Arp).

nuclei di ripiegamenti anticlinalici interni in cui il substrato non è visibile, è costituita da calcari a livelli conglomeratici in molti punti identici a quell'orizzonte della zona di Ferret (« strati dell'Aroley ») che R. Trümpy ha riferito all'Urgoniano in base alla presenza di piccole Orbitoline [132]. Si dovrebbe quindi attribuire a questo orizzonte basale di calcari conglomeratici la stessa età degli « strati dell'Aroley », ma ciò appare in contraddizione con l'età, verosimilmente posteriore, dei conglomerati delle Pyramides Calcaires. La questione appare quindi aperta sia per l'età urgoniana dei primi sia per quella post-urgoniana dei secondi ([1]).

Si deve tuttavia prendere in considerazione anche l'eventualità che si tratti di orizzonti di diversa età. E' stato infatti ammesso da R. Barbier e da R. Trümpy [23] che nel tratto della zona delle Brecce di Tarantasia compreso tra l'Arc e l'Isère la trasgres-

([1]) La possibilità di un rimaneggiamento delle Orbitoline degli « strati dell'Aroley » non dovrebbe venire completamente esclusa dato il carattere detritico della formazione che le contiene.

sione del *Flysch* abbia avuto inizio in epoche diverse: nel Cretaceo nella parte interna (digitazione di Moûtiers), nel Terziario in quella esterna (*Flysch* a conglomerati basali con Nummuliti della digitazione del Niélard). I conglomerati delle Pyramides Calcaires ricoprono trasgressivamente una serie in cui sono rappresentate brecce analoghe, a detta di R. Barbier [20], a quelle che al Niélard vengono ricoperte dal Flysch eocenico trasgressivo. Ciò indurrebbe a considerare cronologicamente equivalenti gli orizzonti trasgressivi basali del *Flysch* del Niélard ed i conglomerati delle Pyramides Calcaires. Indipendentemente da questa possibile correlazione l'esistenza di una cordigliera emersa per un certo periodo di tempo in corrispondenza delle Pyramides Calcaires, mentre altrove già si sedimentavano i termini più antichi della serie del *Flysch*, non è da escludere in linea teorica, perchè il carattere sinorogenetico di questa formazione e la presenza di intercalazioni ripetute di conglomerati presuppongono l'esistenza di cordigliere in prossimità delle zone di deposito e durante tutta la durata di quest'ultimo.

I calcari a livelli conglomeratici confrontabili con gli « strati dell'Aroley », siano essi contemporanei o più antichi dei conglomerati delle Pyramides Calcaires, corrispondono senza dubbio come aveva notato H. Schoeller [113] all'orizzonte basale del *Flysch* del settore della Tarantasia che questo autore aveva riferito al « Nummulitico ». Le maggiori analogie si notano soprattutto negli affioramenti più prossimi al margine esterno del tratto valdostano della zona delle Brecce di Tarantasia dove le intercalazioni conglomeratiche ad elementi in prevalenza di calcari di vario tipo e di dolomie, talvolta anche di rocce cristalline, sono più potenti e più fitte fino ad invadere tutto lo spessore della formazione, e dove si notano, accanto a ciottoli, frammenti a spigoli vivi anche di dimensioni considerevoli. Nessuna prova paleontologica ha confermato in Tarantasia, in Valle d'Aosta, o altrove che si tratti, come voleva H. Schoeller, di un orizzonte del Terziario. La loro analogia con gli strati ad Orbitoline dell'Aroley rende assai più plausibile il riferimento al Cretaceo supposto da R. Trümpy [133] anche se, come si è visto, questa attribuzione non è ancora da considerare definitiva.

A conferma di alcune osservazioni di H. Schoeller [113] si constata una corrispondenza con la serie del settore della Tarantasia anche per gli altri materiali del *Flysch*. Un'alternanza di quarziti verdi e di scisti argillosi neri, che succede stratigraficamente ai calcari a livelli conglomeratici basali, rappresenta senza dubbio l'equivalente dell'orizzonte degli « scisti neri a quarziti verdi » della Tarantasia, ed una successione molto potente di calcari più o meno arenacei alternanti con calcescisti più o meno argillosi con intercalazioni ripetute di conglomerati, che li ricopre, corrisponde sicuramente alle « arenarie grossolane calcaree e microbreccioidi » di H. Schoeller nella parte inferiore, più grossolanamente detritica e meno potente, ed al « *Flysch* s. s. » di questo autore nella parte superiore, che rappresenta anche il termine più recente dell'intera serie.

Questi costituenti del *Flysch*, alla pari dei calcari conglomeratici basali, sono anche in parte identici o quasi, in parte simili, ai termini distinti da R. Trümpy [132; 133] negli « scisti di Ferret » del Vallese ossia nella serie trasgressiva attribuita dall'autore citato ad una unità tettonica distinta, la « zona di Ferret ». Quarziti e scisti neri, e la parte inferiore della serie che li ricopre, sono infatti analoghi agli « strati di Marmontains » ed agli « strati di St. Cristophe » degli scisti di Ferret. Questo conferma le

correlazioni proposte da questo autore e da R. Barbier [23] tra strati dell'Aroley, di Marmontains e di St. Cristophe degli scisti di Ferret da una parte e dei conglomerati basali, delle quarziti con scisti neri, e delle arenarie grossolane del settore della Tarantasia dall'altra.

E' da notare però che, soprattutto nella parte interna della zona delle Brecce di Tarantasia della Val d'Aosta, essi sembrano più simili ai costituenti della « zona di Ferret » che non a quelli della serie a facies di Flysch del settore della Tarantasia, mentre non manca una certa analogia di insieme tra le formazioni che li ricoprono e quella parte degli scisti di Ferret, che R. Trümpy considera come il termine più antico di quest'ultima serie.

Le formazioni che non abbiamo ancora considerato, per alcune particolarità delle condizioni geologiche e perchè secondo R. Trümpy costituirebbero l'unità della zona di Ferret tettonicamente e stratigraficamente distinta, affiorano nella parte nord-orientale del settore considerato, tra la Dora Baltea e la cresta di confine italo-svizzera (cfr. Carta tettonica).

Dei calcari a livelli conglomeratici costituenti un'orizzonte di riferimento facilmente reperibile, corrispondono senza dubbio agli « strati dell'Aroley » ad Orbitoline definiti da R. Trümpy [132] nel Vallese (Pierre Avoi), mentre si riconoscono agevolmente in un complesso di quarziti a patina verde o brunastra e di scisti argillosi neri ed in una potente serie di calcari e di calcescisti con intercalazioni di conglomerati, che ricoprono stratigraficamente e successivamente questi calcari, gli « strati di Marmontains » e gli « strati di St. Cristophe » distinti da questo autore nelle stesse regioni.

Come si è visto a queste tre formazioni sono anche in parte analoghe ai costituenti del *Flysch* precedentemente descritto; ai due termini inferiori le prime due, alla parte inferiore di quello più recente la terza. Si pone tuttavia il problema se i calcari conglomeratici riferibili agli « strati dell'Aroley » rappresentino anche qui l'orizzonte basale della serie trasgressiva. Non è dato infatti osservarli a contatto con formazioni sicuramente più antiche; essi formano il termine più antico visibile di nuclei anticlinalici, oppure riposano su altre formazioni senza che sia possibile in questi casi accertare in modo sicuro se si tratti di sovrapposizione normale od inversa.

R. Trümpy [133] considera acquisita la prima soluzione, sia per il tratto della « zona di Ferret » situato in territorio svizzero in cui si osservano rapporti di giacitura identici, sia per il suo prolungamento in Valle d'Aosta.

Un insieme di quarziti e di scisti argillosi (« strati della Peula ») che si immergono sotto la fascia più esterna degli « strati dell'Aroley », ed un complesso molto più potente sottostante di scisti argillosi, arenarie micacee calcaree, e calcescisti, con intercalazioni conglomeratiche, che ricopre la sottile fascia di carniole, dolomie giallastre e scisti cloritici sericitici del Trias situata in corrispondenza del fronte pennidico, rappresenterebbero i termini neocomiani di una successione normale ricoprente trasgressivamente il Trias e ricoperta stratigraficamente dagli « strati dell'Aroley », a cui succedono in serie normale verso l'alto gli « strati di Marmontains » e quelli di St. Cristophe. Corollario di questa interpretazione è l'esistenza di una lacuna considerevolissima tra Trias superiore e Neocomiano per cui risulterebbero per questa serie della zona di Ferret condizioni stratigrafiche e paleogeografiche molto particolari, tali da giustificarne

ampiamente la distinzione dal resto della zona delle Brecce di Tarantasia, quali l'emersione nel periodo in cui si sedimentavano altrove formazioni giuresi, sia pure in facies di cordigliera, e la formazione di depositi neocomiani a facies geosinclinale, mentre le stesse condizioni ambientali di cordigliera perduravano nelle altre parti della zona delle Brecce di Tarantasia ([135], p. 450).

Nulla prova però che gli « strati della Peula », del tutto simili per costituzione litologica a quelli di Marmontains, non corrispondano a questi ultimi anche cronologicamente. In questo caso la fascia più esterna dei calcari dell'Aroley rappresenterebbero il nucleo di un'anticlinale immersa a SE, del tutto simile ad altre più interne costituite dalle medesime formazioni. La parte superiore del complesso di scisti argillosi, calcescisti ed arenarie calcaree sottostanti agli strati della Peula equivarrebbe allora agli « strati di St. Cristophe » ricoprenti gli « strati di Marmontains » ([1]), mentre la parte più esterna dello stesso complesso verrebbe a corrispondere alla parte più recente del *Flysch* di altre regioni costituite dalla zona delle Brecce di Tarantasia, di cui manca l'equivalente al di sopra degli « strati di St. Cristophe », nelle parti interne della « zona di Ferret » di R. Trümpy. Il contatto tra questa parte più esterna degli scisti di Ferret ed il Trias marginale dovrebbe in questo caso risultare di natura tettonica anzichè stratigrafica e trasgressiva. Ma nulla prova che così non sia; nel territorio considerato il contatto in questione presenta infatti tutte le caratteristiche di un contatto tettonico.

Non vi è di conseguenza nessuna necessità di ammettere differenze sostanziali nella successione stratigrafica tra « zona di Ferret » e zona delle Brecce di Tarantasia come R. Trümpy ha supposto. E' altrettanto possibile infatti che si sia in presenza, per quanto riguarda il complesso trasgressivo a facies di *Flysch*, ovunque della stessa successione. Per questa ragione e perchè rocce triassiche analoghe a quelle affioranti in corrispondenza della « zona di Ferret » sono rappresentate in altre parti della zona delle Brecce di Tarantasia è anche possibile che questa corrispondenza stratigrafica si estenda alle rocce del complesso stratigrafico sottostante al *Flysch*, di cui i termini non affioranti nella « zona di Ferret » potrebbero benissimo mancare non per lacuna stratigrafica ma per cause tettoniche. Pertanto ritengo che non possa venire considerata dimostrata la separazione stratigrafica della « zona di Ferret » dal resto della zona delle Brecce di Tarantasia, che R. Trümpy considera definitivamente acquisita.

STRUTTURE E STILE TETTONICO

Molto scarse sono le conoscenze concernenti le caratteristiche tettoniche del tratto valdostano della zona delle Brecce di Tarantasia. In alcune parti della regione considerata, soprattutto in quelle prossime alla cresta di confine italo-svizzera, esse sono si può dire nulle. Ma per questa estremità nord-orientale della nostra unità ci si può riferire ai risultati delle ricerche di R. Trümpy effettuate nel Vallese e fino alla cresta di confine [133], anche perchè caratteristiche tettoniche pressochè identiche devono mante-

([1]) Una certa analogia d'insieme effettivamente esistente parla in favore di questa possibile correlazione.

nersi per una certa distanza sul versante valdostano. Dal confronto di questi dati con quelli dovuti alle ricerche di Piero ELTER nella Val Veni e nel Vallone del Breuil, e con altri che ho potuto raccogliere soprattutto nelle regioni situate a Sud della Dora Baltea, si possono ricavare diverse indicazioni sulle caratteristiche strutturali d'insieme e sul loro significato.

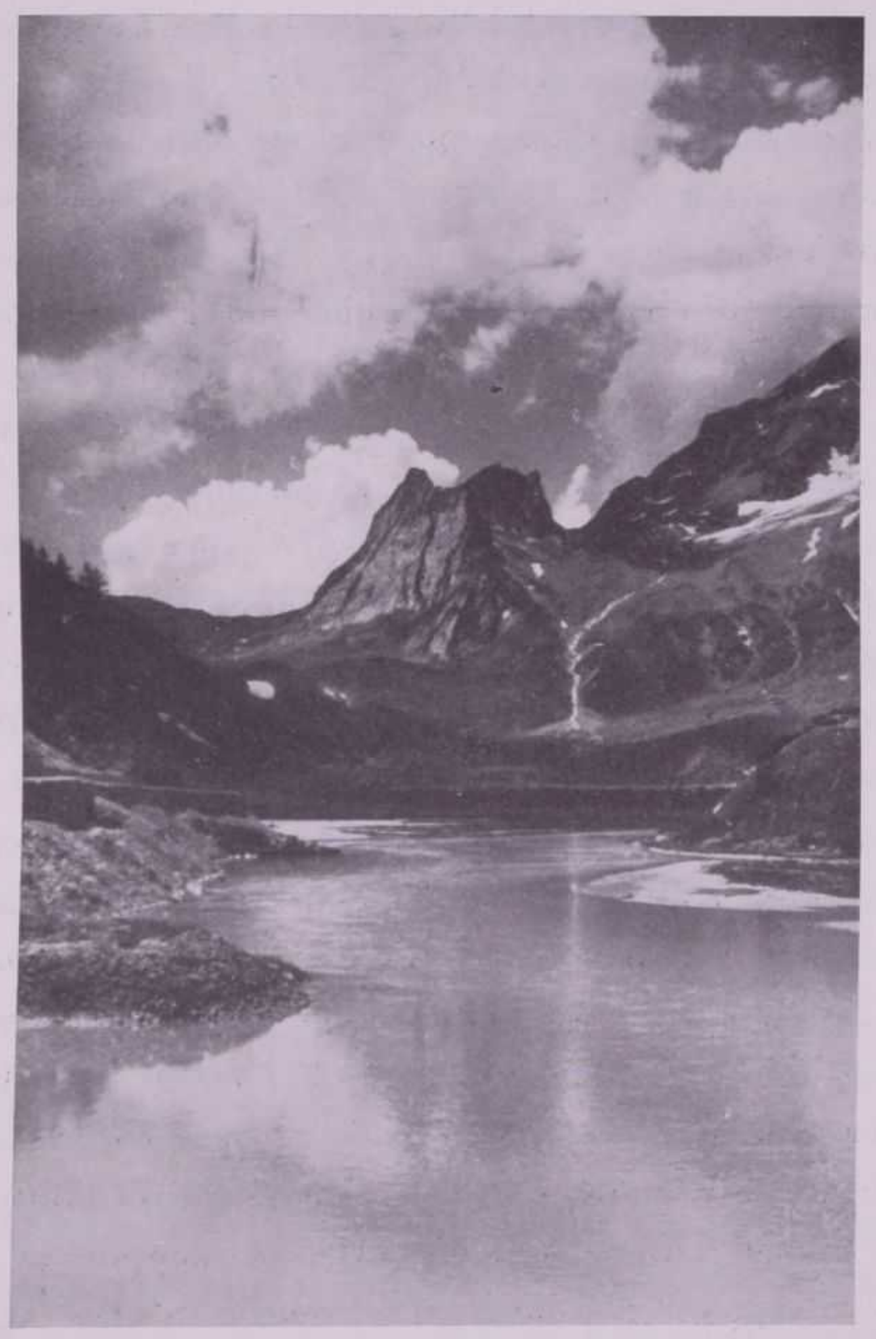

FIG. 5

Le « Piramidi calcaree » nell'alta Val Veni. Corrispondono a due scaglie basali della zona delle Brecce di Tarantasia, costituite dai terreni più antichi di questa zona (Neopermiano-Malm) e separate da una fascia di Flysch. La scaglia più esterna (al centro-destra nella fotografia) ricopre formazioni mesozoiche della zona di Entrèves che la separano dagli scisti cristallini del M. Bianco (riconoscibili nella parte destra della fotografia).

In corrispondenza della cresta di confine, come nelle adiacenti zone dell'alta Val Ferret, prevale, come risulta chiaramente dai profili di R. TRÜMPY ([133] p. 345), uno stile tettonico rigidamente isoclinale, determinato da una serie di strutture di questo tipo tutte vergenti ad W o NW. Ad una scaglia basale di rocce triassiche e di scisti argillosi neri ([1]) segue verso l'interno un complesso che può venire considerato come una

([1]) Riferiti dubitativamente al Giurese dall'autore citato.

serie normale a base triassica di una gran scaglia embricata solo se si accetta l'interpretazione stratigrafica degli « scisti di Ferret » dell'autore, poi una serie di pieghe e scaglie isoclinali ed infine una fascia che non supera i 200 m di potenza caratterizzata da lame di Trias e di Lias intercalate nel *Flysch*.

Questa sottile fascia interna, contraddistinta dalla presenza dei termini più antichi della serie, non affioranti altrove salvo che al bordo esterno della Zona delle Brecce di Tarantasia, era stata distinta da R. Barbier ([20], pp. 16-17) con il termine di « zona anticlinale interna ». Essa corrisponderebbe, secondo R. Trümpy [133], alla digitazione di Moûtiers qui ridotta a poche centinaia di metri di spessore in seguito al rapido aumento di potenza della « zona di Ferret » che si verifica tra la Dora Baltea e la cresta di confine italo-svizzera. A quest'ultima apparterrebbero quindi secondo R. Trümpy tutte le altre strutture più esterne.

Strutture isoclinaliche di questo tipo ed immersioni a SE si notano anche all'estremità sud-occidentale del tratto valdostano della zona delle Brecce di Tarantasia, in prossimità della cresta di confine italo-francese. Quelle costituite dalle formazioni più antiche del *Flysch* sono però situate non più al margine interno bensì in corrispondenza o in vicinanza di quello esterno della zona (« zona anticlinale esterna » di R. Barbier [20]). A queste strutture esterne di tipo embricato, e ad una serie di pieghe e scaglie isoclinali, segue verso l'interno un complesso di ripiegamenti non isoclinalici ed a vergenza variabile da NNW a SSE, di stile assai simile a quello di pieghe di tipo gravitativo. La vergenza a NW e l'andamento isoclinale riprendono solo nelle parti più interne di questa estremità sud-occidentale della zona delle Brecce di Tarantasia. Si tratta di una serie di pieghe e di scaglie costipate che sono particolarmente interessanti, perchè le formazioni delle zone del Versoyen e del Piccolo S. Bernardo s. s. appaiono spesso impigliate e pizzicate tra di esse rilevandone il carattere tardivo e posteriore rispetto alla sovrapposizione degli elementi tettonici in questione alla zona delle Brecce di Tarantasia. Mettendo in relazione questa constatazione con l'esistenza di una larga fascia di ripiegamenti non isoclinalici e di tipo gravitativo, in contrasto con la disposizione isoclinale che prevale altrove, si è indotti a considerare la possibilità che quest'ultimo stile si sia sovrapposto a condizioni tettoniche di altro tipo in fasi tettoniche posteriori.

Si constata quindi una diversità notevole nelle condizioni strutturali di questa parte sud-occidentale della zona delle Brecce di Tarantasia rispetto all'estremità nord-orientale: in quest'ultima infatti il carattere isoclinale domina ovunque, nella prima invece è più limitato in estensione e forme tettoniche di altro tipo, rappresentanti con ogni probabilità i residui di condizioni strutturali preesistenti altrove cancellate, sono ancora riconoscibili. Esse tendono però ad attenuarsi ed a scomparire verso NE nei settori intermedi a partire dal Vallone di Chavannes. Si ha così una scomparsa graduale di queste differenze nelle condizioni tettoniche tra estremità sud-occidentale e nord-orientale, che potrebbe venire attribuita ad una intensità crescente da SW a NE delle forze tettoniche, che hanno provocato la genesi tardiva dell'andamento isoclinalico.

Esiste però una seconda differenza altrettanto notevole nei caratteri tettonici di queste due estremità: la diversa situazione delle scaglie anticlinaliche in cui affiorano le

rocce più antiche poste, come si è visto, verso il margine esterno nella parte sud-occidentale ([1]), in corrispondenza di quello interno sulla cresta di confine italo-svizzera.

Secondo R. Trümpy [133] questo dipenderebbe dall'esistenza della « zona di Ferret ». Gli elementi tettonici in questione rappresenterebbero in entrambi i casi la base della digitazione di Moûtiers e la loro posizione interna sulla cresta di confine italo-svizzera sarebbe dovuta alla forte riduzione verso NE di questa unità a partire dalla Dora Baltea ed all'inserimento in questo tratto tra essa ed il fronte pennidico della « zona di Ferret ». In altre parole la « zona anticlinale interna » sarebbe la prosecuzione diretta della « zona anticlinale esterna ». L'ipotesi è teoricamente possibile perchè nel territorio considerato la « zona anticlinale esterna », che affiora con continuità tra il Colle della Seigne e la Dora Baltea ed a NE di questo corso d'acqua fin nel Vallone di Malatrà, scompare completamente verso NE, mentre si perdono le tracce della « zona anticlinale interna » subito a SW della cresta di confine italo-svizzera del M. Fourchon (dintorni del Gran S. Bernardo). Un loro collegamento sotterraneo è possibile se, come sostiene R. Trümpy, esse hanno direzione obliqua rispetto al fronte pennidico ed alle formazioni che l'autore riferisce alla « zona di Ferret ». E' tuttavia chiaro che qualsiasi verifica è impossibile e che nulla può dimostrare che questo collegamento in profondità si realizzi effettivamente. La prosecuzione in profondità della zona anticlinale esterna potrebbe essere distinta anche a NE del Vallone di Malatrà della zona anticlinale interna del M. Fourchon ed allo stato attuale delle conoscenze non si può davvero affermare che questa seconda soluzione sia più improbabile della prima.

Ne risulta che l'ipotesi di R. Trümpy dell'esistenza di una « zona di Ferret » distinta ed indipendente non può venire considerata dimostrata neppure nel suo aspetto tettonico.

SIGNIFICATO TETTONICO DELLA ZONA DELLE BRECCE DI TARANTASIA

La zona delle Brecce di Tarantasia della Valle d'Aosta ci appare nel suo insieme, in base alle incomplete conoscenze attuali, come un complesso di strutture in prevalenza isoclinali ed immerse a SE, in una parte soltanto delle quali e in posizione marginale esterna ed interna emerge il substrato del *Flysch*. Questo insieme presenta una certa analogia strutturale con la zona di Entrèves ma non corrisponde come quest'ultima ad una zona di radice. Con ogni probabilità infatti, la parte più recente della serie non è stata qui asportata per denudazione od altre cause tettoniche andando a costituire uno o più lembi alloctoni oltre il Massiccio del M. Bianco ([2]).

Non si tratta neppure di un elemento autoctono radicato, come riteneva S. Franchi. La disposizione isoclinale è infatti con ogni probabilità secondaria e, come ha

---

([1]) Le scaglie di calcari liassici della Testa del Chargeur (NE del Piccolo S. Bernardo) indicate da R. Barbier ([20], p. 18) come possibili equivalenti della « zona anticlinale interna » nella parte sud-occidentale della zona delle Brecce di Tarantasia appartengono in realtà alla zona del Piccolo S. Bernardo s. s.

([2]) Come hanno osservato R. Barbier [19; 20] ed R. Trümpy [133] non si notano corrispondenze o analogie di sorta con la zona delle Brecce di Tarantasia in nessuno dei lembi alloctoni esotici situati oltre i massicci cristallini della zona elvetico-delfinese.

indicato R. Barbier [19] per il settore della Moriana e della Tarantasia, può essere messa in relazione con il sollevamento tardivo del M. Bianco. In precedenza le condizioni strutturali corrispondevano verosimilmente a quelle di un ricoprimento tettonico limitato inferiormente da una superfice di scorrimento di grande estensione. Essa coincide nel settore considerato con il fronte pennidico, che doveva presentare queste caratteristiche prima di acquisire, in seguito al sollevamento tardivo del M. Bianco, le forti inclinazioni che lo contraddistinguono attualmente.

Si può quindi estendere al tratto valdostano della zona delle Brecce di Tarantasia l'interpretazione strutturale di R. Barbier di quello compreso tra l'Arc e l'Isère: di un ricoprimento tettonico cioè in cui la copertura di *Flysch* non si è staccata dal substrato più antico, anche se si è arricciata in una serie di pieghe superficiali indipendenti [19].

Nel settore considerato queste ultime, accentuandosi nel corso delle fasi tettoniche tardive, si trasformarono per lo più in pieghe e scaglie isoclinali costituite dal solo *Flysch* mentre le strutture marginali esterne od interne, caratterizzate dalla presenza di rocce più antiche, derivano con ogni probabilità dall'accentuazione per compressione di digitazioni basali o superiori, più o meno complesse, del ricoprimento.

La posizione di questo ricoprimento delle Brecce di Tarantasia nell'edificio pennidico non è ancora definitivamente chiarita, come si è avuto già occasione di osservare. Strutturalmente continuo dal circo di Valbuche (Tarantasia) alla regione di Sierre (Vallese) scompare in queste regioni verso S ed E. Nella prima non è possibile secondo R. Barbier [19] accertare con sicurezza se per cause tettoniche o paleogeografiche ([1]). Nella regione di Sierre il Quaternario della Valle del Rodano ne maschera la continuazione e non è ancora stato chiarito se l'unità tettonica si lamini completamente sotto questa copertura o se la sua prosecuzione sia rappresentata da qualcuno degli elementi tettonici, costituiti dai calcescisti a pietre verdi della geosinclinale sempionese, che appaiono oltre alla copertura quaternaria nella identica posizione tettonica. Non sono ancora conosciuti cioè i rapporti tra questi calcescisti infrapennidici e le formazioni sub-brianzonesi della zona delle Brecce di Tarantasia.

Si è visto in precedenza come alla soluzione di questo problema si potrà forse contribuire con l'accertamento definitivo delle condizioni strutturali e dell'origine della zona del Versoyen. Allo stato attuale delle conoscenze il problema rimane però aperto, sia per quanto riguarda le condizioni geologiche specifiche del territorio valdostano, sia per quanto concerne quelle della regione di Sierre. Quanto è stato supposto da R. Staub [121] e da R. Trümpy [134] sulla posizione più interna dei calcescisti e delle pietre verdi del Sempione rispetto alla zona delle Brecce di Tarantasia non è quindi da considerare come una soluzione definitiva; altrettanto possibile e per diversi aspetti più logico è che le formazioni sub-brianzonesi della nostra unità corrispondano già al margine interno della geosinclinale sempionese.

([1]) Secondo l'autore citato la sua prosecuzione meridionale sarebbe da ricercare nella prima eventualità negli elementi tettonici sub-brianzonesi del settore dell'Ubaye.

GLI ELEMENTI TETTONICI DEI DINTORNI DEL PICCOLO SAN BERNARDO

Come è stato recentemente indicato da PIERO ELTER e dall'autore del presente studio [54] la « zona del Piccolo S. Bernardo » cui H. SCHOELLER aveva riferito un complesso piuttosto eterogeneo di formazioni ([1]) riconoscendo l'indipendenza tettonica e stratigrafica di queste ultime dai costituenti della zona della Brecce di Tarantasia (con cui venivano in precedenza confuse), comprende in realtà due elementi tettonici ben distinti. Il problema tuttora aperto dell'origine e del significato della « zona del Piccolo S. Bernardo », per cui come si è accennato sono state proposte da tempo soluzioni contrastanti da parte di diversi autori, concerne solo il più esterno di questi due elementi: la zona del Versoyen. Il secondo, qui indicato con il termine di zona del

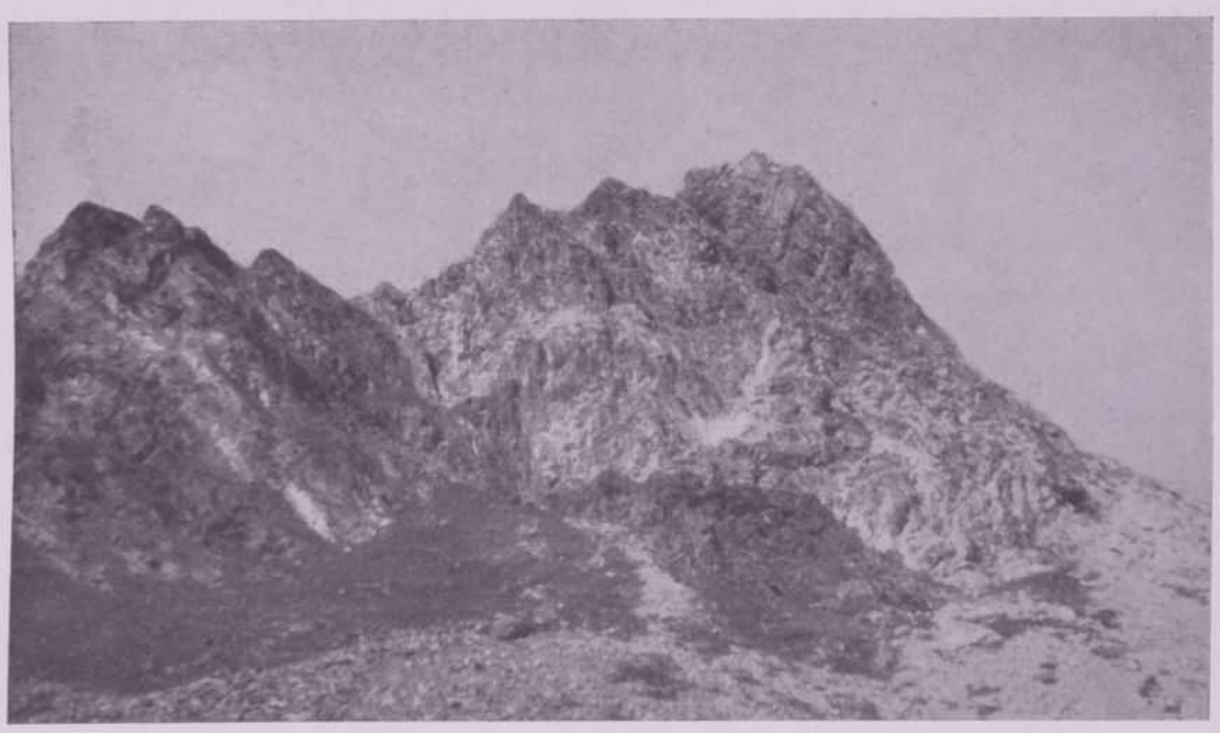

FIG. 6

Gneiss con intercalazioni di micascisti e filladi della zona del Versoyen (Pointe Rousse).

Piccolo S. Bernardo s. s., pone a sua volta dei problemi di pertinenza, ma in ogni caso non ha nulla a che vedere con le unità tettoniche e stratigrafiche a cui può essere riferito il primo ([2]).

Senza dilungarmi sulla descrizione delle principali caratteristiche dei due elementi tettonici e sull'esposizione dei motivi che inducono a distinguerli, per cui rimando alla nota sopracitata di PIERO ELTER e mia, tratterò brevemente nelle righe che seguono di questi problemi di pertinenza e di origine.

Delle due ipotesi da tempo formulate da diversi autori per la « zona del Piccolo S. Bernardo » ed applicabili, come si è detto, alla sola zona del Versoyen quella del

---

([1]) Affioranti nei dintorni del Piccolo S. Bernardo, nei Valloni del Breuil e del Versoyen e nei dintorni di Bourg St. Maurice.

([2]) Attribuendo l'intera zona del Piccolo S. Bernardo alla « *nappe des schistes lustrés* » F. ELLENBERGER [50] non ha evidentemente tenuto conto di questo.

lembo alloctono sembra per vari motivi più plausibile. Non può però ancora venire considerata come una soluzione definitiva soprattutto per quanto riguarda il riferimento del lembo alloctono ai calcescisti con pietre verdi della geosinclinale piemontese. I costituenti (filladi, calcescisti, pietre verdi e gneiss della Pointe Rousse) hanno infatti caratteristiche molto particolari, alquanto diverse da quelle delle formazioni apparentemente omologhe della zona di facies piemontese. E' quindi da prendere in considerazione l'eventualità che si tratti di una unità di provenienza ancora più interna.

Continuo a considerare come la soluzione più plausibile l'ipotesi formulata da Piero Elter e da me di una pertinenza subbrianzonese della zona del Piccolo S. Bernardo s. s. (ricoprimento del Pas du Roc). Da un punto di vista locale si può prendere anche in considerazione la possibilità, forse in contraddizione solo apparente con l'ipotesi precedente, che questo elemento derivi dalla denudazione tettonica della copertura stratigrafica mesozoica del Permocarbonifero della « zona assiale ». I suoi costituenti, posttriassici nella parte essenziale, sembrano infatti completare stratigraficamente la copertura triassica del Permocarbonifero.

In questo caso l'elemento tettonico in questione sarebbe da considerare come un lembo non radicato, pizzicato secondariamente tra la zona del Versoyen e la parte frontale della zona permocarbonifera « assiale ». Le sue caratteristiche strutturali sembrano bene accordarsi con una interpretazione del genere.

Questa ipotesi non sarebbe incompatibile con la pertinenza subbrianzonese della zona del Piccolo S. Bernardo s. s. se, come ha supposto recentemente R. Trümpy [134], la copertura mesozoica del Permocarbonifero della « zona assiale » appartenesse, nel settore considerato come in quello del Vallese, a questa microprovincia paleogeografica.

Si tratti o meno dell'originaria copertura mesozoica della zona permocarbonifera il contatto tra le formazioni del nostro elemento e la parte esterna del ricoprimento del Gran S. Bernardo è ovunque tettonico e corrisponde ad una evidentissima superfice di dislocazione. La separazione tettonica della zona del Piccolo S. Bernardo s. s. dal ricoprimento del Gran S. Bernardo, con cui poteva costituire in origine un insieme unitario, è quindi attualmente molto netta.

IL RICOPRIMENTO DEL GRAN S. BERNARDO

COPERTURA MESOZOICA E RAPPORTI CON LA FORMAZIONE DEI CALCESCISTI A PIETRE VERDI

E. Argand [9; 10] attribuiva alla parte compresa nel territorio considerato del ricoprimento del Gran S. Bernardo, oltre alle rocce premesozoiche della zona permocarbonifera assiale e della zona del Gran S. Bernardo, le formazioni della « zona di Courmayeur » e le masse di calcescisti, pietre verdi e Trias che più internamente ricoprono le rocce pretriassiche da lui riferite al nucleo di questa grande unità tettonica. Questi due ultimi complessi, che allora si riteneva appartenessero entrambi alla formazione dei calcescisti, rappresentano secondo l'autore citato l'involucro mesozoico del rico-

primento, corrispondendo il primo di essi alla parte inversa di quest'ultimo, il secondo alla parte normale.

In realtà, mentre da un lato non vi è traccia in Valle d'Aosta di un fianco inverso mesozoico del ricoprimento del Gran S. Bernardo, poichè le formazioni della zona di Courmayeur appartengono ad altre unità tettoniche e non esistono complessi di tale età che vi possano venire riferiti, la copertura normale non ha con ogni probabilità l'estensione e la costituzione che E. Argand le attribuiva. E' assai verosimile infatti, come dimostrano le considerazioni che seguono, che le siano completamente estranee tutte le formazioni a facies piemontese, vale a dire i calcescisti, le pietre verdi ed il Trias che rappresenta il substrato stratigrafico dei primi.

Fig. 7

Testata dell'alta Valle di Rhêmes. La cime innevate della Grande Sassière (sullo sfondo) e della Grande Traversière (a destra, nella parte superiore della fotografia) sono costituite da formazioni mesozoiche a facies piemontese. Tutte le altre rocce riconoscibili appartengono invece alla copertura mesozoica a facies brianzonese del ricoprimento del Gran S. Bernardo.

Nella regione considerata non si osservano, o per lo meno non sono conosciuti, passaggi stratigrafici in senso verticale dalle rocce pretriassiche del ricoprimento alle masse di calcescisti e pietre verdi che le sovrastano. Questo non solo in tutti quei punti assai frequenti in cui i calcescisti, che senza dubbio sono ovunque più recenti del Trias, ricoprono direttamente con contatto evidentemente tettonico le rocce pretriassiche, ma anche dove fascie di Trias più o meno potenti appaiono intercalate tra le formazioni giuresi e quelle più antiche. Contatti tettonici e superfici di dislocazione appaiono ovunque associate a queste fascie; alla loro base, al loro limite superiore, oppure internamente ad esse.

In un certo numero di casi è da escludere che questi fatti derivino da fenomeni di disarmonia tettonica o da distacchi di carattere locali prodottisi tra il substrato pretriassico ed una copertura formata da Trias e da calcescisti ofiolitiferi, perchè le fascie

triassiche in questione non corrispondono al substrato di tale età della serie mesozoica a facies piemontese che ha dato origine ai calcescisti, ma appartengono a serie brianzonesi ben distinte per facies e luogo di deposito. Questo è il caso, come dimostrano le belle ricerche di F. Ellenberger sulle regioni confinanti con quella considerata della Vanoise, delle potenti formazioni triassiche dell'alta Valle di Rhêmes, a cui si associano in realtà anche terreni più recenti a facies brianzonese o prepiemontese, e della fascia di Trias che nel tratto superiore della Valgrisanche separa gli scisti cristallini della zona del Gran S. Bernardo dai calcescisti e dalle pietre verdi della Grande Sassière [50]. Anche il Trias che ricopre il Permocarbonifero della zona « assiale » non appartiene alla serie piemontese dei calcescisti. Ne deriva (si confronti con la carta tettonica allegata) che in tutto il settore sud-occidentale del tratto compreso nel territorio considerato, dal bordo interno alle parti frontali, il ricoprimento del Gran S. Bernardo presenta una copertura mesozoica a cui sono completamente estranei calcescisti e pietre verdi. Le rocce di questo tipo che qui affiorano costituiscono di conseguenza la copertura tettonica del ricoprimento e sono riferibili ad una unità distinta, la cui esistenza nel settore adiacente della Vanoise era già stata stabilita da P. Termier [130] ed è attualmente documentata in modo definitivo dai risultati delle ricerche di F. Ellenberger [50] (*nappe des schistes lustrés*).

