

CONSIGLIO NAZIONALE DELLE RICERCHE
CENTRO NAZIONALE PER LO STUDIO GEOLOGICO E PETROGRAFICO DELLE ALPI

GIULIO E PIERO ELTER

CARTA GEOLOGICA DELLA REGIONE
DEL PICCOLO S. BERNARDO
(VERSANTE ITALIANO)

NOTE ILLUSTRATIVE

*Con 16 figure nel testo, 2 tavole fuori testo
e 1 carta geologica alla scala 1:25.000*



PADOVA
SOCIETÀ COOPERATIVA TIPOGRAFICA
1965

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

Volume XXV



INTRODUZIONE

La carta geologica dei dintorni del Piccolo S. Bernardo integrata dalle presenti note illustrate rappresenta un contributo alla conoscenza geologica di questa regione. Teniamo a precisare che tale contributo non conclude le nostre ricerche in questa parte dell'alta Val d'Aosta.

L'area che abbiamo rilevato è compresa nelle valli Veni e di La Thuile e nei valloni del Checroui, Arp e Arpy, percorsi da affluenti di destra della Dora Baltea. Il massiccio del M. Bianco a NW, quello del Rutor a SE, la cresta di confine in cui è aperto il valico del Piccolo S. Bernardo a Ovest ed una linea che si avvicina al corso della Dora Baltea a Est ne sono i limiti.

Rilevamenti effettuati da P. BAGGIO e collaboratori della Divisione geomineraria del CNEN (Gruppo α) completano i nostri nelle zone costituite dal Cristallino del massiccio del M. Bianco (la delimitazione delle aree rilevate da ciascuno di noi e dai colleghi del CNEN è indicata in uno schizzo allegato alla carta).

Ringraziamo a conclusione di questo breve preambolo il Consiglio Nazionale delle Ricerche ed in particolare il prof. Angelo BIANCHI, presidente del Comitato di Consulenza per le Scienze Geologiche e Minerarie, per le sovvenzioni che hanno permesso la stampa della carta. Ci è gradito ringraziare anche i professori Giambattista DAL PIAZ e Roberto MALARODA per l'interessamento con cui hanno seguito il nostro lavoro.

SUDDIVISIONE GEOLOGICA

L'area qui considerata è attraversata diagonalmente dal fronte pennidico che delimita due zone di diversa pertinenza (vedi carta tettonica della tavola II): elvetica s.l. a NW di questa linea di dislocazione, pennidica a SE.

Nella parte di pertinenza elvetica s.l. affiorano terreni mesozoici presentanti facies caratteristiche dello spazio di sedimentazione delfinese-elvetica ed i complessi cristallini del M. Bianco e del Chétif. I due massicci cristallini, con parti della loro copertura sedimentaria mesozoica conservata in corrispondenza dei rispettivi fianchi normali, sono separati da una prima fascia di Mesozoico parautoctono. Una seconda

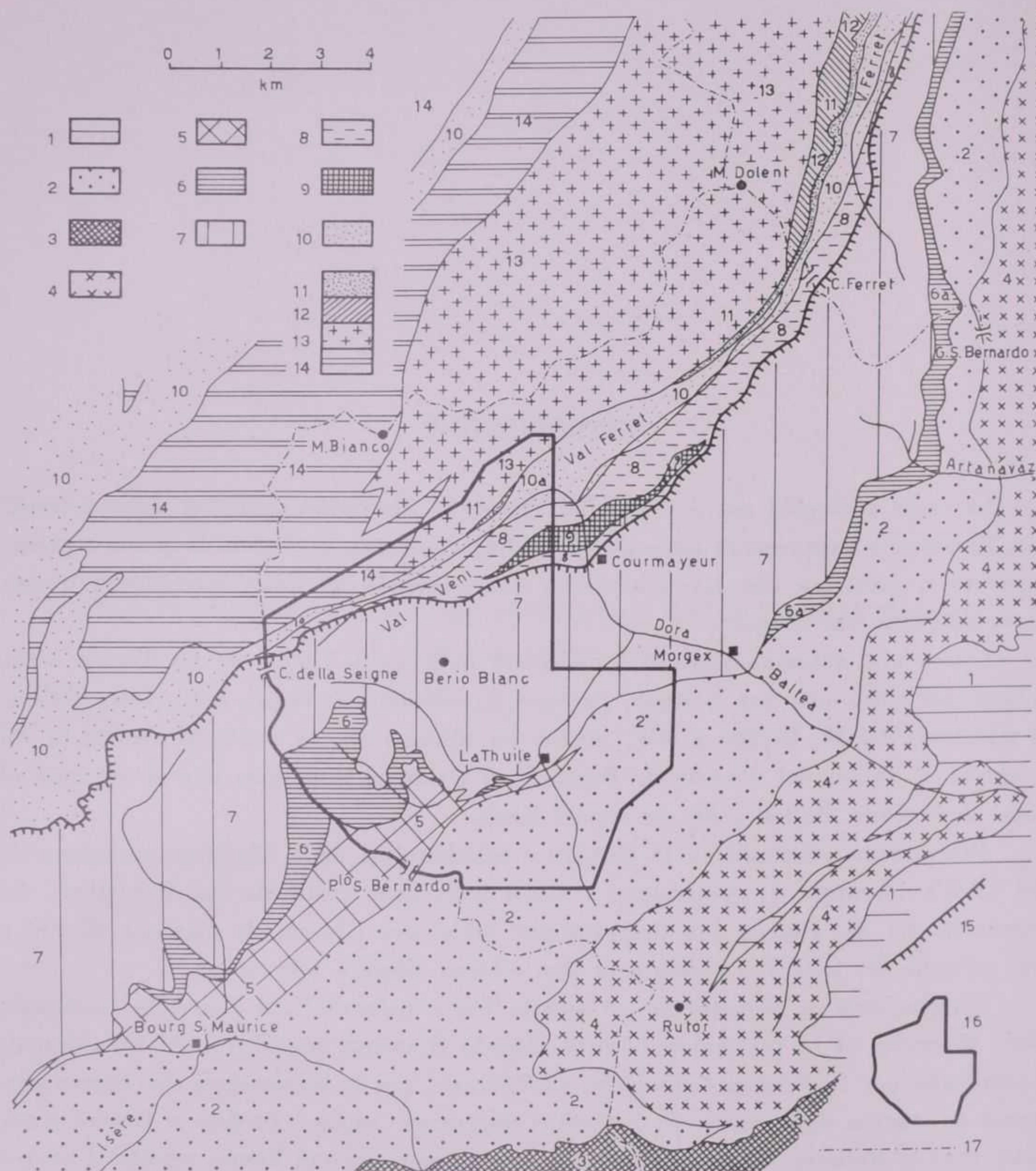


FIG. 1
Schizzo tettonico del settore del Monte Bianco.

- 1 - Zona dei calcescisti e delle pietre verdi.
- 2-4 - Ricoprimento del Gran S. Bernardo: 2 - Premocarbonifero e Trias della Zona « asiale »; 3 - Permocarbonifero e Mesozoico della zona Vanoise - M. Pourri; 4 - Scisti cristallini precarboniferi (Cristallino del Rutor).
- 5 - Zona del Piccolo S. Bernardo.
- 6 - Zona del Versoyen (6^a formazioni attribuite da R. ZULAUFF a questa unità a N della Dora).
- 7 - Zona delle brecce di Tarantasia.
- 8-13 - Zona elvetica s. l.: 8 - Zona ultraelvetica; 9 - Cristallino e copertura mesozoica del Chétif; 10 - Ricoprimenti elvetici s. s. e Zona delfinese; 10^a - Elemento del M. Frety; 11 - Copertura autoctona del Massiccio del M. Bianco in Val Ferret e in Val d'Aosta; 12 - Porfidi della Val Ferret; 13 - Granito del M. Bianco; 14 - Scisti cristallini dei Massicci del M. Bianco e delle Aiguilles Rouges.
- 15 - Fronte pennidico.
- 16 - Limiti dell'area rilevata.
- 17 - Confini politici.

fascia molto più esigua separa il massiccio del Chétif dalla zona pennidica. I componenti di questa fascia interna sono ultraelvetici. Queste facies sono rappresentate anche nella fascia esterna di cui costituiscono le parti più prossime al massiccio del Chétif. Quelle che si addossano al massiccio del M. Bianco appartengono invece allo stesso spazio di sedimentazione che ha dato origine più a NNE ai ricoprimenti elvetici superiori di Diableret e di Wildhorn. Costituiscono perciò un elemento tettonico a se stante elvetico s. s. che per comodità di esposizione chiameremo elemento del M. Frety, perchè costituisce il basamento di questa montagna.

Riteniamo verosimile, per vari motivi che esporremo, che i termini ultraelvetici dell'area considerata siano più interni del massiccio del Chétif. La parte attualmente inserita tra questo massiccio e l'elemento elvetico del M. Frety può essere considerata a nostro giudizio come un lembo di una unità radicata tra il Chétif ed il fronte pennidico, implicato secondariamente nei ripiegamenti degli elementi elvetici che aveva ricoperto.

Distinguiamo pertanto nella parte elvetica l. s. della nostra regione quattro unità così elencabili a partire da quella più esterna: Massiccio del M. Bianco, Elemento elvetico s. s. del M. Frety, Massiccio del Chétif e Zona ultraelvetica.

Quattro unità sono distinguibili anche nella parte pennidica dell'area considerata. Una serie di terreni di età compresa tra il Permo-Trias ed il Cretaceo superiore (o l'Eocene) e caratterizzata dal grande spessore di un complesso calcareo detritico trasgressivo corrispondente alla parte più recente della serie costituisce la prosecuzione nel territorio considerato della Zona delle brecce di Tarantasia delle Alpi savoride.