Questo settore sud-occidentale escluso, sarebbe teoricamente possibile riferire altrove calcescisti e pietre verdi alla copertura stratigrafica del ricoprimento del Gran S. Bernardo. La maggior parte delle intercalazioni triassiche situate alla base del complesso dei calcescisti appartengono infatti alla stessa serie di questi ultimi, come dimostrano i passaggi stratigrafici che si osservano con frequenza relativa. L'eventuale pertinenza brianzonese di altre intercalazioni triassiche non può essere accertata a causa delle deformazioni tettoniche che esse hanno subìto. Non esistono quindi dati di osservazioni che possano documentare la non appartenenza dei calcescisti e delle pietre verdi alla copertura stratigrafica della falda del Gran S. Bernardo nella parte centrale e nord-orientale del settore considerato, essendo sempre possibile attribuire agli effetti di disarmonie tettoniche la mancanza di passaggi stratigrafici continui dal substrato pretriassico ad una copertura più recente di tale costituzione. Si dovrebbe però ammettere l'esistenza di passaggi laterali assai rapidi dalle facies brianzonesi della parte sud-occidentale del ricoprimento a quelle piemontesi delle parti centrali e nord-orientali, a cui dovrebbe più a NE far seguito un secondo cambiamento analogo, ma in senso opposto, alle facies brianzonesi, di cui è stata recentemente accertata l'esistenza nella copertura del ricoprimento del Gran S. Bernardo anche del tratto compreso nel Vallese orientale ([1]).

Allo stadio attuale delle conoscenze la possibilità che tali cambiamenti si realizzino effettivamente appare assai improbabile. Nessun dato di osservazione conosciuto ne documenta l'esistenza e F. Ellenberger ne ha accertato la mancanza di qualsiasi indizio nella vasta regione compresa tra il Moncenisio e l'alta Valle di Rhêmes [50]. Indipendentemente da questo altre considerazioni, che verranno esposte in un successivo capitolo, inducono a ritenere più interno del ricoprimento del Gran S. Bernardo il luogo di formazione delle rocce del complesso a facies piemontese.

([1]) Da F. Ellenberger [49] e R. Staub [119].

Malgrado l'inesistenza di una documentazione diretta ritengo quindi che si debbano considerare tutte esotiche le masse di calcescisti e di pietre verdi, che vengono in contatto con il ricoprimento del Gran Bernardo. L'ipotesi che viene adottata nel presente lavoro, anche se in modo non definitivo, implica che la copertura mesozoica locale del ricoprimento manchi completamente in vaste zone del territorio considerato. Infatti non solo dove i calcescisti ricoprono direttamente le rocce anteriori al Trias, ma anche nei punti in cui si osservano passaggi stratigrafici dalle rocce delle fascie triassiche interposte ai sovrastanti calcescisti, la copertura in questione deve essere stata asportata in modo completo o quasi ([1]). Essa deve aver subìto riduzioni più o meno notevoli del suo spessore perfino in quelle regioni in cui come nell'alta Valle di Rhêmes le formazioni che la costituiscono hanno potenza considerevole, perchè vi si nota la mancanza di alcuni termini della serie per cause che sono indipendenti dall'azione dell'erosione quaternaria.

Questa riduzione dello spessore originario fino ad asportazioni localmente completa può venire attribuita, almeno in parte, all'azione esercitata dalle masse dei calcescisti esotici durante i loro movimenti di scorrimento.

ZONA PERMOCARBONIFERA ASSIALE E ZONA DEL GRAN S. BERNARDO

Contrariamente a quanto si è constatato per le formazioni mesozoiche non vi è motivo, almeno in base ai dati attuali, di rimettere in discussione la pertinenza al ricoprimento del Gran S. Bernardo dei complessi rocciosi pretriassici che E. Argand [9; 10] vi aveva riferito, ossia del Permocarbonifero della « zona assiale » e delle formazioni costituenti l'ampia fascia più interna, per distinguere la quale è comodo riprendere la vecchia denominazione di zona del Gran S. Bernardo.

La questione era stata sollevata da R. Barbier [20] con l'ipotesi che la « *zone houillère* » e la « *zone Vanoise - M. Pourri* » della Savoia non rappresentino, come riteneva E. Argand, la prosecuzione in quel settore del ricoprimento del Gran S. Bernardo, ma un sistema tettonico a sè stante. Le formazioni del territorio considerato dovrebbero venire quindi suddivise tra le due unità distinte da R. Barbier perchè rappresentano la prosecuzione, nord-orientale e sud-occidentale rispettivamente, di entrambe.

L'ipotesi non ha però altro motivo di validità che il contrasto, con ogni probabilità inesistente nella realtà, delle facies brianzonesi della copertura mesozoica delle unità affioranti in Savoia con i calcescisti e le pietre verdi, che l'autore ritiene rappresentino la copertura normale del ricoprimento del Gran S. Bernardo nel Vallese ([2]).

([1]) Non è infrequente il caso in cui questo Trias esotico ricopre direttamente rocce della stessa età, residuo probabile di una copertura brianzonese. Quando il Trias locale è rappresentato da quarziti eotriassiche si può essere in presenza di una sovrapposizione normale in apparenza se, come spesso avviene, carniole del Trias medio costituiscono la base delle masse esotiche.

Non è stato possibile distinguere sulla carta tettonica questo Trias brianzonese da quello esotico che lo ricopre. Conseguentemente l'importanza e l'estensione di quest'ultimo vi appare esagerata, anche perchè gli sono state riferite tutte le intercalazioni triassiche di pertinenza incerta. Si tenga presente tuttavia che l'importanza del Trias nella costituzione della base della coltre esotica dei calcescisti e delle pietre verdi è, nel territorio considerato, notevole.

([2]) E che invece con ogni probabilità le sono completamente estranei.

In Valle d'Aosta un limite assai netto separa la zona permocarbonifera assiale dalla zona del Gran S. Bernardo. La natura ed il significato di questa superfice di separazione non sono ancora chiari. Con ogni probabilità si tratta di un limite tettonico; la mancanza di qualsiasi traccia di formazioni mesozoiche induce però a considerare con riserva le interpretazioni di coloro che tendono ad attribuire a questo limite il significato di una superfice di dislocazione di primaria importanza ([1]).

A mio giudizio soltanto questo limite può rappresentare la prosecuzione in territorio valdostano di quello che nel settore adiacente della Tarantasia separa la « *zone houillière* » dalla « *zone Vanoise - Mont Pourri* » ([2]). F. Ellenberger [22; 50] considera queste due ultime zone come delle unità tettoniche completamente distinte, in quanto la seconda sarebbe costituita da una serie permocarbonifera molto diversa anche per il grado di metamorfismo da quella che contraddistingue la prima. Nel settore valdostano però una interpretazione di questo tipo non troverebbe motivi sufficienti di giustificazione. Nè le caratteristiche del limite tra zona permocarbonifera e zona del Gran S. Bernardo, nè l'interpretazione stratigrafica che si può dare in base ai dati conosciuti ai complessi rocciosi che costituiscono le due fascie, autorizzano a pensare che si sia in presenza di elementi tettonici completamente indipendenti.

CARATTERI STRATIGRAFICI E LITOLOGICI

FORMAZIONI PERMOCARBONIFERE DELLA ZONA ASSIALE

Se non si prende in considerazione il piccolo affioramento di « gneiss granitoidi » dei dintorni di Morgex ([3]) di cui sono ancora sconosciuti significato geologico e rapporti con le altre formazioni, il tratto valdostano della zona permocarbonifera è essenzialmente costituito da conglomerati, arcose, psammiti, scisti più o meno arenacei, e lenti di antracite. Tutte queste rocce presentano evidenti segni di deformazioni meccaniche, accompagnate da neoformazione di minerali, sviluppo di scistosità, ecc. Le strutture primarie sono ciò nonostante riconoscibili e, nel caso particolare dell'antracite. A. Bibolini & A. Giordana [30] hanno potuto mettere in evidenza ed analizzare quelle organiche dei materiali vegetali originari. La terminologia degli scisti cristallini adottata da S. Franchi & A. Stella [67] per distinguere queste rocce non può venire considerata quindi molto appropriata.

Caratteristica d'insieme assai saliente di questo complesso litologico è la presenza di sostanze carboniose. La loro ripartizione è assai diseguale e la percentuale massima si riscontra, come è ovvio, nelle lenti di antracite, più o meno grafitizzata, che possono

---

([1]) Per es. R. Staub che separa la zona permocarbonifera « assiale » della Valle d'Aosta e del Vallese dalle altre formazioni del ricoprimento del Gran S. Bernardo attribuendola ad una unità tettonica distinta, equivalente nelle Alpi Pennine del ricoprimento Tambo dei Grigioni [121].

([2]) La prosecuzione in Valle d'Aosta di questo limite, dovrebbe essere più interna se come afferma F. Ellenberger ([50], p. 63) il complesso cristallino del Rutor rappresentasse il substrato del Permocarbonifero della zona assiale. In realtà in Valle d'Aosta i rapporti tra questo complesso ed il Permocarbonifero sono più verosimilmente tettonici e non si osservano differenze apprezzabili tra la sua costituzione litologica e quelle di complessi analoghi e più interni affioranti in Valgrisanche e nelle altre valli aostane meridionali, che ne giustifichino la distinzione stratigrafica e tettonica da questi ultimi effettuata dall'autore citato [21; 50].

([3]) Un secondo affioramento di queste rocce è stato segnalato da A. Debenedetti nella Valle di La Thuile [45].

venire considerate come il prodotto delle deformazioni tettoniche e di un leggero metamorfismo su banchi di carbone fossile. Secondo lo studio citato di A. Bibolini & A. Giordana si trattava di sedimenti vegetali fossili del tipo del « *charbon zoné* » e della « *Streifenkohle* ».

E' possibile, come hanno fatto S. Franchi & A. Stella [67] distinguere in prima approssimazione due formazioni nel complesso permocarbonifero in base alla diffusione di queste sostanze, poichè le rocce più povere in questo componente hanno carattere prevalentemente psefitico e psammitico, mentre le lenti di antracite sono sempre associate a scisti argillosi più o meno arenacei. La ripartizione delle due formazioni distinte con questo criterio, e che potrebbero venire considerate come facies rispettivamente alluvionali e limniche degli originari sedimenti continentali ([1]), è però assai diversa di quanto indichino i fogli Aosta e M. Bianco rilevati da S. Franchi ed A. Stella e la carta al 50.000 che illustra la memoria degli stessi autori sui giacimenti di antracite della Valle d'Aosta [67]. Così per es. la formazione costituita da congiomerati, arcose e psammiti partecipa alla costituzione delle parti esterne della zona permocarbonifera non solo a Nord della Dora, ma anche a Sud di questo corso d'acqua fino alla cresta di confine italo-francese. Qui, come altrove, i rapporti con la formazione produttiva sono assai più complessi, e lo spessore di quest'ultima assai più ridotto di quanto non appaia dall'esame delle carte suddette e dei profili relativi di S. Franchi ed A. Stella.

La formazione degli scisti arenacei a lenti di antracite è, come è noto, attribuibile allo Westfaliano in base alla flora fossile dell'antracite affiorante nei pressi dell'Ospizio del Piccolo S. Bernardo che è stata determinata da P. Peola [106]. Secondo S. Franchi questa formazione rappresenterebbe la parte più recente del Permocarbonifero della zona « assiale ». Si debbono però formulare i più seri dubbi sulla validità di questa attribuzione cronologica che implica l'età in buona parte, se non in modo completo, prewestfaliana della potentissima formazione conglomeratica e l'esistenza di un'enorme lacuna dal Westfaliano al Trias.

L'autore ne vede la prova nel fatto che questa formazione è direttamente in contatto con il Trias, e nel carattere discordante di questo contatto che è realizzato a seconda dei punti da termini di età diversa della serie triassica ([67], pp. 25-27). In realtà buona parte dei contatti a cui si riferisce S. Franchi sono tettonici e si verificano tra le formazioni della zona permocarbonifera e rocce triassiche appartenenti alla zona del Piccolo S. Bernardo s. s. Il Trias, che corrisponde effettivamente alla copertura stratigrafica del Permocarbonifero, è costituito ovunque alla base da quarziti werfeniane, spesso associate a conglomerati di tipo Verrucano. Si è certamente in presenza di un orizzonte trasgressivo, ma non è possibile in base all'esame del suo contatto inferiore stabilire quale delle due formazioni distinguibili nel Permocarbonifero, sia la più recente e quale la più antica, poichè i contatti stratigrafici originari non sono conservati, o sono nascosti sotto la copertura quaternaria, e quelli tettonici si osservano, a seconda dei punti, in corrispondenza di entrambe le formazioni. Nulla dimostra perciò che la formazione produttiva del Westfaliano sia più recente del complesso, assai più potente, di conglomerati e di arenarie.

([1]) Come ha fatto osservare Gb. Dal Piaz ([42], p. 4) la mancanza di fossili marini e la frequente presenza di avanzi di piante terrestri indicano l'originaria natura continentale prevalentemente alluvionale limnica delle formazioni carbonifere della zona « assiale ».

In base a quanto si conosce attualmente sull'età dei depositi carboniferi delle Alpi Occidentali è anzi assai più verosimile il contrario. Basti considerare infatti che nel prolungamento di queste formazioni, in Tarantasia, a non grande distanza dalle regioni qui considerate è stata recentemente accertata da J. Fabre [56], in base anche a reperti fossiliferi, che il termine più antico affiorante è il Westfaliano D, e che la parte essenziale della serie corrisponde allo Stefaniano ed all'Eopermiano. Senza voler affermare un'equivalenza, che con ogni probabilità non si verifica, tra la formazione conglomeratica della Valle d'Aosta e questa serie Stefano-Eopermiana, è tuttavia assai più logico che anche nella nostra regione una formazione produttiva del Westfaliano rappresenti la parte più antica del Permocarbonifero. I termini di Permocarbonifero e di zona permocarbonifera devono perciò essere preferiti, a quelli di Carbonifero e di zona carbonifera che molti hanno usato. Si osservi che il Permiano è forse rappresentato, oltre che nel complesso più antico, anche dai conglomerati di tipo Verrucano che lo ricoprono trasgressivamente.

Il substrato stratigrafico del Permocarbonifero della Valle d'Aosta deve essere considerato, anche attualmente, sconosciuto. Non esiste nessun motivo valido, e come tali non si possono considerare quelli avanzati da F. Ellenberger [50], per quanto riguarda il nostro territorio non corrispondenti alla realtà, per ritenere che esso sia rappresentato dagli scisti cristallini del massiccio del Rutor. Questi ultimi sono certamente più antichi del Permocarbonifero [42], ma i loro rapporti con le formazioni di quest'ultima età con cui vengono in contatto e che sono rappresentate da conglomerati verosimilmente post-westfaliani, non corrispondono a quelli tra una copertura stratigrafica ed il suo substrato.

COMPLESSO PRETRIASSICO DELLA ZONA DEL GRAN S. BERNARDO

La costituzione litologica di questa parte interna del ricoprimento è assai eterogenea. Ciò è stato messo in evidenza da S. Franchi, V. Novarese ed A. Stella nei fogli Aosta e Gran Paradiso della Carta Geologica d'Italia alla scala 1:100.000. Vi sono distinti infatti, oltre ad un complesso fondamentale di gneiss minuti e di micascisti, rocce del Permacarbonifero, gli gneiss dioritici più recenti di queste del Gran Nomenon e della Punta Bioula, ed anageniti e quarziti scistose. Per queste ultime, come per gli gneiss minuti, gli autori citati non hanno specificato meglio l'età pretriassica.

Le considerazioni che seguono sulle caratteristiche e sul significato cronologico di queste formazioni sono basate soprattutto sui dati di questi fogli al 100.000 e sulle osservazioni complementari dei loro rilevatori ([1]) perchè, salvo alcune zone in cui Gb. Dal Piaz [40], E. Diehl [46 e 47], A. Amstutz [4] e M. Fenoglio & G. Rigault [57] hanno compiuto ricerche più dettagliate e recenti, le conoscenze relative alla costituzione della zona del Gran S. Bernardo non hanno subìto altrove ulteriori progressi.

Per il complesso degli gneiss minuti e dei micascisti le carte sopracitate indicano la seguente composizione: gneiss minuti di tipo svariatissimo e micascisti spesso a si-

([1]) S. Franchi [61; 64 e 67], V. Novarese [92; 94; 95 e 100] ed A. Stella [122; 123 e 124].

smondina o granatiferi con intercalazioni di micascisti grafitosi e calcariferi e di lenti di prasiniti, anfiboliti e cloritoscisti. Da queste rocce sono state distinte, con un colore speciale, anfiboliti e gneiss ghiandoni. Le prime non sono altro che lenti di maggior dimensione delle stesse anfiboliti incluse nel complesso degli gneiss minuti di cui fa menzione la leggenda delle carte. I secondi sono secondo V. Novarese ([95]; p. 30) simili agli gneiss occhiadini del Gran Paradiso. Sarebbe interessante verificare se essi corrispondono ai tipi a microclino di quest'ultimo massiccio, o semplicemente a quelli ad albite, di cui R. Michel [90] ha constatato recentemente l'esistenza. Nel secondo caso essi sarebbero senz'altro riferibili al complesso degli gneiss minuti. Comunque queste rocce, di cui ben poco attualmente si conosce, hanno estensione limitata ad alcune zone della Valle di Rhêmes e della Valsavaranche.

Malgrado l'eterogeneità apparente il complesso degli gneiss minuti ha nell'insieme carattere di unitarietà. Ciò appare evidente se si prende in considerazione la costituzione mineralogica dei componenti. In tutti si nota un'associazione in cui quarzo, albite, biotite più o meno cloritizzata, muscovite, anfibolo ed epidoti sono i componenti essenziali; a variazioni quantitative del loro rapporto corrispondono i diversi tipi litologici, che presentano ovunque passaggi graduali da un termine all'altro.

E. Diehl [46; 47] ha descritto passaggi di questo tipo nel gruppo del Velan: da gneiss albitici a scisti albitiferi a clorite e glaucofane, ossia a prasiniti, da una parte, ed a quarziti più o meno albitifere dall'altra attraverso a tipi intermedi. L'autore citato ritiene che si sia in presenza di derivati epi- o meso-metamorfici di sedimenti arenaceo-argillosi o marnoso-arenacei con tufi intercalati o mescolati, in cui il metamorfismo alpino ha sommato i suoi effetti a quelli di un ciclo metamorfico più antico. Questa interpretazione è probabilmente estendibile a tutto il complesso degli gneiss minuti della zona del Gran S. Bernardo; i dati conosciuti sono però insufficienti per stabilirlo con certezza.

Le rocce riferite al Permocarbonifero sui fogli Aosta e Gran Paradiso risultano costituite, in base alle indicazioni di queste carte ed a notizie più particolareggiate di V. Novarese [100], da psammiti nere, bianche o grigie, gneiss psammitici grigi, micascisti grafitosi, scisti sericitici e letti o banchi di grafite impura. L'attribuzione al Permocarbonifero è fondata sull'analogia che queste rocce presentano, malgrado il carattere più metamorfico, con quelle della zona « assiale ». La loro distinzione dal complesso degli gneiss minuti non è tuttavia sempre agevole.

Forse per questa ragione A. Amstutz [4] non le distingue cronologicamente da questi ultimi, facendo derivare tutto l'insieme dal metamorfismo di tufi riodacitici o andesitici più o meno rimaneggiati e prodotti dallo stesso processo magmatico che ha dato origine agli gneiss dioritici ed alle dioriti del Gran Nomenon e della Punta Bioula. In base alle ricerche di Gb. Dal Piaz [40] e di M. Fenoglio & G. Rigault [57] queste ultime rocce sono delle dioriti quarzifere biotitico-anfiboliche passanti a gneiss tonalitici. V. Novarese ([100], p. 511) ha osservato, nelle rocce attribuite al Carbonifero, tracce di metamorfismo di contatto che dimostrano l'età più recente rispetto a queste del processo magmatico pretriassico che ha dato origine alle tonaliti e M. Fenoglio & G. Rigault [57] hanno recentemente confermato l'esistenza di fenomeni di iniezione e di contatto provocati nel « Carbonifero » dall'originario magma dioritico.

Le quarziti e le anageniti micacee, di cui il foglio Gran Paradiso indica la presenza in Valgrisanche, sono in realtà più diffuse, a Nord come a Sud della Dora. A. Stella [123] le ha confrontate, senza pronunciarsi sulla loro età, con alcuni tipi litologici del Permocarbonifero assiale, mentre F. Hermann le ha riferite all'Eotrias sul foglio Piccolo S. Bernardo della Carta geologica francese alla scala 1:50.000. E' probabile, a mio giudizio, che si tratti di formazione permiana.

Come si è già osservato, i rilevatori dei fogli Aosta e Gran Paradiso non si sono pronunciati chiaramente sull'età da attribuire al complesso degli gneiss minuti, e conseguentemente sul significato cronologico della distinzione di questo complesso dalle rocce permocarbonifere da loro effettuata. V. Novarese ha anzi esplicitamente affermato che non si può stabilire con certezza se gli gneiss minuti costituiscano un gruppo diverso e più antico del Carboniero ([100], p. 511) (1).

In effetti se ci si basa esclusivamente sulle caratteristiche locali l'eterogeneità litologica della zona del Gran S. Bernardo si presta ad interpretazioni stratigrafiche diverse. Si può per esempio ritenere, adottando la suddivisione stratigrafica della zona pennidica di E. Argand [15], di essere in presenza di due serie stratigrafiche, una di tipo comprensivo, l'altra di tipo differenziato, rappresentate rispettivamente dal complesso degli gneiss minuti da una parte e dalle rocce permocarbonifere e dalle anageniti e quarziti scistose dall'altra. In tal modo gli gneiss minuti potrebbero venire riferiti, almeno nella parte superiore, al Permocarbonifero.

Che si tratti in realtà di rocce assai più antiche, come hanno supposto Gb. Dal Piaz [41-43], H. P. Cornelius [37] e R. Staub [117; 118], appare evidente se si prende in considerazione l'età pregotlandiana degli gneiss minuti del Gran Paradiso, quale risulta da una recente determinazione cronologica assoluta di R. Michel [91] del granito di anatessi e delle migmatiti dello stesso massiccio. L'analogia degli gneiss minuti del Gran Paradiso con quelli della zona del Gran S. Bernardo è infatti talmente evidente da permettere di attribuire ai secondi la stessa età dei primi. Un enorme *hiatus* separa di conseguenza, come aveva supposto Gb. Dal Piaz, le formazioni permocarbonifere dagli altri costituenti pretriassici nel ricoprimento del Gran S. Bernardo.

Poichè la maggior parte degli studiosi ne ammette attualmente l'esistenza anche nel complesso degli « scisti di Casanna » del Vallese che rappresenta la prosecuzione nord-orientale della zona del Gran S. Bernardo (2), vi è da chiedersi se si possa accettare il riferimento al Permocarbonifero effettuato da F. Ellenberger [50] della totalità degli scisti cristallini della Vanoise, che costituiscono la continuazione sud-occidentale della stessa zona. E' infatti poco verosimile che, per un improvviso ed enorme aumento di potenza del Permocarbonifero proprio in corrispondenza della cresta di confine italo-francese, gli gneiss minuti della Valle d'Aosta non siano più rappresentati nei massicci della Vanoise e del M. Pourri. Il complesso precarbonifero degli gneiss minuti è comunque ben sviluppato in vicinanza della cresta di confine nelle valli aostane meridionali, anche al di fuori dal massiccio del Rutor.

---

(1) Tuttavia S. Franchi [67] riteneva probabile che gli gneiss minuti del massiccio del Rutor fossero più antichi delle formazioni permocarbonifere della zona assiale.

(2) Gli « scisti di Casanna » sono stati considerati presiluriani o più antichi totalmente o nella parte essenziale, ed in questo caso distinti da rocce carbonifere e permiane, nella maggior parte delle ricerche dettagliate compiute in questi ultimi anni [69; 70; 80; 129; 137; 138].

FORMAZIONI MESOZOICHE

Mi limito ad accennare alle caratteristiche del Trias ricoprente il Permocarbonifero della zona assiale e delle formazioni brianzonesi dell'alta Valle di Rhêmes e della Valgrisanche, che in pratica rappresentano gli unici affioramenti sicuramente pertinenti alla copertura mesozoica del ricoprimento del Gran S. Bernardo. Con ciò non si vuole escludere la possibilità dell'esistenza, attualmente non documentabile, di altri lembi mesozoici a facies brianzonese nel territorio considerato nel presente lavoro.

La copertura stratigrafica del Permocarbonifero della zona assiale affiora nella regione del Gran S. Bernardo, nei valloni di Planavalle e di Bosses ed alla Touriasse nei pressi del Piccolo S. Bernardo. Costituisce delle strette fascie ad andamento sincli-

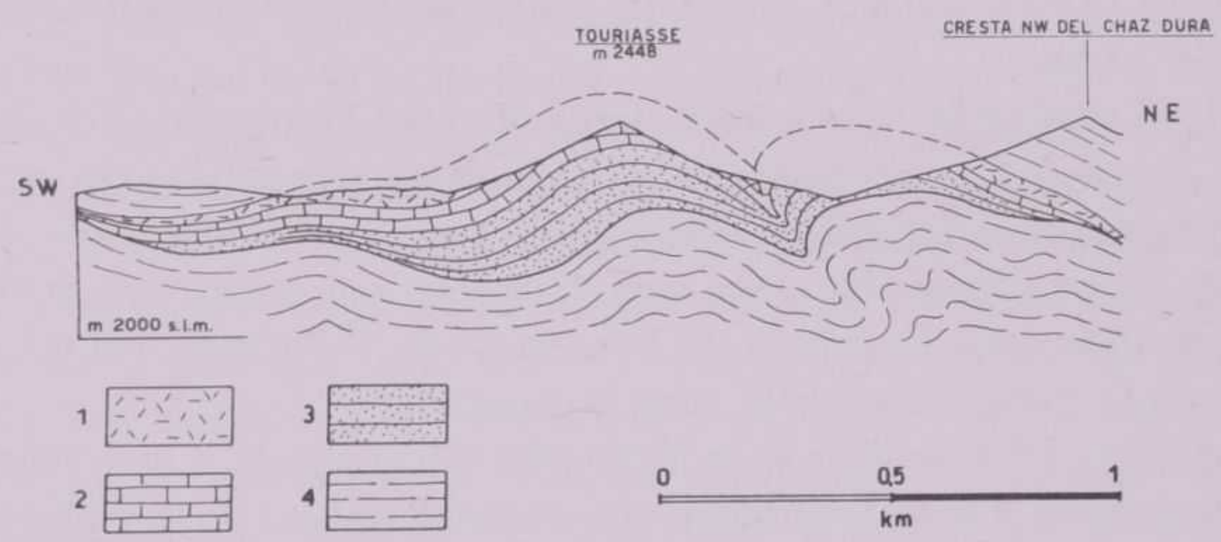

Fig. 8

Le pieghe trasversali della Touriasse (zona permocarbonifera assiale).
1) gessi e carniole (Trias medio-sup.); 2) calcari e dolomie (Trias medio-sup.); 3) quarziti e Verrucano (Eotrias-Neopermiano); 4) Permocarbonifero.
Il profilo è subparallelo alla direzione regionale degli elementi tettonici.

nalico, tutte situate all'interno della zona assiale. Il Trias che affiora al margine esterno di quest'ultima a Sud della Dora e che parebbe corrispondere ad una copertura rovesciata del Permocarbonifero appartiene in realtà alla zona del Piccolo S. Bernardo s. s.

Nell'insieme questa copertura recente della zona assiale appare costituita, oltre che dal già menzionato complesso di quarziti eotriassiche associate a conglomerati neopermiani, da carniole, da gessi e da una potente serie di dolomie e di calcari. Le carniole ed i gessi, che appaiono ovunque in contatto anormale, sono forse stratigraficamente situati tra la serie calcareo-dolomitica e le quarziti. In queste ultime, ovunque di potenza ragguardevole, si osservano alla Touriasse lastre con *ripple-marks* ben conservati. Tutte queste rocce sono certamente triassiche. Terreni più recenti non si sono conservati, o per lo meno non sono conosciuti; più che a ragioni stratigrafiche la loro mancanza potrebbe essere dovuta a fenomeni di denudazione tettonica od a cause similari.

Le formazioni costituenti la copertura mesozoica della zona del Gran S. Bernardo nell'alta Valle di Rhêmes sono state interamente riferite al Trias sul foglio Gran Paradiso della Carta Geologica d'Italia e su quello Tignes della *Carte Géologique de la France*. In realtà vi sono rappresentati lembi di calcari e calcari argillosi, nerastri o lucenti, liassici di cui F. Ellenberger [50] ha accertata recentemente l'esistenza e formazioni ancora più recenti di queste, del Cretaceo superiore, sono ben sviluppate secondo le ricerche dello stesso autore sul versante francese in prossimità o in corrispondenza della cresta di confine. A prescindere da altri eventuali lembi post-triassici, che future dettagliate ricerche potranno mettere in luce sul versante italiano, il Trias rappresenta però la parte essenziale della copertura mesozoica del ricoprimento del Gran S. Bernardo affiorante in queste zone. Vi si possono distinguere, oltre a carniole, quarziti eotriassiche ed un complesso calcareo dolomitico di potenza eccezionale per la Valle d'Aosta. La costituzione di dettaglio e la successione dei vari termini non sono conosciute. Neppure si conoscono i rapporti originari delle quarziti con il loro substrato, essendo di natura tettonica gli attuali contatti. Probabilmente esse passano stratigraficamente ed in concordanza al complesso delle quarziti ed anageniti riferibile, come si è detto, al Permiano.

Nell'alta Valgrisanche la copertura stratigrafica del Pretriassico del ricoprimento del Gran S. Bernardo è rappresentata da un Trias di spessore ridotto per cause tettoniche, ma analogo nelle caratteristiche stratigrafiche a quello dell'alta Valle di Rhêmes. Può pertanto venire riferito alla stessa zona di facies a cui appartiene quest'ultimo e che è rappresentata, come ha indicato F. Ellenberger, dalla serie Val d'Isère-Ambin vale a dire dalla parte interna della zona brianzonese.

La pertinenza del Trias della zona permocarbonifera assiale è viceversa più incerta. Può venire riferito a facies brianzonesi più esterne di quelle corrispondenti alla serie Val d'Isère-Ambin, ma, come si è visto, non è da escluderne una appartenenza alle facies sub-brianzonesi ([1]).

CONDIZIONI TETTONICHE

STRUTTURA A VENTAGLIO ED ELEMENTI RETROFLESSI

La disposizione a ventaglio che caratterizza le parti affioranti nel territorio valdostano del ricoprimento del Gran S. Bernardo è ben nota attraverso i profili, o rappresentazioni grafiche similari, di A. Stella [126], E. Argand [10], F. Hermann [72; 73; 74], R. Staub [115], ecc... La parte esterna del ricoprimento, che corrisponde alla zona permocarbonifera assiale, è suddivisa in lobi e digitazioni isoclinali soprattutto nella parte nord-orientale della regione qui considerata.

L'analisi di queste forme strutturali, che sono separate da strette fascie occupate dalla copertura stratigrafica del Permocarbonifero, talvolta anche da formazioni di altri

([1]) Si noti che una distinzione tra facies brianzonesi e sub-brianzonesi in base alle caratteristiche del solo Trias non è praticamente possibile.

elementi tettonici che vi sono stati pizzicati secondariamente, non è agevole perchè esse sono interessate da un sistema di ripiegamenti trasversali talvolta anche complessi. Esempi di pieghe di questo tipo sono stati illustrati nei giacimenti di antracite [51]. Si osservano ovviamente anche nelle altre formazioni permocarbonifere e non soltanto in queste. Esse interessano anche la copertura triassica (1) e, come è stato segnalato da Gb. Dal Piaz [44], rocce ancora più recenti di altri elementi tettonici. Non si tratta quindi, come del resto ha già indicato l'autore citato, di pieghe pre-alpine. Esse non sono limitate d'altra parte a queste parti esterne del ricoprimento del Gran S. Bernardo ma si osservano in tutte le unità tettoniche del territorio considerato. Il fenomeno di cui deve essere rigorosamente tenuto conto nello stabilire correlazioni tettoniche ed in qualsiasi lavoro di analisi strutturale, ha quindi grande estensione e deve essere studiato nel suo insieme, prima di tentare di stabilirne le cause localmente.

Alla vergenza a NW di queste strutture esterne si contrappone quella a SE delle parti mediane ed interne del ricoprimento. Il cambiamento di immersione si realizza gradatamente, in una fascia piuttosto ampia, caratterizzata da ripiegamenti ripetuti che interessano anche il limite tra zona permocarbonifera e zona del Gran S. Bernardo. A SE di questa fascia la parte dorsale del ricoprimento appare suddivisa in un gran numero di elementi tettonici minori. Si tratta di anticlinali e scaglie retroflesse di dimensioni molto variabili, separate da zone sinclinaliche egualmente irregolari, che penetrano più o meno profondamente tra le prime, diventando sempre più strette ed a disposizione isoclinale nella parte inferiore. Esse sono occupate talvolta dalle formazioni mesozoiche della copertura del ricoprimento, più spesso da quelle esotiche della serie dei calcescisti, e non di rado da entrambe ripiegate assieme in modo assai complicato. La partecipazione alla loro costituzione di formazioni esotiche rileva il carattere in gran parte, se non totalmente, tardivo di queste strutture e di quelle di tipo anticlinalico che esse delimitano. Non essendo verosimile infatti che la coltre alloctona dei calcescisti sia avanzata su di una superficie strutturale così accidentata, bisogna ammettere che la forma di quest'ultima, quale attualmente si osserva, sia stata determinata posteriormente all'arrivo di queste masse esotiche.

La grande piega retroflessa del Gran Nomenon o della Valsavaranche, che equivale, come ha indicato E. Argand [9], a quella del Mischabel del settore vallesano, è la più interna di queste strutture tardive. In realtà, come ha dimostrato Gb. Dal Piaz [40], si suddivide in un certo numero di elementi listrici minori. Le caratteristiche degli altri elementi retroflessi sono conosciute in modo ancora molto approssimativo.

E. Argand [9; 11; 14; 15] attribuiva, come è noto, la formazione degli elementi strutturali di questo tipo, che caratterizzano il ricoprimento del Gran S. Bernardo in tutti i settori oltre che in quello qui considerato, alla spinta provocata da tergo dall'avanzata successiva e posteriore dei ricoprimenti della Dent Blanche e del M. Rosa-Gran Paradiso. A. Amstutz [2] ha invece avanzato recentemente l'ipotesi

(1) Per es. quella della Touriasse. Si noti che tenendo conto di questi ripiegamenti subtrasversali è facile accertare che questo Trias forma una struttura sinclinalica complessa aperta a NW ed inserita tra le formazioni permocarbonifere e non un anticlinale sottoretroflessa come ha affermato F. Hermann ([78], pp. 73-74).

del carattere precoce della retroflessione, essa si sarebbe prodotta nella prima delle fasi tettogenetiche che hanno dato origine alla catena alpina. Le condizioni strutturali dei calcescisti costituenti la copertura tettonica del ricoprimento del Gran S. Bernardo non si accordano però con questa ultima interpretazione, mentre confermano l'ipotesi di E. Argand del carattere tardivo delle strutture retroflesse. Allo stadio attuale delle conoscenze è peraltro da escludere che la formazione di una parte degli elementi retroflessi derivi dall'azione di un ricoprimento del M. Rosa cinematicamente distinto da quello del Gran S. Bernardo e di genesi posteriore. E' parimenti improbabile che il fenomeno della retroflessione si sia prodotto in due fasi tettoniche successive (della Dent Blanche e del M. Rosa) come ammetteva l'autore citato.

Fig. 9

Il Colle del Trayo e la Grivola (3969 m) da Gimillan (Val di Cogne). E' riconoscibile una fascia chiara di rocce triassiche in corrispondenza della depressione del colle. Essa delimita gli scisti cristallini permocarboniferi e gli gneiss dioritici della piega retroflessa del Gran Nomenon (costone a destra del colle) rovesciata a SE sulle pietre verdi e sui calcescisti che costituiscono il gruppo della Grivola.

CONDIZIONI STRUTTURALI PROFONDE

Non essendo visibili in Valle d'Aosta le parti profonde della superficie strutturale, nulla dimostrerebbe da un punto di vista rigorosamente locale che il ricoprimento del Gran S. Bernardo non corrisponda in realtà ad una piega radicata. Ogni interpretazione di questo tipo è da escludere se si ammette che le parti profonde del ricoprimento non subiscano, tra il settore dell'Ossola e del Sempione in cui affiorano e la Valle d'Aosta, cambiamenti importanti di forma. Si è fatto osservare che la pos-

sibilità teorica di tali cambiamenti esiste ([68], p. 242). A prescindere dal fatto che è altrettanto possibile il contrario, non si vede però in che modo tali mutamenti possano corrispondere al passaggio da un ricoprimento tettonico ad una piega radicata su di una distanza di circa 60 Km, che è di poco superiore all'ampiezza su cui le masse pretriassiche dei ricoprimenti del Gran S. Bernardo e del M. Rosa riposano in continuità strutturale sulle formazioni mesozoiche nelle regioni del Sempione, dell'Ossola e del Vallese orientale.

Per queste ragioni, ed in base ad altre considerazioni che verranno esposte nel capitolo seguente, la condizione di ricoprimento tettonico viene senz'altro ammessa per il segmento valdostano dell'unità tettonica di cui ci stiamo occupando e, tenendo conto delle notevoli analogie d'insieme tra le parti che qui affiorano con quelle omologhe delle regioni prossime alla culminazione assiale del Sempione e di quelle che si notano tra i massicci del M. Rosa e del Gran Paradiso viene altresì ammesso che tra questo ultimo massiccio ed il ricoprimento del Gran S. Bernardo esistano in profondità rapporti strutturali confrontabili con quelli che sono stati constatati [24; 25] tra lo stesso ricoprimento ed il complesso gneissico del M. Rosa nella dorsale che separa la Valle di Saas dall'Ossola. In altre parole viene ritenuta probabile l'esistenza nel settore considerato di un complesso strutturale Gran S. Bernardo più Gran Paradiso equivalente di quello dei Mischabel (Gran S. Bernardo più M. Rosa).

RAPPORTI TRA FORMA ESTERNA E STRUTTURE INTERNE

Le condizioni tettoniche della copertura mesozoica e l'architettura interna della parte pretriassica non risultano automaticamente conosciute in base alla forma ed all'andamento delle superfici strutturali del ricoprimento. Sarebbe vero questo se si trattasse effettivamente, come E. Argand immaginava, di una ultrapiega cilindrica in cui strutture interne dell'involucro mesozoico e del nucleo pretriassico concordano perfettamente con la forma della superfice strutturale. Vi è però motivo di dubitare che queste condizioni si realizzino e che non si sia in presenza al contrario, per quanto riguarda l'architettura interna delle parti pretriassiche, di uno stile tettonico alquanto diverso, confrontabile per es. con quello di cui è attualmente accertata l'esistenza non solo nei ricoprimenti del sistema Dent Blanche ma anche in quello mesopennidico del M. Rosa ([1]). Date le relazioni esistenti tra il ricoprimento del Gran S. Bernardo e quello del M. Rosa si deve considerare questa possibilità, che è altresì avvalorata dalla mancanza di un fianco inverso mesozoico nell'unità tettonica considerata.