Delimitata esternamente dal fronte pennidico lungo il quale si sovrappone tettonicamente alla zona elvetica, essa viene ricoperta nelle parti orientali della nostra regione dall'unità costituita dalle formazioni carbonifere della valle di la Thuile e dalla loro copertura triassica e corrispondente alla parte esterna del Ricoprimento del Gran S. Bernardo. Gli altri componenti pennidi della nostra regione appartengono, come abbiamo avuto occasione di dimostrare in un lavoro precedente (1957), ad altre due unità inserite tra la zona delle brecce di Tarantasia ed il ricoprimento del Gran S. Bernardo. Esse sono la Zona del Versoyen e la Zona del Piccolo S. Bernardo, caratterizzate da un passaggio stratigrafico diretto da un insieme post-triassico di scisti più o meno calcariferi con intercalazioni di ofioliti ad un complesso paleozoico la prima, da una serie continua dal Trias sup. ad un livello imprecisabile del Giurese la seconda. Le due unità presentano una spiccata individualità anche dal punto di vista tettonico.

PARTE PRIMA

CARATTERI STRATIGRAFICI E LITOLOGICI

I. - ZONA ELVETICA

A) SUBSTRATO PRETRIASSICO

IL CRISTALLINO DEL M. BIANCO

Costituiscono la parte marginale del Cristallino del M. Bianco compresa nei limiti della carta, rocce appartenenti sia al nucleo granitico del massiccio, sia agli scisti cristallini di copertura.

Le prime occupano il settore nord-orientale di questo margine, le seconde quello sud-occidentale. Non avendo compiuto personalmente indagini nel Cristallino del M. Bianco, rimandiamo ai lavori di P. BAGGIO (1958, 1964) che è l'autore del rilevamento di questa parte della carta, per ogni notizia riguardante le caratteristiche petrografiche di queste rocce, i loro rapporti e la loro origine. Un'accenno al modo con cui esse vengono considerate dal punto di vista cronologico è tuttavia indispensabile.

P. BAGGIO ritiene che gli scisti cristallini derivino da una serie antecarbonifera e forse archeozoica trasformata in metamorfiti in un ciclo orogenetico preercinico e considera collegate con il ciclo ercinico l'intrusione granitica e la genesi di una parte delle cataclasiti e delle miloniti così frequenti nel Cristallino del M. Bianco. Un'altra parte delle facies cataclastiche vengono invece attribuite dall'autore alla tettogenesi alpina ed in particolare quelle, presso il margine interno, che compaiono sulla nostra carta.

IL COMPLESSO PRETRIASSICO DEL M. CHÉTIF.

1) *Tipi litologici.*

Sono facilmente distinguibili macroscopicamente, ma in alternanze ed implicazioni talmente fitte ed irregolari da non potere essere separate cartograficamente due principali gruppi di costituenti:

- a) graniti cataclastici e cataclasiti granitiche
- b) porfiroidi derivati da porfidi di vario tipo e da tufi

a) *Graniti.* - Nelle rocce granitiche si osservano tutti i passaggi da graniti moderatamente cataclastici e cataclasiti. I relitti delle strutture primarie sono costituiti da quarzo, ortoclasio micropertitico, ed albite-oligoclasio. La biotite è molto scarsa e comunque sempre cloritizzata più o meno completamente. Sono caratteristiche e diffuse le strutture di implicazione quarzo-ortoclasio. Il plagioclasio a tendenza subautomorfa e leggermente subordinato rispetto al feldispatio potassico, appare spesso incluso nelle plaghe xenomorfe di micropertite.

Macroscopicamente le rocce presentano le caratteristiche di un granito di tipo aplitico chiaro un po' verdastro a grana media.

b) *Porfiroidi*. - Si tratta nella maggior parte dei casi di rocce pseudoscistose grigio verdastre, caratterizzate da macchie lenticolari allungate verde scuro costituite da aggregati di sericite e di clorobiotite. Esse appaiono generalmente costituite da un aggregato più o meno fine di sericite e di quarzo a cui possono aggiungersi clorobiotite, pirite, titanite o leucoxeno e talvolta calcite, da relitti di fenocristalli di quarzo, feldispati potassici e plagioclasi (più o meno sericitizzati come i feldispati oppure alterati in pistacite e calcite), e da biotite cloritizzata o più spesso trasformata in aggregati di biotite verde e di prodotti titaniferi. La tessitura è più o meno marcatamente scistosa ed in alcuni tipi la struttura originaria è quasi irriconoscibile. Il limite opposto è rappresentato da tipi litologici assai meno frequenti in cui la struttura e la composizione della roccia originaria sono state scarsamente modificate. Se si prescinde dalle caratteristiche dovute alle laminazioni subite essi sono classificabili in: porfidi quarziferi a tendenza afanitica-felsitica, porfidi quarziferi micropegmatitici, granofiri e cineriti.

I porfidi afanitici sono compatti, grigio chiaro, rosacei o verdastri. Al microscopio si distinguono fenocristalli di diametro raramente superiore al mm di quarzo automorfo spesso corroso, di plagioclasio di tipo andesinico (30-40 % di An), di micropertite e di aggregati di clorobiotite derivanti dalla trasformazione della biotite primaria ed una massa di fondo estremamente fine. Costituiscono quest'ultima granuli micrometrici di quarzo, feldspato alcalino, biotite verde e sericite. La tessitura è talvolta di tipo pseudofluide. Una struttura porfirica macroscopicamente evidente ed un colore grigio chiaro un po' verdastro caratterizzano i porfidi micropegmatitici ed i granofiri. Nei primi si osservano fenocristalli con diametri oscillanti attorno ai due mm di quarzo, plagioclasio andesinico (30-40 % di An), micropertite ortoclasica, aggregati di biotite verde ed una massa di fondo meno fine e più eterogenea di quella dei porfidi afanitici, costituita da plagioclasio idiomorfo, granuli xenomorfi di micropegmatite molto fine ed aggregati irregolari di quarzo, feldspato e sericite. Nei granofiri nettamente più grossolani non si osserva più un vero distacco tra fenocristalli e massa di fondo, ma granuli di dimensioni comprese tra 3 e 5 mm di quarzo (spesso con corrosioni magmatiche), plagioclasio andesinico (30 % di An), ortoclasio micropertitico e micropegmatite.

Infine le cineriti sono distinguibili al microscopio soltanto per la presenza di frammenti di cristalli di quarzo, ortoclasio, micropertite, muscovite e zircone, di elementi litoidi di granofiro o costituiti dall'associazione di plagioclasio e di quarzo, e di zone subparallele lenticolari o fusiformi e costituite da un aggregato quarzoso feldispatico da micro a criptocristallino con relitti di strutture di devitrificazione. Non abbiamo osservato elementi litoidi o frammenti cristallini di dimensioni superiori ai 2 mm di diametro. In tutti i quattro tipi litologici descritti si constata un'alterazione generalmente moderata del feldspato (sericizzazione e nel plagioclasio produzione di pistacite e calcite) mentre la biotite primaria è sostituita dalla clorobiotite o più raramente da clorite.

2) *Rapporti tra granito e porfiroidi.*

Si è già accennato alla complessità di questi rapporti. Il granito costituisce innumerevoli lenti subconcordanti di potenza ridotta in certi casi a pochi decimetri e generalmente non superiore a qualche decina di metri nella massa dei porfiroidi.

L'esistenza di questi tipi di rapporti è già stata notata da S. FRANCHI (1900, 1907). DUPARC & MRAZEC (1894) l'avevano invece ignorata ed affermavano erroneamente la presenza di un'unica massa granitica inferiore ricoperta tettonicamente dai porfidi. SANERO (1938) ritiene invece, malgrado l'evidenza del contrario, che le intercalazioni lenticolari di granito siano apparenti e dovute alle intersezioni con la superficie topografica del limite di una massa granitica profonda con la sua coltre porfirica. Per quanto riguarda i rapporti litologici il contatto tra granito e porfidi è generalmente netto. Non mancano tuttavia esempi già notati da S. FRANCHI (1901, 1907) di transizione litologiche. Esse interessano porfiroidi riferibili a granofiri. Sono anche da segnalare degli arricchimenti in biotite verde e pistacite che si osservano talvolta per uno spessore di qualche centimetro al contatto dei porfidi con il granito.

3) *Problemi di genesi.*

I materiali originari dei porfiroidi sono stati considerati filonianici da DUPARC & PEARCE (1896), effusivi da C. SANERO (1938).

L'analogia presunta con i porfidi quarziferi della Val Ferret Svizzera, e tra le condizioni geologiche d'insieme del M. Chétif e della parte marginale del Massiccio del M. Bianco in cui sono compresi i porfidi della Val Ferret, sono alla base della prima interpretazione. In realtà se certi tipi litologici della Val Ferret possono essere confrontati con quelli del Chétif, nessuna corrispondenza è constatabile tra i due complessi di appartenenza. Nella Val Ferret si tratta (OULIANOFF 1958) di rocce filonianiche iniettate, con pegmatiti ed apliti che ne rappresentano gli « emissari », negli scisti cristallini della copertura del granito del M. Bianco, mentre mancano al M. Chétif porfidi a giacitura di tipo filoniano e qualsiasi traccia degli scisti cristallini in cui dovrebbero apparire iniettati.

L'ipotesi di SANERO è invece basata sulla presenza di tufi che già S. FRANCHI aveva segnalato (1901).