L'architettura interna del ricoprimento deve perciò venire stabilita mediante l'analisi strutturale diretta e non dedotta dalla forma geometrica della superfice strutturale esterna. Quanto se ne conosce attualmente è del tutto insufficiente per stabilire le caratteristiche di questa architettura. Gb. Dal Piaz [40] ha messo in evidenza l'importanza che assumono localmente le scaglie listriche. Fascie di tettoniti a deformazione postcristallina si osservano ovunque con frequenza notevole. In contrasto con questi orizzonti

([1]) Come ha dimostrato P. Bearth [25].

di movimento e di taglio non mancano indizi di deformazioni più plastiche, rappresentate da ripiegamenti, cerniere, ecc..

Non è però da escludere che questi ultimi siano in relazione con la formazione degli elementi retroflessi e della struttura a ventaglio, che, come si è visto, sono da considerare come un fenomeno in buona parte, se non esclusivamente, tardivo. Potrebbe quindi trattarsi degli effetti di fasi tettoniche secondarie che si sono sovrapposti ad uno stile tettonico di altro tipo. Oltre a stabilire le eventuali caratteristiche di quest'ultimo, si dovrebbe tener conto, nell'analisi dei caratteri strutturali delle parti pretriassiche del ricoprimento, delle possibili tracce di diastrofismi prealpini, che come ha indicato Gb. Dal Piaz [41], hanno certamente agito su questo, come sugli altri complessi pretriassici della zona pennidica.

Egualmente mal conosciute, ed in massima parte da analizzare, sono le condizioni strutturali della copertura mesozoica. E' da escludere comunque che si tratti di un insieme concordante con la superfice strutturale del nucleo pretriassico e con questo solidale come supponeva E. Argand. Si è in presenza, al contrario di strutture nettamente disarmoniche rispetto alle condizioni tettoniche del complesso pretriassico; questa disarmonia, spesso estremamente accentuata, è stata determinata con ogni probabilità dallo sovrascorrimento della coltre dei calcescisti, grazie all'esistenza, alla base di questa copertura od in prossimità di essa, di livelli incompetenti, in primo luogo di quelli corrispondenti agli orizzonti evaporitici triassici.

IL MASSICCIO DEL GRAN PARADISO

RAPPORTI CON LA FORMAZIONE DEI CALCESCISTI A PIETRE VERDI

Come è noto il massiccio del Gran Paradiso era ritenuto autoctono prima dei lavori di E. Argand. Questa interpretazione è stata recentemente ripresa da A. Amstutz [2] e da R. Michel [90]. I due studiosi concordano però con E. Argand nell'attribuire alla copertura mesozoica normale del massiccio il Trias ed i calcescisti a pietre verdi che lo ricoprono. Secondo R. Michel vi apparterrebbero addirittura anche le masse di calcescisti esotiche sul ricoprimento del Gran S. Bernardo e quelle assai più interne in contatto con gli gneiss della zona Sesia, in quanto deriverebbero entrambe dalla denudazione tettonica della parte superiore di questa copertura, scivolata verso Ovest e verso Est fino alle posizioni occupate attualmente da queste masse a facies piemontese. I rapporti tra copertura e substrato sarebbero poi, sempre secondo questo autore, semplicissimi. Costituita alla base da un Trias discordante ma completo nelle parti occidentali del massiccio, la serie di copertura sarebbe contraddistinta in quelle orientali dalla mancanza, per lacuna stratigrafica, del Trias e dal carattere trasgressivo dei calcescisti e delle prasiniti ([1]), come confermerebbe il carattere progressivamente più lacunoso del Trias nelle zone intermedie.

([1]) La parte maggiore delle prasiniti deriverebbe, secondo R. Michel, da sedimenti marnoso-argillosi eteropici di quelli che hanno dato origine ai calcescisti attraverso a processi di albitizzazione tardoalpina.

Nulla di quanto si osserva alla periferia della parte valdostana del massiccio sembra accordarsi con l'esistenza di rapporti di questo tipo. Non vi è traccia nel Trias, del carattere lacunoso in misura crescente da Ovest ad Est. Tipiche quarziti eotriassiche o permo-eotriassiche affiorano nelle zone in cui dovrebbero mancare per lacuna stratigrafica, e non esiste il Trias superiore conglomeratico descritto da R. MICHEL ([1]). Il contatto diretto, tra calcescisti o pietre verdi da un lato e gneiss pretriassici dall'altro, è senza dubbio di natura tettonica, ma soprattutto non si osservano neppure in corrispondenza delle zone, in cui il Trias appare intercalato in posizione apparentemente normale tra il complesso dei calcescisti e gli gneiss, quei passaggi stratigrafici verticali da questi ultimi alle formazioni mesozoiche, della cui esistenza R. MICHEL non sembra invece affatto dubitare. Infatti, se passaggi di questo tipo sono osservabili con relativa frequenza dal Trias ai calcescisti, il contatto tra le rocce triassiche ed il complesso gneissico sottostante sembra ovunque tettonico anche in quelle località, molto rare, in cui le quarziti permo-eotriassiche appaiono in una posizione corrispondente a quella stratigrafica ([2]).

Analogamente a quanto si è osservato per il ricoprimento del Gran S. Bernardo queste caratteristiche potrebbero a priori venire imputate a due cause diverse: ad una disarmonia tettonica tra copertura e substrato, oppure al carattere esotico dei calcescisti ofiolitiferi e del Trias (che fino ad oggi si riteneva costituissero la prima). Non essendo conosciuto in nessuna località del massiccio del Gran Paradiso, o di quelli omologhi del M. Rosa e della Dora - Val Maira alcun resto sicuro di una copertura mesozoica distinta dalle formazioni piemontesi la seconda possibilità appare a prima vista alquanto ipotetica. Ciò malgrado si è indotti a prenderla in seria considerazione per i seguenti motivi:

1) Il contatto tettonico tra complesso dei calcescisti a pietre verdi e gli scisti cristallini pretriassici si verifica su enormi estensioni. Infatti, anche nelle zone non comprese nel territorio considerato i calcescisti e le pietre verdi ricoprono direttamente, senza interposizione di Trias, gli gneiss del Gran Paradiso ([3]). Che questo sia dovuto all'esistenza di calcescisti eteropici delle facies abituali del Trias pennidico, od al carattere trasgressivo di quelli liassici o più recenti o delle prasiniti è certamente inverosimile. Gb. DAL PIAZ [41] ha esposto da tempo le ragioni che inducono ad escludere l'esistenza di eteropie di questo tipo in tutto l'insieme dell'edificio pennidico, mentre la mancanza di qualsiasi indizio di facies trasgressive alla base del complesso dei calcescisti a pietre verdi induce a considerare estremamente improbabile anche la seconda possibilità. Appare allora difficile attribuire unicamente a fenomeni di disarmonia tettonica la formazione di contatti anormali di tale estensione.

2) Il carattere brianzonese della serie Val d'Isère-Ambin che costituisce, come ha accertato F. ELLENBERGER [22; 50], la copertura mesozoica delle parti interne del ricoprimento del Gran S. Bernardo a soli 3 km dal massiccio del Gran Paradiso,

---

([1]) ([90], p. 49) Si osservano solo carniole con inclusi, di indiscutibile origine tettonica, delle rocce con cui vengono in contatto.

([2]) Segni evidenti di contatto tettonico si osservano alla base di queste quarziti o, più frequentemente, al loro limite superiore.

([3]) Con la sola eccezione dell'alta Valle dell'Arc (Moriana).

e l'esistenza, nella regione della Vanoise, dimostrata dallo stesso autore, di elementi tettonici costituiti da rocce mesozoiche a facies pre-piemontese che devono provenire da zone rispettivamente più interne e più esterne di quelle in cui depositarono le formazioni della serie Val d'Isère-Ambin da una parte e quelle piemontesi dei calcescisti dall'altra. Esiste quindi la possibilità, come ha osservato F. Ellenberger, che il substrato di queste serie prepiemontesi sia rappresentato nel massiccio del Gran Paradiso.

3) Le intrusioni basiche ed ultrabasiche di età alpina che hanno dato origine alle ofioliti del complesso dei calcescisti devono aver attraversato il substrato pretriassico di quest'ultimo. Da questo punto di vista, come ha già osservato F. Ellenberger [50] solo gli scisti cristallini della zona Sesia, appartenenti ad una unità tettonica più interna del Gran Paradiso, potrebbero venir riferiti a questo substrato perchè sono gli unici in cui sembra accertata l'esistenza di intrusioni di questo tipo e di questa età [90].

Non è quindi da escludere che la copertura mesozoica del massiccio del Gran Paradiso, o per lo meno delle sue parti esterne, fosse diversa dalle formazioni piemontesi che attualmente lo ricoprono. Il fatto che non se ne siano mai osservate le tracce potrebbe dipendere da diverse cause: per es. dalla denudazione tettonica a cui può essere andata soggetta, oppure dalla difficoltà di distinguerne i resti dall'attuale copertura tettonica del massiccio ([1]).

Indipendentemente da questa eventualità è da escludere che il complesso dei calcescisti e pietre verdi possa venire riferito in tutto il suo spessore alla copertura stratigrafica del Gran Paradiso. Lungi dal costituire una successione stratigrafica normale, come sembra credere R. Michel, esso risulta, come aveva già riconosciuto Gb. Dal Piaz [40] dalla sovrapposizione di diversi elementi tettonici. Di questi, quelli più elevati sono certamente più interni del Gran Paradiso come dimostreremo più avanti. A quest'ultimo possono venire eventualmente attribuiti solo quelli più esterni ed inferiori; più che una copertura normale essi dovrebbero venire considerati in questo caso come un insieme che ha subìto spostamenti relativi, di entità variabile a seconda dei punti rispetto al suo substrato. Si tratti di una copertura « parautoctona » ([2]) o di masse esotiche questi calcescisti a pietre verdi basali costituiscono con gli elementi tettonici di identica costituzione che li ricorono e con la copertura tettonica del ricoprimento del Gran S. Bernardo un insieme unitario dal punto di vista stratigrafico e paleogeografico. Possono quindi venire attribuiti alla stessa unità tettonica a cui vengono riferite le altre masse di costituzione analoga della regione considerata e separati dal massiccio del Gran Paradiso che poteva rappresentare originariamente il loro substrato stratigrafico. Pertanto vengono considerati pertinenti di quest'ultimo solo gli scisti cristallini pretriassici.

([1]) Una parte del Trias intercalato tra gli gneiss ed i calcescisti, ed in particolare le quarziti permo-eotriassiche, quando appaiono solidali con il loro substrato potrebbero rappresentare eventualmente tali resti.

([2]) Il termine è usato in senso relativo perchè non è ammessa nel presente lavoro l'autoctonia del massiccio del Gran Paradiso.

GLI GNEISS DEL GRAN PARADISO

Secondo le ricerche effettuate da Gb. Dal Piaz [40] nella dorsale Herbetet-Grivola e da R. Michel [90] in tutto il massiccio gli scisti cristallini del Gran Paradiso compresi nella regione considerata sono costituiti da masse di gneiss occhiadini a microclino ed a due miche e da svariati tipi litologici del complesso degli « gneiss minuti », come gneiss albitici a due miche, talvolta a microclino subordinato, gneiss albitici granatiferi a due miche o biotitici, micascisti gneissici, micascisti a granato ed anfiboliti gneissiche. A quest'ultimo complesso sono riferibili secondo R. Michel anche degli gneiss occhiadini a porfiroblasti di albite che non sono stati distinti da quelli a microclino dagli altri autori. Malgrado la diversa opinione dell'autore citato, corrispondono con ogni probabilità ad un complesso più recente di quello degli gneiss minuti, e sono per questa ragione interessanti malgrado il loro sviluppo subordinato, gli gneiss scuri grafitici a due miche e le rocce di tipo prasinitico in essi intercalati descritti da Gb. Dal Piaz.

Secondo R. Michel tutti gli scisti cristallini del Gran Paradiso derivano per polimetamorfismo da una serie sedimentaria essenzialmente argillosa di età pregotlandiana. Un ciclo metamorfico antealpino ne avrebbe trasformato la parte inferiore, corrispondente agli attuali gneiss occhiadini a microclino, in embrechiti, attraverso a fenomeni di migmatizzazione sodico-calcica, e quella situata al di sopra del fronte di migmatizzazione in ectiniti. La diaftoresi alpina, ed una metasomatosi sodica ancora più recente, avrebbero in seguito ulteriormente trasformato questa serie. Gneiss occhiadini e gneiss minuti corrisponderebbero in tal modo ad embrechiti ed ectiniti retromorfosate ed albitizzate.

Poichè le rocce in questione venivano in precedenza considerate da molti autori, in primo luogo da E. Argand [15], come derivati monometamorfici di graniti ercinici e della copertura, permocarbonifera nella parte più recente, di questi ultimi, questa interpretazione di R. Michel appare profondamente innovatrice non solo nel suo aspetto genetico ma anche dal punto di vista cronologico. Riguardo a quest'ultimo è da osservare che l'età pregotlandiana degli gneiss minuti, che è la deduzione logica di quella gotlandiana stabilita dall'autore per il complesso migmatico con una determinazione cronologica assoluta del granito di anatessi affiorante agli Scalari di Ceresole, conferma ipotesi anteriori di Gb. Dal Piaz [41] dell'età precarbonifera e molto antica delle formazioni di parascisti pretriassici affioranti nelle unità pennidiche.

Con ogni probabilità devono però venire esclusi da questa attribuzione, come si è già fatto notare, gli gneiss grafitici considerati carboniferi da V. Novarese [100]. Essi sono assai simili alle rocce di questa età della zona del Gran S. Bernardo e non vi è ragione per escludere la presenza, nel massiccio del Gran Paradiso, di formazioni pretriassiche più recenti del complesso degli gneiss minuti.

I dati del problema strutturale, che è quello che maggiormente ci interessa, non mutano però con queste nuove concezioni dell'età e della genesi delle formazioni del massiccio. Ai fini dell'analisi strutturale non ha infatti importanza che gli gneiss occhia-

dini debbano venire considerati totalmente od in parte ([1]) come migmatiti anzichè come antichi graniti intrusivi. Interessano invece da vicino il problema in questione tutti i dati di osservazione di R. Michel sulla ripartizione degli gneiss occhiadini e degli gneiss minuti perchè divergono in modo sensibile, di per se stessi e nel modo con cui sono stati interpretati, da quelli precedenti. Sul foglio Gran Paradiso e sulla Carta alla scala di 1:25.000 della Catena Grivola-Herbetet di Gb. Dal Piaz [40] questa ripartizione appare assai irregolare: gneiss occhiadini sono sovrapposti agli gneiss minuti per grandi estensioni o vi costituiscono intercalazioni spesso anche ripetute. Poichè i secondi costituiscono la copertura primaria dei primi si tratta di anomalie di giacitura che sarebbe logico attribuire a cause tettoniche. Secondo R. Michel però una buona parte di

Fig. 10

Il Gran Paradiso dalla Punta Nera. Sullo sfondo la cresta Gran Paradiso-Herbetet. In secondo piano la Gran Serra. La cresta in primo piano è costituita da pietre verdi e calcescisti con intercalazioni di Trias.

queste intercalazioni o sovrapposizioni anormali non esisterebbero affatto, poichè si tratterebbe di embrechiti albitiche formatesi per albitizzazione tardoalpina ed appartenenti al complesso degli gneiss minuti ([2]). Negli altri casi si avrebbe a che fare con

([1]) La presenza nel massiccio del Gran Paradiso di relitti di apparati intrusivi accanto a rocce derivanti da originarie migmatiti è stata recentemente dimostrata da A. Bianchi & Gb. Dal Piaz [29] anche in base ai risultati di analisi chimiche eseguite da C. Viterbo [136].

([2]) Recenti dati di osservazione di A. Bianchi & Gb. Dal Piaz [29] ed i risultati di analisi chimiche effettuate da E. Callegari & A. Monese [32; 33] dimostrano tuttavia la mancanza di una variazione costante in senso progressivamente sodico dalle parti centrali e profonde del massiccio a quelle periferiche sulla quale R. Michel basa l'ipotesi della metasomatosi sodica di età tardoalpina.

embrechiti in giacitura stratoide o con irregolarità primarie del fronte di migmatizzazione.

Se la realtà corrispondesse veramente alle affermazioni di R. MICHEL la costituzione del massiccio del Gran Paradiso apparirebbe oltremodo semplice nel territorio considerato, assai più di quanto non indichino i documenti anteriori. In realtà la presunta irregolarità del fronte di migmatizzazione è un'ipotesi quanto mai problematica, mentre ci si rende rapidamente conto sul terreno dell'arbitrarietà con cui l'autore ha riferito a gneiss a porfiroblasti di albite delle masse considerevoli di gneiss occhiadini. Le stesse considerazioni valgono per alcune delle presunte embrechiti in giacitura stratoide.

CONDIZIONI STRUTTURALI

La giacitura anormale degli gneiss occhiadini rappresenta effettivamente, per lo meno in un certo numero di casi, l'indizio di condizioni strutturali molto complesse. Sarebbe vano in base ai dati attuali assolutamente insufficienti tentare di precisare i dettagli di questa architettura interna. Con ogni probabilità non si realizza neppure in questa unità tettonica quella concordanza tra architettura interna e forma della superficie strutturale che E. ARGAND, presupponeva in tutto l'edificio pennidico, ed è anche da prendere in considerazione la possibilità che tracce di strutture prealpine vi siano conservate od abbiano influenzato la genesi di quelle posteriori. Anche il massiccio del Gran Paradiso ha infatti subìto gli effetti dell'orogenesi ercinica come ha dimostrato Gb. DAL PIAZ [40]. Solo l'analisi dettagliata permetterà di stabilire le caratteristiche di queste strutture interne. E' da osservare per il momento che piani di movimento e fascie di miloniti situate non di rado in corrispondenza del contatto tra gneiss occhiadini e gneiss minuti si osservano con relativa frequenza anche nel massiccio del Gran Paradiso e suggeriscono una possibile analogia tra le sue condizioni strutturali interne e quelle che le recenti ricerche di P. BEARTH [25] hanno messo in luce in quello del M. Rosa.

Anche l'andamento della superficie strutturale esterna è, in questa parte valdostana del massiccio, tutt'altro che semplice. Come è stato messo in evidenza da Gb. DAL PIAZ [39; 40] e F. HERMANN [73; 74] essa appare profondamente ripiegata in un certo numero di digitazioni gneissiche periferiche relativamente sottili. Quella affiorante in Val d'Inferno sul versante destro della Valsavaranche si collega secondo Gb. DAL PIAZ nella parte superiore alla massa gneissica principale, terminando inferiormente a cuneo nei terreni secondari. Andamento analogo a questo presenta verosimilmente la digitazione del Colle del Nivolet; per altre non è da escludere invece che si uniscano nella parte inferiore anzichè in quella superiore al massiccio. Si tratterebbe in questo caso di elementi retroflessi molto sottili. Comunque l'esistenza di queste digitazioni periferiche non si accorda con lo schema strutturale di R. MICHEL di una cupola semplice e simmetrica, che appare anche contraddetto dalle numerose anomalie che si osservano, nel versante valdostano, nella disposizione periclinale della scistosità.

INATTENDIBILITA' DELL'IPOTESI DELL'AUTOCTONIA

La profondità d'indagine è ovunque insufficiente per stabilire se, in zone inaccessibili all'osservazione, gli gneiss del Gran Paradiso siano sovrapposti ad altri elementi tettonici più profondi come si può constatare per quelli del M. Rosa, o se si sia in presenza al contrario di un massiccio radicato. Da un punto di vista locale la questione rimane aperta anche perchè non si possono considerare probativi gli argomenti avanzati dai neosostenitori dell'autoctonia A. Amstutz e R. Michel.

Fig. 11

Digitazione gneissica periferica del massiccio del Gran Paradiso (versante di destra della Valnontey). Gli scisti cristallini pretriassici della digitazione, separati da quelli che costituiscono il massiccio da una fascia mesozoica ben riconoscibile per il colore più chiaro delle rocce triassiche che ne rappresentano i costituenti prevalenti, si immergono sotto a masse ofiolitiche e di calcescisti che affiorano nel tratto di cresta situato a sinistra di un piccolo colle.

Infatti poichè P. Bearth [26; 27] ha recentemente dimostrato che la sovrapposizione degli gneiss del Monte Rosa ai calcescisti ed alle pietre verdi della sinclinale di Antrona indica effettivamente l'esistenza di un ricoprimento e non può venire spiegata come afferma A. Amstutz [2] con una piega trasversale, non possono venire considerate valide le ragioni avanzate da quest'ultimo autore per negare l'esistenza di condizioni di ricoprimento tettonico nei massicci del M. Rosa e del Gran Paradiso.

Ancora più discutibili, come hanno già osservato A. Bianchi & Gb. Dal Piaz [29], sono gli argomenti avanzati da R. Michel [90]: regolarità e carattere simmetrico della cupola del Gran Paradiso e mancanza di una separazione tettonica tra que-

st'ultima e la zona Sesia-Lanzo. La struttura a cupola non è come si è visto nè regolare nè simmetrica in corrispondenza del versante valdostano; indipendentemente da ciò questa disposizione, che interessa la superfice strutturale e le giaciture della scistosità, ma a cui possono sfuggire altre particolarità dell'architettura interna, non può aver valore indicativo per le condizioni strutturali profonde non visibili, perchè come ha indicato E. Argand [11; 13] è dovuta a deformazioni tettoniche tardive prodottesi in un edificio strutturale già impostato.

L'indipendenza tettonica della zona Sesia-Lanzo dal massiccio del Gran Paradiso è dimostrata dall'esistenza dei lembi di ricoprimento della Dent Blanche s. s., del M. Mary e del M. Emilius che derivano, i primi due con ogni probabilità il terzo indiscutibilmente, da questa zona. Non può venire dimostrato il contrario, qualunque interpretazione si voglia dare alla corrispondenza litologica e zoneografica messa in evidenza da R. Michel tra gneiss minuti del Gran Paradiso e della zona Sesia-Lanzo o alle caratteristiche della fascia interposta di calcescisti e pietre verdi di Locana, anche se quest'ultima non corrispondesse, come l'autore citato afferma ma non dimostra, alla zona di radice della « *nappe des schistes lustrés* ».

Le ragioni che indussero E. Argand a considerare come un ricoprimento tettonico il massiccio del Gran Paradiso derivano essenzialmente dal confronto del sistema tettonico costituito dal Gran Paradiso e dalla piega retroflessa del Gran Nomenon (ricoprimento del Gran S. Bernardo) con quello M. Rosa-Mischabel; le analogie tra le parti corrispondenti visibili in entrambi i sistemi rendono attendibile l'ipotesi che siano tettonicamente simili anche quelle profonde che non affiorano nel primo ([9], p. 19).

A mio giudizio queste ragioni appaiono valide anche allo stato attuale delle conoscenze. L'analogia tra i due sistemi è un fatto evidente malgrado l'opinione diversa di R. Staub [121] e P. Bearth [26]: il massiccio del Gran Paradiso è assai più simile per costituzione litologica a quello del M. Rosa di quanto non lo sia quello della Valsavaranche (piega retroflessa del Gran Nomenon) in cui R. Staub vede attualmente la prosecuzione sud-occidentale del secondo. Il piccolo scoglio gneissico dell'Arceza, che viene a giorno per effetto della faglia tardiva del Colle di Joux nel tratto inferiore della Valle di Ayas, indica l'esistenza molto probabile di un collegamento profondo tra i due massicci, collegamento nascosto dalle grandi masse di ofioliti e di calcescisti che occupano l'insellamento assiale della bassa Valle d'Aosta. Esistono poi analogie nell'andamento delle rispettive parti periferiche (digitazioni gneissiche) e nei rapporti con elementi tettonici omologhi dei rispettivi settori (pieghe retroflesse del Gran Nomenon e del Mischabel, zona della Grivola e falda delle ofioliti della regione di Zermatt, ecc.).

Le analogie affermate da E. Argand tra le parti visibili dei due sistemi confrontati esistono quindi effettivamente. Conseguentemente, per attribuire condizioni strutturali molto diverse da quelle che si osservano nel M. Rosa alle parti non visibili del massiccio del Gran Paradiso, si deve ammettere un cambiamento notevole e rapido in profondità della forma e delle condizioni tettoniche che non trova riscontro in quelle delle parti direttamente confrontabili. Che questo cambiamento, teoricamente ammissibile anche se nessuna verifica diretta è possibile, sia alquanto ipotetico appare evidente anche dalle considerazioni che seguono.

Gli gneiss del M. Rosa costituiscono con le rocce pretriassiche del ricoprimento del Gran S. Bernardo un sistema strutturalmente ininterrotto sovrapposto su di una distanza di 55 km alle formazioni mesozoiche del tratto Antrona-Vispen Terminen. Perchè il Gran Paradiso sia un massiccio radicato l'ampiezza di questo ricoprimento dovrebbe ridursi completamente in senso laterale su di una distanza di 60-70 km. Ammesso che ciò avvenga, come si può spiegare l'esistenza nel settore del Gran Paradiso della falda del Gran S. Bernardo, ossia di un complesso che rappresenta la continuazione diretta della parte avanzata del ricoprimento che avrebbe dovuto annullarsi in senso laterale?

Fig. 12

Il Monte Rosa dal massiccio del Gran Paradiso (Gran Serra). Il massiccio cristallino del Monte Rosa (sullo sfondo a destra; a sinistra sono riconoscibili il Cervino ed il gruppo della Dent Blanche) si collega verosimilmente con quello del Gran Paradiso sotto alle formazioni della zona dei calcescisti. Appartengono a queste ultime le rocce visibili in secondo e terzo piano, con eccezione di quelle situate nella metà sinistra della fotografia, ed al disopra delle nuvole, che appartengono al lembo di ricoprimento del M. Emilius. In primo piano scisti cristallini pretriassici del Gran Paradiso.

Come si vede l'ipotesi dell'autoctonia del massiccio del Gran Paradiso, oltre a non essere dimostrata, appare contraddetta da una serie di fatti. Nell'impossibilità di qualsiasi analisi diretta ci si deve accontentare di un'immagine molto approssimativa delle sue condizioni strutturali profonde, ma a mio giudizio è considerando l'andamento delle parti omologhe del massiccio del M. Rosa e non supponendo che il massiccio sia radicato in profondità che ci può avvicinare ad una rappresentazione di queste condizioni non troppo lontana dalla realtà.

LA ZONA DEI CALCESCISTI E DELLE PIETRE VERDI

Un poderoso complesso di calcescisti a pietre verdi e di altri tipi litologici mesozoici stratigraficamente associati ai primi, che comprende anche inclusi tettonici di rocce più antiche si estende sui ricoprimenti del Gran S. Bernardo e del Gran Paradiso separandoli dalle unità soprastanti del sistema Dent Blanche, ossia dai lembi di ricoprimento del M. Emilius, del M. Mary e della Dent Blanche s. s., e dalla zona Sesia-Lanzo.

Nel concetto di E. Argand, e come ammette ancora A. Amstutz [1; 2] esso rappresenta gli involucri mesozoici addossati, solidali con il loro substrato più antico, dei ricoprimenti che lo delimitano; andrebbe cioè suddiviso fra i fianchi normali delle ultrapieghe del Gran S. Bernardo e del M. Rosa - Gran Paradiso e quelli inversi delle suddivisioni tettoniche del ricoprimento della Dent Blanche l. s. Secondo F. Hermann [79] invece si tratterebbe essenzialmente del manto esterno-anteriore di un « ricoprimento del Piemonte » in cui i complessi pretriassici del sistema Dent Blanche corrisponderebbero alla parte nucleare.

Nel presente lavoro esso viene considerato piuttosto come un sistema tettonico a se stante: la zona dei calcescisti e delle pietre verdi. Le ragioni, a cui si è in parte accennato in precedenza, sono le seguenti.

Dal punto di vista stratigrafico questo insieme presenta caratteri di unitarietà. Esso è contraddistinto ovunque dal carattere uniformemente batiale dei sedimenti che hanno dato origine ai calcescisti, e dalla presenza di intercalazioni di rocce verdi, ossia dalle facies tipiche della geosinclinale piemontese. Poichè la sede originaria di quest'ultima era certamente più interna della copertura brianzonese del ricoprimento del Gran S. Bernardo, e nello stesso più esterna del luogo di deposito dei terreni a facies di cordigliera di quella, conservatasi al M. Dolin, della coltre della Dent Blanche s. s., il suo substrato pretriassico dovrebbe essere rappresentato nei complessi di tale età situati tra questi due ricoprimenti; andrebbe cioè ricercato in quelli che costituiscono le attuali unità tettoniche del Gran Paradiso, del M. Emilius, del M. Mary e della zona Sesia ed anche nel collegamento profondo e non affiorante di quest'ultima con il massiccio del Gran Paradiso.

Non è detto però che corrispondesse a tutta l'infrastruttura cristallina che ha dato origine a questi elementi. E' stata esaminata in precedenza la possibilità di una pertinenza non piemontese della copertura del Cristallino del Gran Paradiso. Si vedrà più avanti che i costituenti della zona di Roisan, che deriva dalla copertura mesozoica del lembo del M. Mary e forse più esattamente da quella di un ricoprimento unico M. Mary - M. Emilius, potrebbero appartenere ad una zona di facies distinta e più interna di quella della serie dei calcescisti. La geosinclinale piemontese poteva avere quindi estensione più limitata in senso trasversale e non è da escludere, come ha supposto F. Ellenberger ([50], pp. 359 e 459), che la stretta ma complessa fascia di calcescisti e di pietre verdi di Locana, inserita tra il massiccio del Gran Paradiso e la zona Sesia, ne rappresenti la cicatrice. Comunque, se si confronta la posizione attuale delle formazioni

mesozoiche della serie dei calcescisti con quella della loro sede di deposito, si estendesse questa o meno sul Cristallino del Gran Paradiso e su quelle parti dell'infrastruttura che hanno dato origine ai lembi di ricoprimento del sistema della Dent Blanche, appare evidente che una parte considerevole di esse ha subìto delle traslazioni di notevole entità verso l'esterno della catena.

Ciò è anzittutto evidente per quelle che costituiscono la copertura tettonica del ricoprimento del Gran S. Bernardo di cui si è in precedenza dimostrato il carattere verosimilmente esotico. La traslazione che esse hanno subìto è maggiore con ogni probabilità di quella apparente che corrisponde alla distanza che le separa dal massiccio del Gran Paradiso. Esse si estendevano infatti oltre il loro bordo esterno che è stato determinato dall'erosione e sono costituite in massima parte come vedremo da masse di provenienza più interna del massiccio del Gran Paradiso.

In secondo luogo è chiaro che è stata inglobata nei movimenti di traslazione anche tutta la parte superiore interna della zona dei calcescisti. Delimitata superiormente dai lembi di ricoprimento del sistema della Dent Blanche essa appare, come si vedrà, separata da una superfice di dislocazione molto evidente dalle masse di calcescisti e pietre verdi che addossandosi al massiccio del Gran Paradiso corrispondono alla parte inferiore della zona. E' quindi certamente più interna di queste masse e, prescindendo al carattere dei rapporti che esse presentano con il loro substrato cristallino, più interna anche del massiccio del Gran Paradiso.

Nello stesso tempo questa parte superiore delle masse interne della zona dei calcescisti rappresenta, come si dimostrerà, il prolungamento diretto di quelle che costituiscono la copertura tettonica del ricoprimento del Gran S. Bernardo. Ne deriva che essa corrisponde alle parti arretrate di un insieme strutturale che si è rovesciato fin sul ricoprimento del Gran S. Bernardo ed ha ricoperto tettonicamente i calcescisti e le pietre verdi che si addossano alla cupola cristallina del Gran Paradiso. Si tratta quindi di un insieme « alloctono » ([1]) rispetto ad entrambe queste unità tettoniche, ed è ovvio che esso non può appartenere alla copertura stratigrafica dell'una come dell'altra. D'altra parte esso non può neppure corrispondere alla copertura mesozoica rovesciata del ricoprimento della Dent Blanche l. s., date le condizioni strutturali di coltri di scivolamento e l'inesistenza di un fianco inverso mesozoico che, come si vedrà a suo tempo, caratterizzano tutti gli elementi di questo sistema tettonico, e non può rappresentare una parte costituente di questo ricoprimento nemmeno secondo il concetto di F. Hermann, a cui si è già accennato, di un ricoprimento Dent Blanche-calcescisti o del Piemonte, perchè la copertura mesozoica del Cristallino del sistema Dent Blanche, in parte certamente estranea alla zona di facies piemontese, è probabilmente distinta da quest'ultima, in tutta la sua estensione. Il complesso costituito dalle parti della zona dei calcescisti, che corrispondono alle sue porzioni più avanzate riposanti sul ricoprimento del Gran S. Bernardo ed a quelle tettonicamente più elevate delle parti interne, deve venire pertanto considerato indipendente dai ricoprimenti del Gran S. Bernardo, del Gran Paradiso e della Dent Blanche l. s.

([1]) Vedi nota 2 a pag. 46 per il significato particolare con cui viene inteso qui e nelle righe che seguono questo termine.

Un grado di indipendenza tettonica più o meno accentuata si constata anche per le altri parti che compongono la zona dei calcescisti. Esse sono rappresentate dalle masse che si addossano al massiccio del Gran Paradiso e potrebbero venire riferite soltanto a questo massiccio, se rappresentassero, come riteneva E. Argand, la parte mesozoica di un'unità a nucleo pretriassico. In realtà, come vedremo, solo una loro fascia inferiore in contatto diretto con il complesso pretriassico può venire considerata eventualmente come la copertura stratigrafica di quest'ultimo. Il resto assume rispetto ad esso caratteri di relativa « alloctonia », per lo meno in rapporto a quelle parti del massiccio che affiorano nel territorio considerato, ricoprendo tettonicamente questa fascia inferiore. Quest'ultima sarebbe poi da considerare soltanto come il resto di una copertura stratigrafica denudata, ossia come la parte radicale di una coltre di denudazione. Ma non essendo d'altra parte da escludere, come si è visto in un capitolo precedente, che la copertura stratigrafica del massiccio del Gran Paradiso non sia di pertinenza piemontese, questa fascia inferiore potrebbe essere anche costituita da masse di provenienza più interna della sede di questo massiccio. Pertanto anche questi costituenti inferiori della zona dei calcescisti sono da considerare tettonicamente indipendenti dall'unità che li delimita.

Si è così portati a considerare la zona dei calcescisti e delle pietre verdi come un insieme tettonicamente indipendente che ha avuto origine dal distacco dei depositi mesozoici piemontesi dalla loro infrastruttura pretriassica e dalle traslazioni subìte da queste masse. Vedremo nelle righe seguenti come si tratti più che di un unico elemento tettonico di diverse coltri di denudazione sovrapposte.

I COSTITUENTI

Con ogni probabilità il distacco dal substrato si è principalmente prodotto in corrispondenza delle rocce evaporitiche del Trias; la zona è infatti costituita in netta prevalenza da rocce più recenti di questi orizzonti incompetenti. Vi sono rappresentate tuttavia, anche se in modo alquanto subordinato, formazioni più antiche: quarziti eotriassiche, in parte forse anche neo-permiane, e scisti cristallini pretriassici. Questi materiali possono venire considerati, nella parte essenziale se non totalmente, come lembi del substrato sradicati ed inglobati nelle masse in movimento della copertura ([1]).

COSTITUENTI PRETRIASSICI

Gli scisti cristallini, rappresentati da gneiss e micascisti gneissici ad albite, costituiscono abitualmente delle scaglie lenticolari avvolte nelle formazioni più recenti senza tracce di collegamento con il substrato pretriassico da cui derivano. Corrispondono, ma soltanto in parte, alle lenti o intercalazioni di « gneiss minuti e di micascisti associati ai calcescisti » che vennero riferite al Mesozoico nella leggenda dei fogli Aosta e Gran

([1]) In parte potrebbero anche derivare dalle unità tettoniche che sono state sovrascorse dalla zona dei calcescisti o da quelle che l'hanno ricoperta tettonicamente.

Paradiso della Carta d'Italia alla scala 1 : 100.000. E' probabile che, come ha supposto F. HERMANN [72; 75], esse siano più antiche; non devono però venire confuse con rocce litologicamente simili ma verosimilmente mesozoiche a cui questo autore arbitrariamente attribuisce la stessa età ed origine. Non è poi verosimile che esse derivino sempre ed esclusivamente dagli scisti cristallini del ricoprimento della Dent Blanche l. s. come suppone F. HERMANN. Salvo casi eccezionali non presentano infatti particolari analogie coi i costituenti caratteristici di questo sistema tettonico ed in base alla loro costituzione mineralogica generalmente banale potrebbero venire attribuite ad uno qualsiasi dei complessi pretriassici che delimitano la zona dei calcescisti. In particolare non si può ritenere acquisito che le scaglie di questo tipo affioranti nella parte sommitale della Becca di Toss ed al Col Rosset corrispondano, come supponeva F. HERMANN, a dei lembi avanzati del ricoprimento Dent Blanche l. s. Non vi è nulla nella loro costituzione mineralogica, quale è stata descritta dall'autore citato, che dimostri questa pertinenza. Nemmeno la condizione di lembo di ricoprimento può venire considerata sicura perchè potrebbe trattarsi di scaglie gneissiche originariamente imballate nei calcescisti e poi denudate per azione erosiva ([1]).

Al contrario di F. HERMANN, che ne ha esagerata l'importanza, R. MICHEL [90] tende invece a negare l'età pretriassica di queste scaglie. Estendendo sistematicamente a tutti gli gneiss minuti della parte della zona dei calcescisti rappresentata sulla sua Carta geologica al 100.000 caratteristiche da lui osservate in quelli del Gruppo del Charbonnel (Moriana) e in altre zone situate presso la periferia del massiccio del Gran Paradiso, questo autore li considera come il prodotto di un'albitizzazione metasomatica tardoalpina su micascisti stratigraficamente associati ai calcescisti. Ma l'esistenza innegabile di gneiss minuti o micascisti mesozoici derivanti da intercalazioni originariamente arenacee o associati geneticamente a masse di prasiniti (gneiss prasinitici) non è un motivo valido per escludere quella di scaglie pretriassiche. Queste ultime sono certamente rappresentate nel territorio considerato; mi limiterò a ricordare a titolo di esempio quella di micascisti gneissici a biotite descritta da Gb. DAL PIAZ [38] presso la Tour in Valsavaranche e quelle di gneiss di Arolla segnalate da E. DIEHL [46; 47] nella Valle di Ollomont. Ne esistono però molte altre, anche se non è ancora possibile valutarne l'importanza complessiva per la difficoltà di distinguerle, in base ai dati conosciuti, da quelle litologicamente analoghe ma più recenti.

COSTITUENTI MESOZOICI

Come in tutta la formazione mesozoica dei calcescisti piemontesi delle Alpi si distinguono derivati epimetamorfici da materiale sedimentario ed ofioliti. Appartengono al primo gruppo rocce triassiche, calcescisti ed altri tipi litologici post-triassici. L'ipotesi di E. ARGAND [15] dell'esistenza dei calcescisti del Trias appare nel territorio considerato priva di fondamento.