Si è visto come questa presenza sia confermata dalle nostre osservazioni ⁽¹⁾. Non la consideriamo tuttavia sufficiente per attribuire senza eccezioni tutti i porfiroidi del Chétif a lave di tipo riolitico ed ai loro tufi. A nostro avviso il problema genetico rimane aperto per una parte dei porfiroidi, data anche l'esistenza di transizioni litologiche da facies granofiriche a rocce granitiche.

Per i graniti la questione è ancora più complessa. Non è da escludere che le loro intercalazioni nei porfiroidi derivino in parte da una giacitura primariamente filoniana o in apofisi. Si dovrebbe però ammettere che il granito sia più tardivo delle

⁽¹⁾ Anche se le rocce attribuite a tufi dal SANERO nulla hanno di comune con quelle da noi descritte come cineriti e corrispondano verosimilmente a porfiroidi milonitici.

colate a cui sono riferibili parti più o meno cospicue dei porfiroidi. In ogni caso ci sembra poco probabile che si tratti, come ritiene F. SANERO, dello stesso granito che costituisce il nucleo intrusivo del massiccio del M. Bianco (¹). Un confronto dovrebbe se mai essere ricercato con le manifestazioni aplitiche e pegmatitiche di quel massiccio, verosimilmente tardive rispetto alla genesi della massa granitica principale.

Assai più verosimile è l'attribuzione al Permiano delle rocce di origine effusiva proposta dall'autore citato.

B) FORMAZIONI MESOZOICHE

1) Trias.

Sul foglio M. Bianco della Carta Geologica d'Italia alla scala 1:100.000 sono stati attribuiti al Trias i terreni sedimentari affioranti sul versante sinistro della Val Veni nei pressi di Peuterey. Si tratterebbe secondo la legenda della carta suddetta di « dolomie a patina bruna con tracce di Sifonee », ma S. FRANCHI a cui si deve il rilevamento di questo foglio segnala anche (1901, 1907) arenarie, scisti, calcari e, in contatto con il Cristallino, strati quarzitici e calcari con elementi brecciosi di rocce cristalline. In realtà queste formazioni che affiorano a WNW di Peuterey sono

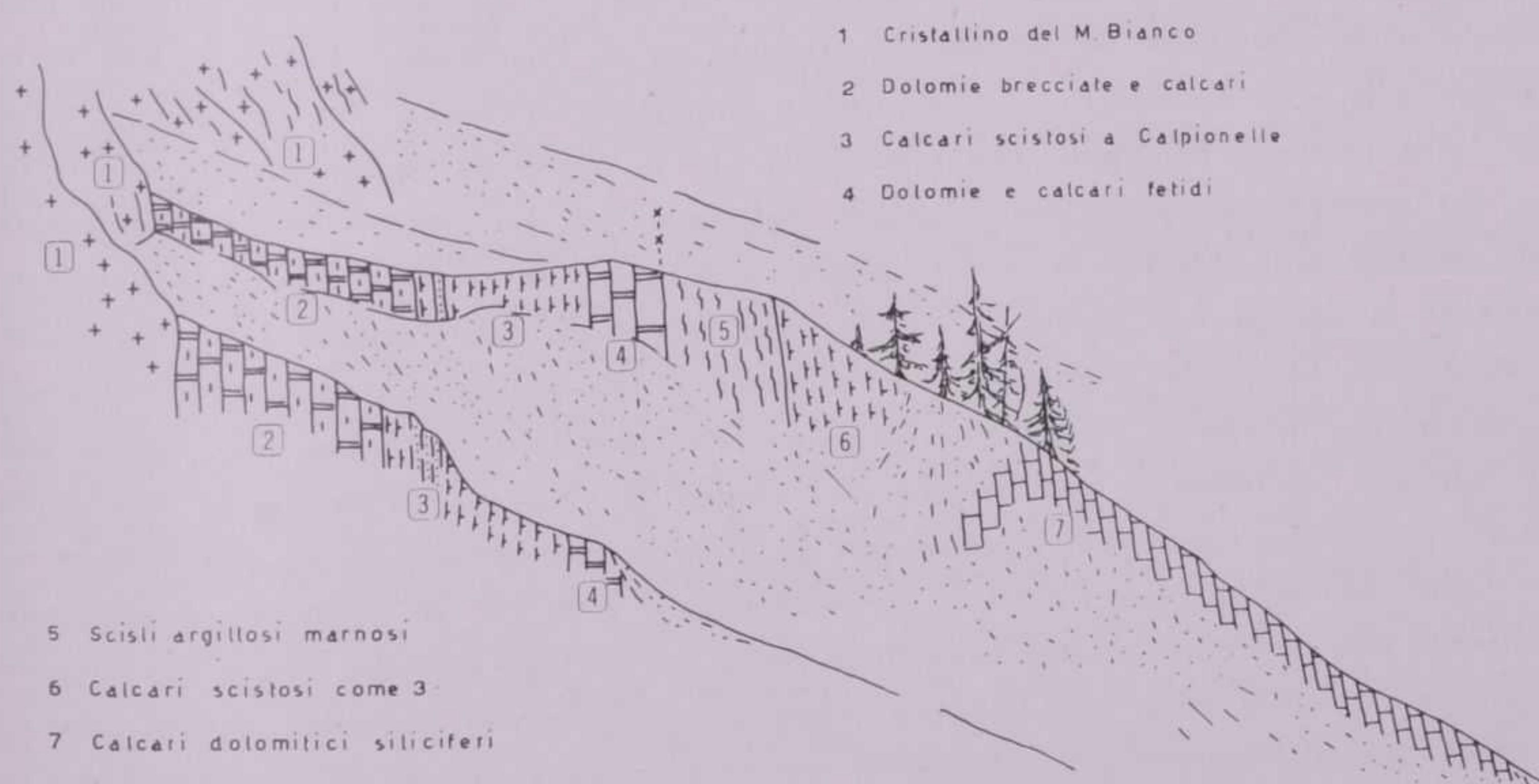


FIG. 2
Profili schematici del Trias e della copertura autoctona post-triassica
del Massiccio del Monte Bianco a WNW di Peuterey.

(¹) Considerato attualmente di età prewestfaliana (BACCI, 1964). Secondo F. SANERO le colate che hanno dato origine ai porfiidi si sono estese su di una massa granitica già consolidata.

ancora più eterogenee. Vi si nota, partendo dal Cristallino del M. Bianco qui rappresentato da gneiss biotitici con intercalazioni di apliti entrambi cataclastici, la seguente successione (vedi figura 2):

- 1) Dolomie calcarifere compatte nerastre a patina ocrea, assumenti spesso un aspetto brecciato visibile soltanto in superficie, interstratificate con calcari spaciei dello stesso colore contenenti tracce di organismi. Alla base sono localmente notevolmente detritiche. Il contatto con il Cristallino è verosimilmente trasgressivo. 15-18 metri.
- 2) Calcarei carboniosi un po' scistosi con tracce di Calpionelle. Vi si nota presso il contatto inferiore con l'orizzonte precedente intercalazioni di rocce silicee. 15 metri.
- 3) Dolomie e calcari fetidi nerastri. 6-7 metri.
- 4) 10 metri circa di scisti argillosi neri tenaci con intercalazioni marnose e frammenti di Echinidi.
- 5) Calcarei scistosi come il termine 2. 7-8 metri di potenza apparente.
- 6) Calcarei dolomitici cristallini siliciferi grigi. Potenza apparente 50 metri circa.

Il Quaternario maschera la prosecuzione della serie e così pure la parte superiore del termine 5, e la parte inferiore dei calcari dolomitici 6.

Le dolomie scure a patina ocrea del termine 1 devono corrispondere alle dolomie scure con tracce di Sifonee menzionate da S. FRANCHI. Malgrado una certa analogia con le « *dolomies capucin* » della copertura triassica dei massicci esterni delle Alpi francesi, riteniamo più verosimile che si tratti di un orizzonte post-triasico. La presenza di Diplopore è infatti dubbia e non ha potuto essere confermata nella seconda nota del FRANCHI (¹) mentre la formazione sembra associata stratigraficamente ai calcari con tracce di Calpionelle. Anche gli scisti argillosi 4, legati stratigraficamente ai calcari titoniani 5, le dolomie 3 che rappresentano verosimilmente la ricomparsa di quelle basali non possono corrispondere al Trias. Ne deriva che l'attribuzione cronologica che figura nel foglio M. Bianco della Carta Geologica d'Italia può essere conservata soltanto per le dolomie calcarifere silicee del termine 6.

Oltre che molto meno esteso, il Trias affiorante a WNW di Peuterey risulta non pertinente alla copertura stratigrafica del Cristallino del M. Bianco, che è ovviamente rappresentata dalla serie post-triasica sottostante. Dovrebbe pertanto venire riferito all'unità immediatamente più interna di questa copertura che è l'Elemento Elvetico s. s. del M. Frety. Costituenti triassici non sono conosciuti altrove in questo elemento, in corrispondenza dell'area rilevata; il Trias è tuttavia rappresentato nel substrato delle serie che ne rappresentano il probabile prolungamento oltre la cresta di confine italo-francese.

(¹) C. F. PARONA a cui S. FRANCHI aveva inviato campioni di queste rocce compreso quello con le supposte Sifonee afferma di avervi osservato soltanto articoli di Crinidi spicule di Spugne, qualche Foraminifero e gusci di bivalvi e di ritenerne l'orizzonte più verosimilmente giurese o liassico (S. FRANCHI, 1907, pag. CLXVII-CLXXVIII).

Una situazione analoga si verifica per la Zona Ultraelvetica. Il Trias, che non vi affiora in corrispondenza della regione rappresentata sulla carta, emerge nel suo prolungamento nord-orientale nella Valle Ferret Italiana. Nella copertura autoctona delle formazioni pretriassiche del M. Chétif il Trias manca, ma in questo caso si può accettare che la sua assenza è dovuta a ragioni stratigrafiche, come nella copertura autoctona del Massiccio del M. Bianco.

2) *Lias*.

La copertura del complesso porfirico-granitico del M. Chétif è costituita da un complesso calcareo-arenaceo che raggiunge la potenza massima di 200 metri. A NNW di Pian Checroui appare così costituito in ordine stratigrafico partendo dal terreno più antico :

- 1) 2-3 m di calcari arenacei a patina scura con elementi cristallini detritici, ricoprenti graniti e porfiroidi del Chétif.
- 2) Calcarei grigio chiari a patina nocciola, con quarzo detritico e frammenti di articoli di Crinoidi, formanti la parte essenziale della serie.
- 3) Quarziti biancastre a patina giallastra in banchi decimetrici separati da intercalazioni calcaree con filoncelli concordanti di barite e fluorite, mineralizzate a solfuri. 5 metri.

Seisti filladici ultraelvetici troneano in leggera discordanza tettonica la parte superiore di questa serie trasgressiva sul Cristallino del Chétif. Le sue caratteristiche litologiche e di facies fanno escludere l'età triassica che le era stata attribuita da DUPARC & MRAZEC (1894) (¹).

Un'età liassica è suggerita dal confronto con facies di questa età di serie elvetiche note, ma ci si deve accontentare di questa attribuzione generica.

Per quanto concerne le altre unità della Zona Elvetica, facciamo notare che il Lias non è rappresentato nella copertura autoctona del M. Bianco perchè l'orizzonte trasgressivo basale è, come vedremo, verosimilmente più recente. Il Lias manca anche nell'Elemento elvetico del M. Frety, ma non si deve trattare in questo caso di lacuna, perchè terreni di questa età sono rappresentati nelle serie che ne costituiscono il probabile prolungamento in altre regioni. Non è infine da escludere la presenza del Lias nella parte ultraelvetica dell'area considerata. Può essere rappresentato infatti in un orizzonte di calcari arenacei difficilmente distinguibili da facies eterocroniche più recenti e di cui tratteremo nel paragrafo che segue. Comunque facies sicuramente liasiche più antiche di questo orizzonte sono segnalate nel prolungamento nord-orientale della zona ultraelvetica delle valli Ferret italiana e svizzera (R. TRÜMPY 1954, e tesi di laurea inedita di R. COMPAGNONI). Non esiste pertanto lacuna stratigrafica in corrispondenza del Lias neppure negli elementi ultraelvetici.

(¹) Parzialmente adottata in apparenza, ma in realtà dovuta semplicemente ad un errore di disegno, anche sul foglio M. Bianco della Carta Geologica d'Italia. Queste formazioni sono infatti attribuite al Giurese in altre parti dello stesso foglio e sul foglio Aosta.

3) *Dogger*.

La parte essenziale del Dogger è costituita nel territorio qui considerato da scisti argillosi più o meno ardesiaci o filladici carboniosi e caratterizzati spesso da noduli ferruginosi. Malgrado l'assenza di fossili sono attribuibili all'Aleniano nella loro parte maggiore, data l'evidentissima analogia con le facies che caratterizzano e rendono ovunque agevolmente riconoscibile questo piano nelle serie delfinesi-elvetiche. A questi scisti sono stratigraficamente associate altre due facies: calcari grigi un po' argillosi ricchi in resti di Echinodermi (articoli di Crinidi, radioli di Echinidi, piastre di Crinidi e di Echinidi) e calcari arenacei seuri, spesso caratteristicamente zonati per la comparsa di fitte intercalazioni arenaceo-quarzitiche nettamente più chiare e di spessore variabile dal millimetro a qualche decimetro.

Le encriniti ricoprono stratigraficamente gli scisti argillosi ed in parte possono sostituirli lateralmente. Per la loro posizione nella serie e per l'analogia con facies datate di altre serie elvetiche possono venire attribuite al Baiociano che può includere eventualmente la parte più recente degli scisti.

I calcari arenacei zonati appaiono associati alle encriniti in diversi punti della Val Ferret e della nostra regione (Valloni di Marguera e di Pra see, Colle del Piccolo Ferret, Alta Val Veni) mediante passaggi stratigrafici verticali o orizzontali. Ciò sembra giustificare la loro attribuzione al Baiociano effettuata da R. TRÜMPY (1954) nell'alta Valle Ferret Svizzera e da M. B. CITA (1953) in quella Italiana. Il rinvenimento di un esemplare di Spiriferina da parte di R. COMPAGNONI nei calcari arenacei del Vallone di Armina (versante sinistro della Valle Ferret Italiana) dimostra tuttavia l'esistenza di un orizzonte prebaiociano e contraddistinto da una facies perfettamente analoga.

Nel territorio considerato i calcari arenacei appaiono associati agli scisti argillosi a cui passano sia lateralmente sia in senso verticale, senza che si possa stabilire nella maggior parte dei casi se questi passaggi interessino la parte più antica o quella più recente degli scisti. Ne deriva che non è in genere possibile distinguere i due orizzonti eterocronici.

Scisti argillosi e calcari arenacei zonati costituiscono da soli tutta la parte affiorante nel territorio considerato della serie ultraelvetica.

Nell'elemento elvetico del M. Frety gli scisti argillosi costituiscono il termine più antico affiorante, se si prescinde dal lembo triassico di Peuterey. Agli scisti che raggiungono i 100 metri di spessore e presentano intercalazioni di encriniti nella parte sommitale succede il Baiociano costituito da encriniti oppure da calcari arenacei zonati (Alta Val Veni). Questo viene ricoperto da calcari a lastre un po' argillosi che per la loro situazione tra il Baiociano e un complesso argilloso-calcareo probabilmente callovo-oxfordiano che li ricopre possono venire considerati batoniani. La loro separazione cartografica dal Malm a cui passano superiormente non è, salvo casi particolari, possibile.

Il Dogger non sembra invece rappresentato nella copertura autoctona del M. Bianco né in quella del M. Chétif.

4) *Malm*.

La presenza del Malm è limitata alla serie elvetica s. s. dell'elemento del M. Frety ed alla copertura del massiccio del M. Bianco.

In alcune zone (pendici meridionali del M. Frety, dintorni del santuario di Notre Dame de la Guerison) si può distinguere nel Malm elvetico la seguente successione verticale di facies (dal basso):

1) Calcarei leggermente argillosi grigi con macchie giallo-arancione di ancherite, ricristallizzati e suddividibili in piastrelle o piccole lastre, ricoprenti le encriniti baiociane. 50-70 metri.

2) Scisti calcarei grigi lucenti un po' filladici, con intercalazioni di calcari simili ai precedenti e di scisti più argillosi, seuri, che diventano preponderanti nella parte superiore del complesso. 100-120 metri.

3) Calcarei macroscopicamente simili a quelli del termine 1, ma distinguibili per una maggior finezza di grana ed un colore più scuro dovuto ad un pigmento carbonioso diffuso. Contengono Belemniti ed impronte di Ammoniti deformate ed indeterminabili. 80 metri circa.

4) Calcarei fini nerastri a frattura conoide con sezioni di Calpionelle. 7-8 metri.

5) Calcarei fortemente silicei compatti e massicci, grigi o neri, a patina nocciola, con tracce di spicule di Spugne e qualche sezione di Calpionella. 12-15 metri.

Tra i vari termini si osservano passaggi gradati talvolta quasi insensibili. Per questa ragione e in base alla presenza di Calpionelle che sono di tipo *C. alpina* e *C. elliptica* ⁽¹⁾, attribuiamo, tenuto conto delle facies più abituali del Malm elvetico: al Batoniano il termine 1, al Calloviano-Oxfordiano il termine 2, all'Argoviano-Titoniano inferiore il termine 3, ed al Titoniano superiore o al Titoniano-Berriano i termini 4 e 5 di questa successione. Il Malm elvetico viene perciò inteso come comprensivo del Batoniano e del Calloviano (eventualmente anche del Berriano). Questo, come si è già accennato, per esigenze di rappresentazione cartografica, dovute all'impossibilità di separare cartograficamente il Batoniano in certe zone e soprattutto il Calloviano dall'Oxfordiano. Facciamo inoltre notare che il complesso attribuito al Malm è spesso indifferenziabile nei suoi costituenti per ragioni tettoniche.

Il Malm autoctono è rappresentato a WNW di Peuterey nella successione interposta tra il Cristallino del M. Bianco ed i calcari dolomitici riferibili al Trias che abbiamo descritto a pag. 10. Altrove costituisce lembi di spessore assai più esiguo addossati in modo discontinuo al Cristallino del M. Bianco tra questa località ed il M. Frety. A Peuterey sono riferibili al Malm (vedi fig. 2) i calcari a Calpionelle e verosimilmente le sottostanti dolomie brecciate associate a calcari spatici neri. Un riferimento all'Argoviano di questo orizzonte inferiore trasgressivo è suggerito dall'analogia, che vi ha riscontrato recentemente R. GRASMÜCK (1961), con formazioni di questa età della copertura autoctona del M. Bianco dell'alta Val Ferret Svizzera.

⁽¹⁾ Una determinazione specifica vera e propria non è stata possibile perchè il numero delle sezioni non offre una base statistica sufficiente.