Le pietre verdi possono venire considerate, in accordo con l'opinione più diffusa, come derivati epi- o meso-metamorfici di rocce intrusive basiche. Esistono però tipi

([1]) Gb. DAL PIAZ (comunicazione verbale) non esclude che queste scaglie provengano dal complesso pretriassico del ricoprimento del Gran S. Bernardo.

litologici di pertinenza incerta tra questi due gruppi di così diversa origine. Si tratta di prasiniti gneissiche e di gneiss prasinitici passanti gradatamente, per diminuzione del quarzo e della muscovite, a prasiniti. Per queste rocce V. Novarese [93] riteneva altrettanto possibile di un'origine eruttiva la derivazione da tufi o da rocce clastiche. Il problema rimane aperto anche attualmente in quanto esistono almeno due diverse origini possibili: da formazioni piroclastiche metamorfosate oppure da rocce sedimentarie attraverso processi di albitizzazione metasomatici in relazione con le intrusioni che hanno dato origine alle ofioliti.

A questi costituenti di incerta classificazione si dovrebbero aggiungere tutte quelle lenti di prasiniti, nel territorio considerato di gran lunga prevalenti, in cui non si osservano strutture residuali da rocce eruttive, perchè secondo R. Michel [90] la maggior parte di queste rocce sono dei parascisti albitizzati. Questa ipotesi, che si fonda del resto su premesse discutibili ([1]), non è sufficientemente documentata a mio giudizio per potere essere presa in considerazione ai fini della classificazione genetica dei costituenti della zona dei calcescisti. Non si conosce infatti nel territorio considerato un solo esempio di prasinite con strutture residuali di rocce sedimentarie e ciò in contrasto con la relativa frequenza con cui si sono conservate quelle di primitive rocce di tipo gabbroidico.

IL MATERIALE SEDIMENTARIO.

Nei derivati sedimentari epimetamorfici, di cui in precedenza hanno dato notizia per diverse parti del territorio considerato S. Franchi [62], V. Novarese [100], Gb. Dal Piaz [40], E. Diehl [46; 47] e R. Michel [90], si distinguono, tra i componenti triassici, quarziti, carniole, gessi, marmi più o meno dolomitici e marmi micacei e, nella serie dei calcescisti, calcescisti, quarziti, filladi, micascisti e gneiss albitici. Accanto a calcescisti di tipo banale, prevalenti, si notano localmente calcescisti a clorite, a cloritoide, a granato ed a tormalina.

Dal punto di vista stratigrafico questi costituenti possono venire così ordinati in prima approssimazione.

Il termine più antico è rappresentato da quarziti sericitiche tabulari e scistose, spesso feldispatiche, riferibili all'Eotrias o al Permo-Eotrias. I rapporti con il substrato originario non sono conosciuti.

([1]) Vale a dire il carattere post-tettonico della genesi dell'albite e del glaucofane attribuiti da R. Michel al fenomeno regionale e tardo alpino di metasomatosi sodica che avrebbe provocato anche la formazione degli stessi minerali nei complessi pretriassici degli gneiss minuti del Gran Paradiso e della zona Sesia-Lanzo e nelle lenti di gneiss minuti incluse entro i calcescisti. Se questo fenomeno si fosse effettivamente prodotto secondo le modalità indicate dall'autore, si dovrebbe constatare una maggiore diffusione dell'albite nel complesso degli gneiss pretriassici del Gran Paradiso, con valori gradatamente decrescenti verso l'alto nelle masse di calcescisti a pietre verdi che lo ricoprono. Nella realtà si verifica piuttosto il contrario. La densità delle rocce ricche in albite è massima nella parte sommitale della zona dei calcescisti e decresce nettamente verso il basso; ridiventa considerevole nella parte inferiore, che però è povera in rocce albitiche proprio in corrispondenza del contatto con gli gneiss del Gran Paradiso. In questi ultimi, infine, la frequenza dell'albite non sembra dipendere dalla posizione altimetrica entro l'« edificio strutturale ».

Ne deriva che il fenomeno dell'albitizzazione non può essere stato regionale e post-tettonico contemporaneamente.

Carniole, gessi, marmi calcareo-dolomitici e marmi dolomitici rappresentano l'orizzonte cronologicamente successivo, che passa superiormente a marmi dolomitici più o meno micacei caratterizzati spesso da una zebratura dovuta all'alternanza di zone di diverso colore.

Una formazione che assume localmente carattere trasgressivo ricopre questo insieme. Si tratta di calcari dolomitici, spesso bituminosi, più o meno scuri, talvolta con intercalazioni conglomeratiche ad elementi provenienti dalle rocce della formazione sottostante ([1]). Potrebbero rappresentare il Retico ed in questo caso sarebbe riferibile

Fig. 13

Marmi grigi fettucciati a Crinoidi (dintorni di Villeneuve).

al Trias medio-superiore il complesso sottostante dei marmi calcareo-dolomitici, delle carniole e dei gessi. A rigore non si può però escludere che i calcari dolomitici bituminosi con intercalazioni conglomeratiche appartengano ad un orizzonte più recente del Retico.

Il termine successivo, a cui questo passa per sfumature ed alternanze, è comunque post-triassico. Si tratta di marmi micacei grigi, spesso fettucciati e zebrati, ma distinguibili da quelli triassici perchè poco od affatto dolomitici.

Corrispondono a quelli in cui S. Franchi [62] ha segnalato resti di Crinoidi ([2]) e realizzano il passaggio dalla sedimentazione calcareo-dolomitica del Trias medio-superiore a quella prevalentemente calcareo-argillosa dei calcescisti. Verso la loro sommità si notano intercalazioni di marmi sericitici, talvolta cloritici, chiari che si infittiscono

---

([1]) E' possibile che corrispondano a questo orizzonte le brecce monogeniche ad elementi dolomitici descritte da E. Diehl [46; 47] nella valle di Ollomont.

([2]) Nei dintorni di Villeneuve.

verso l'alto, mentre parallelamente tutto l'insieme si arricchisce in minerali micacei ed in sostanze grafitoidi. Si passa così gradatamente al complesso dei calcescisti veri e propri.

Quest'ultimo è costituito in prevalenza dal tipo litologico da cui prende il nome; rocce povere od anche prive di calcite come filladi sericitiche, micascisti, e più raramente quarziti e gneiss albitici e tutti i termini di passaggio da queste al primo vi sono tuttavia rappresentate in intercalazioni derivanti da sedimenti arenacei più o meno argillosi o più o meno calcarei a seconda dei casi. Localmente esse possono infittirsi a tal punto da costituire con i calcescisti vere e proprie alternanze talvolta per spessori considerevoli. La serie ha, ciò malgrado, carattere uniforme nel suo insieme ed è praticamente indifferenziabile in formazioni distinte. Tuttavia la parte più antica differisce da quella più recente perchè le intercalazioni di origine non tettonica di prasiniti o di altri tipi di ofioliti a chimismo gabbroidico sono più sottili e meno fitte. Infatti queste intercalazioni, molto rare o mancanti o di spessore esiguo nei marmi fettucciati a Crinoidi e nei calcescisti immediatamente soprastanti a questi, aumentano gradatamente verso l'alto in frequenza e dimensioni ([1]).

Si ammette generalmente che la serie dei calcescisti sia essenzialmente liassica. In realtà ciò avviene senza prova alcuna dal momento che non esiste nessuna possibilità di distinguere calcescisti del Lias da calcescisti più recenti, o di stabilire la posizione del limite superiore della serie. Non solo; si deve anche osservare che, se non esistono ragioni valide per ritenere che il limite inferiore si discosti sensibilmente dalla base del Lias non vi è neppure al riguardo, nell'ambito della regione studiata, nessun fatto probativo. L'orizzonte trasgressivo di calcari dolomitici che succede alle formazioni triassiche potrebbe infatti essere anche più recente del Retico e, come ha osservato F. Hermann, non sono conosciuti fossili che comprovino l'età liassica di una parte di questo complesso ([2]).

Non è detto infine che la serie dei calcescisti corrisponda ad una sedimentazione continua. Il problema dell'età della serie piemontese è quindi ancora aperto a diverse soluzioni.

E' anche difficile valutarne lo spessore complessivo, perchè l'unità che essa costituisce ha un'architettura complessa ed ancora mal definibile. La parte post-triassica deve comunque superare una potenza complessiva di 1000 metri ed il Trias, di tipo certamente non ridotto doveva avvicinarsi di più alla potenza dei depositi brianzonesi di questa età che non quella delle facies germaniche.

La differenziazione della geosinclinale piemontese si è quindi prodotta soprattutto, se non esclusivamente, con l'inizio del deposito della serie batiale dei calcescisti, che si distingue nettamente per questo carattere e per la presenza di intercalazioni di rocce di origine magmatica e di tipo basico dai terreni post-triassici della zona brianzonese.

([1]) Le ofioliti ultrabasiche appaiono invece intercalate senza ordine apparente in qualsiasi livello della serie dei calcescisti ed anche nelle formazioni calcareo-dolomitiche del Trias.

([2]) Le Belemniti (peraltro non necessariamente liassiche) segnalate da S. Franchi [58; 61] al Colle della Seigne e nei dintorni del Piccolo S. Bernardo appartengono a formazioni estranee alla zona dei calcescisti.

LE PIETRE VERDI

Ricerche dettagliate sulle pietre verdi della nostra regione sono state compiute soltanto da Gb. Dal Piaz [40] e da E. Diehl [46; 47], rispettivamente nel gruppo del Grivola e nella Vallata di Ollomont. Completando i dati di questi autori con diverse notizie di R. Michel [90], con le indicazioni dei fogli al 100.000 Aosta e Gran Paradiso della Carta Geologica d'Italia, e con osservazioni originali è però possibile tratteggiarne le caratteristiche d'insieme anche se in modo incompleto ed approssimativo.

Si tratta di derivati essenzialmente epimetamorfici. Minerali e strutture primarie sono talvolta riconoscibili. Ricordo le grandi masse di eufotidi, più o meno laminate e metamorfosate in prasiniti, indicate sul foglio Aosta a Nord del M. Emilius, le pirosseniti descritte da E. Diehl [46; 47] nella Valle di Ollomont ([1]), le giadeititi e cloromelaniti menzionate sui fogli al 100.000, le anfiboliti diopsidiche, le eclogiti glaucofaniche segnalate da Gb. Dal Piaz [40] nel gruppo della Grivola, e le serpentiniti a residui di olivina e di pirosseno di cui Gb. Dal Piaz ed E. Diehl hanno descritto diversi esempi.

I tipi in cui la neoformazione dei minerali è completa sono molto più diffusi. Si distinguono da una parte prasiniti passanti ad anfiboliti spesso glaucofaniche, talvolta granatifere, a prasiniti epidotiche ed epidotiti, ed a prasiniti cloritiche e scisti cloritici, dall'altra serpentine e serpentinoscisti. Accanto a questi compaiono altri tipi litologici attribuibili al metamorfismo endo ed esomorfo delle intrusioni ofiolitifere: scisti talcosi e scisti anfibolici come quelli descritti da E. Diehl in Valle di Ollomont nel primo caso, calcefiri ad epidoto, a diopside, a vesuvianite segnalati dallo stesso autore e da Gb. Dal Piaz e verosimilmente le granatiti, le pirosseniti e le epidotiti menzionate sulle carte al 100.000 nel secondo. Le rocce di contatto esomorfo si osservano con relativa frequenza nella regione considerata, ma quasi esclusivamente in corrispondenza di serpentine o di altri derivati ultrabasici. Tuttavia secondo Gb. Dal Piaz fenomeni di contatto di questo tipo debbono essersi prodotti anche in corrispondenza di termini ofiolitici gabbrici del gruppo della Grivola.

Le caratteristiche delle rocce verdi della regione considerata si accordano quindi con l'ipotesi di una loro origine da intrusioni femiche od ultrafemiche. Una derivazione parziale da colate effusive o da tufi non è tuttavia da escludere, anche se non si conoscono attualmente esempi di strutture residuali di rocce di questo tipo. La possibilità di un'origine piroclastica esiste comunque, come si è visto, per gli gneiss prasinitici associati a prasiniti.

L'ipotesi dell'origine prevalentemente intrusiva delle ofioliti mesozoiche comporta, come è noto, diverse questioni tutt'ora aperte concernenti l'età, il meccanismo e le cause del fenomeno, le relazioni con le forze orogenetiche, l'influenza di queste ultime nella formazione e nella distribuzione delle lenti che queste formano attualmente entro ai materiali di origine sedimentaria.

([1]) V. Novarese [97] aveva precedentemente descritto una giadeitite affiorante in una località assai prossima alle pirosseniti segnalate da questo autore.

Alla soluzione di questi problemi hanno contribuito le ricerche dettagliate di E. Diehl e Gb. Dal Piaz, ma non esistono altri elementi da aggiungere a quelli apportati da questi autori che giustifichino la loro trattazione nel presente lavoro.

CONDIZIONI STRUTTURALI

DEFORMAZIONI TETTONICHE TARDIVE

La zona dei calcescisti e delle pietre verdi, assai più sviluppata in senso laterale che verticalmente, presenta nell'insieme l'aspetto di una coltre estesa sul massiccio del Gran Paradiso e sul ricoprimento del Gran S. Bernardo. La forma di questa coltre è assai complessa ed è determinata da quelle dei suoi limiti inferiore e superiore che sono degli orizzonti di movimento e che coincidono con la superficie strutturale superiore del ricoprimento del Gran S. Bernardo e del massiccio del Gran Paradiso il primo, e con quella inferiore dei lembi di ricoprimento del sistema Dent Blanche il secondo. Nel caso delle due prime unità tettoniche la forma della superficie strutturale è in buona parte tardiva, poichè essa corrisponde a quella di elementi strutturali di questo carattere, ossia a quella degli elementi retroflessi del ricoprimento del Gran S. Bernardo, delle digitazioni gneissiche e della disposizione cupolare del massiccio del Gran Paradiso. Tali devono venire anche considerate, come si vedrà a suo tempo, le inflessioni più o meno pronunciate e gli inviluppi che determinano la forma della superficie strutturale inferiore dei lembi di ricoprimento del sistema Dent Blanche. Ne deriva che la forma che assume l'insieme della zona dei calcescisti risulta in modo più o meno notevole dagli effetti di movimenti tettonici tardivi.

Che le masse traslate costituenti la zona si siano adattate passivamente alla forma attuale del substrato nel corso della loro traslazione è da escludere per due ragioni. Anzitutto l'andamento di quest'ultima sarebbe stato troppo accidentato per permetterne il movimento; in secondo luogo ciò non spiegherebbe le deformazioni tardive del limite superiore della zona dei calcescisti che corrisponde anche alla superfice strutturale di una unità tettonica da essa indipendente. La forma della zona dei calcescisti deve di conseguenza in gran parte derivare da deformazioni prodottesi quando i suoi costituenti avevano già occupata una sede più o meno corrispondente a quella attuale e questi ultimi devono averne subìto gli effetti. Ne esistono del resto le tracce rappresentate da una serie di motivi strutturali che consistono nella disposizione in pseudosinclinali normali o capovolte che assumono quelle parti della zona che appaiono inserite, pizzicate o laminate tra i ripiegamenti del suo substrato e delle unità tettoniche che la ricoprono e da ripiegamenti più o meno complessi concordanti con questi ultimi e che raccordano le prime. Che si tratti di condizioni strutturali secondarie è dimostrato, oltre che dalla loro concordanza con quelle di questo carattere del substrato della zona e degli elementi tettonici del sistema della Dent Blanche che la ricoprono, dal fatto che essi interessano un insieme che risulta come si è detto da coltri tettoniche sovrapposte, nonchè le superfici di dislocazioni interne che delimitano queste ultime. Questi ripiegamenti interni di carattere tardivo sono assai complessi per la sovrapposizione di pieghe ad asse tra-

sversale e subtrasversale a quelle parallele alle direttrici tettoniche principali. Alla pari di queste ultime esse concordano con particolarità strutturali dello stesso tipo degli elementi tettonici che delimitano la zona soprattutto di quelli del sistema Dent Blanche. E' difficile stabilire se esse rappresentano gli effetti della stessa fase tettonica che ha provocato la formazione degli accidenti tettonici secondari longitudinali o se sia in relazione con un fenomeno ancora più recente di assestamento isostatico. Queste due diverse interpretazioni sono più generalmente applicabili a tutte le pieghe trasversali della regione considerata che, come si è notato in precedenza, sono rappresentate in tutti gli elementi tettonici che la costituiscono.

Le deformazioni tettoniche tardive della zona dei calcescisti hanno ovviamente modificato le condizioni strutturali preesistenti. Non in tal modo però da renderne irriconoscibili i caratteri essenziali ed in primo luogo l'esistenza di suddivisioni tettoniche primarie, messe in evidenza da intercalazioni triassiche interne accompagnate talvolta da scaglie di scisti cristallini pretriassici.

CARATTERISTICHE E SIGNIFICATO DELLE INTERCALAZIONI TRIASSICHE

I costituenti triassici della zona dei calcescisti mancano in corrispondenza del contatto dei suoi costituenti mesozoici con gli scisti cristallini pretriassici delle unità tettoniche del sistema della Dent Blanche che li ricoprono. Sono invece rappresentati, anche se con andamento lenticolare e discontinuo alla sua base immediatamente al di sopra della superfice strutturale che la separa dal ricoprimento del Gran S. Bernardo e dal massiccio del Gran Paradiso, ed in numerose intercalazioni situate a diversi livelli nelle masse di calcescisti e pietre verdi. La pertinenza piemontese del Trias basale, come di quello intercalato, è accertabile nella maggior parte dei casi grazie all'esistenza di passaggi stratigrafici ai calcescisti. La mancanza di questi non permette di escludere, ma neppure di dimostrare, che si tratti negli altri di inclusi tettonici provenienti dalle coperture stratigrafiche mesozoiche di altre unità tettoniche o dei loro residui laminati. Questo Trias di pertinenza più incerta ha comunque un'importanza subordinata. Una parte dei costituenti triassici della zona dei calcescisti presenta quindi condizioni di giacitura anormale perchè sovrapposto a rocce più recenti della stessa serie. In prima analisi ciò indica l'esistenza di sovrapposizioni tettoniche. Le caratteristiche d'insieme di queste intercalazioni, la loro costituzione ed il loro sviluppo aerale lo confermano pienamente.

In corrispondenza del massiccio del Gran Paradiso esse appaiono raggruppate in due parti ben distinte della zona dei calcescisti. L'inferiore corrisponde alla parte basale della zona, in contatto con il massiccio. La superiore è situata a circa la metà del suo spessore ed è separata dal lembo di ricoprimento dell'Emilius da una fascia potente di calcescisti pietre verdi ecc. ma priva di intercalazioni di Trias. Questa fascia e quella intermedia tra le due parti caratterizzate dalle intercalazioni triassiche si distinguono da queste ultime per la maggior potenza e perchè le lenti di ofioliti vi assumono frequenza e dimensioni d'insieme superiori. Distingueremo le parti contraddistinte dalla presenza di Trias intercalato con le denominazioni di zona delle intercalazioni basali e zona delle

intercalazioni della Valle di Cogne e chiameremo zona della Grivola e complesso superiore, rispettivamente la fascia di calcescisti e pietre verdi che le separa e quella che ricopre la seconda ([1]).

Le intercalazioni triassiche corrispondono a banchi sottili ad andamento lenticolare ma di estensione considerevole raggruppati, susseguendosi l'un l'altro, in festoni. Alla loro costituzione partecipano tutti i termini della serie triassica piemontese, quarziti basali comprese, ma mai in modo completo in ogni singola intercalazione. Marmi

Fig. 14

Intercalazioni triassiche (rocce più chiare nella fotografia) nelle masse di calcescisti e pietre verdi della zona dei calcescisti (versante destro della Valle di Cogne a monte di Cogne).

dolomitici e carniole sono i costituenti più diffusi e sono rappresentati nella maggior parte dei casi. Si possono osservare con relativa frequenza passaggi stratigrafici ai calcescisti, attraverso termini di età intermedia anche se limitatamente a zone di piccola estensione. Non si tratta quindi di scaglie di Trias tettonicamente interposte nei calcescisti; le rocce triassiche sono invece i costituenti di intercalazioni tettoniche più complesse costituite in parte anche da rocce più recenti, e talvolta più antiche (scisti cristallini pretriassici).

Le intercalazioni basali appaiono al margine occidentale del massiccio del Gran Paradiso, meglio sviluppate alla sua estremità meridionale da cui diminuiscono in nu-

---

([1]) La fascia di calcescisti e pietre verdi interposta tra i due gruppi di intercalazioni triassiche costituisce il basamento e la parte sommitale del gruppo della Grivola (3969 m). Le intercalazioni triassiche che la ricoprono affiorano particolarmente ben sviluppate lungo il versante destro della Valle di Cogne.

mero ed in potenza verso NE tendendo a scomparire in questa direzione. L'inferiore è spesso in contatto diretto con gli gneiss pretriassici e l'insieme di queste intercalazioni e dei calcescisti e delle pietre verdi che con esse alternano si immerge sotto alla zona della Grivola. I costituenti di questa zona, che ne mascherano la prosecuzione verso NW, e l'erosione in corrispondenza del massiccio del Gran Paradiso non permettono di stabilire qual'è il loro sviluppo in senso perpendicolare alle direttrici tettoniche.

Può essere accertata invece l'estensione trasversale dei festoni costituiti dalle intercalazioni triassiche della Valle di Cogne. Essa è considerevolissima: dalla testata di questa valle fino al suo sbocco lungo tutto il versante destro. Nei pressi di Cogne l'estesa copertura quaternaria lo maschera in parte; ciò nonostante la continuità strutturale tra le intercalazioni che affiorano a NE del paese e quelle che ricompaiono nel tratto inferiore della valle è evidente nella maggior parte dei casi. Separare le prime dalle seconde riferendole in parte al Trias piemontese in parte alla copertura triassica del ricoprimento del Gran S. Bernardo come ha fatto F. Hermann nella sua carta al 200.000 delle Alpi Nord-occidentali è pertanto completamente arbitrario. Esse hanno del resto costituzione analoga e presentano entrambe passaggi stratigrafici ai calcescisti.

Allo sbocco della Valle di Cogne queste intercalazioni scompaiono sotto alla copertura quaternaria della valle principale della Dora Baltea, ma con ogni probabilità devono raccordarsi più a NE con intercalazioni di questo tipo che contraddistinguono le parti più avanzate della zona dei calcescisti.

Un fascio di intercalazioni costituito in maggior parte da Trias piemontese si estende quindi dalle parti più esterne della zona dei calcescisti fino ad una regione che corrisponde alle parti interne della cupola del Gran Paradiso, sovrapponendosi a formazioni più recenti della stessa serie. Poichè queste ultime che costituiscono la zona della Grivola, si prolungano strutturalmente fin sopra le parti più interne del massiccio, le intercalazioni triassiche in questione devono provenire, con le altre formazioni piemontesi ad esse associate, e con quelle che le ricoprono tettonicamente, da zone della geosinclinale piemontese più interne di quelle che hanno dato origine alla zona della Grivola e più interne rispetto al massiccio del Gran Paradiso.

Non sono dunque applicabili ai festoni di banchi lenticolari triassici della Valle di Cogne, e con ogni probabilità neppure a quelli della zona delle intercalazioni basali, quelle interpretazioni che, per queste e per intercalazioni analoghe di altre regioni, sono state avanzate da alcuni autori in base al presupposto che esse provengano da Ovest o da Nord, anzichè da Est o da Sud, e delle quali l'ipotesi del « *faisceau vermiculaire* » di E. Argand [15] è la più nota. La pertinenza piemontese di questo Trias è sufficente per escludere che si sia in presenza, come suppone l'autore citato, di digitazioni superiori del ricoprimento del Gran S. Bernardo stirate, laminate, ed infine ripiegate in due festoni raccordantisi verso l'interno in seguito alla retroflessione della parte dorsale di questo ricoprimento; per la stessa ragione si deve ritenere improbabile che si tratti, come vuole A. Amstutz [1], di scaglie della stessa unità tettonica vergenti ad Est o Sud-Est. Per l'esistenza di contatti stratigrafici con i calcescisti che le includono, e per il fatto che partecipano alla loro costituzione anche marmi e quarziti e non soltanto rocce di grande mobilità tettonica quali gessi e carniole, oltre che per il loro sviluppo fin in parti molto interne della zona dei calcescisti, non possono neppure ve-

nire considerate, come sembra sia il caso secondo F. Ellenberger [50] per accidenti tettonici di questo tipo dei calcescisti della Moriana e della Tarantasia, come delle iniezioni diapiriche provenienti dalla base triassica del ricoprimento dei calcescisti e prodottesi tardivamente con vergenza E o SE durante i movimenti di riflusso delle masse esotiche traslate in precedenza verso Ovest o Nord-Ovest.

Le intercalazioni triassiche della Valle di Cogne non corrispondono quindi a delle discontinuità secondarie, ma rilevano l'esistenza di suddivisioni tettoniche primarie della zona dei calcescisti. Originatesi probabilmente da una zona anticlinalica primaria separante le masse piemontesi più esterne della zona della Grivola e delle intercalazioni basali da quelle che attualmente le ricoprono, sono state trascinate alla base di queste ultime durante i movimenti di traslazione che le hanno portate nella loro posizione di alloctonia attuale. Durante questi movimenti si è prodotta la maggior parte delle loro complesse caratteristiche strutturali, come l'andamento lenticolare, l'estensione laterale d'insieme, il loro assottigliamento in banchi poco potenti ma molto estesi, le condizioni di laminazione e la formazione di contatti tettonici al loro interno con soppressione parziale o totale di alcuni costituenti. Un'ulteriore accentuazione di queste caratteristiche, a cui si sono aggiunti altri motivi strutturali, si è però prodotta più tardi per effetto delle deformazioni tettoniche tardive di cui si è trattato nel paragrafo precedente; a queste le intercalazioni triassiche devono aver reagito in modo particolarmente sensibile, perchè situate in corrispondenza di superfici di discontinuità tettonica, e perchè includono tra i loro componenti rocce di grande mobilità tettonica come carniole e gessi. Ciò può essersi tradotto in accentuazioni dell'andamento lenticolare degli stiramenti e delle laminazioni, nella formazione per iniezione diapirica di intercalazioni secondarie diramantesi da quelle preesistenti, oltre che nella genesi dei ripiegamenti e delle inflessioni più o meno accentuate che caratterizzano i festoni che esse costituiscono.

SUDDIVISIONE TETTONICA

In base alle considerazioni che precedono si deve ammettere l'esistenza di una superficie di discontinuità primaria all'interno della zona dei calcescisti, che in prima approssimazione possiamo far corrispondere alla base del festone inferiore della zona delle intercalazioni triassiche della Valle di Cogne. Queste ultime possono infatti venire considerate come la parte basale complessa, costituita dai termini più antichi della serie piemontese, delle masse alloctone che formano la parte superiore della zona dei calcescisti.

La superficie di dislocazione si estende sulle masse della zona della Grivola e della zona delle intercalazioni basali che si addossano al massiccio del Gran Paradiso. Più a NW di quest'ultimo essa si avvicina sensibilmente al substrato della zona dei calcescisti da cui è separata, in corrispondenza dell'anticlinale retroflessa del Gran Nomenon, da una fascia poco potente di calcescisti, pietre verdi e Trias. Per riduzione graduale verso l'esterno di quest'ultima la superficie di discontinuità finisce per intersecare la base stessa della zona dei calcescisti e prolungarsi in essa.

In tal modo le parti più avanzate della copertura tettonica di formazioni piemontesi del ricoprimento del Gran S. Bernardo in tutto il loro spessore e quella più considerevole delle porzioni più interne della stessa copertura si raccordano sopra alla zona della Grivola con le masse rappresentate dalla zona delle intercalazioni triassiche della Valle di Cogne e dal complesso superiore. Questo insieme « alloctono » è certamente complesso. Infatti le caratteristiche strutturali della zona delle intercalazioni basali, ed i piani di movimento e le zone di milonisi che si notano nelle masse dei calcescisti che le sovrastano, potrebbero derivare dall'esistenza di altre superfici di discontinuità, che sarebbero meglio messe in evidenza, se fosse possibile una distinzione cronologica dei componenti la serie stratigrafica dei calcescisti. Si deve però rinunciare per il momento ad ogni tentativo di suddivisione tettonica di questo insieme, perchè i dati sono insufficienti e perchè è impossibile distinguere con sicurezza condizioni strutturali primarie e secondarie.

La parte situata al disotto della superfice di dislocazione interna è rappresentata, come si è visto, dalla zona della Grivola e dalla zona delle intercalazioni basali. La prima risulta contraddistinta dalla frequenza delle rocce verdi e dal loro volume complessivo considerevolissimo e si addossa in continuità strutturale lungo tutto il massiccio del Gran Paradiso, dalla zona delle radici alle parti più esterne. Delimitata verso l'alto dalla zona delle intercalazioni triassiche della Valle di Cogne essa sembra immergersi verso NW sotto alla piega retroflessa del Gran Nomenon. Bisogna però tener conto del carattere in gran parte secondario di questi rapporti di giacitura e cercare di immaginare come stessero le cose prima della formazione dell'elemento retroflesso. Se si ammette una continuità strutturale in profondità tra il massiccio del Gran Paradiso e le parti del ricoprimento del Gran S. Bernardo che corrispondevano a questo elemento interno di formazione tardiva, è possibile che la zona della Grivola e le scaglie basali si siano estese in misura più o meno considerevole anche su queste ultime e che la potente fascia separante attualmente il massiccio del Gran Paradiso dall'elemento retroflesso del Nomenon risulti dal ripiegamento su se stessa di questa parte inferiore della zona dei calcescisti. La fascia interposta tra il fianco normale della piega retroflessa e la zona delle intercalazioni della Valle di Cogne potrebbe quasi corrispondere a queste parti più avanzate delle intercalazioni basali ed eventualmente della stessa zona della Grivola. Le sfavorevoli condizioni di osservazione (terreni quaternari della Valle di Cogne, ed insufficiente profondità di indagine) non permettono per il momento di accertare questa possibilità.

In questa parte inferiore della zona dei calcescisti la complessità strutturale non è inferiore a quella che si osserva nella parte superiore. Le intercalazioni triassiche basali potrebbero essersi originate dalla copertura stratigrafica del Gran Paradiso trascinata alla base dalle masse, di provenienza più interna, della zona della Grivola. Poichè si osservano localmente dei passaggi stratigrafici dal Trias delle intercalazioni ai calcescisti interposti o sovrapposti, questa interpretazione implica la pertinenza piemontese della copertura stratigrafica del massiccio. Ma d'altro canto, come si è già osservato non è da escludere che quest'ultima fosse di pertinenza brianzonese o prepiemontese; in questo caso la zona delle intercalazioni basali dovrebbe venire considerata come un insieme di elementi più interni del massiccio trascinati alla base della zona della Grivola. In ogni

caso questa zona basale, caratterizzata da intercalazioni triassiche ripetute a diversi livelli e dal contatto tettonico con il complesso gneissico su cui riposa, non rappresenta una copertura stratigrafica rimasta solidale con il suo substrato.

La zona della Grivola che la ricopre è caratterizzata secondo Gb. Dal Piaz [40] da piani di movimento talvolta accompagnati da scaglie cristalline che denotano l'esistenza di sovrapposizioni tettoniche.

Riassumendo, si possono distinguere, nella zona dei calcescisti del territorio considerato, due suddivisioni fondamentali. La zona delle intercalazioni triassiche della Valle di Cogne costituisce la parte basale di quella superiore, in cui non è possibile attualmente tentare la distinzione di elementi minori. L'inferiore, costituita dalla zona

Fig. 15

Versante di destra della Valle dell'Urthier nella regione delle cascate di Lillaz (Cogne). Sono distinguibili gli scisti cristallini pretriassici del Gran Paradiso (in corrispondenza della cascata inferiore), la zona della Grivola (tra i primi ed il terrazzo orografico) e la zona delle intercalazioni triassiche della Valle di Cogne.

della Grivola e dalle intercalazioni basali, rappresenta la parte originariamente più esterna della geosinclinale piemontese. Ancora incerti appaiono i rapporti tra la sua parte basale e la zona della Grivola ed ancora più difficile che per la parte superiore della zona dei calcescisti apparirebbe un tentativo di una sua ulteriore suddivisione. Qual'è la natura di questi elementi tettonici delimitabili in modo ancora così approssimativo e schematico? La difficoltà di una precisazione nasce ancor più che dall'insufficienza dei dati da difficoltà obiettive, in primo luogo dalle profonde modifiche che hanno prodotto nelle loro condizioni strutturali le deformazioni tettoniche tardive. Per cercare di raggiungerla, almeno in prima approssimazione, ci si può valere del confronto tra la zona dei calcescisti del territorio considerato con gli elementi tettonici omologhi, in parte meglio conosciuti, di altri settori quali il Vallese e la Savoia (Moriana e Tarantasia).

CONFRONTO CON ALTRE REGIONI

VALLESE

Nella zona del Combin del Vallese, ossia nella potente fascia di formazioni mesozoiche (essenzialmente calcescisti e pietre verdi) che si interpone in questo settore tra il sistema del Mischabel (Gran S. Bernardo - M. Rosa) e quello della Dent Blanche, R. Staub distingue attualmente [121], in base ai risultati di tutta una serie di ricerche che i suoi allievi hanno sistematicamente condotto tra la Valle di Bagnes e quella di Saas, cinque sovrapposti elementi, e cioè la copertura stratigrafica del ricoprimento del Gran S. Bernardo, la zona di Zinal, la coltre delle ofioliti di Zermatt (*Ophiolith--Decke*), la zona dell'Hörnli e la zona Tracuit-Hühnerknubel. Quest'ultimo rappresenterebbe, secondo l'autore citato, il prolungamento della zona di Roisan; la zona dei calcescisti della Valle d'Aosta corrisponderebbe, in conseguenza, all'insieme formato dalla zona di Zinal, dalla coltre delle ofioliti e dalla zona dell'Hörnli. Di questi tre elementi il primo è costituito da scaglie di calcescisti e di pietre verdi sovrapposte tettonicamente alla copertura mesozoica del ricoprimento del Gran S. Bernardo ed anche da rocce triassiche affioranti alla periferia del massiccio del M. Rosa nella zona delle scaglie gneissiche del Gornergrat. Queste ultime rappresenterebbero i resti, rimasti in posto e laminati sotto la coltre delle ofioliti, della copertura mesozoica del M. Rosa che, secondo R. Staub, avrebbe dato origine per denudazione tettonica alle scaglie di calcescisti e pietre verdi riposanti tettonicamente sul ricoprimento del Gran S. Bernardo.

La coltre delle ofioliti costituita, oltre che dalle prevalenti pietre verdi, da calcescisti, proviene secondo l'autore citato da zone più interne della sede del massiccio del M. Rosa che ha sovrascorso senza peraltro superarlo, in modo che l'elemento tettonico che ricopre questa coltre si estende contemporaneamente oltre alle sue parti più avanzate sulla zona di Zinal. Anche questo terzo elemento tettonico, ossia la zona di Hörnli, è costituito in prevalenza da calcescisti e pietre verdi a cui si aggiungono però alla base, in festoni o scaglie, rocce triassiche talvolta associate a scisti cristallini più antichi. Nell'interpretazione di E. Argand [10] queste intercalazioni di rocce più antiche nel complesso dei calcescisti della zona del Combin rappresentavano la branca inferiore del « *faisceau vermiculaire* » ([1]). La branca superiore dello stesso viene considerata da R. Staub come la parte basale di un elemento superiore alla « *Hörnli-Zone* » e corrispondente alla zona di Roisan della Valle d'Aosta, ossia viene attribuito con i calcescisti, le pietre verdi e le radiolariti che vi si sovrappongono alla zona di Tracuit-Hühnerknubel.

Esiste una possibilità di correlazione tra la zona di Zinal, la coltre delle ofioliti e la zona dell'Hörnli e le suddivisioni della zona dei calcescisti della Valle d'Aosta? A mio giudizio è molto probabile che le intercalazioni triassiche della Valle di Cogne

---

([1]) E. Argand le aveva dapprima considerate come nuclei triassici assottigliati di pieghe coricate provenienti da SE [7].

corrispondano alla branca inferiore del « *faisceau vermiculaire* » del Vallese, ossia alla parte basale della zona dell'Hörnli; costituzione geologica e soprattutto situazione tettonica e rapporti con unità omologhe sono molto simili se non identici. Ammettendo questa probabile equivalenza si possono confrontare da un lato la parte superiore della zona dell'Hörnli con il complesso superiore della zona dei calcescisti della Valle d'Aosta e dall'altro la coltre delle ofioliti con la zona della Grivola. Si può anche considerare la possibilità di una equivalenza tra la parte radicale, affiorante nella regione del Gornergrat, della zona di Zinal e le intercalazioni basali del settore considerato e ricercare nelle formazioni piemontesi inserite in Valle d'Aosta tra il ricoprimento del Gran S. Bernardo e le intercalazioni triassiche della Valle di Cogne il prolungamento sudoccidentale della zona di Zinal del Vallese ([1]).

Ogni conclusione è per il momento prematura; troppo poco si conosce infatti delle estesissime masse di calcescisti e di pietre verdi che affiorano, tra il Vallese ed il territorio considerato, in altre zone della Valle d'Aosta non comprese in quest'ultimo, perchè si preferisca questa ad altre soluzioni possibili ([2]). Tuttavia la possibilità di un confronto e di correlazioni sia pure ipotetiche autorizzano a pensare che le suddivisione della zona dei calcescisti della Valle d'Aosta e questi elementi tettonici minori del Vallese abbiano caratteristiche assai simili anche se non perfettamente coincidenti.

MORIANA E TARANTASIA

I geologi francesi usano dai tempi di P. Termier l'espressione di « *nappe des schistes lustrés* » per indicare le formazioni piemontesi di questo settore. Si tratta effettivamente di masse esotiche come è stato dimostrato in modo definitivo dalle ricerche recenti di F. Ellenberger [50]; esse rappresentano d'altronde la prosecuzione diretta in questo settore delle parti più avanzate e certamente alloctone della zona dei calcescisti della Valle d'Aosta.

A differenza di quanto si osserva in quest'ultima regione la loro continuità strutturale è interrotta verso l'interno della catena, avendone asportata l'erosione la parte che ricopriva il massiccio del Gran Paradiso tranne che nelle zone più meridionali del settore in vicinanza dell'insellamento assiale delle Valli di Lanzo.

L'origine e la provenienza di questo complesso esotico in gran parte isolato dall'erosione hanno dato luogo ad interpretazioni diverse; secondo R. Michel [90] esso deriverebbe dallo scollamento della parte superiore della copertura stratigrafica del Gran Paradiso, mentre F. Hermann [79] e più recentemente F. Ellenberger [50] considerano più interna rispetto al massiccio in questione la zona di provenienza. In base a quanto si osserva nel settore valdostano la prima di queste due interpreta-

---

([1]) E' però da escludere che appartengano alla zona di Zinal tutte le masse piemontesi esotiche sul ricoprimento del Gran S. Bernardo come ritiene R. Staub ([121], carta tettonica di p. 158).

([2]) Escluderei però quella proposta da R. Staub secondo la quale la zona della Grivola sarebbe più interna della coltre delle ofioliti a cui corrisponderebbero invece le scaglie basali del settore valdostano, perchè basata sulla premessa assolutamente arbitraria di una completa indipendenza tettonica tra i massicci del Gran Paradiso e del M. Rosa.

zioni appare infondata. Non si osserva, come si è visto, traccia di continuità stratigrafica tra il complesso pretriassico del Gran Paradiso ed i calcescisti che lo ricoprono, che appartengono inoltre nella loro parte maggiore a degli elementi tettonici di provenienza più interna rispetto al massiccio. D'altro canto, la parte tettonicamente denudata della copertura mesozoica del Gran Paradiso, nell'ipotesi non dimostrata di una sua pertinenza piemontese, non potrebbe contribuire che in minima parte alla costituzione delle masse esotiche più avanzate della zona dei calcescisti. Poichè è ammissibile che lo stesso avvenga nel prossimo settore delle Alpi francesi, appare assai più logico ammettere con F. Ellenberger che la « *nappe des schistes lustrés* » risulti in massima parte da formazioni piemontesi di provenienza più interna del massiccio del Gran Paradiso.

E. Raguin [108] aveva riconosciuto in questa coltre di calcescisti della Tarantasia e della Moriana diverse grandi suddivisioni con importanti movimenti relativi delle une rispetto alle altre. F. Ellenberger [50] però ne ha negato più recentemente l'esistenza, perchè a suo avviso le intercalazioni triassiche interne, che rappresentano il principale argomento per stabilire queste suddivisioni, corrisponderebbero a delle discontinuità tettoniche secondarie formatesi durante i movimenti di riflusso di una unità tettonica unitaria anteriormente sovrascorsa verso occidente. L'autore attribuisce però a questo complesso unitario anche le masse di calcescisti e di pietre verdi che in questo settore ricoprono il massiccio del Gran Paradiso immergendosi sotto il bordo interno della zona della Vanoise - M. Pourri. Esse rappresentano certamente la continuazione laterale di quelle della zona della Grivola e delle scaglie basali, mentre i calcescisti che ricoprono tettonicamente la zona Vanoise - M. Pourri e che, come lo stesso F. Ellenberger ammette, passano al di sopra di queste devono corrispondere alla parte superiore della zona dei calcescisti della Valle d'Aosta ossia alle intercalazioni triassiche della Valle di Cogne ed al complesso superiore. Ne deriva che anche nel settore della Tarantasia e della Moriana deve esistere una separazione tettonica primaria nelle masse che vengono attribuite al ricoprimento dei calcescisti e quindi vi si dovrebbe potere distinguere degli elementi tettonici più o meno corrispondenti alla zona di Zinal alla coltre delle ofioliti ed alla zona dell'Hörnli del Vallese ed alle suddivisioni tettoniche della zona dei calcescisti della Valle d'Aosta. E' quindi da respingere la correlazione proposta da R. Staub [120; 121] tra l'intera « *nappe des schistes lustrés* » e la zona dell'Hörnli.

CONSIDERAZIONI SULLE RELAZIONI DELLA ZONA DEI CALCESCISTI CON IL RICOPRIMENTO DELLA DENT BLANCHE

Secondo R. Staub [121] gli elementi tettonici in cui è suddivisa la zona del Combin sono delle « *Abscherungs Decke* » e l'autore vede nell'avanzata del ricoprimento della Dent Blanche la causa fondamentale del rovesciamento verso l'esterno del contenuto della fossa piemontese in coltri di denudazione sovrapposte. Permanendo con ogni probabilità sostanzialmente identiche le condizioni strutturali di questi elementi tet-

tonici costituiti da masse piemontesi in Valle d'Aosta e nel settore della Tarantasia e della Moriana, ciò porterebbe ad ammettere che il ricoprimento della Dent Blanche s. l. si sia esteso assai più a Sud del suo attuale margine di erosione, sino in corrispondenza dell'insellamento assiale delle Valli di Lanzo. La sovrapposizione del sistema Dent Blanche alla zona dei calcescisti si è comunque certamente prodotta nella regione considerata nel presente lavoro e deve avere certamente influito sulle condizioni strutturali della zona dei calcescisti. Non è però da escludere, dato il carattere non rigido delle masse mesozoiche piemontesi, che ai suoi effetti si sia aggiunto in misura più o meno determinante l'azione del peso messo in gioco in seguito agli spostamenti provocati.

Le diverse sottounità, in cui si suddivide la zona dei calcescisti nel settore considerato come in quelli adiacenti, derivano ciascuna da zone via via più interne della geosinclinale piemontese. R. Staub [121], secondo una consuetudine molto radicata nei geologi alpini che si basa sull'assioma che ad ogni unità di copertura ne corrisponda una ben determinata del substrato, attribuisce le diverse coltri di denudazione al massiccio del M. Rosa (zona di Zinal) a quello del Gran Paradiso (coltre delle ofioliti), della Dora-Maira (zona della Grivola) e di Dronero (zona dell'Hörnli). Ma nulla prova sfortunatamente che tutti questi massicci, distinti dall'autore come unità tra loro indipendenti, non corrispondano più semplicemente ai diversi segmenti affioranti in corrispondenza delle zone di culminazione assiale di una stessa unità. Le diverse sottounità della zona dei calcescisti potrebbero quindi provenire tutte da una regione interposta tra questo elemento strutturale e la zona Sesia-Lanzo, regione attualmente rappresentata da una esigua fascia di calcescisti e di pietre verdi. Però, come si è visto, non si può neppure escludere che la geosinclinale piemontese si estendesse anche in corrispondenza di quella parte dell'infrastruttura pretriassica che è stata inglobata nei massicci del M. Rosa e del Gran Paradiso da una parte e nel sistema Dent Blanche dall'altra. Infatti non è detto che queste unità tettoniche si siano separate secondo superfici coincidenti con i limiti delle zone di facies delle loro coperture mesozoiche, ed il sistema Dent Blanche potrebbe derivare da una porzione dell'infrastruttura su cui si deposero le parti più interne dei sedimenti mesozoici della geosinclinale piemontese, accanto ai sedimenti a facies di cordigliera del M. Dolin e ad altre eventuali facies di transizione tra queste due. Neppure se questo dovesse risultare esatto si dovrebbe però considerare la zona dei calcescisti come una parte del sistema Dent Blanche, poichè quella porzione che ne ha eventualmente rappresentato la copertura mesozoica deve essersi staccata dal suo substrato fin dalle prime fasi della tettogenesi alpina, acquistando rispetto ad esso un'indipendenza tettonica che è dimostrata dalla mancanza di qualsiasi traccia di passaggi stratigrafici. Se nell'ulteriore fase dell'evoluzione orogenetica il sistema Dent Blanche è venuto nuovamente in contatto con i calcescisti e le pietre verdi della sua eventuale copertura stratigrafica, i rapporti che si sono creati nulla hanno a che vedere con quelli stratigrafici primari. L'eventualità di una pertinenza piemontese di una parte della copertura mesozoica del ricoprimento della Dent Blanche l. s. appare tuttavia poco verosimile alla luce delle attuali conoscenze sulle condizioni geologiche di questo sistema di unità tettoniche.

IL SISTEMA DELLA DENT BLANCHE

GENERALITA'

Nel concetto di E. Argand [5-15; 82] i complessi cristallini della Dent Blanche, del M. Mary, dell'Emilius e quelli meno estesi del M. Rafrè e del Pillonet, corrispondono ad altrettanti lembi di ricoprimento di un'ultrapiega complessa, il ricoprimento VI° o della Dent Blanche l. s. A ciascuno dei tre lobi in cui questa si suddivide (ricoprimenti della Dent Blanche s. s.; del M. Mary e del M. Emilius) ([1]) l'autore riferiva anche, quali costituenti dell'involucro mesozoico normale ed inverso, i calcescisti e le pietre verdi che vengono in contatto con i complessi pretriassici in questione, oltre che le formazioni mesozoiche a facies di cordigliera del M. Dolin, residuo di una copertura normale del ricoprimento della Dent Blanche s. s. in gran parte erosa e poichè, quest'ultima esclusa, il contatto delle formazioni mesozoiche con il loro presunto substrato è generalmente caratterizzato dalla mancanza delle rocce tipiche del Trias, avanzò l'ipotesi del Trias a facies comprensiva rappresentato da calcescisti indistinguibili da quelli posttriassici. In quanto alle rocce tipicamente triassiche che tra il Château des Dames e Roisan sono spesso in contatto con il Cristallino della Dent Blanche e con quello del M. Mary, E. Argand riteneva che si trattasse della branca superiore del « *faisceau vermiculaire* », che esse derivassero cioè da digitazioni superiori del ricoprimento del Gran S. Bernardo.

E. Diehl [46; 47], R. Masson [47; 128] ed A. H. Stutz [47; 128] hanno in seguito dimostrato l'inesistenza di una tettonica da ultrapiega nel ricoprimento della Dent Blanche s. s. e del M. Mary. Il concetto di una coltre priva di fianco inverso, e risultante dalla sovrapposizione di due zolle di scivolamento (« *Gleitbretter* ») si sostituisce nell'interpretazione di questi autori a quello di E. Argand dell'ultrapiega. Inoltre essi riferiscono alla copertura mesozoica del Cristallino del M. Mary le formazioni triassiche che questo autore attribuiva alla branca superiore del « *faisceau vermiculaire* » e considerano questo ricoprimento come un elemento frontale di una coltre Dent Blanche l. s., a parti più interne della quale sovrascorse sul primo, fanno corrispondere il lembo di ricoprimento della Dent Blanche s. s. e quello, che E. Argand non aveva distinto, dei Jumeaux - Punta di Cian. Ma nè in questa interpretazione di cui esamineremo più dettagliatamente tra breve i diversi aspetti, nè in altre più recenti di T. Hagen [71] e di R. Staub [120] è stata chiarita la situazione del lembo del M. Emilius in rapporto al resto del sistema ed accanto a questo altri problemi concernenti i rapporti tra formazioni pretriassiche e copertura mesozoica, la pertinenza di quest'ultima e le condizioni strutturali delle prime si pongono ancora attualmente. Ne tratteremo nelle righe che seguono man mano che la descrizione delle caratteristiche dei vari elementi tettonici ce ne fornirà l'occasione. Questa descrizione non sarà per necessità di cose limitata

---

([1]) In un primo tempo [8; 82] l'autore distingueva due ricoprimenti indipendenti: del M. Mary-M. Emilius e della Dent Blanche.

strettamente alle parti del sistema che affiorano nel territorio considerato nel presente lavoro; a varie riprese dovremo infatti accennare alle condizioni geologiche di zone situate al di fuori di esso ([1]).

IL RICOPRIMENTO DEL M. MARY

IL LEMBO DI RICOPRIMENTO DEL M. EMILIUS

Per ragioni che verranno esposte più tardi questo lembo di ricoprimento viene considerato nel presente lavoro come il prolungamento strutturale di quello del M. Mary. Per quanto non definitiva questa soluzione del problema dei rapporti del lembo dell'Emilius con gli altri elementi del sistema della Dent Blanche è senza dubbio la più probabile allo stato attuale delle conoscenze.

Delle rocce del M. Emilius ha dato recentemente notizia A. Amstutz [3]. Accanto ai prevalenti gneiss albitici con biotite più o meno cloritizzata e spesso granatiferi associati a rocce similari ma più povere in quarzo (scisti albitiferi) ed a micascisti granatiferi, l'autore ha descritto micascisti ad attinoto, scisti a tremolite, glaucofaniti, micascisti e scisti albitiferi a glaucofane ed ha segnalato la presenza di blastomiloniti. Le prasiniti anfiboliche indicate dal foglio Aosta della carta al 100.000 sono considerate dall'autore di età alpina; a mio giudizio però e più probabile che si tratti di formazioni pretriassiche poichè esse appaiono legate da transizioni litologiche agli scisti albitiferi.

L'analogia di alcuni di questi costituenti con le rocce a glaucofane della zona Sesia-Lanzo (i cosidetti micascisti eclogitici) che era stata notata prima ancora che da E. Argand [9] da V. Novarese [99] appare confermata se si confrontano i dati di A. Amstutz con quelli egualmente recenti e relativi alla zona Sesia di R. Michel [90]. Risulta infatti da questo confronto che, nel massiccio del M. Emilius sono rappresentate rocce paragonabili con entrambi i gruppi di elementi costituenti distinti dal secondo autore nel complesso cristallino Sesia-Lanzo; oltre alle rocce confrontabili con il gruppo dei micascisti a glaucofane di Cuorgnè, gneiss albitici, micascisti e prasiniti anfiboliche assai simili ai costituenti del gruppo degli gneiss minuti di Sparone. Questa analogia tra i due complessi che E. Argand [15] considerava in entrambi i casi come costituiti di para-derivati permocarboniferi e precarboniferi sussiste malgrado il modo assai diverso con cui sono stati interpretati da A. Amstutz nell'Emilius (derivati monometamorfici di formazioni eruttive e piroclastiche permocarbonifere più o meno rimaneggiate) e da R. Michel nella zona Sesia (ectiniti di sedimenti pregotlandiani retromorfosate ed albitizzate nell'orogenesi alpina). Data l'identità dimostrata da R. Michel [90] tra il complesso cristallino della zona Sesia e quello degli gneiss minuti del Gran Paradiso si possono confrontare quindi con questi ultimi i costituenti del M. Emilius ed attribuire ad essi l'età pregotlandiana dei secondi se, come è probabile, un'equivalenza cronologica corrisponde all'analogia di costituzione mineralogica.

([1]) Lasciando però da parte i piccoli lembi del Pillonet e del M. Rafrè che, oltre ad essere poco conosciuti, non sono di importanza determinante ai fini dell'interpretazione tettonica del sistema della Dent Blanche.

Nel concetto di E. Argand la massa di calcescisti e di pietre verdi in contatto immediato con gli gneiss del M. Emilius, dovrebbero corrispondere alla loro copertura mesozoica inversa, (l'erosione ha distrutto la parte del lembo di ricoprimento che nella interpretazione di E. Argand corrisponde al fianco normale) e le alternanze ripetute che le prime rocce formano con le seconde a dei passaggi stratigrafici. A. Amstutz [3] ha però riconosciuto la natura tettonica di questa alternanza ed ha confermato quanto aveva supposto in precedenza Gb. Dal Piaz [41] sul carattere tettonico di questo contatto. Ciò nonostante egli ritiene che dei calcari cristallini e delle masse

Fig. 16

Il lembo di ricoprimento del M. Emilius da Lignan. A destra e in fondo il Gran Nomenon (ricopr. del Gran S. Bernardo). A sinistra il vallone di S. Marcel, inciso in calcescisti e pietre verdi che si immergono sotto al Cristallino pretriassico del M. Emilius.

prasinitiche addossate agli gneiss pretriassici e contraddistinte da inclusi eterogenei ad epidoto, attinoto, glaucofane clorite e calcite debbano venire distinte dalle altre formazioni piemontesi, come dei residui locali di una copertura stratigrafica mesozoica in quanto i primi apparterrebbero alla sua base triassica e gli inclusi delle seconde deriverebbero da calcari impuri della stessa età inglobati nelle colate basaltiche che si sarebbero estese sulle formazioni pretriassiche da cui si è originato il lembo di ricoprimento. Nulla dimostra però che i calcari attribuiti al Trias siano di tale età e tettonicamente distinguibili dal complesso dei calcescisti piemontesi, in cui intercalazioni di questo tipo non sono infrequenti, che le lenti eterogenee e le prasiniti che le includono abbiano l'origine indicata dall'autore e che le colate effusive, ammesso che da esse si siano originati e queste ultime, si siano effettuate proprio in corrispondenza dell'infrastruttura cristallina che ha dato origine al lembo di ricoprimento del M. Emilius. La possibilità che esse rappresentino la copertura stratigrafica mesozoica di questo complesso cristallino viene comunque esclusa nel presente lavoro perchè si ammette, adottando l'ipotesi che come si è detto è da considerare la più verosimile di

quelle possibili, che non esista una separazione tettonica vera e propria tra questo lembo e quello del M. Mary ma un semplice ripiegamento secondario della loro superfice strutturali di base comune e che conseguentemente le formazioni della zona di Roisan e non quelle ben diverse che vi attribuisce A. Amstutz rappresentino la copertura mesozoica del lembo di ricoprimento del M. Emilius, oltre che di quello del M. Mary. Ma anche nell'eventualità, assai meno probabile ma non totalmente da escludere di una separazione tettonica effettiva dal ricoprimento del M. Mary, i residui di una copertura mesozoica a sè stante andrebbero ricercati, più che alla base del lembo di ricoprimento, nel complesso di calcescisti e di pietre verdi che si immergono sotto agli scisti cristallini del M. Mary oltre alle parti più avanzate di quello del M. Emilius, dove potrebbero essersi conservati lembi della copertura mesozoica normale di quest'ultimo trascinati alla base del primo che lo avrebbe sovrascorso. In tal caso dovrebbe però essere assai arduo distinguerli, mancando ogni possibilità di confronto con la parte rimasta solidale con il suo substrato, perchè l'erosione ha asportato tutta la parte superiore del lembo di ricoprimento del M. Emilius.

La sovrapposizione del complesso cristallino pretriassico del M. Emilius ai calcescisti ed alle pietre verdi, che ne dimostra la condizione di lembo di ricoprimento riconosciuto da E. Argand nel 1905 [82], è visibile ai suoi bordi orientali e settentrionali. Altrove si osservano invece le formazioni mesozoiche rovesciate sugli scisti cristallini o appoggiate contro verticalmente e V. Novarese [100] vedeva in ciò la prova della mancanza di fondamento dell'interpretazione di E. Argand. In realtà, come quest'ultimo autore aveva indicato, l'inversione nelle condizioni di giacitura è dovuta all'esistenza di ripiegamenti locali della superfice strutturale inferiore del complesso cristallino e del suo substrato oltre i quali quest'ultimo riprende la sua giacitura normale passando al di sotto del lembo di ricoprimento. Si tratta però, come osserva A. Amstutz, di due sistemi di pieghe sub-ortogonali tra loro e non di « tunnel subtrasversali a direzione curvilinea », in entrambi i casi, come riteneva E. Argand ([9] p. 22). Alcune di queste pieghe, come quella della Punta di Leppe (profilo 5 della tavola 1), sono infatti longitudinali.

La disposizione in ricoprimento tettonico degli gneiss e dei micascisti del M. Emilius è quindi indiscutibile, ma con ogni probabilità essa non deriva dall'esistenza di un'ultrapiega. Infatti, come ha indicato A. Amstutz, questa massa cristallina è sovrascorsa in corrispondenza di un'orizzonte di movimento sulla zona dei calcescisti e si è inoltre suddivisa in zolle che scivolarono le une sulle altre lungo piani di taglio interni che corrispondono alle fascie di miloniti individuate dall'autore. Ha subìto pertanto un'evoluzione tettogenetica che è caratteristica delle coltri di scivolamento di tipo rigido. Non esistendo tracce sicure di una copertura mesozoica inversa, non vi è ragione a mio giudizio di fare derivare la coltre da una preesistente ultrapiega mediante la formazione di piani di taglio in corrispondenza del suo fianco inverso come propone A. Amstutz. Comunque anche ammettendo questa origine, è chiaro che il materiale costituente ha reagito in modo fragile alle sollecitazioni tettoniche e con questo comportamento contrastano i ripiegamenti longitudinali e trasversali della superfice strutturale, perchè essi denotano, con una serie di ripiegamenti concordanti che si osservano all'interno del massiccio nelle bancate gneissiche, un modo di reazione diverso dallo stesso

materiale. Poichè questi ripiegamenti interessano le superfici di scorrimento ed in primo luogo quella che corrisponde all'orizzonte di dislocazione basale, appare logico attribuire questa reazione plastica ad un periodo successivo a quello in cui si è prodotto lo scorrimento della coltre e la sua suddivisione in zolle.

GLI SCISTI CRISTALLINI DEL M. MARY

Ricerche petrografiche di dettaglio sono state effettuate nella parte settentrionale di questo complesso pretriassico da R. Masson [84; 47]; per le altre invece, se si eccetua uno studio di E. Sanero sui porfiroidi ed altre rocce di carattere particolare che affiorano nei dintorni di Aosta [109; 110] e la descrizione che delle stesse aveva dato in precedenza V. Novarese [101], i fogli Aosta e M. Rosa della Carta italiana al 100.000 e le notizie complementari dei loro rilevatori O. Mattirolo [87-89] e V. Novarese [96; 98] rappresentano l'unica fonte di notizie esistente. Pertanto solo una parte degli scisti cristallini del M. Mary può essere considerata meglio conosciuta del complesso pretriassico del M. Emilius.

Come risulta dalle ricerche di R. Masson sopracitate, questa parte è costituita, oltre che da una formazione di kinzigiti ed altri cataderivati analoghi ai costituenti della serie di Valpelline del ricoprimento della Dent Blanche s. s., da un complesso in cui graniti e gneiss confrontabili con quelli di Arolla del massiccio della Dent Blanche sono i costituenti essenziali. Già E. Argand [15] aveva segnalato la presenza di queste ultime rocce che non sono state indicate da V. Novarese sul foglio Aosta. R. Masson ha messo in evidenza la loro analogia, e quella del complesso dei cataderivati, con i due gruppi di costituenti distinguibili negli scisti cristallini del ricoprimento della Dent Blanche s. s. ossia con la serie di Arolla e con quella di Valpelline rispettivamente, da cui i due complessi omologhi del M. Mary si distinguono soltanto per la maggior frequenza di lenti od intercalazioni di parascisti negli ortoderivati e perchè la diaftoresi alpina vi ha agito con intensità maggiore.

Le altre parti del complesso cristallino del M. Mary apparterrebbero interamente alla serie di Arolla secondo R. Masson. In un lavoro effettuato in collaborazione con A. H. Stutz [128] l'autore citato vi riferisce infatti tutte le rocce che non affiorano nella zona che è stata oggetto delle sue ricerche di dettaglio ed in particolare i porfiroidi descritti da V. Novarese e da E. Sanero e i materiali affioranti presso Case Cognod (Aosta) che il secondo autore aveva attribuito alla serie di Valpelline ([1]).

Il riferimento, che è alquanto arbitrario perchè in contrasto con le indicazioni dei fogli Aosta e M. Rosa che rappresentano, come si è detto, l'unica fonte di notizie per quasi tutte queste parti del ricoprimento, può venire tuttavia accettato se si ammette, intendendo per serie di Arolla l'insieme di ortoderivati e dei parascisti che corrispondono agli originari sedimenti in cui si sono intrusi i primi, che le rocce di origine sedimentaria non siano così subordinate ai derivati eruttivi come nelle zone in cui R. Masson ha eseguito le sue ricerche e possano anche diventare localmente il costituente predominante. Infatti, specie nelle parti sudorientali del complesso del M. Mary, mi-

([1]) Secondo R. Masson ed A. H. Stutz si tratterebbe nel primo caso di gneiss di Arolla cataclastici e nel secondo di parascisti e dioriti confrontabili con tipi litologici della serie di Arolla del ricoprimento della Dent Blanche s. s.

cascisti e paragneiss albitici rappresentano le rocce più diffuse a tal punto da imprimere ad esse caratteristiche litologiche d'insieme assai prossime a quelle del lembo del M. Emilius con alcuni costituenti del quale queste rocce presentano notevoli analogie.

Se a questa analogia corrispondesse anche un'equivalenza cronologica queste parti del ricoprimento del M. Mary apparirebbero costituite in prevalenza da rocce molto antiche; è ovvio comunque che la loro età debba essere anteriore a quella delle rocce intrusive che hanno dato origine agli ortogneiss di Arolla riferibili, come quelli del complesso della Dent Blanche, ad un ciclo magmatico certamente pretriassico. Esiste quindi la possibilità che questi paraderivati della serie di Arolla del M. Mary non si discostino molto o affatto per età dalle rocce che costituiscono la serie di Valpelline, a cui si può attribuire l'età paleozoica antica o prepaleozoica di costituenti analoghi del ricoprimento della Dent Blanche s. s.

LE FORMAZIONI MESOZOICHE DELLA ZONA DI ROISAN

E. Argand riferiva alla copertura mesozoica del ricoprimento del M. Mary i calcescisti e le pietre verdi che, senza interposizione di rocce tipiche del Trias, si immergono sotto agli scisti cristallini precedentemente descritti, mentre ne escludeva come si è già fatto notare il Trias che si sovrappone generalmente agli stessi nella cosiddetta sinclinale di Roisan ([1]), ossia nella fascia mesozoica che separa questo ricoprimento da quello della Dent Blanche s. s. In realtà non esistono passaggi stratigrafici tra i calcescisti e le pietre verdi e gli scisti cristallini che li sovrastano ma un orizzonte di movimento molto evidente; pertanto i primi non rappresentano la copertura stratigrafica rovesciata dei secondi, ed essendo di conseguenza da escludere l'esistenza in essa di orizzonti triassici a facies comprensiva, cade ogni ragione per non attribuire a quella normale il Trias a facies abituale della « sinclinale di Roisan ». D'altra parte per quest'ultimo e per le altre formazioni mesozoiche che vi si associano non sarebbe possibile una diversa attribuzione; è infatti inverosimile che esse appartengano ad unità tettoniche più interne del M. Mary, o che appartengano ad una inesistente copertura mesozoica inversa del ricoprimento della Dent Blanche s. s.; per la situazione che esse occupano possono derivare soltanto dalla copertura mesozoica del lembo cristallino che ricoprono, anche se il loro contatto con quest'ultimo è generalmente tettonico. Appare pertanto pienamente accettabile l'ipotesi di R. Masson ed A. H. Stutz [47] che il lembo di ricoprimento del M. Mary sia privo di fianco inverso mesozoico e che la copertura normale di tale età sia rappresentata dalle formazioni della zona di Roisan. A questa zona sono anche riferibili, come hanno indicato gli autori citati ed E. Diehl [46; 47], rocce che appaiono in modo discontinuo alla base del ricoprimento della Dent Blanche s. s. inserite tra queste e la zona dei calcescisti oltre alle parti più avanzate del lembo del M. Mary (vedi carta tettonica e profili della tavola I), perchè si collegano con quelle che costituiscono la zona di Roisan e presentano le stesse caratteristiche. La loro situazione si spiega, come vedremo, con lo scorrimento del lembo della Dent Blanche sulla copertura mesozoica del M. Mary. Mediante l'intervento della stessa causa e dello scor-

---

([1]) Salvo in alcune zone in cui si immerge sotto questi scisti cristallini per effetto di rovesciamenti locali e di carattere tardivo della successione normale.

rimento di un elemento tettonicamente più elevato di quello della Dent Blanche s. s. si può forse ammettere la derivazione dalla stessa copertura, del Trias che nella regione del Col Cornera e del Château des Dames ricopre gli scisti cristallini di quest'ultimo. Non si può tuttavia escludere una diversa pertinenza di queste formazioni ed anche la corrispondenza tra la zona di Roisan e gli elementi tettonicamente più elevati della zona del Combin del Vallese, del Tracuit e dell'Hühnerknubel ammessa, come si è accennato in un precedente capitolo, da R. Staub è ancora da accertare. Comunque nelle righe che seguono accenneremo soltanto alle caratteristiche delle formazioni per cui la pertinenza alla copertura stratigrafica degli scisti cristallini del M. Mary può essere considerata sicura.

R. Masson [84; 47] le ha esaminate tra il M. Faroma e Roisan in un tratto in cui le possibilità di osservazione sono alquanto sfavorevoli per le condizioni di cataclasi in cui spesso si presentano e per l'esistenza di scaglie o lenti di miloniti cristalline non sempre facilmente distinguibili dalle formazioni mesozoiche. L'autore ha indicato la presenza di dolomie e marmi dolomitici, di carniole, di due tipi di calcescisti di cui quello prevalente corrisponde piuttosto ad una fillade sericitica ad albite, di scisti albitici ad epidoto e di scisti cloritici. R. Masson ritiene che i due ultimi tipi litologici corrispondano a delle ofioliti mesozoiche, ma si deve formulare in proposito qualche riserva, perchè potrebbe anche trattarsi di rocce pretriassiche della serie di Arolla più o meno cataclastiche, come nel caso, per esempio, di quelli affioranti a Sud di Valpelline e che vengono indicati come prasiniti sulla carta dell'autore citato.

Secondo E. Diehl [46; 47] sono riferibili alla zona di Roisan scisti argillosi e filladi sericitiche affioranti in Valle di Ollomont. Non si hanno altri dati, oltre a questi, sulla costituzione della parte compresa nel territorio considerato della zona di Roisan. Le formazioni raggiungono il loro migliore sviluppo ad Est di esso, nella regione della Cima Bianca. Non si hanno però a loro riguardo dati più recenti di alcune osservazioni di O. Mattirolo [87], che ha indicato la presenza di dolomie accompagnate da carniole di un certo sviluppo, da gessi e quarziti più subordinati, e da formazioni filladiche e calcescistose.

E' difficile stabilire in base a questi dati parziali, in parte anche invecchiati, quali caratteristiche di facies corrispondano alla zona di Roisan. La presenza delle ofioliti non è, come si è visto, sicura ed i derivati sedimentari sembrano corrispondere ad una serie in parte triassica e in parte più recente. Quest'ultima si distingue da quella coeva del complesso dei calcescisti piemontesi per il carattere più argilloso. Tuttavia ogni conclusione sulle caratteristiche di questa serie è prematura allo stato attuale delle conoscenze e qualsiasi confronto con le serie omologhe piemontese e del M. Dolin non porterebbe a nessun risultato sicuro sulle differenze o analogie esistenti.

INESISTENZA DI UNA TETTONICA DA ULTRAPIEGA NEL LEMBO DI RICOPRIMENTO DEL M. MARY

R. Masson [84; 47] ha dimostrato che un orizzonte di movimento analogo a quello che si osserva nel ricoprimento della Dent Blanche s. s. separa anche nel complesso cristallino del M. Mary la serie di Valpelline dalla serie di Arolla. Quest'ul-

tima, costituita, come si è visto, da un esteso complesso di parascisti, oltre che da ortoderivati, forma la parte inferiore del lembo di ricoprimento in contatto con i calcescisti e le pietre verdi che si immergono sotto di esso ed è ricoperta dalla serie di Valpelline, su cui riposano direttamente le formazioni mesozoiche della zona di Roisan. Il lembo del M. Mary non può corrispondere quindi in nessun caso ad un'ultrapiega come immaginava E. Argand; anche se, come riteneva questo autore, la serie di Arolla rappresentasse la copertura stratigrafica della serie di Valpelline ed esistesse un fianco inverso mesozoico di calcescisti e pietre verdi, l'interpretazione sarebbe inaccettabile perchè la presunta ultrapiega apparirebbe interamente costituita da una serie inversa. Il lembo del M. Mary è stato di conseguenza considerato da A. H. Stutz e R. Masson [128; 47] come una coltre di scivolamento di tipo austroalpino, più esattamente come la parte frontale di una coltre Dent Blanche l. s. da cui ebbero origine anche il ricoprimento della Dent Blanche vero e proprio e quello dei Jumeaux e della Punta di Cian (M. Redessan), che sovrascorrendo entrambi questo elemento frontale, provocarono a spese della sua copertura mesozoica la formazione della coltre di denudazione che corrisponde alla zona di Roisan.

Questa interpretazione, che in tal modo contempla la genesi dell'intero sistema della Dent Blanche, non tiene però conto, come si è già fatto osservare, dell'esistenza del lembo di ricoprimento del M. Emilius. Prescindere da questo in una interpretazione valida per l'intero sistema significa ammettere implicitamente la sua totale indipendenza tettonica il che, come dimostrano le considerazioni che seguono, è da escludere.

RAPPORTI DEL LEMBO DEL M. EMILIUS CON QUELLO DEL M. MARY

La composizione litologica del complesso cristallino del M. Emilius non è certo identica a quella del lembo del M. Mary: non vi affiorano, come si è visto, rocce confrontabili con la serie di Valpelline e con gli ortoderivati della serie di Arolla. E' però verosimile che i costituenti del M. Emilius corrispondano ai paraderivati della serie di Arolla del M. Mary; potrebbero così appartenere alla copertura delle rocce eruttive e degli ortogneiss che affiorano soltanto nel secondo complesso cristallino. La diversità litologica non è quindi un motivo sufficiente per separare tettonicamente i due lembi di ricoprimento, che d'altra parte non sono distinguibili neppure in base allo stile tettonico, corrispondendo anche il primo di essi, alla pari del secondo, ad una coltre di scivolamento di tipo austroalpino.

La loro separazione tettonica era stata però effettuata da E. Argand anche per un altro motivo. Gli scisti cristallini del M. Emilius sembrano immergersi nei dintorni di S. Marcel, in corrispondenza dell'estremità nord-orientale del lembo di ricoprimento (vedi profilo 3 della tavola I e Carta tettonica), sotto a calcescisti e pietre verdi affioranti ad una certa distanza a NW di essi (il contatto diretto è mascherato) e ciò sarebbe dovuto, secondo l'autore citato, alla presenza di una sinclinale coricata occupata da rocce mesozoiche ed interposta tra questo lembo e quello del M. Mary, che risulterebbe in tal modo tettonicamente più elevato di esso [10]. L'esistenza di questa sinclinale sarebbe un motivo sufficiente per distinguere tettonicamente il lembo del M. Emilius da quello del M. Mary, se questa presentasse effettivamente la forma, l'estensione e la di-

sposizione spaziale che le sono stati attribuiti da E. ARGAND nei suoi profili. Nulla dimostra però che queste caratteristiche esistano, perchè l'erosione ha risparmiato soltanto quella parte che ne rappresenta il raccordo con i calcescisti e le pietre verdi che si immergono sotto il lembo del M. Emilius ed alla quale corrispondono le rocce analoghe affioranti nei dintorni di S. Marcel. Questo raccordo potrebbe quindi corrispondere anche a quello di un ripiegamento secondario della superfice inferiore di un complesso M. Mary - M. Emilius strutturalmente continuo. La seconda eventualità appare più probabile, perchè i calcescisti e le pietre verdi che occupano il tratto conservato di questo ripiegamento rappresentano la continuazione strutturale di quelli che formano il substrato del lembo di ricoprimento del M. Emilius, che non possono appartenere, come si è visto, alla sua copertura mesozoica, e non si osservano tracce di formazioni distinguibili da queste e riferibili per questa ragione a quest'ultima, che dovrebbero esser qui rappresentate se il lembo costituisse una unità distinta da quello del M. Mary e da questo ricoperta.

Il lembo di ricoprimento del M. Emilius rappresenta quindi con ogni probabilità il prolungamento strutturale di quello del M. Mary. Pertanto, se si ammette in accordo con l'interpretazione di A. H. STUTZ e R. MASSON che il secondo rappresenti l'originaria parte frontale di un ricoprimento Dent Blanche l. s., a quest'ultima deve venire riferito anche il lembo del M. Emilius; esso corrisponderebbe alle sue parti interne e più esattamente a quelle della sua parte inferiore, costituita dagli ortoderivati della serie di Arolla e dai parascisti ad essi associati.

EVOLUZIONE STRUTTURALE DEL RICOPRIMENTO DEL M. MARY

Anche se considerata in questa sua maggiore estensione l'originaria parte frontale del ricoprimento della Dent Blanche l. s. appare sempre costituita dai due elementi sovrapposti che vi ha distinto R. MASSON [84; 47]: serie di Valpelline nella parte superiore e serie di Arolla inferiormente. Nella concezione di questo autore e di A. H. STUTZ [128; 47] essi rappresentano le porzioni avanzate di due zolle di scivolamento (« *Gleitbretter* ») di cui la serie di Valpelline e la serie di Arolla del ricoprimento della Dent Blanche s. s. corrispondono a parti più interne che prolungavano originariamente queste. La formazione delle due zolle di scivolamento è quindi antecedente alla suddivisione della coltre Dent Blanche l. s. nelle diverse subfalde attuali ed avrebbe anche preceduto, secondo gli autori citati, la genesi stessa di questa coltre. La formazione del ricoprimento del M. Mary come unità tettonica a sè stante è invece dovuta secondo A. H. STUTZ e R. MASSON alla presenza di un ostacolo che, opponendosi alla traslazione della coltre della Dent Blanche l. s., ha provocato la separazione delle parti meridionali da quelle frontali che le prime furono costrette a ricoprire e successivamente a scavalcare, e delle deformazioni più o meno accentuate in queste ultime. Ne deriva che, in base a questa concezione, le condizioni strutturali del ricoprimento del M. Mary si sarebbero determinate in due periodi ben distinti dell'evoluzione tettogenetica: in quello in cui si è prodotta la formazione dei « *Gleitbretter* » rappresentati dalla serie di Valpelline e dalla serie di Arolla e durante lo scorrimento della coltre Dent Blanche l. s. ed il suo arresto contro un ostacolo.

Costituenti mesozoici della zona di Roisan esclusi, non è stata contemplata nell'interpretazione degli autori citati la possibilità dell'intervento nella genesi delle condizioni strutturali del ricoprimento di altre fasi tettoniche.

A mio giudizio appare però poco verosimile che il passaggio di un « *traîneau écraseur* » delle dimensioni del lembo della Dent Blanche abbia influenzato solo le condizioni strutturali della copertura mesozoica di questo ricoprimento e non quelle dei costituenti pretriassici. Per questa ragione è quindi da prendere in considerazione la possibilità che la suddivisione in zolle sovrapposte, lungo piani di movimento interni,

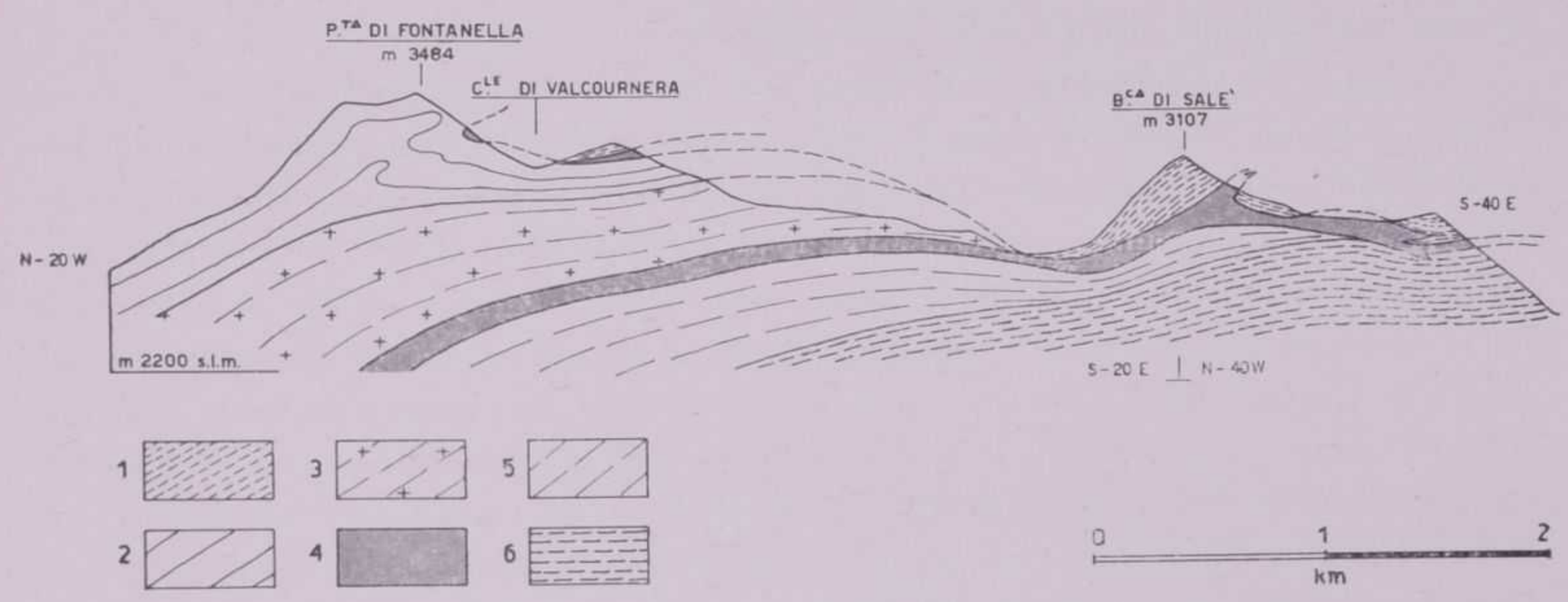

Fig. 17

Profilo attraverso la Becca Salè ed il Colle di Valcournera
(La traccia B-B è indicata nella fig. 18).