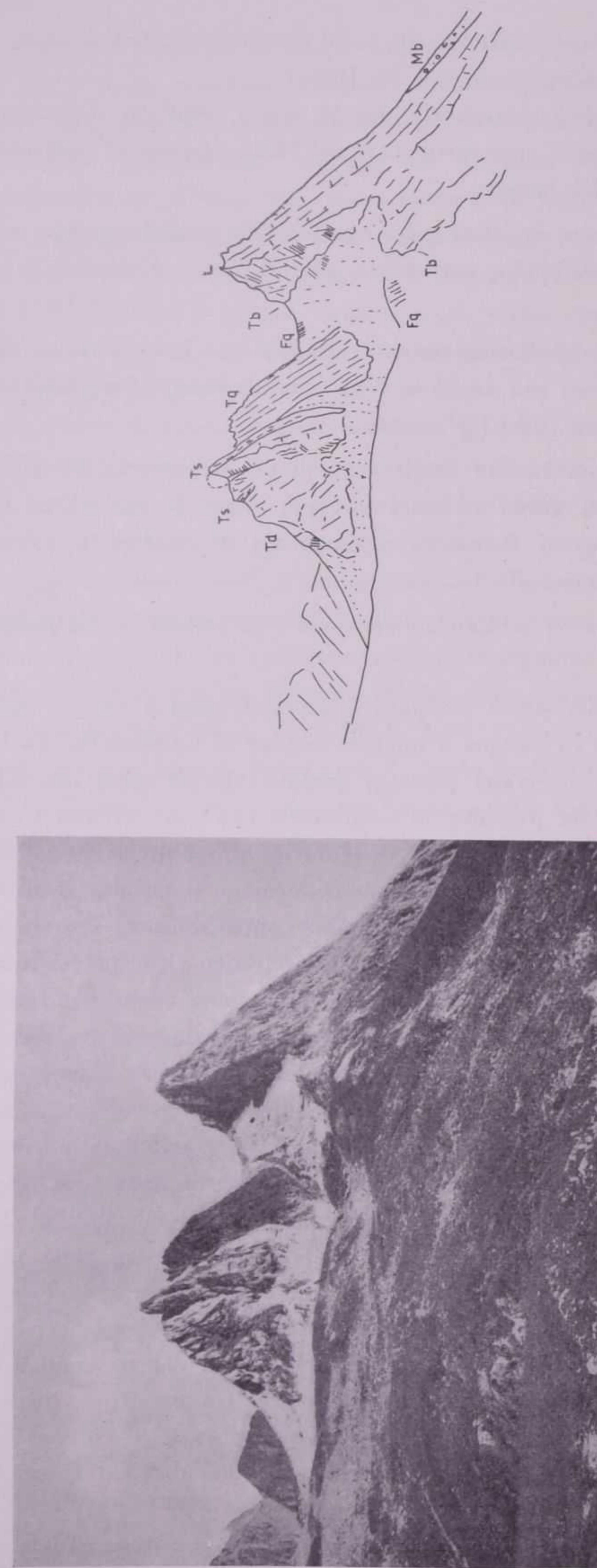


FIG. 3
Le « Piramidi Calcaree ».

Fq, flysch (serie scistoso-quarzitica); *Mb*, breccie del Malm; *L*, calcari liassici della « Piramide » meridionale; *Tb*, breccie dolomitiche; *Td*, calcari e dolomie del Trias medio; *Tq*, quarziti ed anageniti del Trias inferiore.

(Foto S. Stefanelli)

Successioni simili a questa, anche se di spessore estremamente ridotto per le laminationi subite, sono osservabili nei lembi autoctoni situati più a NE: dolomie simili a quelle di Peuterey sormontate da calcari a Calpionelle con uno spessore complessivo che non supera generalmente il metro.

5) *Neocomiano.*

Riteniamo possibile che gli scisti argillo-marnosi stratigraficamente associati ai calcari a Calpionella dell'autoctono di Peuterey (vedi pag. 10 e fig. 2) possano corrispondere al Neocomiano. Li abbiamo osservati anche tra Peuterey e il M. Frety nella stessa situazione ed oltre i limiti dell'area corrispondente alla carta sopra La Vachey (Val Ferret) dove appaiono inseriti tra il Malm ed un orizzonte fossilifero del Gault (R. COMPAGNONI, G. ELTER & C. STURANI 1964). Nel territorio considerato il loro spessore è troppo esiguo (10 metri circa a Peuterey) perchè possano venire distinti cartograficamente dal Malm.

II. - ZONA DELLE BRECCE DI TARANTASIA

I costituenti di questa unità sono suddivisibili in un substrato essenzialmente triassico ma comportante localmente formazioni più recenti (Lias-Malm) e forse leggermente più antiche (Neopermiano) ed in una copertura trasgressiva postgiurese alla quale corrisponde una serie calcareo detritica a carattere di Flysch e di grande potenza.

A) IL SUBSTRATO

Gli affioramenti di maggiore interesse sono indubbiamente quelli delle Piramidi Calcari, sia per la loro grande estensione sia per le felici condizioni di esposizione. Ciò giustifica la descrizione particolareggiata che segue.

Si tratta (vedi figure 3 e 4) di due piccoli massicci isolati che corrispondono a due scaglie tettoniche fortemente raddrizzate, formate essenzialmente da dolomie e calcari e separate da una sottile fascia di Flysch scistoso.

LA PIRAMIDE CALCAREA SETTENTRIONALE

La serie della Piramide settentrionale inizia con una formazione di quarziti localmente feldispatiche, verdastre per l'abbondanza di sericite, in banchi di 50 cm - 2 m, separati tra loro da sottili strati di scisti sericitici. La grana delle quarziti può variare fino a diventare conglomeratica. In questo caso la presenza di ciottoli di quarzo rosa può conferire alla roccia un aspetto simile a quello di certe anageniti del Verrucano brianzone. Le quarziti affiorano immediatamente a Nord del colle delle Piramidi calcaree, per uno spessore di 50 metri circa con forte pendenza a SE.

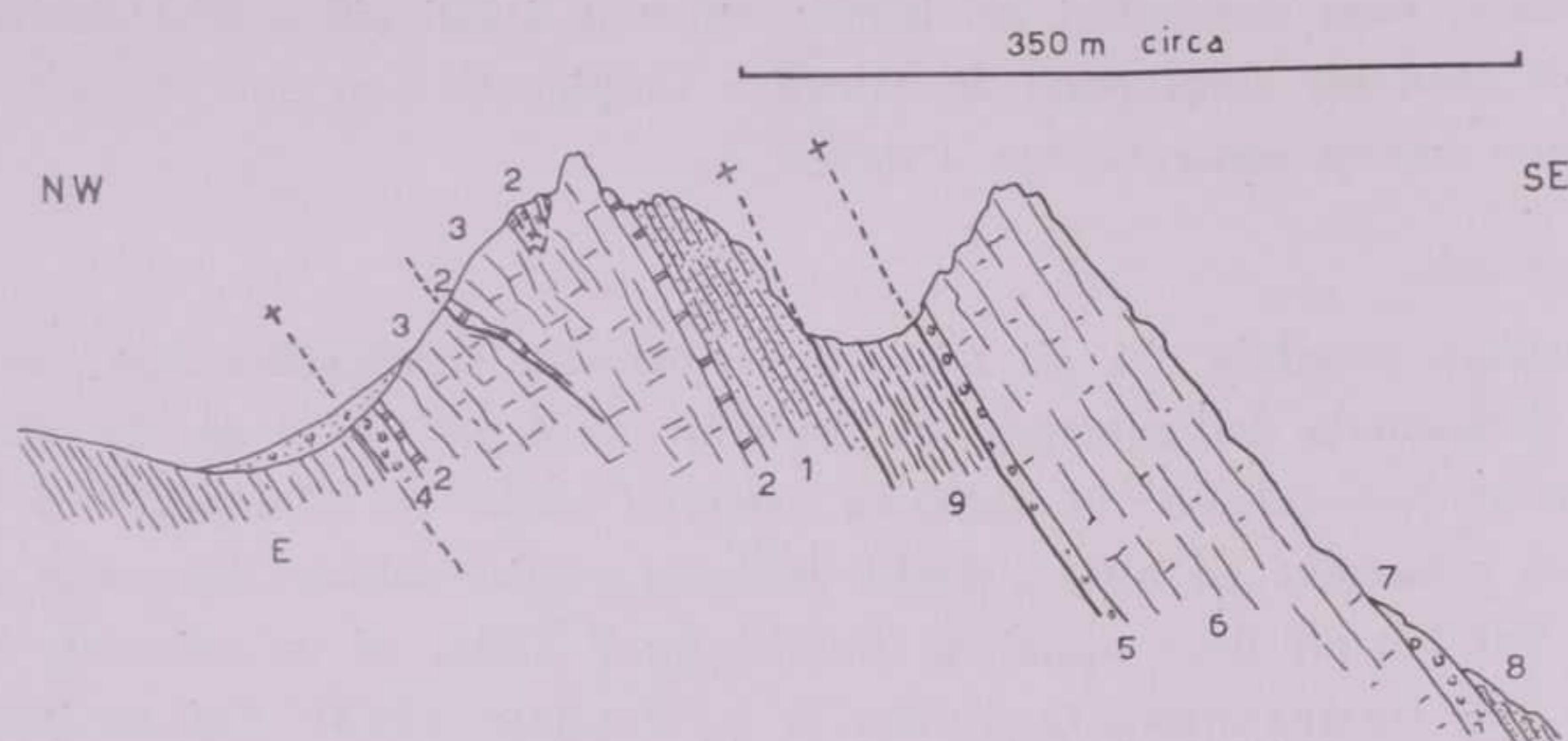


FIG. 4

Profilo attraverso le « Piramidi Calcareae ».