1) Lembo di ricopr. della Punta Cian; 2) Serie di Valpelline del ricopr. Dent Blanche s. s.; 3) Serie di Arolla del ricopr. Dent Blanche s. s.; 4) Zona di Roisan e scaglie mesozoiche alla base del lembo della Punta Cian; 5) Lembo di ricopr. del M. Mary; 6) Zona dei calcescisti.

che, come si è visto, contraddistingue secondo A. Amstutz [3] la massa cristallina del M. Emilius, possa essere stata causata dallo scorrimento del ricoprimento della Dent Blanche s. s. Poichè piani di movimento analoghi ed indipendenti da quello che separa la serie di Valpelline da quella di Arolla si osservano anche nel lembo del M. Mary, vi è da chiedersi se una suddivisione dello stesso tipo ed imputabile alle stesse cause non esista anche in questo secondo lembo cristallino che risulterebbe allora di costituzione interna più complessa di quella ammessa da R. Masson. Indipendentemente da queste eventuali suddivisioni interne questo lembo di ricoprimento presenta in corrispondenza della sua estremità nord-orientale, nella regione della Comba di Cignana e nel Vallone di Torgnon (ad Est del territorio considerato nel presente lavoro) condizioni strutturali di tipo particolare che, a mio giudizio, possono essere state causate soltanto dallo scorrimento del ricoprimento della Dent Blanche s. s. o dall'elemento tettonicamente più elevato della Punta di Cian. Consideriamole nel profilo della figura 17, in cui sono state raffigurate nella misura in cui lo permettono le attuali conoscenze. Il complesso cristallino presenta qui un andamento lenticolare perchè si chiude completamente

verso SE in senso opposto a quello della sua vergenza tettonica, mentre la zona di Roisan, interrotta in corrispondenza del profilo dall'erosione, doveva prolungarsi per un certo tratto in questa direzione. Se i costituenti di questa zona derivano dalla copertura mesozoica del M. Mary per traslazione verso NW dovuta al passaggio del ricoprimento della Dent Blanche s. s. o di quello della Punta di Cian, il cristallino del M. Mary raffigurato sul profilo deve rappresentare soltanto una lente avanzata e completamente staccata di parti situate, prima che l'erosione le distruggesse, più a SE e rappresentanti il substrato dei terreni mesozoici della zona di Roisan. Il lembo del M. Mary appare quindi suddiviso in tronconi in corrispondenza di questa sua estremità nordorientale di debole spessore ed appare logico attribuirne la causa allo scorrimento degli elementi tettonici superiori del sistema della Dent Blanche.

Vi è poi da chiedersi se le deformazioni tardive del ricoprimento della Dent Blanche s. s., che consistono, come si vedrà a suo tempo, in ripiegamenti anche accentuati della serie di Valpelline nella serie di Arolla e della sua superficie strutturale di base, non si siano prodotte, contrariamente all'opinione di A. H. Stutz e R. Masson, anche nel ricoprimento del M. Mary. Nel lembo del M. Emilius esistono, come si è visto, ripiegamenti trasversali e longitudinali della superficie strutturale inferiore, del substrato tettonico degli scisti cristallini e dei piani di movimento interni; essi potrebbero essere contemporanei di queste deformazioni e come tali potrebbero venire considerati anche delle particolarità strutturali dello stesso tipo, che descriveremo tra breve, del lembo del M. Mary e lo stesso ripiegamento sinclinalico che raccorda questo complesso cristallino con quello del M. Emilius. Tutti questi motivi strutturali potrebbero derivare anche dalle deformazioni subìte dalla parte frontale della coltre Dent Blanche l. s. mentre era pressata contro l'ostacolo che ne arrestò la traslazione verso l'esterno della catena. A mio giudizio, è però improbabile che questa ne sia stata la unica causa o anche la causa essenziale. Anzitutto perchè questo ostacolo avrebbe potuto anche non esistere; la differenziazione dei vari elementi del sistema della Dent Blanche da un'unica coltre potrebbe anche essere stata provocata come ha supposto R. Staub [120] dallo scorrimento « *traîneau écraseur* » rappresentato da unità tettoniche austroalpine, attualmente distrutte dall'erosione in questo settore, anzichè dalla causa indicata da A. H. Stutz e R. Masson. In secondo luogo si dovrebbe constatare la totale indipendenza tra queste particolarità strutturali del ricoprimento del M. Mary e quelle che non possono venire attribuite a questa causa degli altri elementi tettonici. Esse presentano invece una concordanza d'insieme con le inflessioni tardive del ricoprimento della Dent Blanche s. s. e con quelle della zona dei calcescisti e delle pietre verdi che denotano l'esistenza di una relazione genetica.

Per quanto riguarda il ricoprimento del M. Mary vero e proprio i motivi strutturali imputabili a deformazioni tardive più che a quelle prodottesi al momento del suo arresto nella sede attuale consistono in ripiegamenti interni più o meno complessi che si osservano con relativa frequenza nella massa cristallina, ed in quelli che determinano in gran parte l'andamento attuale della sua superfice strutturale esterna. Di questi ultimi è da notare quello che provoca, a NE e SW del Buthier, il rovesciamento degli scisti cristallini del M. Mary sul Mesozoico della zona di Roisan e di quest'ultimo sugli gneiss della Dent Blanche. E' evidente, come risulta dai profili

1-4 della tavola I, che questa inversione della successione tettonica normale è in relazione con l'inflessione della parte inferiore del ricoprimento della Dent Blanche s. s., che appare ripiegata sotto alla zona di Roisan ed al ricoprimento del M. Mary. Queste condizioni strutturali derivano da un inviluppo di 1° genere ossia da un'inflessione contemporanea di tutti e tre gli elementi tettonici. Il fenomeno è ovviamente posteriore alla formazione del ricoprimento della Dent Blanche s. s. e della zona di Roisan. Altri esempi di deformazioni tardive sono rappresentati dai ripiegamenti complessi della superficie strutturale del lembo che si osservano nella regione della Cima Bianca.

Concludendo l'evoluzione strutturale del ricoprimento del M. Mary è stata verosimilmente più complessa di quanto ammettano implicitamente A. H. Stutz e R. Masson. Lo scorrimento degli elementi tettonici superiori della Dent Blanche s. s. e della Punta di Cian-Jumeaux ed inflessioni tardive hanno con ogni probabilità aggiunto i loro effetti a quelli delle fasi tettoniche anteriori e corrispondenti alla sovrapposizione della serie di Valpelline a quella di Arolla ed alla formazione della coltre della Dent Blanche l. s.

LA ZONA DI ROISAN DAL PUNTO DI VISTA TETTONICO

I costituenti di questa zona, che rappresentano, come si è visto, la copertura stratigrafica del ricopirmento del M. Mary, sono situati in parte ad una notevole distanza da questo complesso cristallino, mentre il loro contatto è di natura tettonica e caratterizzato da scagliamenti più o meno intensi di quest'ultimo anche là dove lo ricoprono direttamente. Si tratta quindi di un insieme che è stato scollato e spostato dalla sua posizione originaria. L'entità delle traslazioni subìte apparirebbe ancora più considerevole, se la zona di Roisan si prolungasse effettivamente, come ha supposto R. Staub [120], negli elementi tettonici superiori della zona del Combin del Vallese. Anche non ammettendo questa correlazione possibile ma non ancora provata essa è sufficiente per fare considerare questa zona come un elemento tettonico a sè stante del sistema Dent Blanche. La causa più verosimile della formazione di questa coltre di denudazione è senza dubbio, come hanno indicato E. Diehl, R. Masson & A. H. Stutz [47], lo scorrimento del ricoprimento della Dent Blanche s. s. su quello del M. Mary. Data la modalità di genesi ne sono derivate condizioni strutturali complesse: laminazioni, sovrapposizioni anormali all'interno, inclusioni di scaglie cristalline, ecc... Invece la forma della zona che corrisponde a quella degli elementi tettonici che la delimitano presenta le stesse inflessioni di carattere tardivo che caratterizzano questi ultimi. Nel tratto in cui è interposta tra il ricoprimento della Dent Blanche s. s. e quello del M. Mary la zona di Roisan è facilmente delimitabile. Si può constatare in base a questo fatto, e malgrado una copertura quaternaria molto estesa, come essa si prolunghi a SW del Buthier in direzione di Aosta e non presenti nella regione di Gignod quella brusca inflessione verso NE in planimetria, che appare in una recente raffigurazione di R. Staub ([120], t. II). Si deve anche escludere l'esistenza della diramazione settentrionale che appare sulla carta tettonica e sui profili di E. Diehl, R. Masson & A. H. Stutz [47] e che dovrebbe attraversare il Buthier circa 1 km a valle di Valpelline. Vedremo in seguito che si tratta in realtà in parte del substrato del ricoprimento della Dent Blanche s. s.

che affiora in una finestra o mezza finestra tettonica, e come il resto sia costituito da scisti cristallini pretriassici e non dai costituenti mesozoici di questa zona.

Oltre alle parti più avanzate del ricoprimento del M. Mary è più difficile distinguere le formazioni della zona di Roisan da quelle della zona dei calcescisti che la delimitano inferiormente.

I RICOPRIMENTI DELLA DENT BLANCHE s. s. E DEI JUMEAUX-PUNTA DI CIAN.

CONDIZIONI GEOLOGICHE DEL RICOPRIMENTO DELLA DENT BLANCHE S. S. NEL TERRITORIO CONSIDERATO (TRATTO INFERIORE DELLA VALPELLINE E VALLE DI OLLOMONT)

La parte compresa nella regione considerata nel presente lavoro del ricoprimento della Dent Blanche s. s. affiora nella Valpelline inferiore e nella Valle di Ollomont ed è stata oggetto nella sua maggiore estensione delle ricerche geologiche e petrografiche di E. Diehl [46; 47], R. Masson [84; 47] ed A. H. Stutz [127; 47].

Gli autori citati hanno studiato la costituzione litologica locale delle serie di Arolla e di Valpelline in cui si suddivide il complesso pretriassico della Dent Blanche. Dalle loro ricerche la prima serie risulta costituita in massima parte da rocce di origine eruttiva a cui si aggiungono, in zolle incluse ed assorbite, parascisti alquanto subordinati in queste regioni rispetto alle prime. In ordine di frequenza graniti ad anfibolo, dioriti orneblendiche, granodioriti e dioriti quarzifere, apliti granitiche e porfiriti orneblendiche rappresentano i costituenti principali delle rocce eruttive massiccie, mentre gneiss di vario tipo e blastomiloniti corrispondono ai loro derivati epimetamorfici. Nella serie di Valpelline invece, sempre secondo le ricerche degli autori predetti e più esattamente secondo quelle di R. Masson ([1]), si è essenzialmente in presenza di una serie sedimentaria catametamorfosata, contraddistinta dall'associazione di gneiss a silicati alluminiferi come kinzigiti, gneiss kinzigitici, gneiss sillimanitici ecc., di paranfiboliti, di marmi, di marmi a silicati, di quarziti e di epidositi, in cui filoni di pegmatiti basiche e lenti di noriti ed ipersteniti corrispondono ad un magma basico iniettato. In diversi luoghi l'epitetamorfismo alpino, sovrapponendosi al catametamorfismo preesistente, ha dato origine a fenomeni di diaftoresi, milonisi ed ultramilonisi; rocce di origine magmatica eccettuate, la serie di Valpelline è quindi, a differenza di quella di Arolla, polimetamorfica.

Anteriormente a queste ricerche veniva ammesso che una relazione genetica sussistesse tra le due serie. Secondo E. Argand [15] esisterebbero dei passaggi graduali dalla serie di Valpelline a quella di Arolla, ed i sedimenti che hanno dato origine alle catarocce della prima corrisponderebbero ad una formazione più antica di quella da cui derivano gli attuali parascisti della serie di Arolla. In realtà A. H. Stutz e R. Masson hanno dimostrato che le due serie sono separate da un orizzonte di movimento contraddistinto da fascie milonitiche. Questo fatto, ed il rapido mutamento nel carattere del metamorfismo che si verifica in corrispondenza delle fascie in questione, dimo-

([1]) A. H. Stutz ed E. Diehl hanno esaminato soltanto il complesso di Arolla.

strano che i due complessi sono tra loro indipendenti. Si tratta quindi, come hanno indicato gli autori predetti, di due unità tettoniche distinte confrontabili con i « *Gleitbretter* » dei ricoprimenti austroalpini.

A prescindere dalle conseguenze che questa constatazione comporta, come si vedrà tra breve, ai fini dell'interpretazione strutturale, viene a mancare ogni ragione per considerare totalmente più recenti della serie di Valpelline i paraderivati della serie di Arolla. Gb. Dal Piaz [41; 43], R. Staub [117] ed altri ritengono infatti verosimile che si tratti in buona parte di rocce archeozoiche ([1]) ed attribuiscono la stessa età agli antichi sedimenti della serie di Valpelline, che E. Argand riferiva al Paleozoico. Dall'attribuzione all'Archeozoico dovrebbero però venire escluse le rocce eruttive della serie di Valpelline, data anche la mancanza di catametamorfismo che le contraddistingue. L'età del fenomeno magmatico che ha dato loro origine come di quello da cui derivano le rocce eruttive della serie di Arolla non è precisabile. Essa è comunque più recente. in entrambi i casi, di quella delle formazioni originariamente sedimentarie con cui sono associate e nel caso della serie di Arolla anteriore al Trias che le ricopre stratigraficamente al M. Dolin [15].

Nella parte del ricoprimento della Dent Blanche che andiamo esaminando la serie di Valpelline, che affiora in corrispondenza dell'asse della valle dello stesso nome, è delimitata a NW ed a SE dalle rocce del complesso di Arolla che si immergono sotto di essa, anche se con inclinazioni piuttosto forti. E. Diehl, R. Masson ed A. H. Stutz [128; 47], in accordo con la precedente interpretazione di E. Argand [10], ammettono che questi gneiss di Arolla si raccordino in profondità sotto alla serie di Valpelline e che questa occupi una depressione a forma di sinclinale, concordante con l'andamento della superficie strutturale inferiore del ricoprimento. L'esistenza di questo raccordo profondo è stata negata in seguito da T. Hagen [71] e più recentemente ancora da R. Staub [120]. Esso viene però a giorno, grazie alla salita verso SW degli assi degli elementi tettonici, nell'estremità sudoccidentale del ricoprimento, che affiora sulla destra del Buthier a SW della Valle di Ollomont in zone che non sono state comprese nelle ricerche di E. Diehl, R. Masson ed A. H. Stutz. Malgrado l'estensione della copertura quaternaria e la mancanza di dati petrografici recenti e dettagliati, ci si rende facilmente conto che gli unici costituenti di questo tratto appartengono interamente alla serie di Arolla e che essi rappresentano il substrato della parte più depressa della serie di Valpelline, che affiora più a NE perchè è stata completamente erosa in corrispondenza di esso. Quanto è stato affermato da T. Hagen e da R. Staub non corrisponde di conseguenza alla realtà, e sono completamente arbitrarie l'estensione e la situazione che il secondo autore attribuisce alla serie di Valpelline in questa parte estrema del ricoprimento della Dent Blanche ([120] pp. 210-211 e carta tettonica della tav. II).

In corrispondenza di questo raccordo profondo effettivamente esistente la superficie strutturale inferiore del ricoprimento forma un saliente retroflesso verso SE, che penetra per un certo tratto sotto alla parte frontale del ricoprimento del M. Mary ed alle formazioni della zona di Roisan rovesciate sotto quest'ultimo (cfr. prof. 3

([1]) Localmente vi possono essere intercalate delle formazioni permocarbonifere come gli scisti grafitici della Valle di Arolla attribuiti al Carbonifero da E. Argand [15] e da T. Hagen [71].

della tav. I). Queste condizioni strutturali, a cui si è già accennato in un precedente capitolo, sono state raffigurate nei profili di E. Argand che attraversano questa regione [10], ma non appaiono nelle rappresentazioni grafiche di E. Diehl, R. Masson ed A. H. Stutz [47; 128], perchè questi autori ritengono che la base strutturale del ricoprimento corrisponda al limite superiore di una diramazione settentrionale della zona di Roisan che presenterebbe un andamento strutturale diverso. In realtà, come si è già precedentemente osservato, questa diramazione che dovrebbe attraversare il Buthier a circa 1 km a SW di Valpelline non esiste. Infatti le formazioni che dovrebbero corrispondervi sulla destra del Buthier rappresentano il substrato del ricoprimento della Dent Blanche, che qui affiora in una finestra o mezza finestra tettonica (1), mentre quelle che dovrebbero prolungarle sulla sinistra dello stesso corso d'acqua appartengono in realtà alle masse cristalline pretriassiche (2), che, come indica il profilo 3 della tav. I, si interpongono tra le prime ed il tratto della « sinclinale di Roisan », rovesciato sul ricoprimento della Dent Blanche, in cui questa presunta diramazione dovrebbe innestarsi.

L'inflessione della base strutturale del ricoprimento è quindi assai più accentuata di quanto non ammettano E. Diehl, R. Masson ed A. H. Stutz. Malgrado questo fatto ed il profondo ripiegamento della serie di Valpelline in quella di Arolla è evidente che questo ultimo complesso costituisce la parte inferiore ed il primo la parte superiore del lembo di ricoprimento.

Nell'interpretazione di E. Argand [10] questa sovrapposizione della serie di Valpelline sul complesso di Arolla corrisponde al fianco inverso più o meno deformato di un'ultrapiega, che apparirebbe costituita, con disposizione conforme alla successione stratigrafica, dalla serie di Valpelline ricoperta da quella di Arolla in quello normale distrutto dall'erosione. Essendo, come si è visto, indipendenti ed in contatto tettonico le due serie serie, non vi è motivo per ritenere dovuti ad un rovesciamento tettonico questi rapporti di giacitura, a meno che non si ammetta che una ultrapiega si sia effettivamente prodotta anche se costituita da due zolle di scivolamento sovrapposte anzichè da una sucessione stratigrafica. Questa possibilità, che sarebbe ammissibile teoricamente perchè A. H. Stutz & R. Masson [128; 47] attribuiscono la formazione dei due « *Gleitbretter* » ad un'epoca anteriore alla messa in posto del ricoprimento, è però da escludere.

In primo luogo perchè un'ultrapiega di questo tipo risulterebbe priva di quasiasi traccia del suo fianco inverso mesozoico. E. Diehl, R. Masson e A. H. Stutz [46; 47; 84; 127; 128] hanno infatti dimostrato come non possono appartenervi i calcescisti e le pietre verdi che E. Argand vi riferiva (3), e che la base del complesso cristallino del lembo di ricoprimento corrisponde ad un orizzonte di movimento molto evidente (4).

---

(1) Alla pari di altre della stessa regione non è stata indicata nella carta tettonica perchè non delimitabile con esattezza.

(2) Le rocce indicate come prasiniti e calcescisti sulla carta di R. Masson [47] sono analoghe ad alcuni tipi di gneiss di Arolla descritti da A. H. Stutz [127].

(3) Secondo E. Diehl neppure i letti ed i filoni di serpentina, da lui osservati in giacitura discordante negli gneiss di Arolla della Valle di Ollomont, possono venire considerati come dei costituenti mesozoici del ricoprimento della Dent Blanche s. s.

(4) L'esistenza di questo orizzonte di movimento è stata in seguito confermata in altre parti del ricoprimento della Dent Blanche da Gb. Dal Piaz [41] e da T. Hagen [71].

In secondo luogo considerazioni che seguiranno dimostrano che il ricoprimento della Dent Blanche s. s. si è comportato come una coltre di scivolamento di tipo austroalpino nel corso della sua evoluzione tettogenetica. Ne consegue che la sovrapposizione della serie di Valpelline alla serie di Arolla è primaria, come del resto appare confermato dagli analoghi rapporti di giacitura che si osservano tra i complessi omologhi del M. Mary che, come si è visto, rappresentano con ogni probabilità parti originariamente più avanzate delle stesse zolle di scivolamento. Alla luce di questa constatazione il ripiegamento a forma di sinclinale della serie di Valpelline e del suo substrato non possono rappresentare le parti non erose dell'architettura di una inesistente ultrapiega. A. H. Stutz e R. Masson [128; 47] li hanno attribuiti agli effetti di un cedimento subìto localmente dal lembo di ricoprimento. E' più verosimile, per le ragioni che esporremo in seguito che si tratti di deformazioni tettoniche tardive che si sono prodotte non soltanto in questa unità tettonica come ritengono A. H. Stutz e R. Masson ma in tutto il sistema della Dent Blanche e più generalmente in tutto l'insieme dell'edificio strutturale di cui quest'ultimo è parte costituente.

IL RICOPRIMENTO DELLA DENT BLANCHE S. S. NELL'ALTA VALPELLINE, NELLA VALLE DI ZMUTT E NELLA VALTOURNANCHE

Come indicano la carta al 50.000 del Massiccio della Dent Blanche di E. Argand ed il foglio M. Rosa della Carta geologica d'Italia al 100.000, che per queste regioni è dovuto ai rilevamenti di O. Mattirolo e di V. Novarese, anche i costituenti delle parti affioranti nell'alta Valpelline, nella Valle di Zmutt e nel versante destro della Valtournanche del ricoprimento della Dent Blanche s. s. appartengono ai due distinti gruppi della serie di Arolla e di Valpelline. Nella prima sono qui localmente rappresentati anche i costituenti ultrabasici (gabbri e peridotiti) che E. Argand [15] riteneva mesozoici ([1]), e che A. H. Stutz [127] e R. Staub [20] considerano invece come dei precursori basici meno differenziati dei graniti di Arolla. Gli altri costituenti di questa serie, come quelli della serie di Valpelline, presentano in base alle indicazioni delle carte sopracitate caratteristiche sostanzialmente identiche a quelle dei tipi litologici delle parti del ricoprimento già considerate; si può ammettere pertanto, anche se manca in proposito una documentazione sistematica, che il contatto tra le due serie che essi costituiscono corrisponda anche in questa regione ad un orizzonte di movimento. Del resto il « gruppo di Bertol », che la carta di E. Argand indica generalmente in corrispondenza di questo contatto, è spesso costituito, secondo R. Masson & A. H. Stutz [47], da blastomiloniti.

Le rocce della serie di Valpelline e della serie di Arolla di questa regione, con l'eccezione di quelle situate nella parte sommitale della Dent d'Hèrens e di masse più considerevoli delle seconde costituenti la cresta Jumeaux-Dent d'Hèrens ed affioranti nella regione della Punta di Cian e che rappresentano tutte, come vedremo tra poco, dei lembi di un ricoprimento tettonico distinto da quello della Dent Blanche s. s., appartengono alle prosecuzioni nord-orientali delle due zolle di scivolamento in cui è

([1]) Dopo averli riferiti alla serie di Valpelline sulla carta al 50.000 qui sopra menzionata.

suddiviso il ricoprimento della Dent Blanche s. s. nelle regioni che sono state considerate nel paragrafo precedente. Come hanno chiaramente indicato E. Argand [5; 7; 10] e A. H. Stutz & R. Masson [128], la serie di Valpelline occupa anche qui una depressione a forma di sinclinale racchiusa tra gli gneiss di Arolla che ne formano il substrato. Il ripiegamento ha un andamento un po' diverso da quello che la stessa serie costituisce nel tratto inferiore della Valpelline e di cui non è altro che

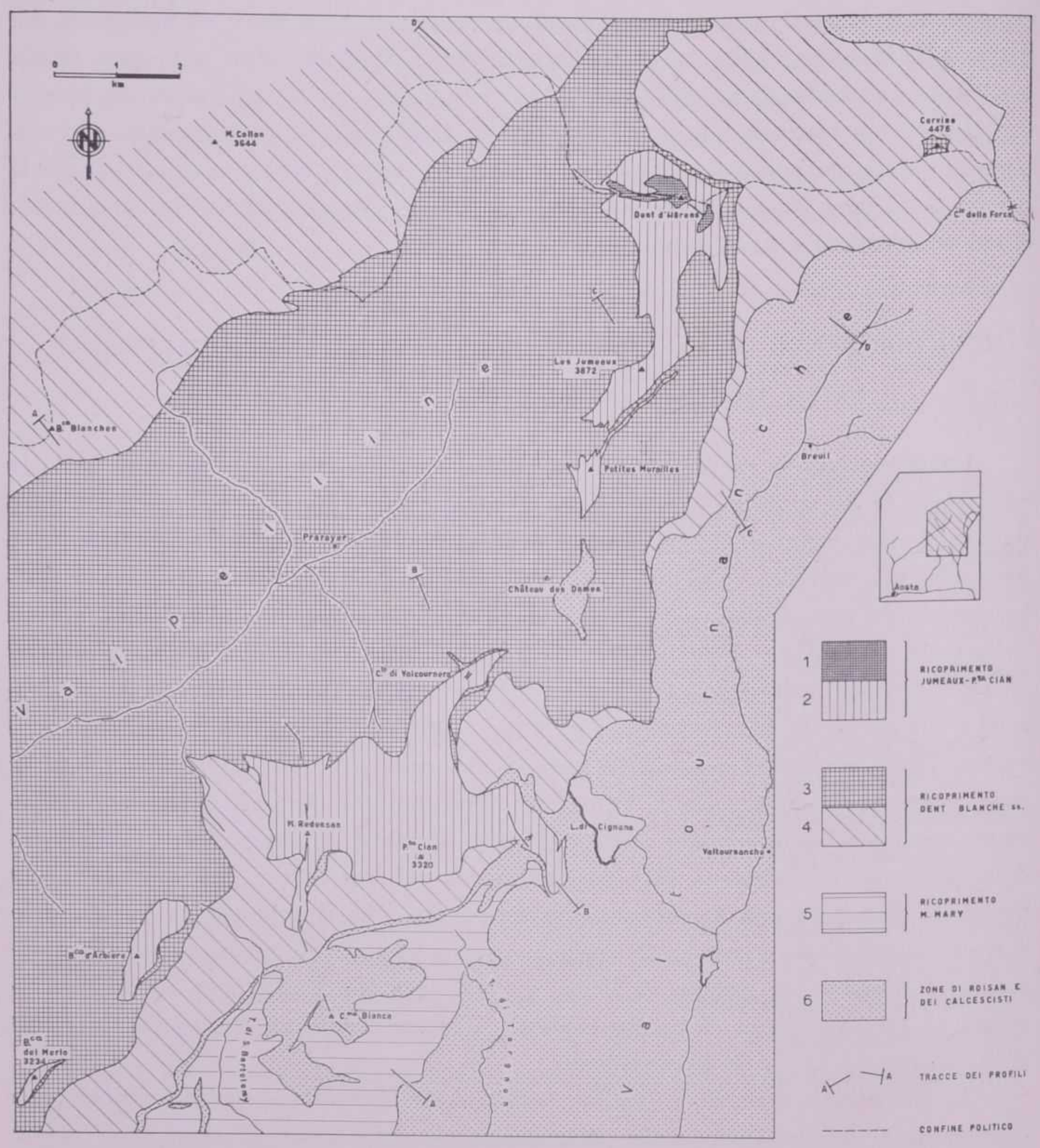

Fig. 18

Schizzo tettonico del sistema Dent Blanche nella Valtournanche e nell'alta Valpelline. 1) Serie di Valpelline del ricoprimento dei Jumeaux e della Punta Cian; 2) Serie di Arolla dello stesso ricopr.; 3) Serie di Valpelline del ricopr. Dent Blanche *s. s.*; 4) Serie di Arolla del ricopr. della Dent Blanche.

I profili, di cui sono indicate le tracce, sono rappresentati nella fig. 17 (B-B), 19-21 (C-C e D-D) e 22 (A-A).

la prosecuzione diretta in direzione NE. Esso è anzitutto rovesciato verso SE, in modo che le rocce di Arolla che delimitano il suo fianco nord-occidentale appaiono rovesciate sulla serie di Valpelline ed immerse parallelamente a quelle che ne costituiscono il substrato in corrispondenza dell'ala sudorientale. Queste ultime presentano poi localmente spessori alquanto inferiori a quelli delle prime e mancano in corrispondenza di un tratto di non grande estensione a SE del Château des Dames. Secondo E. Argand la serie di Valpelline presenterebbe in corrispondenza di questo tratto un'inflessione accentuata del suo bordo con andamento retroflesso verso SE, inflessione che, secondo R. Masson ed A. H. Stutz, non esiste. Infine, secondo il primo autore, il substrato di rocce di Arolla della serie di Valpelline costituirebbe un accentuato sa-

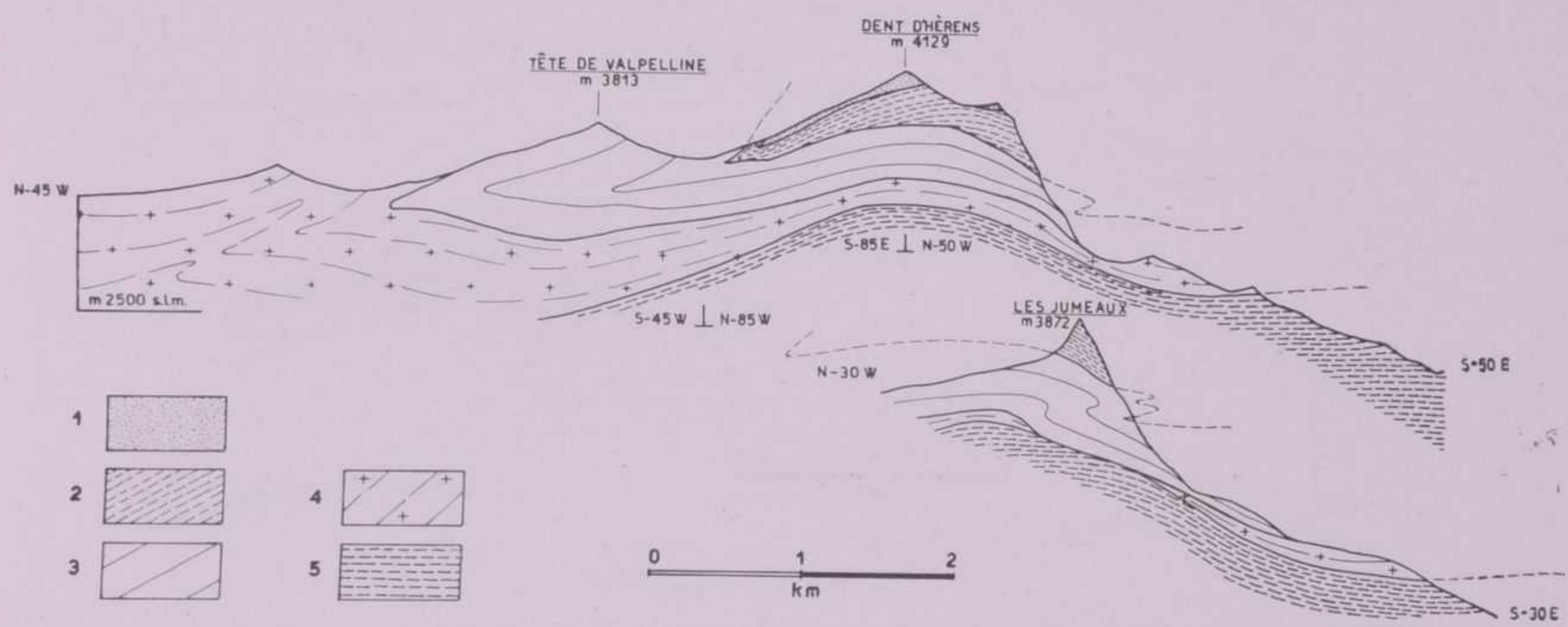

Fig. 19

Schema strutturale del gruppo Dent d'Hèrens-Jumeaux (le tracce C-C e D-D dei profili sono indicate nella fig. 18).
1) Serie di Valpelline del lembo Dent d'Hèrens-Jumeaux; 2) Serie di Arolla dello stesso lembo; 3) Serie di Valpelline del ricopr. Dent Blanche s. s.; 4) Serie di Arolla dello stesso ricoprimento; 5) Zone dei calcescisti e di Roisan.

liente vergente a SE ed affiorante nelle pareti della Dent d'Hèrens, che suddividerebbe inferiormente la sinclinale occupata dalla seconda serie in due biforcazioni rappresentate rispettivamente dalle rocce di questo gruppo che affiorano ad Est ed a Ovest della vetta di questa montagna (vedi profilo della fig. 20). Vedremo però tra breve che è più probabile che questi gneiss di Arolla della Dent d'Hèrens non appartengono al substrato della serie di Valpelline, ma si colleghino con quelli che ricoprono questa ultima in corrispondenza della dorsale dei Jumeaux, per cui vi è motivo di dubitare dell'esistenza di questo sdoppiamento in profondità della sinclinale costituita dalla serie di Valpelline. Le differenze sicuramente esistenti che quest'ultima presenta rispetto al tratto corrispondente alla bassa Valpelline si riducono pertanto al fatto che essa si presenti inclinata verso SE ed alla mancanza, per un certo tratto del suo fianco sud-orientale, del substrato di gneiss di Arolla. La prima di queste differenze deriva evidentemente da una variazione nell'effetto dell'inflessione tardiva che ha provocato in

tutto il ricoprimento il ripiegamento della zolla di scivolamento di Valpelline e di quella di Arolla che ne costituisce il substrato, mentre il secondo può dipendere da laminazioni tettoniche prodottesi localmente durante lo scorrimento della massa della Dent Blanche, oppure dal fatto che la serie di Arolla è stata primariamente sopravanzata localmente dalla zolla di scivolamento che l'ha ricoperta. I due « *Gleitbretter* » del ricoprimento della Dent Blanche s. s. si presentano pertanto con rapporti di giacitura immutati anche nelle loro prosecuzioni nordorientali ed hanno subìto, anche se con effetti un po' diversi, lo stesso fenomeno di ripiegamento tardivo che li caratterizza nelle parti del ricoprimento che abbiamo precedentemente considerate.

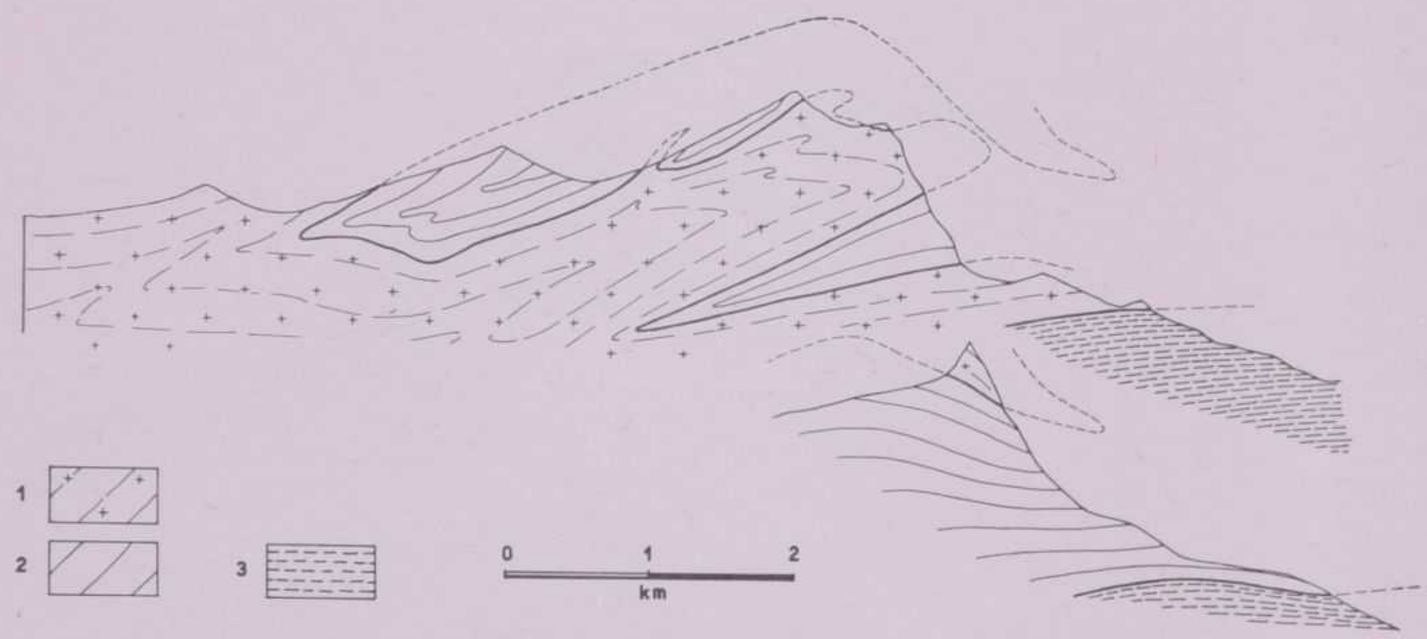

Fig. 20

Il gruppo Dent d'Hèrens-Jumeaux secondo l'interpretazione di E. Argand (i profili coincidono con quelli della figura precedente).
1) Serie di Arolla; 2) Serie di Valpelline; 3) Zona del Combin.

Non si arriverebbe a queste constatazioni se, come hanno sostenuto T. Hagen [71] e più recentemente R. Staub [120], non esistesse sotto alla serie di Valpelline un raccordo tra le rocce di Arolla che la delimitano a NW ed a SE. Sarebbe infatti necessario in questo caso suddividere ulteriormente l'insieme costituito dalle due serie in due o tre elementi tettonici, a seconda se si ammette o meno che gli gneiss di Arolla della Dent d'Hèrens siano tettonicamente più elevati delle rocce della serie di Valpelline che costituiscono ad Ovest di questa montagna La Tête de Valpelline. Gli autori citati ammettono la seconda eventualità e distinguono (vedi profilo della fig. 21) tre elementi tettonici sovrapposti: la zolla del Cervino, la zolla della Dent d'Hèrens e la zolla della Valpelline (secondo R. Staub zolla della Dent Blanche), attribuendo alla prima le rocce della serie di Arolla che formano il substrato della serie di Valpelline in corrispondenza del fianco sudorientale della sinclinale che questa costituisce secondo E. Argand, R. Masson e A. H. Stutz, alla seconda gli gneiss di Arolla affioranti nelle pareti della Dent d'Hèrens e le rocce del complesso di Valpelline che si immergono sotto a queste sulla cresta orientale di questa montagna (da dove si prolungano fin sulla vetta del Cervino) che E. Argand considerava come la sudorien-

tale delle suddivisioni sinclinaliche delimitate dai primi, ed alla terza la parte della serie di Valpelline che affiora in corrispondenza della Tête de Valpelline e gli gneiss di Arolla che la delimitano verso NW, ossia le rocce, che nell'interpretazione di E. Argand corrispondono al fianco nordoccidentale della sinclinale della serie di Valpelline ed alla biforcazione nordoccidentale della sua parte inferiore. Poichè gli gneiss di Arolla, che T. Hagen e R. Staub suddividono tra la zolla del Cervino e quella di Valpelline o della Dent Blanche, si collegano sotto alla serie di Valpelline con un raccordo che affiora come si è visto all'estremità sudoccidentale del ricoprimento, come del resto anche nelle regioni situate a NE dell'Ebihorn dove la sinclinale della serie di Valpelline termina per salita assiale in questa direzione, e le rocce della serie di Valpelline di questo secondo presunto elemento tettonico si prolungano in quelle attri-

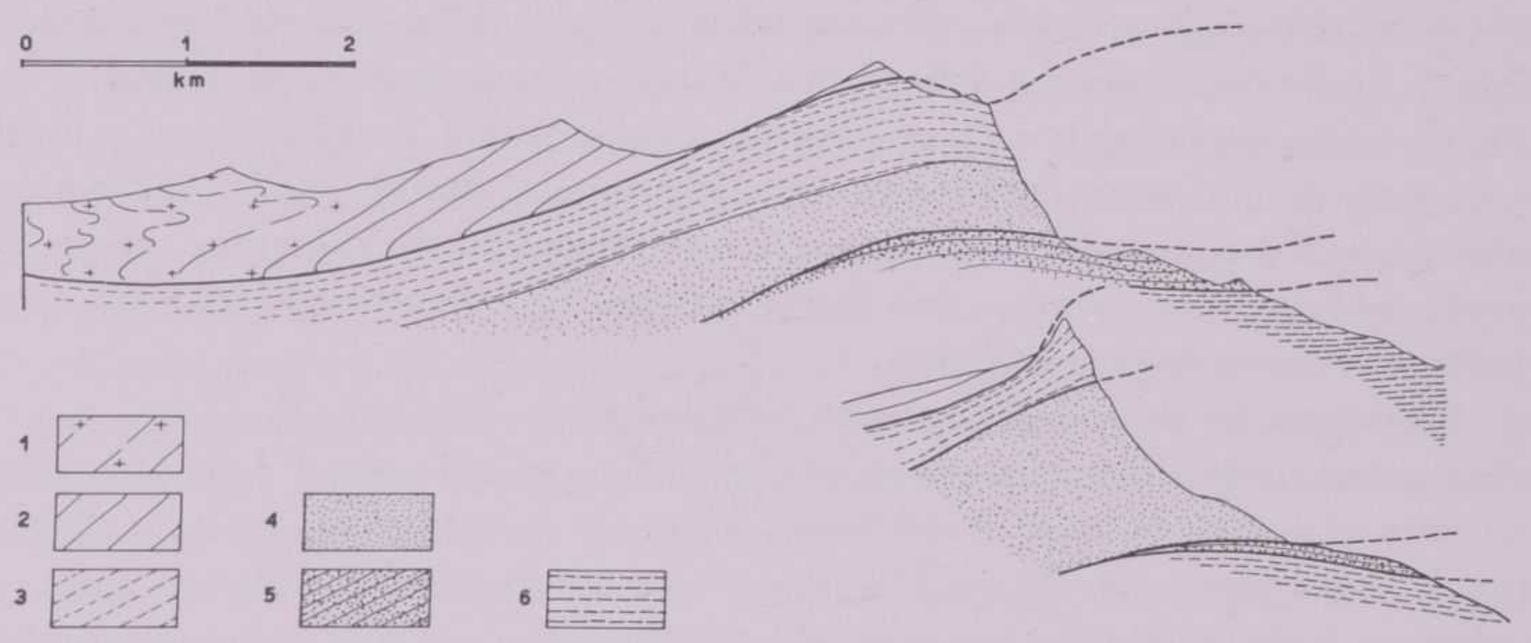

Fig. 21

Il gruppo Dent d'Hèrens-Jumeaux secondo T. Hagen.
1) Serie di Arolla della zolla della Valpelline; 2) Serie di Valpelline della zolla della Valpelline; 3) Serie di Arolla della zolla della Dent d'Hèrens; 4) Serie di Valpelline della zolla Dent d'Hèrens; 5) Zolla del Cervino; 6) Zona del Combin.

buite alla zolla della Dent d'Hèrens sotto agli gneiss di Arolla dei Jumeaux (vedi fig. 18), questa suddivisione tettonica è evidentemente infondata. Essa è pertanto inaccettabile come lo sono pure tutte le conseguenze che ne deriverebbero ai fini dell'interpretazione tettonica ed in primo luogo quella per cui la serie di Arolla risulterebbe sovrapposta a quella di Valpelline nei vari elementi tettonici così distinti.

Come si è accennato non tutte le rocce pretriassiche che affiorano in corrispondenza del ricoprimento della Dent Blanche s. s. in queste zone dell'alta Valpelline, della Valtournanche e della Valle di Zmutt appartengono ai due « *Gleitbretter* » in cui esso si suddivide. Come hanno indicato A. H. Stutz & R. Masson [128; 47] le rocce di Arolla delle Petites Murailles e dei Jumeaux, e a mio giudizio anche quelle della Dent d'Hèrens ed i lembi di serie di Valpelline che ricoprono queste ultime appartengono ad un elemento distinto perchè più elevato tettonicamente della serie di Valpelline del ricoprimento della Dent Blanche verò e proprio. Da quest'ultimo de-

vono venire anche separate secondo gli autori citati le masse di rocce di Arolla che costituiscono la Punta di Cian, il Monte Redessan, la Becca d'Arbière e la Becca del Merlo, e che rappresentano verosimilmente dei lembi di erosione di una parte situata più a SW dello stesso elemento tettonico.

I LEMBI DI RICOPRIMENTO DEI JUMEAUX E DELLA PUNTA DI CIAN

La dorsale Jumeaux-Monte Tabor e le Petites Murailles sono costituite nella parte sommitale da rocce della serie di Arolla che, come è chiaramente indicato sulla carta geologica di E. Argand [6], ricoprono la serie di Valpelline che ne costituisce il basamento e le separa dagli gneiss di Arolla che formano il suo substrato tettonico. Nell'interpretazione di E. Argand [7; 10], appartenendo questi ultimi al fianco inverso di un'ultrapiega costituita nella sua parte nucleare dalla serie di Valpelline, gli gneiss di Arolla dei Jumeaux e della Petites Murailles rappresentano un lembo di erosione di quello normale. Data l'inesistenza di un'architettura da ultrapiega, e poichè un orizzonte di movimento che corrisponde al « gruppo di Bertol » di E. Argand contraddistingue il loro contatto inferiore con la sottostante serie di Valpelline, queste formazioni debbono essere riferite, come hanno indicato A. H. Stutz e R. Masson ad un complesso sovrascorso su quest'ultima.

E. Argand ha chiaramente indicato sulla sua carta geologica che queste rocce si collegano con quelle di identica costituzione che affiorano sulle pareti della Dent d'Hèrens, sotto ad un piccolo lembo di costituenti della serie di Valpelline situato a SE della vetta di questa montagna. Ritiene [7], nonostante il collegamento indicato, che le seconde siano distinguibili tettonicamente dalle prime ed appartengano al basamento della serie di Valpelline; il loro contatto diretto con gli gneiss di Arolla dei Jumeaux sarebbe dovuto all'esistenza di un saliente retroflesso ([1]) di questo basamento (quello che, come si è accennato, suddividerebbe in profondità l'inflessione sinclinalica della serie di Valpelline) e ad una riduzione completa e locale della serie di Valpelline che dovrebbe separarli (cfr. profilo della fig. 20). Se ciò corrispondesse alla realtà gli gneiss di Arolla che affiorano nelle pareti della Dent d'Hèrens dovrebbero collegarsi con quelli che formano il substrato della serie di Valpelline. Questo collegamento non è però visibile in nessun punto; se è possibile che esso sia nascosto a NE della Dent d'Hèrens sotto gli estesissimi ghiacciai dell'alta Valle di Zmutt, ciò è da escludere per il versante sudoccidentale della stessa montagna, pur tenendo conto dell'immersione a SW degli assi degli elementi tettonici ([2]).

Pertanto le rocce di Arolla delle pareti della Dent d'Hèrens debbono venire riferite allo stesso elemento tettonico costituito da quelle con cui esse si collegano effettivamente; al complesso dei Jumeaux ricoprente la serie di Valpelline, anzichè al substrato di questa.

([1]) In base al concetto dell'ultrapiega corrisponderebbe ad una sinclinale coricata con nucleo di rocce della serie di Arolla.

([2]) La discesa assiale non può essere tanto rapida da far scomparire in un versante che ha pendenza conforme a quello dell'immersione assiale il saliente retroflesso, a cui dovrebbero corrispondere gli gneiss di Arolla delle pareti sudoccidentali della Dent d'Hèrens, sotto alle rocce della serie di Valpelline che delimitano inferiormente il ghiacciaio delle Grandes Murailles.

A questo elemento tettonico sovrapposto alla serie di Valpelline del ricoprimento della Dent Blanche s. s. sono riferibili, oltre che le rocce della serie di Arolla della Petites Murailles, dei Jumeaux e della Dent d'Hèrens, le rocce della serie di Valpelline che le ricoprono nella parte sommitale della Dent d'Hèrens (vedi profilo della fig. 19). Si è quindi in presenza, in questa regione, di un raddoppiamento della successione tettonica: serie di Arolla più serie di Valpelline. Se si ammette, adottando l'interpretazione di A. H. Stutz e R. Masson, che il ricoprimento del M. Mary e quello della Dent Blanche s. s. derivino da una coltre unica di scivolamento, costituita dalla serie di Arolla in basso e da quella di Valpelline superiormente, questa ripetizione della sovrapposizione tettonica primaria deve venire attribuita ad una fase tettonica successiva alla formazione della coltre in questione. Si è quindi probabilmente in presenza, come hanno indicato A. H. Stutz & R. Masson [128; 47] di un terzo elemento tettonico che, alla pari di quello del M. Mary e della Dent Blanche s. s., si è separato dalla coltre originariamente unitaria della Dent Blanche l. s.

A mio giudizio non appare però giustificata l'ipotesi degli autori citati, secondo cui la messa in posto di questo elemento è stata posteriore alla formazione delle inflessioni che hanno provocato nel ricoprimento della Dent Blanche s. s. il ripiegamento sinclinalico della serie di Valpelline nel suo substrato. Infatti, come viene indicato nel profilo della fig. 19, la sua superfice strutturale è contraddistinta da ripiegamenti ed ondulazioni dello stesso tipo, e non meno accentuati, di quelli che si osservano nel ricoprimento della Dent Blanche s. s., il che dimostra che il suo scorrimento ha preceduto e non seguito la formazione delle condizioni strutturali di carattere tardivo dell'elemento tettonico che esso ha ricoperto.

Secondo A. H. Stutz & R. Masson [128] le intercalazioni triassiche interposte tra gli gneiss di Arolla del M. Redessan e della Punta di Cian, che già O. Mattirolo [87] aveva in parte notato, corrispondono ad una superfice di dislocazione separante le masse di questo tipo litologico, che vi si sovrappongono, da quelle sottostanti che, immergendosi sotto alla serie di Valpelline, ne formano il substrato in corrispondenza del fianco sudorientale della sinclinale da questa costituita. Le rocce di Arolla, delimitate inferiormente dalla superfice di dislocazione in questione non possono appartenere infatti al « *Gleibretter* » inferiore del ricoprimento della Dent Blanche s. s.; ciò è confermato anche dalla loro sovrapposizione locale alla serie di Valpelline che si osserva al Colle di Valcournera, alla Becca d'Arbière ed alla Becca del Merlo, grazie all'obliquità di questa superfice di dislocazione rispetto all'orizzonte di movimento che separa la prima serie dal suo substrato, e dal fatto che esse si prolungano verso SE oltre il margine interno del ricoprimento della Dent Blanche s. s. sulla zona di Roisan e sul ricoprimento del M. Mary (vedi carta tettonica della fig. 18 e profilo della fig. 17). Esse appartengono pertanto ad un elemento tettonico distinto dal ricoprimento della Dent Blanche s. s. e su questo sovrascorso, che non può corrispondere d'altro lato ad una parte del ricoprimento del M. Mary rovesciato su quello della Dent Blanche come vorrebbe R. Staub [120]. L'andamento della superfice inferiore e dell'orizzonte di movimento che separa la serie di Valpelline e quella di Arolla del ricoprimento della Dent Blanche s. s. ed il fatto che quest'ultima venga tagliata dalla superfice di dislocazione della massa sovrascorsa della Punta di Cian sono infatti

incompatibili con l'esistenza di un andamento retroflesso delle parti interne del primo, che dovrebbe necessariamente corrispondere a questo suo presunto inviluppo da parte del ricoprimento del M. Mary (cfr. ancora il profilo della fig. 17 e quelli di A. H. Stutz & R. Masson [128; 47]). Una retroflessione di questo tipo non esiste del resto, come hanno constatato A. H. Stutz & R. Masson, neppure più a NE; nella regione del Château des Dames.

Si è quindi in presenza di un elemento tettonico distinto anche dal ricoprimento del M. Mary, oltre che da quello della Dent Blanche s. s., che appare verosimile considerare come un lembo di erosione della stessa unità tettonica a cui appartengono le masse sovrascorse della Dent d'Hèrens dei Jumeaux e delle Petites Murailles ed a cui sono ovviamente riferibili gli gneiss di Arolla della Becca del Merlo e della Becca d'Arbière che costituiscono dei piccoli *Klippen* del lembo della Punta di Cian. Il fatto che questo lembo ricopra direttamente la serie di Arolla, oltre che quella di Valpelline, può essere attribuito ad una minore estensione in corrispondenza della zolla di scivo-

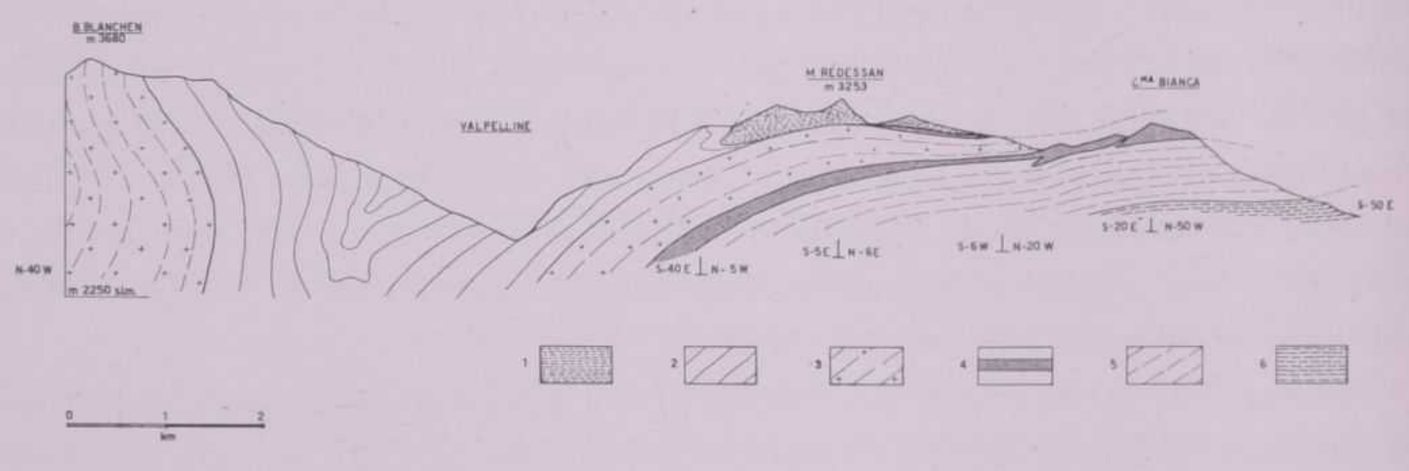

Fig. 22

Profilo attraverso la Valpelline, il M. Redessan e la Cima Bianca.
(La traccia A-A è indicata nella fig. 18).
1) Serie di Arolla del lembo di ricopr. della Punta Cian; 2) Serie di Valpelline del ricopr. Dent Blanche *s. s.*; 3) Serie di Arolla dello stesso ricoprimento; 4) Zona di Roisan e scaglie mesozoiche alla base del lembo della Punta Cian; 5) Lembo di ricopr. del M. Mary; 6) Zona dei calcescisti.

lamento superiore del ricoprimento della Dent Blanche s. s. che non ricopriva totalmente in questa zona il suo substrato tettonico. In questo modo si può anche spiegare la discordanza tra la superfice di dislocazione di questo elemento ed il piano di movimento situato alla base della serie di Valpelline. A. H. Stutz & R. Masson, ammettono che questa discordanza angolare derivi dal fatto che l'inflessione sinclinalica della serie di Valpelline nel ricoprimento della Dent Blanche s. s. e la giacitura che il limite inferiore di questa serie attualmente presenta si fossero già prodotte prima dello scorrimento del lembo della Punta di Cian. In realtà, come dimostrano le condizioni strutturali del profilo della figura 17, costruito in base agli stessi dati di cui si sono serviti gli autori citati (essenzialmente quelli del foglio M. Rosa della carta geologica al 100.000), la superfice di dislocazione basale del lembo della Punta di Cian non è suborizzontale ma presenta delle inflessioni e delle ondulazioni anche accentuate, che dimostrano che la

sua formazione ha preceduto e non seguito quella delle inflessioni tardive del ricoprimento della Dent Blanche s. s. Ciò si accorda del resto meglio con la probabile pertinenza di questo lembo e di quello dei Jumeaux e della Dent d'Hèrens alla stessa unità tettonica.

Le intercalazioni triassiche, a cui si associano localmente formazioni calcescistoidi, che appaiono alla base del lembo della Punta di Cian e dei « *Klippen* » della Becca d'Arbière e della Becca del Merlo, non rappresentano verosimilmente i resti di una copertura mesozoica inversa. Si tratta più probabilmente di lembi trascinati alla base di questo elemento tettonico dalla zona di Roisan su cui esso è sovrascorso prima di raggiungere la sua sede attuale sul ricoprimento della Dent Blanche s. s. Meno probabile, data la loro situazione in prossimità del margine interno di questo ricoprimento, è che si tratti di resti laminati della sua copertura stratigrafica normale.

Come hanno indicato A. H. Stutz & R. Masson il Trias del Château des Dames, che ricopre la serie di Valpelline del ricoprimento della Dent Blanche s. s. a meno di un chilometro da queste intercalazioni mesozoiche basali, appartiene molto verosimilmente alla loro prosecuzione nordorientale in una zona in cui l'erosione ha distrutto le masse cristalline che lo ricoprivano. L'ipotesi di E. Argand [10; 12], ripresa recentemente da R. Staub [120], che si tratti invece di un prolungamento della « sinclinale » di Roisan, rovesciata in questo tratto sul ricoprimento della Dent Blanche, è meno convincente per le ragioni che sono state esposte qui sopra a proposito di una interpretazione analoga di R. Staub del lembo della punta di Cian. Queste formazioni mesozoiche del Château des Dames sono situate a soli 350 metri dagli gneiss di Arolla delle Petites Murailles del lembo di ricoprimento dei Jumeaux e della Dent d'Hèrens. L'esistenza di una unità tettonica estesa dalla Dent d'Hèrens alla Becca del Merlo appare pertanto molto verosimile. E' vero che la mancanza di resti mesozoici alla base delle parti nordorientali, nella zona compresa tra le Petites Murailles e la Dent d'Hèrens, non parla in favore di questa eventualità. Si deve però tenere conto della modesta estensione della parte non distrutta dall'erosione dell'orizzonte basale e del fatto che in quelle sudoccidentali le intercalazioni basali di rocce mesozoiche non sono ovunque presenti.

CONDIZIONI TETTONICHE DELLA PARTE NORDOCCIDENTALE DEL RICOPRIMENTO DELLA DENT BLANCHE S. S.

Gli elementi tettonici della Dent d'Hèrens e dei Jumeaux e della regione della Punta di Cian possono venire considerati come dei lembi di ricoprimento di una unità tettonica sovrapposta al ricoprimento della Dent Blanche s. s. Non essendone conosciuti altri, oltre a questi, non è possibile valutare l'estensione di questo elemento, tettonicamente più elevato, in corrispondenza delle parti del ricoprimento della Dent Blanche s. s. che abbiamo finora considerate e in quelle che corrispondono alle sue porzioni più avanzate e che affiorano nelle valli meridionali del Vallese. In queste ultime manca anche ogni traccia della serie di Valpelline; l'esistenza di resti di una copertura stratigrafica mesozoica sulla serie di Arolla al M. Dolin permette di stabilire in questo

caso che la prima serie era effettivamente meno estesa verso NW della seconda che rappresenta qui l'unico costituente del ricoprimento. Questo complesso di rocce della serie di Arolla costituisce la prosecuzione nordoccidentale di quello che, nelle parti sudorientali del ricoprimento della Dent Blanche s. s. anteriormente considerate, delimita la serie di Valpelline in corrispondenza del fianco nordoccidentale della sinclinale che essa occupa; corrisponde pertanto al prolungamento dell'ala nordoccidentale dell'insellamento a forma di sinclinale che caratterizza la forma d'insieme del lembo di ricoprimento. Come appare in tutti i profili in cui questo è stato raffigurato [10; 47; 71; 120; 128] l'ala nordoccidentale è più estesa e più potente di quella sudorientale. Il suo inspessimento è forse in parte imputabile a condizioni primarie; in parte è stato però acquisito secondariamente grazie all'accavallamento una sull'altra di parti che si succedevano inizialmente in senso orizzontale. T. Hagen [71] ha infatti dimostrato che l'elemento tettonico della Rousette, che era già stato distinto da E. Argand come una digitazione frontale del ricoprimento della Dent Blanche, viene ricoperto, lungo un piano di movimento obliquo situato in corrispondenza della sinclinale mesozoica del M. Dolin e del suo prolungamento in profondità, da masse di identica costituzione, ossia formate da rocce del complesso di Arolla, che originariamente ne costituivano il prolungamento interno, e come condizioni strutturali analoghe si verifichino più internamente per queste ultime rispetto a rocce della serie di Arolla, ancora più interne, in corrispondenza di altre superfici di taglio e di movimento. L'autore distingue in tal modo, oltre all'elemento frontale della Rousette, la zolla del Weisshorn compresa tra questo ed un piano di movimento, il Tsenarefienzug, che è contraddistinto localmente da intercalazioni di ofioliti e di calcescisti e, ricoprente quest'ultima, la zolla della Tsa, delimitata dal Tsenarefienzug e da un secondo piano di dislocazione ancora più interno.

Le superfici di dislocazione che separano queste grosse scaglie o zolle di gneiss di Arolla, e di cui non son ben conosciute per le ultime due lo sviluppo oltre ad una certa profondità appaiono immerse a SE con inclinazioni maggiori di quelle della base strutturale del ricoprimento. Dovrebbero pertanto intersecarla, come ammette T. Hagen per le prime due, ad una certa distanza dalle zone in cui emergono, in modo che gli elementi tettonici che esse delimitano risultino tutti compresi nel complesso di Arolla che costituisce la parte nordoccidentale del substrato della serie di Valpelline ed il suo prolungamento nel Vallese. L'accavallamento di queste zolle apparirebbe quindi come uno scagliamento listrico in grande stile, ma limitato alle parti frontali del ricoprimento, e di cui la resistenza incontrata nei movimenti di traslazione potrebbe essere una causa possibile. Secondo T. Hagen però la zolla della Tsa si prolungherebbe fin nelle parti più interne del ricoprimento della Dent Blanche dove sarebbe rappresentata dalla zolla della Dent d'Hèrens, mentre quella del Cervino rappresenterebbe il prolungamento in queste parti della zolla del Weisshorn. R. Staub invece, in un lavoro più recente [120], attribuisce quest'ultima al prolungamento strutturale della zolla della Tsa. Comunque, per entrambi gli autori, il ricoprimento della Dent Blanche risulterebbe suddiviso in elementi tettonici ricoprentisi per tutta la sua estensione, con tutte le conseguenze che questo comporta ai fini dell'interpretazione strutturale.

Non mi dilungherò nell'esaminarle, rimandando ai lavori degli autori citati, per brevità ma anche e soprattutto perchè ritengo che condizioni strutturali di questo tipo non esistano. Si è visto infatti, in un paragrafo precedente, come le zolle del Cervino e della Dent d'Hèrens non esistano. Esse non possono pertanto rappresentare il prolungamento delle scaglie del Vallese, e queste ultime non possono venire considerate altrimenti, almeno in base alle conoscenze attuali, che come degli elementi tettonici frontali dovuti ad uno scagliamento listrico in grande stile ma limitato alle parti esterne del ricoprimento.

CONSIDERAZIONI SULLA GENESI DEL RICOPRIMENTO DELLA DENT BLANCHE S. S.

Che il ricoprimento della Dent Blanche s. s. derivi da una coltre unitaria che ha dato origine anche agli altri elementi tettonici dello stesso sistema, come ritengono A. H. Stutz & R. Masson [128; 47] è da considerare la più verosimile delle ipotesi possibili allo stato attuale delle conoscenze. Complessi litologici analoghi alla serie di Valpelline e di Arolla di questa unità tettonica si ritrovano, come si è visto, con gli stessi rapporti strutturali reciproci nel ricoprimento del M. Mary - M. Emilius ed in quello dei Jumeaux ed è logico considerarli con le due serie litologiche della Dent Blanche come le parti staccate di un insieme originariamente unitario. La mancanza assoluta di trucioli e lembi mesozoici interposti tra i due complessi rocciosi in tutte le attuali unità tettoniche del sistema della Dent Blanche indica poi che lo scorrimento della serie di Valpelline su quella di Arolla ha preceduto la separazione di questi elementi da un'unica coltre di ricoprimento, come implica necessariamente l'ipotesi di A. H. Stutz & R. Masson.

E' anche possibile che, come hanno supposto gli autori citati, lo scorrimento della serie di Valpelline sia più antico della genesi stessa di questa coltre Dent Blanche l. s. Induce a pensarlo l'esistenza di complessi rocciosi, confrontabili con la serie di Arolla e di Valpelline [15] e con ogni probabilità in contatto tettonico tra loro, nella zona Sesia-Lanzo, ossia nel massiccio cristallino che viene considerato dai tempi di E. Argand come la zona di radice del sistema della Dent Blanche. Anche il fatto che le due serie abbiano conservato inalterati i loro rapporti di giacitura, nelle fasi tettoniche in cui si è prodotta la separazione dei vari elementi del sistema della Dent Blanche, si accorda bene con l'ipotesi che essi costituissero un insieme unitario indivisibile già durante la messa in posto della coltre complessa, da cui questi elementi si sono separati.

Lo scorrimento della serie di Valpelline su quella di Arolla dovrebbe pertanto corrispondere ad una fase precoce dell'orogenesi alpina o a diastrofismi prealpini. A. H. Stutz & R. Masson hanno considerate entrambe le possibilità ma propendono per la seconda che sembra effettivamente più verosimile a priori. Dovrebbe essersi trattato però di un fenomeno tardo ercinico, se come ritiene E. Argand [15] il granito di Arolla è di età posteriore ad un livello imprecisato del Carbonifero ([1]). Qualunque ne sia stata

([1]) Rappresentato dagli scisti grafitosi della Valle di Arolla feldispatizzati per contatto segnalati da questo autore [15].

l'età, lo scorrimento della serie di Valpelline sul complesso pretriassico della serie di Arolla è comunque nettamente più antico delle fasi tettoniche in cui si è prodotta la messa in posto del ricoprimento della Dent Blanche s. s. come unità tettonica a sè stante.

Ciò permette una distinzione cronologica nelle caratteristiche strutturali di questa unità tettonica. Il piano di movimento che separa la serie di Valpelline da quella di Arolla è infatti distinguibile, perchè più antico, dalla superfice strutturale inferiore del lembo di ricoprimento che si è originata al momento del distacco della sua massa da quella che costituisce i complessi cristallini del M. Mary e del M. Emilius. Esso è anche più antico dei piani di movimento individuati da T. Hagen [71] nelle parti nord-occidentali del ricoprimento. Infatti questi ultimi che, come si è visto, non possono avere l'estensione ed il significato loro attribuiti dall'autore citato e da R. Staub [120] devono essersi formati durante la messa in posto del ricoprimento della Dent Blanche s. s., in un'epoca quindi in cui lo scorrimento della serie di Valpelline su quella di Arolla era certamente già avvenuto. Pertanto l'esistenza di questi orizzonti della parte frontale del lembo di ricoprimento, che A. H. Stutz e R. Masson non conoscevano, non è in contraddizione con l'interpretazione strutturale di questi due ultimi autori; essa è al contrario un'ulteriore conferma del carattere di coltre di scivolamento di questa unità tettonica che A. H. Stutz e R. Masson [128] ed E. Diehl [46] avevano dedotta dalla mancanza di un fianco inverso mesozoico e dalla natura del contatto inferiore della sua massa pretriassica con le formazioni mesozoiche sottostanti.

Ciò nondimeno l'interpretazione tettonica di A. H. Stutz e di R. Masson deve essere modificata in un suo aspetto: quello che riguarda il modo con cui è stata spiegata la genesi di alcune particolarità strutturali quali l'inflessione a profonda sinclinale della serie di Valpelline nel suo basamento costituito dalla serie di Arolla e gli andamenti della superfice strutturale inferiore di questo lembo di ricoprimento e della scistosità, contraddistinta da ripiegamenti complessi e marcati, dei due complessi rocciosi che lo costituiscono, che concordano entrambi con questa inflessione a forma di sinclinale. Che questi motivi strutturali derivino semplicemente, come ritengono gli autori citati, da un cedimento subìto da questa unità tettonica quando essa aveva già superata la sua originaria parte frontale del ricoprimento del M. Mary, ma prima che si producesse lo scorrimento di quello della Punta di Cian e dei Jumeaux, non è, come si è avuto occasione di osservare, molto verosimile. La causa indicata dagli autori citati è infatti alquanto inadeguata, perchè queste inflessioni e questi ripiegamenti sono, come si è visto, talmente accentuati da provocare l'inviluppo locale della zona di Roisan e del lembo del M. Mary da parte del ricoprimento della Dent Blanche s. s. Ma è soprattutto improbabile che motivi strutturali di questo tipo si siano prodotti prima dello scorrimento del lembo della Punta di Cian e dei Jumeaux e soltanto in quello della Dent Blanche s. s., perchè, come si è detto, essi sono riscontrabili anche nel primo elemento tettonico e nel ricoprimento del M. Mary-M. Emilius. Si è quindi più verosimilmente in presenza di deformazioni tettoniche prodottesi in tutto il sistema della Dent Blanche ed a messa in posto ultimata di tutti i suoi elementi costituenti.

Nella classificazione cronologica dei caratteri strutturali del ricoprimento della Dent Blanche s. s. queste inflessioni e questi ripiegamenti debbono venire pertanto

considerati come i più recenti di tutti ossia come dei motivi strutturali tardivi. Ciò si accorda meglio del resto con il loro carattere di deformazioni plastiche che contrasta con la natura di coltre di scivolamento rigida di questa unità tettonica.

IL SISTEMA DELLA DENT BLANCHE NEL SUO INSIEME.

CARATTERE UNITARIO DELL'EVOLUZIONE STRUTTURALE DEI DIVERSI ELEMENTI

Come si è visto, A. H. Stutz & R. Masson [128] ammettono che l'evoluzione tettogenetica sia stata diversa nei vari elementi del sistema della Dent Blanche. Le condizioni strutturali del lembo del M. Mary si sarebbero determinate con la formazione della coltre complessa di cui rappresenterebbero la parte frontale e con le deformazioni subìte da questa in seguito al suo arresto contro un ostacolo e non avrebbero subìto sostanzialmente ulteriori modifiche nelle fasi tettoniche successive, in cui si produsse l'avanzata del ricoprimento della Dent Blanche s. s. e lo scorrimento di quello della Punta di Cian e dei Jumeaux (zolla del M. Redessan). Anche l'evoluzione strutturale di quest'ultimo differirebbe da quella del ricoprimento della Dent Blanche s. s. perchè gli autori citati ritengono che la sua formazione sia stata posteriore a quella del ripiegamento e delle inflessioni secondarie che caratterizzano il secondo. A mio giudizio, è assai più verosimile che il sistema della Dent Blanche abbia avuto un'evoluzione tettogenetica più unitaria. Tracce di deformazioni tardive e contemporanee di quelle del ricoprimento della Dent Blanche s. s. sono infatti come si è visto riconoscibili nell'unità superiore della Punta di Cian e dei Jumeaux, come nei complessi cristallini del M. Mary e del M. Emilius, ed è verosimile che le condizioni strutturali di questi ultimi massicci siano state influenzate più o meno direttamente dallo scorrimento delle prime due unità tettoniche.

In base a questa inesistenza di una differenza accentuata tra le diverse subfalde per quanto riguarda la loro evoluzione tettogenetica, ai risultati delle ricerche di T. Hagen [71] nella parte nordoccidentale del ricoprimento della Dent Blanche s. s. ed alla probabile continuità strutturale del lembo del M. Emilius con quello del M. Mary, si può indicare nel modo seguente, che si discosta un pò da quello prospettato da A. H. Stutz e R. Masson, la successione degli avvenimenti tettonici che hanno provocato la genesi del sistema della Dent Blanche:

1° - Scorrimento della serie di Valpelline sul complesso eruttivo e sedimentario che ha dato origine agli ortoderivati della serie di Arolla ed ai parascisti della stessa serie e del M. Emilius.

2° - Formazione di una coltre di ricoprimento costituita dai due complessi rocciosi sovrapposti.

3° - Scorrimento e superamento delle parti più avanzate di questa coltre, rappresentate attualmente dal ricoprimento del M. Mary - M. Emilius, di porzioni più interne che hanno dato origine al ricoprimento della Dent Blanche s. s. ed all'elemento

più interno e strutturalmente più elevato dei Jumeaux e della Punta di Cian. Alla stessa fase tettonica sono anche imputabili la formazione della zona di Roisan, diverse caratteristiche strutturali del ricoprimento M. Mary - M. Emilius e lo scagliamento listrico in grande stile della parte frontale del ricoprimento della Dent Blanche s. s.

4° - Deformazione tardiva dell'insieme a messa in posto sostanzialmente ultimata delle diverse suddivisioni tettoniche.

CAUSE E SIGNIFICATO DELLE DEFORMAZIONI TETTONICHE TARDIVE

L'intervento di deformazioni tettoniche tardive nel determinare le condizioni strutturali del ricoprimento della Dent Blanche l. s. era ammessa da E. Argand. L'autore citato attribuiva infatti a dei ripiegamenti secondari subìti da questo sistema in seguito alla contrazione del suo substrato tettonico ossia dei ricoprimenti del Gran S. Bernardo e del M. Rosa - Gran Paradiso la genesi degli inviluppi che caratterizzano i suoi elementi tettonici [12]. Per mantenere questa interpretazione alla luce delle conoscenze attuali occorre però attribuire alla stessa causa anche le forme di questi elementi; esse non possono infatti derivare in parte, come riteneva E. Argand, da condizioni primarie di pieghe e digitazioni cilindriche, come si è visto, inesistenti ed appaiono in contrasto, per le deformazioni di tipo plastico che esse rilevano, con la natura di zolle o coltri di scivolamento di queste unità. Ammessa una maggior influenza delle deformazioni tardive nella genesi delle caratteristiche strutturali del sistema non è però da escludere che esse siano state causate dal fenomeno indicato da E. Argand.

Esiste infatti una relazione evidente tra l'andamento delle superfici strutturali dei ricoprimenti del Gran S. Bernardo e del Gran Paradiso da una parte e quello degli elementi del sistema Dent Blanche dall'altra attraverso i ripiegamenti secondari della zona dei calcescisti che, come si è visto, hanno sviluppo concordante con quello di entrambe (vedi profili seriati della tav. I). Ora poichè nel caso della prima superfice questo andamento è stato determinato dalla formazione tardiva degli elementi retroflessi del ricoprimento del Gran S. Bernardo, delle digitazioni gneissiche periferiche e della disposizione a cupola di quello del Gran Paradiso ossia da un insieme fenomeni da cui è risultata una contrazione del sistema Gran S. Bernardo - Gran Paradiso, appare logico considerare in relazione con questa contrazione e contemporanea la formazione dell'andamento attuale delle superfici strutturali del sistema della Dent Blanche. Da quanto è stato esposto nei relativi paragrafi la contrazione del sistema Gran S. Bernardo più Gran Paradiso deve essere considerata però allo stato attuale delle conoscenze interamente posteriore alla formazione del secondo elemento tettonico. Non può conseguentemente venire riferito in parte ad una inesistente « fase del M. Rosa » ed in parte soltanto alla successiva « fase insubrica » come riteneva E. Argand. Data l'intensità delle deformazioni attribuite da E. Argand alla « fase insubrica » non esistono del resto difficoltà per riferire interamente ad essa anche la formazione degli elementi retroflessi del ricoprimento del Gran S. Bernardo e delle forme strutturali che caratterizzano la superfice dei lembi di ricoprimento del sistema della Dent Blanche.

Le deformazioni tardive che caratterizzano il sistema della Dent Blanche e che possono venire attribuite alla « fase insubrica » sono di tipo plastico. Si è infatti in

presenza di forme degli oggetti strutturali e di ripiegamenti e cerniere nel materiale pretriassico che li costituisce caratteristici di questo tipo di deformazione. Queste particolarità strutturali contrastano, come già si è osservato, con le scaglie listriche, le zolle di scivolamento ed i piani di movimento o di milonisi che denotano che in questo sistema tettonico il materiale costituente si è comportato in un modo diverso prima di subire queste deformazioni tardive. Una spiegazione possibile di questo cambiamento nel modo di reagire alle sollecitazioni tettoniche potrebbe essere quella di attribuirlo ad un rallentamento della velocità di deformazione ed alla comparsa di fenomeni di ricristallizzazione prodottisi in corrispondenza della « fase insubrica ». J. Goguel [68] ha infatti dimostrato che qualsiasi roccia può comportarsi come relativamente plastica se posta in un mezzo ed a temperature tali da potere subire una ricristallizzazione e se la deformazione è sufficientemente lenta. Ora non vi sono difficoltà per ammettere che la « fase insubrica » sia stata caratterizzata da deformazioni lente, mentre non è inverosimile che essa sia stata accompagnata da fenomeni di blastesi, data l'attuale tendenza a considerare il metamorfismo alpino come un fenomeno almeno in parte tardivo.