1 - Quarziti, anageniti, ecc del Trias Inferiore; 2 - Dolomie e scisti; 3 - Calcari e dolomie del Trias medio; 4 - Carniole; 5 - Brecce dolomitiche del Trias superiore; 6 - Calcarei liassici; 7 - Brecce del Malm; 8 - Microbrecce ad Orbitoline; 9 - Serie scistoso-quarzitica del Flysch; - E - Zona elvetica s. 1.

A N delle quarziti (vale a dire sotto ad esse geometricamente) compare una sottile fascia di scisti pelitici scuri che sembra fare da transizione ad una formazione di dolomie che si sfaldano in sottili lastre, caratterizzate da una patina giallo intenso. Associate a queste compaiono brecce interformazionali ad elementi e cemento formati dalla stessa dolomia.

Segue una serie di calcari dolomitici e dolomie, spesso brecciati, alquanto disturbati tettonicamente, in cui sono riconoscibili alcune facies triassiche caratteristiche. In particolare si rinvengono i cosiddetti « *Calcaires vermiculées* » tipici dell'Anisico brianzono (¹) e calcari spatici in cui è stato possibile rinvenire numerosi articoli di Crinoidi dolomitizzati attribuibili al genere *Encrinus*.

LA PIRAMIDE CALCAREA MERIDIONALE

Il colle che separa le due Piramidi è occupato da una fascia di scisti neri pizzicati tettonicamente ed attribuibili al Flysch post-giurese. Al di sopra di questi scisti e con contatto ovviamente meccanico inizia la serie della seconda Piramide.

La base della serie è rappresentata da brecce ad elementi e cemento dolomitici. Dalle brecce con evidente continuità si passa a calcari massicci grossolanamente cristallini, bianchi, ceroidi o grigiastri che formano la massa principale della Piramide meridionale. In questi calcari R. BARBIER (1951) ha segnalato la presenza di Belemniti, ed altri esemplari di Belemniti sono stati rinvenuti da J. DEBELMAS du-

(¹) Calcarei dolomitici grigi cosparsi da innumerevoli piste meandriformi riempite da un sedimento argilloso per lo più sericitizzato, che, nel caso delle Piramidi calcaree, risultano per lo più schiacciate e deformate fino ad essere ridotte a semplici chiazze sericitiche.

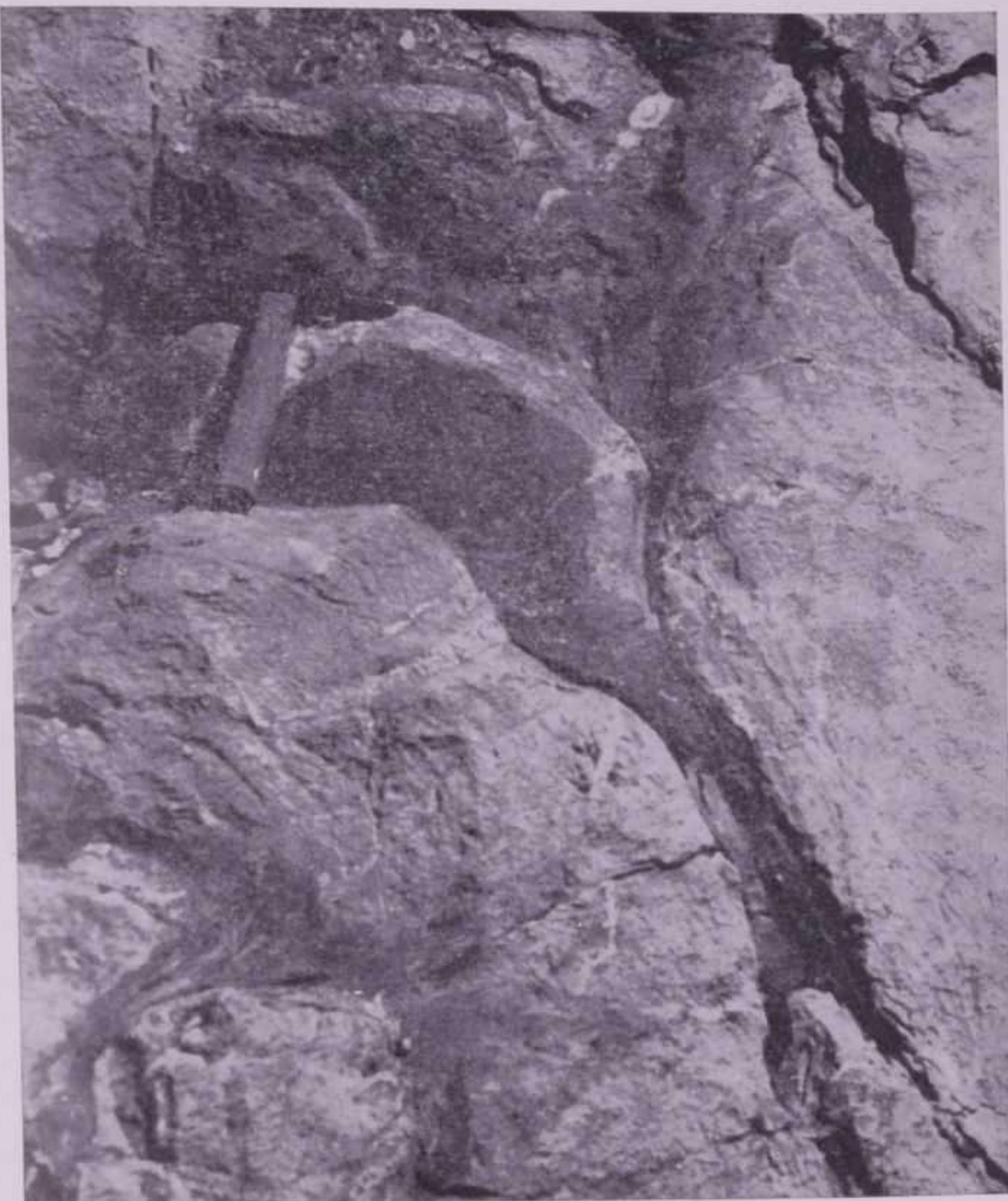


FIG. 5

Particolare del contatto Malm - Lias alla base della « Piramide » meridionale. Si osservi come il calcare grigio scuro del Malm incrosti il calcare massiccio del Lias (grigio chiaro), penetrando nelle fessure e nelle anfrattuosità.

(Foto S. Stefenelli)

rante un'escursione in nostra compagnia. Oltre a questi fossili si rinvengono con una certa frequenza resti di Coralli che devono avere avuto una parte importante nell'origine del calcare stesso.

I calcari massicci raggiungono nella parte centrale della piramide uno spessore di circa 150 metri. Lo spessore degrada però rapidamente verso SW ed è ridotto a soli 6 metri nel letto del torrentello che scende dalla Montagne des Glaciers. In questo affioramento i contatti sia alla base sia alla cima della formazione hanno un carattere stratigrafico ed i calcari stessi non sembrano particolarmente tettonizzati. Se ne deve dedurre che la riduzione di spessore è determinata da cause stratigrafiche forse connesse anche con il carattere di scogliera dei calcaro.

La parete SE della Piramide meridionale ha l'aspetto di una grande placca fortemente ed uniformemente inclinata che corrisponde in gran parte alla superficie superiore di questi calcari. In tutta la parte centrale della parete questa superficie appare irregolarmente incrostata da calcari grigio scuri che ne riempiono tutte le anfrattuosità ⁽¹⁾.

⁽¹⁾ Queste hanno (vedi fig. 5) l'aspetto di un reticolato di piccoli solchi tortuosi che si intersecano in tutte le direzioni, isolando le salienze del calcare massiccio. Questo aspetto evoca immediatamente quello di un paleosuolo carsico a lapiez (?) su cui si sia sedimentato, in trasgressione, il calcare grigio. L'interpretazione

I calcaro-grigi contengono numerosi resti organici completamente ricristallizzati: vi si riconoscono con sicurezza: Belemniti, sezioni di Gasteropodi, artieoli di Crinoidi e rare sezioni di Ammoniti. Il loro spessore varia da pochi mm ad alcuni decimetri. Essi pure mostrano tracce di erosioni e di fratturazioni e sono a loro volta ricoperti da un sottile velo di ossidazione ed incrostanti dalla formazione sovrastante che costituisce la base trasgressiva del Flysch post-giurese.

Se ci si sposta verso l'estremità sud-occidentale del piccolo massiccio al di sopra dei calcaro-massicci ceroidi compare invece una formazione potente una decina di metri, costituita da brecce a cemento calcareo a grandi elementi di dolomie triassiche (fino a 50 centimetri) e di calcaro identici a quelli del substrato. E su queste brecce poggiano qui, senza che sia peraltro visibile il contatto, i terreni trasgressivi della serie flyscioide.

Non ci è stato possibile determinare la posizione delle brecce in rapporto ai calcaro-grigi. Essi sembrano assenti in questo settore della Piramide meridionale, ma d'altra parte il contatto non ha potuto essere seguito in tutta la sua estensione in quanto si trova in corrispondenza di una parete quasi ovunque inaccessibile. Non possiamo quindi escludere che i calcaro-grigi si interpongano tra i calcaro-massicci e le brecce, oppure tra le brecce ed il Flysch trasgressivo.

ATTRIBUZIONI CRONOLOGICHE

Le formazioni delle Piramidi Calcareae sono state attribuite al Trias da S. FRANCHI e dagli autori a lui contemporanei. In seguito R. BARBIER (1951) in base al ritrovamento di Belemniti alla Piramide meridionale considera essenzialmente liassici i costituenti calcareo-dolomitici di entrambe le Piramidi, mentre R. ZULAUFF in un recentissimo lavoro (1963) ammette un'età liassica per i calcaro-massicci della Piramide meridionale ma riconosce una successione triassica in quella settentrionale. Le nostre osservazioni eseguite contemporaneamente ed in un modo indipendente (¹) concordano con questo autore per quanto concerne la Piramide settentrionale. Attribuiamo perciò come ZULAUFF essenzialmente al Werfeniano ed all'Anisico le quarziti ed il complesso calcareo dolomitico che costituiscono questo massiccio. La presenza del Neopermiano alla base delle quarziti e soprattutto del Ladinico alla sommità del complesso calcareo dolomitico non è da escludere.

In base ai reperti fossiliferi ed all'analogia con certe formazioni descritte da H. SCHOELLER (1929) in Tarantasia (calcaro tipo Etroits du Ciex), attribuiamo al Lias, come R. BARBIER e R. ZULAUFF, i calcaro-massicci con Belemniti e Coralli che costituiscono l'ossatura della Piramide meridionale. Le brecce dolomitiche sottostanti a

è convalidata dal fatto che i due calcaro-massicci sono quasi sempre separati da un sottile velo di materiale siderolitico, residuo della dissoluzione della parte superficiale del calcare massiccio. Oltre che in solchi tortuosi di origine carsica il calcare grigio penetra in altri ad andamento rettilineo corrispondenti verosimilmente ad antiche diaclasi. Queste dovrebbero essere collegate con movimenti tettonici precoci e verosimilmente con quegli stessi che hanno portato all'emersione dei calcaro-massicci a Coralli.

(¹) Ci scusiamo con R. TRÜMPY di non essere stati informati del fatto che un suo allievo intendesse occuparsi di questa regione.

questi potrebbero corrispondere più verosimilmente che al Malm, a cui sono state attribuite da R. BARBIER, al Retico o comunque al Trias superiore come ritiene R. ZULAUFF. Ci sembra invece verosimile l'attribuzione al Malm in base alla loro analogia con facies sub-brianzoni di questa età proposta da R. BARBIER per le brecce calcareo-dolomitiche trasgressive sui calcaro liassici, estendibile a nostro avviso anche ai calcaro grigi fossiliferi che sostituiscono lateralmente queste brecce.

In definitiva si possono proporre le seguenti attribuzioni:

Quarziti con anageniti con ciottoli di quarzo colorati = Werfeniano (p. p. Neopermiano?);

Calcaro dolomitici e dolomie della Piramide settentrionale = Anisico-Ladinico?;

Brecce dolomitiche = Retico;

Calcaro massicci ceroidi con Belemniti e Coralli della Piramide meridionale =
= Lias;

Calcaro grigi fossiliferi e brecce calcareo-dolomitiche grossolane = Malm.

ALTRI COSTITUENTI DEL SUBSTRATO

Nelle altre zone del territorio considerato il substrato della zona delle Brecce di Tarantasia differisce da quello che costituisce le Piramidi Calcaree per l'assenza di terreni post-triassici e si può osservare nei punti in cui il contatto primario con la copertura post-giurese è conservato (per es. al M. Brisè), che gli orizzonti trasgressivi basali del Flysch ricoprono direttamente i calcaro dolomitici del Trias medio.

Viceversa sono ben sviluppate le facies evaporitiche del Trias rappresentate da carniole e da gessi. Questi ultimi contengono intercalazioni probabilmente stratigrafiche di scisti carboniosi calcarei nerastri (vallone di Chècroui). E' possibile che queste facies si collochino stratigraficamente tra le brecce retiche ed il complesso calcareo-dolomitico mediotriassico delle Piramidi Calcaree. Dobbiamo tuttavia segnalare l'esistenza in alcuni punti (NE di La Visaille, Col Sapin) di carniole intercalate negli strati di passaggio tra Werfeniano ed Anisico, che inducono a prendere in considerazione la possibilità di un secondo orizzonte evaporitico in corrispondenza del Werfeniano superiore.

B) LA COPERTURA TRASGRESSIVA POST-GIURESE

I terreni ora descritti hanno una potenza complessiva difficilmente valutabile che non deve superare comunque i 350 metri. La serie trasgressiva che li ricopre supera invece i 2 chilometri di spessore e rappresenta pertanto nella costituzione della Zona delle Brecce di Tarantasia la parte essenziale.

CARATTERISTICHE ED ETÀ DELLA TRASGRESSIONE

Si è visto come alle Piramidi Calcaree terreni trasgressivi della serie flyscioide incrostino calcaro grigi del substrato riferibili al Malm. La base trasgressiva, in questo punto, è rappresentata da microbrecce caratterizzate da una patina bruno-ruggine.

costituite da elementi di dolomie e calcari e, contenuti nel cemento, frammenti di piccole Orbitoline accanto a resti di altri organismi non determinabili (¹). Il contatto delle microbrecce con le formazioni sottostanti (vedi fig. 6) è irregolarmente ondulato



FIG. 6

Contatto trasgressivo del Flysch alla base della « Piramide » meridionale. Sono distinguibili i calcari massicci del Lias (grigio chiaro), dei calcari grigi del Malm e le microbrecce basali del Flysch che li incrostano (grigio leggermente più chiaro).

(Foto S. Stefanelli)

e nettamente discordante rispetto sia alla giacitura di queste ultime, sia ai loro limiti con gli altri costituenti più antichi del substrato. Le microbrecce formano uno strato di circa 150 metri di potenza. Seguono in concordanza scisti marnosi nerastri e calcescisti arenacei con intercalazioni delle stesse microbrecce nella parte inferiore (²). Agli scisti si sovrappone, con contatto bruseo ma stratigrafico, una successione di calcari, conglomerati ad elementi calcarei e dolomitici e microbrecce che passa superiormente ad una formazione di scisti argillosi neri con intercalazioni di quarziti.

Le Orbitoline degli strati basali e trasgressivi di questa serie dimostrano che l'età della trasgressione non può essere stata più antica del Barremiano-Aptiano. Trattandosi di esemplari piccoli questa età non dovrebbe essere d'altra parte più recente dell'Albiano, ma deve essere presa in considerazione l'eventualità di un rimaneggiamento.

(¹) Le Orbitoline furono segnalate da uno di noi in una pubblicazione precedente (Piero ELTER, 1954).

(²) Le microbrecce presentano un evidente « *graded bedding* » e formano assieme agli scisti una tipica successione ritmica.

mento, data la frammentarietà dei resti organici e la facies detritica della roccia che le contiene.

Orbitoline sono state segnalate da R. TRÜMPY (1952, 1954) in un orizzonte (strati dell'Arole) della Zona delle Brecce di Tarantasia del Vallese e recentemente R. ZULAUFF (1963) ha trovato un esemplare di Belemnitide in una formazione del territorio qui considerato da lui correlata con gli strati dell'Arole. R. ZULAUFF deduce da questo reperto che l'età degli strati dell'Arole è compresa tra l'Aptiano ed il Maestrichtiano e che non è più recente dell'Albiano nell'eventualità che il resto fossile corrisponda ad una vera Belemnite.

R. ZULAUFF attribuisce agli strati dell'Arole il complesso calcareo conglomeratico che è separato da un insieme di scisti neri e calcescisti dalle microbrecce ad Orbitoline della Piramide Calcarea e ritiene più antiche queste ultime e gli scisti che le sovrappongono. Ciò si accorda con le concezioni di R. TRÜMPY e dell'autore secondo la quale gli strati dell'Arole non rappresentano la base del Flysch della zona delle Brecce di Tarantasia, ma non con la presenza di Orbitoline nelle microbrecce delle Piramidi Calcareae. Queste attribuzioni errate sono del resto il frutto di un equivoco di cui è stato vittima il collega svizzero che ha ritenuto che le Orbitoline fossero state trovate da uno di noi nel complesso conglomeratico che egli attribuisce agli strati dell'Arole.

La discordanza basale del Flysch è chiaramente visibile, oltre che alle Piramidi Calcareae, al M. Brisè, come avevano già osservato S. FRANCHI, W. KILIAN, P. LORY (1907). L'orizzonte basale trasgressivo è qui rappresentato da un complesso calcareo-conglomeratico ricoprente il Trias medio e perfettamente analogo nelle sue caratteristiche agli strati dell'Arole degli autori svizzeri. Possiamo pertanto considerare virtualmente qui presenti le Orbitoline, che caratterizzano altrove questa formazione e, in base all'improbabilità che l'età della trasgressione abbia variato in modo apprezzabile tra il M. Brisè e le Piramidi Calcareae, attribuire ad uno stesso orizzonte il complesso trasgressivo del M. Brisè e le microbrecce ad Orbitoline della seconda località, malgrado alcune differenze di facies non del tutto trascurabili.

SUDDIVISIONE LITOSTRATIGRAFICA

La copertura postgiurese della zona delle Brecce di Tarantasia è stata da noi suddivisa in tre complessi litostratigrafici:

- 1) Una serie basale prevalentemente calcarea e caratterizzata da intercalazioni conglomeratiche.
- 2) Una serie di scisti neri e di quarziti.
- 3) Una serie contraddistinta dall'alternanza di scisti calcarei arenaceo-argillosi e di scisti argilloso calcarei arenacei.

Le tre serie si sovrappongono nell'ordine elencato, vale a dire si osservano passaggi verticali dalla serie conglomeratica-calcarea alla serie scistoso-quarzitica e da

questa alla serie calcareo-arenacea-scistoide. Questo ordine di successione normale non è tuttavia sempre netto. Le eccezioni consistono in passaggi laterali tra litofacies caratteristiche di ciascuna delle tre serie oppure nella persistenza o nella ricomparsa in una serie di litofacies normalmente esclusive delle altre.