PROBLEMI DI PERTINENZA

E. Argand [5-15] attribuiva interamente alle Pennidi il sistema della Dent Blanche; considerava pertanto più interno del ricoprimento della Dent Blanche s. s. il limite tra zona pennidica ed elementi austroalpini. Secondo R. Staub [116; 120; 121] questa unità tettonica apparterrebbe invece alle Austridi e corrisponderebbe al ricoprimento austroalpino inferiore dell'Err-Bernina; il limite interno delle Pennidi sarebbe situato tra il ricoprimento della Dent Blanche s. s. e quello del M. Mary e quest'ultimo rappresenterebbe l'elemento tettonico più elevato della zona pennidica.

Questa netta separazione di due elementi tettonici di cui il secondo rappresenta l'originaria parte frontale del primo non appare molto convincente a priori. Essa è basata d'altra parte sulla situazione del limite tra Pennidi ed Austridi nel settore delle Alpi Retiche, che R. Staub ha posto tra i ricoprimenti dell'Err-Bernina e della Sella e può venire considerata valida soltanto se si ammette con l'autore citato l'equivalenza del primo con il ricoprimento della Dent Blanche s. s. e del secondo con quello del M. Mary. Esiste però più di un motivo per considerare molto ipotetiche queste correlazioni proposte da R. Staub. Ci si deve chiedere per esempio a cosa possa corrispondere nel sistema della Dent Blanche il ricoprimento della Margna dei Grigioni e della Valtellina dal momento che il lembo di ricoprimento del M. Emilius, che R. Staub vi ha riferito, non presenta nessuna analogia con questa unità tettonica e non è con ogni probabilità separabile dal ricoprimento del M. Mary. Non è da escludere una equivalenza tra il ricoprimento della Margna e quello del M. Mary - M. Emilius perchè esistono indiscutibili analogie tra la serie di Fedoz e del Maloja del primo ed i complessi di Valpelline e di Arolla del secondo. Da questo punto di vista però sono ancora più spiccate le analogie che si notano tra il ricoprimento della Dent Blanche s. s. e quello della Margna; se esse non sono maggiori per quanto riguarda i costituenti pretriassici, la serie del M. Dolin è indubbiamente più prossima a quelle dell'originaria copertura del ricoprimento della Margna, costituente gli elementi tettonici dello Schams, che non le formazioni me-

sozoiche della zona di Roisan. Si potrà obiettare che la serie del M. Dolin è assai simile alla copertura mesozoica dei ricoprimenti austroalpini inferiori secondo T. Hagen [71]. Deve però essere tenuto conto del fatto che le formazioni mesozoiche della zona del Canavese contraddistinte in corrispondenza del settore del sistema Dent Blanche dall'associazione dei radiolariti con ofioliti mesozoiche [102], sono assai più prossime a quelle della Platta-Decke dei Grigioni che non i terreni della zona di Roisan che R. Staub ha raccordato con queste ultime. Ora la zona del Canavese è più interna della serie del M. Dolin, mentre la copertura mesozoica dei ricoprimenti austroalpini inferiori appartiene a zone di facies certamente più interne di quelle che hanno dato origine alla Platta-Decke.

A mio giudizio, è possibile contrapporre alle correlazioni proposte da R. Staub l'ipotesi di una corrispondenza tra il sistema costituito dal ricoprimento della Margna dagli elementi tettonici dello Schams e dalla Platta-Decke, ossia la coltre della Margna l. s. e quello della Dent Blanche. Lo stesso R. Staub del resto aveva stabilito una correlazione di questo tipo tra Alpi Retiche e Pennine [114]. Nessuno dei motivi che lo hanno indotto in seguito a mutare di opinione può venire considerato probativo; non lo sono in particolare quelli basati sullo stile tettonico di tipo austroalpino del ricoprimento della Dent Blanche s. s. e sull'esistenza di un orizzonte di scorrimento in corrispondenza del suo contatto inferiore con le formazioni mesozoiche, poichè le stesse caratteristiche si riscontrano nel lembo del M. Mary ed in quello del M. Emilius che l'autore citato considera pennidici.

La questione del limite tra Pennidi ed Austridi in corrispondenza del sistema della Dent Blanche in cui l'erosione ha asportato la parte superiore ed eventuali elementi tettonici più elevati che l'avevano ricoperto è probabilmente insolubile localmente. Potrà forse venire risolta indirettamente quando si potranno stabilire delle correlazioni definitive e sicure tra questo settore e quello delle Alpi Retiche. Le considerazioni che precedono dimostrano come ciò non sia ancora possibile e come alle soluzioni proposte da R. Staub se ne possano contrapporre altre (non certo meno valide allo stato attuale delle conoscenze). La posizione del limite tra Pennidi ed Austridi può essere stabilita pertanto solo in modo convenzionale. Si deve però adottare come tale quella che corrisponde alla concezione di E. Argand attribuendo alla zona pennidica l'intero sistema della Dent Blanche. E' infatti a questo autore che si deve il concetto stesso di zona pennidica. D'altra parte non è affatto da escludere che questa e non quella proposta da R. Staub corrisponda alla posizione reale del limite tra Pennidi ed Austridi nel settore considerato.

Anche la pertinenza delle formazioni mesozoiche che costituiscono la copertura stratigrafica del cristallino del sistema della Dent Blanche rappresenta un problema aperto. L'incompletezza dei dati locali ma anche il fatto che questa copertura è stata in gran parte erosa e l'impossibilità che ne deriva di confronti sicuri con le formazioni corrispondenti degli elementi tettonici dei Grigioni ne sono la ragione. Secondo R. Staub questa copertura apparterrebbe in parte a zone di facies austroalpine (M. Dolin), in parte a quelle ultrapennidiche e soprapennidiche della Platta-Decke (zona di Roisan) e dei ricoprimenti dello Schams (M. Emilius). Ben scarse sono però le analogie dei terreni della zona di Roisan con quelli del ricoprimento della Platta, mentre

è del tutto inverosimile che il Cristallino del M. Emilius, della cui copertura stratigrafica non vi è nel settore considerato la benchè minima traccia, possa costituire il substrato stratigrafico di una serie mesozoica paragonabile con quella che caratterizza le « *Schamser-Decken* ». Non è d'altra parte da escludere, come si è visto, la pertinenza soprapennidica della copertura del ricoprimento della Dent Blanche s. s.

L'unica affermazione possibile allo stato attuale delle conoscenze è che la copertura mesozoica del sistema della Dent Blanche appartenga a zone di facies più interne di quelle che corrispondono alla geosinclinale piemontese nella sua parte maggiore e forse anche integralmente.

Che queste zone di facies siano ancora interamente pennidiche e confrontabili con quelle sopra ed ultrapennidiche dei Grigioni o siano in parte pertinenti alla zona austroalpina è una delle numerose questioni da risolvere.

Torino, Istituto di Geologia dell'Università, maggio 1960.

BIBLIOGRAFIA

1. AMSTUTZ A. - *Pennides au Sud d'Aoste et nappe du Mont-Rose.* Arch. Sc. Phys. et Nat. de Genève, 3, 1950, 231-232.
2. AMSTUTZ A. - *Pennides dans l'Ossola et problème des racines.* Arch. Sc. Phys. et Nat. de Genève, 7, 1954, 411-462, 1 carta geologica alla scala 1.25.000.
3. AMSTUTZ A. - *Nappe de l'Emilius.* Arch. Sc. Phys. et Nat. de Genève, 7, 1954, 463-473.
4. AMSTUTZ A. - *Roches du ravin de Lessert dans le Val d'Aoste.* Arch. Sc. Phys. et Nat. de Genève, 8, 1955, 6-9.
5. ARGAND E. - *Sur la tectonique du massif de la Dent Blanche.* C. R. Ac. Sc. Paris, 142, 1906, 527-529.
6. ARGAND E. - *Carte géologique du massif de la Dent Blanche* 1:50.000. Mat. Carte géol. Suisse, Carte sp. 52, 1908.
7. ARGAND E. - *L'exploration géologique des Alpes Pennines Centrales.* Bull. Soc. Vaud. Sc. Nat., 45, 1909, 217-276, 2 tt., 2 ff. n. t.
8. ARGAND E. - *La Doire Baltée en aval d'Aoste.* Rev. Géogr. ann., 3, 1909, 381-391, 1 f. n. t.
9. ARGAND E. - *Les nappes de recouvrement des Alpes Pennines et leurs prolongements structuraux.* Mat. Carte géol. Suisse, n. s. 31, 1911, 1-26, tt. 1-3.
10. ARGAND E. - *Les nappes de recouvrement des Alpes Occidentales et les territoires environants. Essai de carte structurale.* Mat. Carte géol. Suisse, Carte sp. 64, 1911, 3 tt. di profili.
11. ARGAND E. - *Phases de déformation des grands plis couchés de la zone pennique.* Bull. Soc. Vaud. Sc. Nat., 48, 1912, 80-81.
12. ARGAND E. - *Encore sur les phases de déformation des plis couchés de la zone pennique.* Bull. Soc. Vaud. Sc. Nat., 48, 1912, XX-XXII.
13. ARGAND E. - *Le rytme du proplissement pennique et le retour cyclique des encapuchonnements.* Bull. Soc. Vaud. Sc. Nat., 48, 1912, XXIV-XXVII.
14. ARGAND E. - *Sur l'arc des Alpes occidentales.* Ecl. Geol. Helv., 14, 1916, 145-191, 2 tt.
15. ARGAND E. - *La zone pennique.* Guide géologique de la Suisse, Basel, B. Wepf & C.ie, 1934, 149-189, 2 tt.
16. ARGAND E. - *Carte géologique de la région du Grand Combin* 1:50.000. Mat. Carte géol. Suisse, Carte sp. 93, 1934.
17. BAGGIO P. - *Il granito del Monte Bianco e le sue mineralizzazioni uranifere (1° contributo).* Studi e ricerche della Division geomineraria del C. N. R. N., 1, 1958, 527-652, 13 tt., 6 ff. n. t.

18. Baggio P., Elter G. & Malaroda R. - *Il traforo del M. Bianco; prime osservazioni geologiche sul tratto dall'imbocco italiano alla progressiva 1300*. Rend. Acc. Naz. Lincei, ser. 8, 28, 1960, 470-476, 1 t.

19. Barbier R. - *Les zones ultradauphinoise et subbriançonnaise entre l'Arc et l'Isère*. Mém. Carte géol. Fr., 1948, 291 pp., 7 tt., 62 ff. n. t., 1 carta geol. alla scala 1:50.000.

20. Barbier R. - *La prolongation de la zone subbriançonnaise de France, en Italie et en Suisse*. Trav. Lab. géol. Grenoble, 29, 1951, 1 t., 6 ff. n. t.

21. Barbier R. & Ellenberger F. - *Carte structurale des zones alpines internes entre Mont Blanc et Pelvoux*. C. R. Soc. géol. Fr., 1954.

22. Barbier R., Bloch J. P., Debelmas J. & Ellenberger F. - *Compte Rendu Réunion extraordinaire de la Société géologique de France en Maurienne et Tarentaise*. C. R. Soc. géol. Fr., 1954, 435-505.

23. Barbier R. & Trümpy R. - *Sur l'âge du Flysch de la zone des bréches de Tarentaise*. Bull. Soc. géol. Fr., ser. 6, 5, 1955, 207-216, 2 ff. n. t.

24. Bearth P. - *Über den Zusammenhang von Monte Rosa und Bernhard-Decke*. Ecl. Geol. Helv., 32, 1939, 101-112, 1 t., 2 ff. n. t.

25. Bearth P. - *Geologie und Petrographie des Monte Rosa*. Beitr. geol. K. Schweiz, N. F. 96, 1952, 103 pp., 14 tt., 40 ff. n. t.

26. Bearth P. - *Geologische Beobachtungen in Grenzgebiet der lepontinischen und penninischen Alpen*. Ecl. Geol. Helv., 49, 1956, 279-290, 2 ff. n. t.

27. Bearth P. - *Die Umbiegung von Vanzone (Valle Anzasca)*. Ecl. Geol. Helv., 50, 1957, 161-170, 2 ff. n. t.

28. Bertrand P. - *Les gisements à Mixoneura de la région de Saint Gervais-Chamonix*. Bull. Soc. géol. Fr., ser. 4, 26, 1926, 381-388, t. 19.

29. Bianchi A. & Dal Piaz Gb. - *La memoria geologica petrografica di R. Michel sul massiccio del Gran Paradiso e regioni adiacenti. Osservazioni critiche*. Rend. Soc. Min. It., 15, 1959, 21-24.

30. Bibolini A. & Giordana A. - *Contributo alla conoscenza delle antraciti alpine. L'antracite di La Thuile in Valle d'Aosta*. Atti Acc. Sc. Torino, 69, 1934, 327-344, 5 tt.

31. Cadisch J. - *Geologie der Schweizer Alpen*. Basel, Wepf & C.ie, 1953, 480 pp., 3 tt., 53 ff. n. t.

32. Callegari E. & Monese A. - *La distribuzione del sodio e del potassio nelle rocce del Massiccio del Gran Paradiso. Nota I*ª. Rend. Acc. Naz. Lincei, 27, 1959, 60-70.

33. Callegari E. & Monese A. - *La distribuzione del sodio e del potassio nelle rocce del Massiccio del Gran Paradiso. Nota II*ª. Rend. Acc. Naz. Lincei, 27, 1959, 131-135.

34. Cita M. B. - *Studi geologici sulla Valle Ferret italiana*. Boll. Serv. Geol. It., 75, 1953, 65-172, 2 tt., 10 ff. n. t.

35. Collet L. W. - *The structure of the Alps*. Londra, Edward Arnold & Co., 1927, 289 pp., 12 tt., 63 ff. n. t.

36. Corbin P. & Oulianoff N. - *Carte géologique du Massif du Mont Blanc* 1:20.000 e *Notices explicatives*. Fogli: *Servoz-Les Houches, Chamonix, Les Tines, Vallorcines, Le Tour, Argentière, Mont Dolent, Talèfre, Le Tacul-Col du Géant, Mont Blanc (Sommet), Aiguille du Midi, Miage*. 1927-1959.

37. Cornelius H. P. - *Geologie der Err-Julier-Gruppe. I Teil*. Beitr. Geol. K. Schweiz, N. F. 70, 1935, 354 pp., 3 tt., 23 ff. n. t.

38. Dal Piaz Gb. - *Su alcuni lembi del ricoprimento della Dent Blanche (VI) compresi entro le formazioni post-triassiche della Grivola*. Rend. Acc. Naz. Lincei, ser. 6, 6, 1927, 525-528, 2 ff. n. t.

39. Dal Piaz Gb. - *La digitazione gneissica di Val d'Inferno (Gran Paradiso) e le sue relazioni con la massa frontale del ricoprimento quinto.* Rend. Acc. Naz. Lincei, ser. 6, 7, 1928, 150-154, 2 ff. n. t.

40. Dal Piaz Gb. - *Geologia della catena Herbetet-Grivola-Gran Nomenon.* Mem. Ist. Geol. Un. Padova, 7, 1928, 84 pp., 2 tt., 8 ff. n. t., 1 carta geologica alla scala 1:25.000.

41. Dal Piaz Gb. - *La discordanza ercinica nella zona pennidica e le sue conseguenze nei riguardi della Storia geologica delle Alpi.* Boll. Soc. Geol. It., 58, 1939, 105-152, 1 f. n. t.

42. Dal Piaz Gb. - *Considerazioni geologiche sui giacimenti antracitici carboniferi delle Alpi italiane.* « I combustibili nazionali ed il loro impiego », Acc. Sc. Torino, 1939, 16 pp., 3 ff. n. t.

43. Dal Piaz Gb. - *La Genesi delle Alpi.* Atti Ist. Ven. Sc. Lett. Arti, 104, 1945, 466-498, 2 tt.

44. Dal Piaz Gb. - *Nuova scaglia di Trias e pieghe trasversali dei calcescisti nella gola della Dora di Verney presso Chapontaille (Alta Valle d'Aosta).* Ann. Hébert et Haug, 7, 1949, 133-141.

45. Debenedetti A. - *Alcune osservazioni preliminari su un rilevamento geologico nella zona di La Thuile (Valle d'Aosta).* Boll. Soc. Geol. It., 69, 1950, p. 591.

46. Diehl E. - *Geologisch-Petrographische Untersuchungen der Zone du Grand Combin im Val d'Ollomont.* Schweiz. Min. Petr. Mitt., 18, 1938, 214-401, 26 ff. n. t., 1 carta geol. petr. alla scala 1:50.000.

47. Diehl E., Masson R. & Stutz A. H. - *Contributi alla conoscenza del ricoprimento Dent Blanche.* Mem. Ist. Geol. Min. Un. Padova, 17, 1952, 52 pp., 4 tt., 10 ff. n. t., 1 carta geol. alla scala 1:25.000.

48. Duparc L. & Mrazec L. - *Recherches géologiques et pétrographiques sur le Massif du Mont Blanc.* Mém. Soc. Phys. et Hist. Nat. Genevè, 33, 1898, 1-227, 24 tt.

49. Ellenberger F. - *Sur l'extention des faciès briançonnais en Suisse, dans les Préalpes médianes et les Pennides.* Ecl. Geol. Helv., 45, 1953, 285-286.

50. Ellenberger F. - *Étude géologique du Pays de Vanoise.* Mém. Carte géol. Fr., 1958, 561 pp., 42 tt., 111 ff. n. t., 8 pan. geol.

51. Elter Franz - *Le antraciti di La Thuile.* Boll. Soc. Naz. Cogne, 5, 1933, 1-106, 16 tt., 10 ff. n. t.

52. Elter Giulio - *Osservazioni geologiche nella regione di Courmayeur.* Pubbl. Ist. Geol. Torino, 2, 1953, 85-93.

53. Elter Giulio - *Sul rilevamento geologico di alcune zone dei fogli 27 (« Monte Bianco ») e 28 (« Aosta »).* Boll. Serv. Geol. It., 75, 1953, 692-698.

54. Elter Giulio & Elter Piero - *Sull'esistenza nei dintorni del Piccolo S. Bernardo di un elemento tettonico riferibile al ricoprimento del Pas du Roc.* Rend. Acc. Naz. Lincei, ser. 8, 22, 1957, 181-187, 1 ff. n. t.

55. Elter Piero - *Études géologiques dans le Val Veni et le Vallon du Breuil (Petit St. Bernard).* Thèse n. 1200 Genève, 1954, 38 pp., 2 tt., 2 ff. n. t.

56. Fabre J. - *Note preliminaire sur quelques resultats stratigraphiques obtenus dans le Houiller de Tarentaise et de Maurienne (zone briançonnaise).* C. R. Soc. géol. Fr., 1952, 34-36.

57. Fenoglio M. & Rigault G. - *Studi geologico-petrografici sulla formazione dioritica di Cogne-Valsavaranche (Valle d'Aosta).* Rend. Acc. Naz. Lincei, ser. 8, 26, 1959, 335-344.

58. Franchi S. - *Nuove località con fossili mesozoici nella zona delle pietre verdi presso il Colle del Piccolo S. Bernardo (Valle d'Aosta).* Boll. Com. Geol. It., 30, 1899, 302-324, t. 3.

59. Franchi S. - *Rilevamenti geologici del* 1899-1900. In « Relazione dell'Isp. Capo del C. R. delle Min. al R. Com. Geol. ». Boll. Com. Geol. It. (parte ufficiale), 32, 1901, 35-39.

60. Franchi S. - *Rilevamenti geologici del 1902*. In « Relazione dell'Isp. Capo del C. R. delle Min. al R. Com. Geol. ». Boll. Com. Geol. It. (parte ufficiale), 34, 1903, 33-34.

61. Franchi S. - *Escursioni in Valle d'Aosta della Società Geologica Italiana*. Boll. Soc. Geol. It., 26, 1907, CLVI-CLXXXVII, 3 tt., 6 ff. n. t.

62. Franchi S. - *I terreni sedimentari a « facies piemontese » ed i calcari cristallini a crinoidi intercalati nei calcescisti presso Villeneuve in Valle d'Aosta*. Boll. Com. Geol. It., 40, 1909, 526-550, tt. 16-17.

63. Franchi S. - *Rilevamenti geologici del 1907*. In « Relaz. dell'Isp. Capo del C. R. delle Min. al R. Com. Geol. ». Boll. Com. Geol. It. (parte ufficiale), 39, 1908, 18-20.

64. Franchi S. - *Rilevamenti geologici del 1910*. In « Relaz. dell'Isp. Capo del C. R. delle Min. al R. Com. Geol. ». Boll. Com. Geol. It. (parte ufficiale), 42, 1911, LII-LIII.

65. Franchi S. - *Sul profili geologici attraverso la zona di Courmayeur e la supposta falda di ricoprimento del Gran S. Bernardo*. Boll. Soc. Geol. It., 46, 1927, 201-211.

66. Franchi S. - *Sul confine franco italiano tra il Colle del Piccolo S. Bernardo ed il Colle della Seigne, a sud del Monte Bianco*. Rend. Acc. Naz. Lincei, 8, 1929, 617-621.

67. Franchi S. & Stella A. - *I giacimenti di antracite della Valle d'Aosta*. Mem. descr. Carta geol. d'Italia, 12, 1903, 11-92, tt. 2-7, 23 ff. n. t., 1 carta geologica alla scala 1:50.000.

68. Goguel J. - *Traité de Tectonique*. Paris, Masson & C.ie, 1952, 383 pp., 203 ff. n. t.

69. Göksu E. - *Geologische Untersuchungen zwischen Val d'Anniviers und Turtmanntal (Wallis)*. Promotionsarbeit Eidg. Techn. Hochschule in Zürich, 1947, 123 pp., 6 tt., 26 ff. n. t.

70. Güller A. - *Zur Geologie der südlichen Mischabel und der Monte Rosa-Gruppe*. Ecl. Geol. Helv., 40, 1947, 41-161, tt. 2-4, 21 ff. n. t.

71. Hagen T. - *Geologie des Mont Dolin und des Nordrandes der Dent Blanche-Decke zwischen Mont Blanc de Cheilon und Ferpècle*. Beitr. Geol. K. Schweiz, N. F. 90, 1948, 64 pp., 9 tt., 15 ff. n. t.

72. Hermann F. - *La struttura delle Alpi occidentali*. Atti Soc. It. Sc. Nat., 64, 1925, 239-249, tt. 6-7.

73. Hermann F. - *Stereogramma tectonico delle Alpi Valdostane Meridionali* 1:25.000. Mem. Ist. Geol. Un. Padova, 7, 1927.

74. Hermann F. - *Stereogramma tectonico delle Alpi Valdostane Centrali* 1:37.500. Mem. Ist. Geol. Un. Padova, 7, 1927.

75. Hermann F. - *La nappe de la Dent Blanche et les nappes des schistes lustrés en Maurienne et Tarentaise*. Ecl. Geol. Helv., 21, 1928, 70-72.

76. Hermann F. - *Il ricoprimento dei calcescisti fra i massicci di Ambin e del Gran Paradiso*. Mem. Ist. Geol. Padova, 8, 1929-30, 45 pp.

77. Hermann F. - *Il lembo di Toss*. Mem. Ist. Geol. Un. Padova, 8, 1929-30, 80 pp., 3 tt., 1 carta geologica alla scala 1:66.666.

78. Hermann F. - *La regione del Piccolo S. Bernardo*. Mem. Ist. Geol. Un. Padova, 8, 1930, 72-80, 1 carta geologica alla scala 1:50.000.

79. Hermann F. - *Carta geologica delle Alpi nord-occidentali alla scala* 1:200.000 *e Note illustrative con carta strutturale alla scala* 1:750.000. Milano 1938.

80. Iten W. B. - *Zur Stratigraphie und Tektonik der zone du Combin zwischen Mettelhorn und Turtmanntal (Wallis)*. Ecl. Geol. Helv., 41, 1948, 141-246, tt. 5-12, 17 ff. n. t.

81. Lugeon M. - *Sur l'existence de deux phases de plissements paléozoiques dans les Alpes occidentales*. C. R. Ac. Sc. Paris, 153, 1911, 842-843.

82. Lugeon M. & Argand E. - *Sur les grandes nappes de recouvrement de la zone du Piémont*. C. R. Ac. Sc. Paris, 140, 1905, 1364-1367.

83. Lugeon M. & Gagnebin E. - *Observations et vues jouvelles sur la géologie des Préalpes romandes*. Bull. Lab. Géol. Min. Geoph. et Musée géol. Lausanne, 72, 1941, 90 pp., 15 ff. n. t., 1 t.

84. Masson R. - *Geologisch-Petrographische Untersuchungen im unteren Valpelline*. Schweiz. Min. Petr. Mitt., 18, 1938, 54-212, 11 ff. n. t., 3 tt.

85. Mattirolo O. - *Rilevamenti geologici del 1899*. In « Relaz. dell'Isp. Capo del C. R. delle Min. al R. Com. Geol. ». Boll. Com. Geol. (parte ufficiale), 30, 1899, 27-29.

86. Mattirolo O. - *Rilevamenti geologici del* 1899-1900. In « Relaz. dell'Isp. Capo del C. R. delle Min. al Com. Geol. ». Boll. Com. Geol. (parte ufficiale), 32, 1901, 25-29.

87. Mattirolo O. - *Rilevamenti geologici del 1901*. In « Relaz. dell'Isp. Capo del C. R. delle Min. al R. Com. Geol. ». Boll. Com. Geol. (parte ufficiale), 33, 1902, 26-32.

88. Mattirolo O. - *Rilevamenti geologici del 1902*. In « Relaz. dell'Isp. Capo del C. R. delle Min. al R. Com. Geol. ». Boll. Com. Geol. (parte ufficiale), 34, 1903, 27-29.

89. Mattirolo O. - *Rilevamenti geologici del 1903*. In « Relaz. dell'Isp. Capo del C. R. delle Min. al R. Com. Geol. ». Boll. Com. Geol. (parte ufficiale), 35, 1904, 30-32.

90. Michel R. - *Les schistes Cristallins des Massifs du Grand Paradis et de Sesia-Lanzo* (*Alpes franco-italiennes*). Sciences de la Terre, 1, 1953, 287 pp., 51 ff. n. t., 1 carta geologica alla scala 1:100.000.

91. Michel R. - *Età assoluta degli gneiss del Gran Paradiso*. Boll. Soc. Geol. It., 76, 1957, 173-175.

92. Novarese V. - *Dioriti granitoidi e gneissiche della Valsavaranche* (*Alpi Graie*). Boll. Com. Geol., 25, 1894, 275-301.

93. Novarese V. - *Nomenclatura e sistematica delle rocce verdi nelle Alpi Occidentali*. Boll. Com. Geol., 26, 1895, 164-181.

94. Novarese V. - *Rilevamenti geologici del 1899*. In « Relaz. dell'Isp. Capo del C. R. delle Min. al R. Com. Geol. ». Boll. Com. Geol. (parte ufficiale), 30, 1899, 29-31.

95. Novarese V. - *Rilevamenti geologici del* 1899-1900. In « Relaz. dell'Isp. Capo del C. R. delle Min. al R. Com .Geol. ». Boll. Com. Geol. (parte ufficiale), 32, 1901, 29-35.

96. Novarese V. - *Rilevamenti geologici del 1901*. In « Relaz. dell'Isp. Capo del C. R. delle Min. al R. Com. Geol. ». Boll. Com. Geol. (parte ufficiale), 33, 1902, 32-35.

97. Novarese V. - *Nuovi giacimenti piemontesi di giadeititi e di rocce giadeitoidi*. Boll. Soc. Geol. It., 22, 1903, 135-140.

98. Novarese V. - *Rilevamenti geologici del 1902*. In « Relaz. dell'Isp. Capo del C. R. delle Min. al R. Com. Geol. ». Boll. Com. Geol. (parte ufficiale), 34, 1903, 29-30.

99. Novarese V. - *Rilevamenti geologici del 1903*. In « Relaz. dell'Isp. Capo del C. R. delle Min. al R. Com. Geol. ». Boll. Com. Geol. (parte ufficiale), 35, 1904, 32-33.

100. Novarese V. - *Il profilo della Grivola* (*Alpi Graie*). Boll. Com. Geol., 40, 1909, 497-525, tt. 15.

101. Novarese V. - *Relazione preliminare sulla campagna geologica dell'anno* 1911. Boll. Com. Geol. It., 43, 1912, 30-38.

102. Novarese V. - *La zona del Canavese e le formazioni adiacenti*. Mem. Descr. Carta Geol. It., 22, 1959, 65-212, 5 tt., 10 ff. n. t.

103. Oulianoff N. - *Massif hercyniens du Mont Blanc et des Aiguilles Rouges*. Guide Géol. Suisse, Basel, B. Wepf & C.ie, 1934, 121-129, 2 ff. n. t.

104. Oulianoff N. - *Infrastructure des Alpes et tremblement de terre du 25 Janvier 1946*. Bull. Soc. géol. Fr., ser. 5, 17, 1947, 39-53, 1 f.n. t.

105. Paréjas E. - *Géologie de la zone de Chamonix comprise entre le Mont Blanc et les Aiguilles Rouges*. Mem. Soc. Phys. et Hist. Nat. Genève, 39, 1922, 373-442, t. 7, 13 ff. n. t.

106. Peola P. - *Appendice paleontologica sulla flora del Piccolo S. Bernardo*. Mem. Descr. Carta Geol. It., 12, 1903, 207-226, tt. 19.

107. Rabowski F. - *Les lames cristallines du Val Ferret et leur analogie avec les lames de la bordure NW des massifs du Mont Blanc et de l'Aar*. Bull. Soc. Vaud. Sc. Nat., 51, 1917, 195-198.

108. Raguin E. - *Sulla struttura della « Nappe des Schistes Lustrés » nell'alta Moriana*. Mem. Ist. Geol. Un. Padova, 8, 1929-30, 56-65.

109. Sanero E. - *Ricerche petrografiche sui porfiroidi sericitici di Aosta*. Per. Min., 7, 1936, 285-295.

110. Sanero E. - *Sulla presenza della formazione dioritico-kinzigitica del ricoprimento della Dent Blanche (serie di Valpelline) nei dintorni di Aosta*. Per. Min., 9, 1938, 35-52, t. 3, 3 ff. n. t.

111. Sanero E. - *Studi petrografici sulle formazioni granitiche e porfiritiche del Monte Chètif (Valle d'Aosta)*. Per. Min., 9, 1938, 161-204, tt. 8-9.

112. Schoeller H. - *La nappe de l'Embrunais en Tarentaise, au Nord de l'Isère et son prolongement en Italie et en Suisse (note préliminaire)*. Bull. Soc. géol. Fr., 27, 1927, 77-78.

113. Schoeller H. - *La nappe de l'Embrunais au Nord de l'Isère*. Bull. Carte géol. Fr., 33, 1929, 488 pp., 10 tt., 32 ff. n. t.

114. Staub R. - *Der Bau der Alpen*. Beitr. Geol. K. Schweiz, N. F. 52, 1924, 272 pp., 4 tt., 70 ff. n. t.

115. Staub R. - *Tektonische Karte der Alpen* 1:100.000. Beitr. Geol. K. Schweiz, sp. K. 105, 1923-1926, 3 tt. di profili alla scala 1:500.000.

116. Staub R. - *Des raccords tectoniques entre les nappes valaisannes et grisonnes*. C. R. Soc. géol. Fr., 1936, 58-60.

117. Staub R. - *Die Gebirgsbildung im Rahmen der Erdgeschichte*. Verh. Schweiz. Nat. Ges., 124, 1944, Session Sils.

118. Staub R. - *Aktuelle Fragen in alpinen Grundgebirge*. Schw. Min. Petr. Mitt., 28, 1948.

119. Staub R. - *Sur la position tectonique et la série sedimentaire du Barrhorn (Alpes valaisannes)*. C. R. Soc. géol. Fr., 1952, 327-329.

120. Staub R. - *Vom Bau der Dentblanche-Deke und seinen Beziehungen zum Bernina-System*. Ecl. Geol. Helv., 50, 1957, 171-230, 10 ff. n. t., 4 tt.

121. Staub R. - *Klippendecke und Zentralalpenbau, Beziehungen und Probleme*. Beitr. Geol. K. Schweiz, N. F. 103, 1958, 184 pp., 23 tt., 40 ff. n. t., 2 carte tettoniche.

122. Stella A. - *Rilevamenti geologici del 1899*. In « Relaz. dell'Isp. Capo del C. R. delle Min. al R. Com. Geol. ». Boll. Com. Geol. (parte ufficiale), 30, 1899, 42-33

123. Stella A. - *Rilevamenti geologici del 1899-1900*. In « Relaz. dell'Isp. Capo del C. R. delle Min. al R. Com. Geol. ». Boll. Com. Geol. (parte ufficiale), 32, 1901, 38-43.

124. Stella A. - *Rilevamenti geologici del 1901*. In « Relaz. dell'Isp. Capo del C. R. delle Min. al R. Com. Geol. ». Boll. Com. Geol. (parte ufficiale), 33, 1902, 36-39.

125. Stella A. - *La valle d'Aosta ed i geologi*. Boll. Soc. Geol. It., 46, 1927, XLVI-LII.

126. Stella A. - *Sezioni geologiche attraverso l'Alta Valle di Aosta*. R. Uff. Geol., 1927.

127. Stutz A. H. - *Die Gesteine der Arollaserie im Valpelline*. Schweiz. Min. Petr. Mitt., 20, 1940, 117-246, 2 tt., 25 ff. n. t.

128. STUTZ A. H. & MASSON R. - *Zur Tektonik der Dent Blanche-Decke*. Schweiz. Min. Petr. Mitt., 18, 1938, 40-53, 2 tt.

129. SZEPESSY SCHAUREK A. - *Geologisch Untersuchungen im Gd. Combin-Gebiet zwischen Dranse de Bagnes und Dranse d'Entremont*. Promotionsarbeit Eidg. Techn. Hochschule in Zürich, 1949, 107 pp., 5 tt., 21 ff. n. t.

130. TERMIER P. - *Sur la nécessité d'une nouvelle interprétation de la tectonique des Alpes franco-italiennes*. Bull. Soc. géol. Fr., ser. 4, 7, 1907, 174-179, tt. 4-5.

131. TERMIER P. - *Le pays de nappes des Alpes françaises*. C. R. Ac. Sc. Paris, 186, 1928.

132. TRÜMPY R. - *Sur les racines helvétique et les « Schistes lustrés » entre le Rhône et la Vallée de Bagnes (Région de la Pierre Avoi)*. Ecl. Geol. Helv., 44, 1952, 338-347, 1 f. n. t.

133. TRÜMPY R. - *La zone de Sion-Courmayeur dans le haut Val Ferret valaisan*. Ecl. Geol. Helv., 47, 1954, 315-359, 2 ff. n. t.

134. TRÜMPY R. - *Remarques sur la corrélation des unités penniques externes entre la Savoie et le Valais et sur l'origine des nappes préalpines*. Bull. Soc. géol. Fr., ser. 6, 5, 1955, 217-229.

135. TRÜMPY R. - *Quelques problèmes de paléogeographie alpine*. Bull. Soc. géol. Fr., ser. 6, 8, 1957, 443-461.

136. VITERBO C. - *La composizione chimica-petrografica di alcune rocce tipiche del Gran Paradiso*. Rend. Soc. Min. It., 15, 1959, 255-281, 2 tt.

137. WITZIG E. - *Geologische Untersuchungen in der Zone du Combin im Val des Dix*. Promotionsarbeit Eidg. Techn. Hochschule in Zürich, 1948, 62 pp., 3 tt., 6 ff. n. t.

138. ZIMMERMANN M. - *Geologische Untersuchungen in der Zone du Combin im Val de Zinal und Val de Moiry*. Ecl. Geol. Helv., 48, 1955, 149-243, tt. 10-12, 10 ff. n. t.

CARTE GEOLOGICHE

(oltre a quelle precedentemente ricordate)

139. *Carta Geologica delle Alpi Occidentali, alla scala* 1:400.000. R. Uff. Geologico, 1908.

140. *Carta Geologica d'Italia, alla scala* 1:100.000. *Foglio 27: Monte Bianco* (rilevamenti di S. FRANCHI e A. STELLA). R. Ufficio Geologico, 1912.

141. *Carta Geologica d'Italia, alla scala* 1:100.000. *Foglio 28: Aosta* (rilevamenti di S. FRANCHI, V. NOVARESE e A. STELLA). R. Ufficio Geologico, 1912.

142. *Carta Geologica d'Italia, alla scala* 1:100.000. *Foglio 29: Monte Rosa* (rilevamenti di E. MATTIROLO, V. NOVARESE, S. FRANCHI e A. STELLA). R. Ufficio Geologico, 1912.

143. *Carta Geologica d'Italia, alla scala* 1:100.000. *Foglio 41: Gran Paradiso* (rilevamenti di E. MATTIROLO, V. NOVARESE, S. FRANCHI e A. STELLA). R. Ufficio Geologico, 1912.

144. *Carte Géologique de la France, à l'echelle du* 1:50.000. *Feuille de Tignes* (rilevamenti di E. RAGUIN e F. HERMANN), 1930.

145. *Carte Géologique de la France, à l'echellle du* 50.000. *Feuille du Petit-Saint-Bernard* (rilevamenti di E. RAGUIN e F. HERMANN), 1930.

146. *Atlas Géologique de la Suisse* 1:25.000. *Feuille 93: Grand S. Bernard et Notice explicative* (rilevamenti di N. OULIANOFF e R. TRÜMPY), 1958.

INDICE

TAVOLA I.

SPIEGAZIONE DELLA TAVOLA I.

PROFILI GEOLOGICI SCHEMATICI DELLA MEDIA VALLE D'AOSTA

Scala 1 : 100.000

I profili 1, 9 e 10 sono stati costruiti in base a precedenti interpretazioni di Gb. Dal Piaz (profili 9 e 10) e di E. Diehl, R. Masson e A. H. Stutz (profilo 1).

1. Serie di Valpelline del ricoprimento Dent Blanche s. s.
2. Serie di Arolla del ricoprimento Dent Blanche s. s.
3. Zona di Roisan.
4. Lembo di ricoprimento del M. Mary
5. Lembo di ricoprimento del M. Emilius.
6. Formazioni post-triassiche della zona dei calcescisti.
7. Trias della zona dei calcescisti.
8. Scisti cristallini del Gran Paradiso.
9. Ricoprimento del Gran San Bernardo.

PROFILI GEOLOGICI SCHEMATICI DELLA MEDIA VALLE D'AOSTA