Questa suddivisione è correlabile con quella effettuata da H. SCHOELLER (1929) nel prolungamento in Tarantasia di queste formazioni. A prescindere dalle attribuzioni cronologiche ⁽¹⁾ esiste una buona corrispondenza tra la nostra serie basale ed i conglomerati basali di H. SCHOELLER, tra gli scisti e quarziti nella nostra regione e gli « *schistes noirs à quartzites verts* » dell'autore citato ed il parallelismo può venire esteso alla serie calcareo-scistoide del territorio considerato ed all'insieme dei « *grès grossiers calcarifères et microbréchiformes* » e del « *Flysch* » della Tarantasia, malgrado l'impossibilità di differenziare nella nostra regione i due termini successivi distinti dall'autore francese.

Notevolmente diverse rispetto alla nostra sono invece le suddivisioni adottate per formazioni analoghe da R. TRÜMPY (1952, 1954) e P. E. FRIECKER (1960) nel Vallese e da R. ZULAUFF (1963) a Nord della Dora Baltea. Come si è accennato questi autori ammettono l'esistenza di orizzonti più antichi degli Strati dell'Aroleys che, in base a correlazioni proposte da R. TRÜMPY e da R. BARBIER (1955), dovrebbero corrispondere ai conglomerati basali della Tarantasia. R. ZULAUFF in particolare estende queste suddivisioni alla nostra regione ammettendovi la seguente successione dal basso :

- 1) Serie della Vatse - Neocomiano
- 2) Serie della Peula - Neocomiano
- 3) Serie di Aroleys (con Orbitoline) - Urgoniano
- 4) Serie di Marmontains - Gault
- 5) Serie di S. Cristophe - Cretaceo superiore

Si è visto come nel territorio considerato la base trasgressiva della serie sia correlabile con gli strati dell'Aroleys e non posso venire considerata più antica di questo orizzonte. L'esistenza delle due suddivisioni inferiori distinte da ZULAUFF è pertanto impossibile e ciò è confermato dal fatto che le formazioni, che vi ha riferito l'autore citato, sono rappresentate, nel caso della Serie della Vatse, dalle microbrecce ad Orbitolina delle Piramidi Calcareae, da un insieme di scisti neri e di quarziti verdi nel caso della Serie della Peula, che è difficile ed in certi casi impossibile distinguere da formazioni analoghe che R. ZULAUFF attribuisce agli Strati di Marmontains.

Notiamo infine che le caratteristiche della Serie dell'Aroleys, di Marmontains e di S. Cristophe corrispondono a quelle dei tre complessi da noi distinti, vale a dire, e nell'ordine in cui sono elencate, alle serie calcareo-conglomeratica, alla serie scisto-quarzitica ed a quella calcareo-arenacea scistoide.

⁽¹⁾ H. SCHOELLER considera interamente eocenica la serie di copertura della Zona delle Brecce di Tarantasia.

LA SERIE CALCAREO-CONGLOMERATICA BASALE

In diverse zone (Col de la Seigne, Col Checroui, M. Belleface ecc.) la serie conglomeratica basale è costituita da grossi banchi ben stratificati, per lo più separati da sottili livelli di scisti, di calcari cristallini un po' micacei, grigio bluastri, spesso selciferi, che alternano con microconglomerati ad elementi dolomitici e con conglomerati poligenici.

Il cemento delle rocce conglomeratiche ha composizione identica a quella dei calcari e si osservano tutti i passaggi da conglomerati a cemento nettamente subordinato a calcari in cui la frazione detritica è quasi scomparsa. Le dimensioni degli elementi detritici variano da alcuni millimetri a 50 cm di diametro. Prevalgono elementi di dolomie che tendono a conservare i contorni originari generalmente arrotondati. Subordinati a quelli dolomitici si osservano in ordine di frequenza elementi di calcari dolomitici triassici, di calcari liassici, di quarziti, scisti neri e gneiss, oltre a frequenti granuli detritici di quarzo e di feldispato. Caratteristico, per gli elementi non dolomitici, l'appiattimento e lo stiramento parallelo ai piani di scistosità. Variazioni laterali di facies sono frequenti in questa serie. Esse si concretizzano in certi casi nella scomparsa di conglomerati: la serie appare allora costituita da calcari a luoghi microbreccioidi. In altri casi si nota la comparsa di calcescisti calcariferi più o meno arenacei che possono diventare predominanti. Se, come talvolta avviene, si verifica una parallela riduzione fino a scomparsa totale degli orizzonti conglomeratici la serie diventa difficilmente distinguibile da altri costituenti del Flysch.

Lo spessore della serie è variabile da poche decine di metri a qualche centinaio. Poichè i contatti inferiori e superiori sembrano stratigrafici anche nel caso dello spessore ridotto e lo stiramento non è più pronunciato che altrove, queste variazioni sembrano imputabili, almeno in parte, a ragioni stratigrafiche.

LA SERIE SCISTOSO-QUARZITICA

Il passaggio dai calcari cristallini e conglomerati sottostanti avviene spesso per intercalazioni di strati conglomeratici in scisti filladici nerastri alternanti con calcescisti argillosi, arenacei brunastri. I conglomerati intercalati, che tendono a differenziarsi da quelli della serie sottostante per il carattere gradatamente più arenaceo, possono mancare ed il contatto con la formazione è in questo caso assai più brusco.

Scisti filladici neri o brunastri a seconda del contenuto in grafite o in altri pigmenti carboniosi, talvolta un po' verdastri per la presenza di clorite, quarziti, scisti quarzitici e calcescisti arenacei costituiscono i costituenti essenziali di questa serie. In certe zone gli scisti sono preponderanti, in altre prevalgono invece le quarziti, talvolta in banchi molto potenti (fino ad un paio di metri) separati da intercalazioni millimetriche di scisti. Si tratta di quarziti e di quarziti scistose verdastre o grigio chiare oppure policrome per macchie bruno rossastre, costituite essenzialmente da quarzo a cui si associano sericite, clorite, stilpnomelano, albite, pigmento carbonioso, pirite e granuli detritici di tormalina.

Nelle zone in cui prevalgono gli scisti le quarziti costituiscono delle intercalazioni molto più rade e sottili. I calcescisti alternano con gli scisti argillosi soprattutto alla base della serie ed alla sua sommità. Localmente vi si osservano intercalate rocce cloritiche scistose con porfiroblasti di albite che R. ZULAUFF (1963) considera come ofioliti.

Lo spessore della serie di scisti e quarziti, generalmente più ridotto di quello dei complessi che lo delimitano, non supera i 250 metri.

LA SERIE CALCAREO-ARENACEA SCISTOIDE

E' costituita nella parte inferiore da bancherelli di calcaro cristallini più o meno arenacei e scistosi, separati da intercalazioni di scisti argilloso calcarei, e da una monotona alternanza di calcaro cristallini arenacei scistosi e di calcescisti nelle parti superiore e media.

La monotonia di questa successione è interrotta di tanto in tanto da banchi di conglomerati ad elementi dolomitici e calcarei ed a cemento calcareo sericitico, intercalati nella parte inferiore e più raramente in quella media-superiore.

La serie, che supera in potenza apparente i 1000 metri, presenta una patina di alterazione giallastra, leggermente brunastra molto tipica che è dovuta alla diffusione di pirite in tutti i costituenti. Il limite superiore è eroso. Quello inferiore corrisponde generalmente ad un passaggio graduale alla serie scistosa-quarzitica sottostante che si concretizza mediante l'arricchimento in carbonati delle quarziti e degli scisti neri.

Nella regione del M. Nix e del M. Crammont la parte inferiore della serie calcareo-scistoide presenta delle facies particolari molto simili a quelle della serie conglomeratica basale (calcaro cristallini e conglomeratici calcareo-dolomitici in banchi di grande spessore).

ATTRIBUZIONI CRONOLOGICHE

Le formazioni ora descritte sono state in passato (Fogli Aosta e M. Bianco della Carta Geologica italiana) attribuite alla Serie dei Calcescisti, ossia al Giurese piemontese. Consideriamo definitivamente superato questo riferimento per vari motivi. Ci è sufficiente indicare anche perchè l'argomento è stato trattato in nostri lavori precedenti (1954, 1960) quello più importante: la presenza di Orbitoline negli strati basali.

Si è visto come si possa situare tra l'Aptiano ed il Maestrichtiano l'età della trasgressione con cui si inizia questa serie, senza che si possa precisare più esattamente l'epoca in cui si è prodotto il fenomeno. Conseguentemente le attribuzioni dei vari termini della serie rappresentano un problema ancora insolubile e non si può neppure stabilire se la serie è interamente compresa nel Cretaceo o se il Terziario è già rappresentato nella sua parte più recente.

III. - ZONA DEL VERSOYEN

Costituiscono questa unità un complesso di gneiss migmatici, di quarziti e di scisti quarzitici più o meno micacei verosimilmente permocarbonifero, un insieme mesozoico di scisti filladici, calcescisti e calcei arenacei, e delle ofioliti. Queste ultime sono rappresentate da prasiniti ⁽¹⁾ e serpentine, intercalate nelle formazioni mesozoiche o più raramente nel loro substrato le prime, intimamente associate alle rocce pretriassiche, ma verosimilmente più recenti le seconde.

IL COMPLESSO PRETRIASSICO

Il piccolo massiccio della Punta Rousse situato a NW del Piccolo S. Bernardo è costituito da questo complesso (i cosiddetti « Gneiss della Punta Rousse »). Nella regione di Torvera esso raggiunge uno spessore di 250 m, che tuttavia si riduce rapidamente verso SW in direzione della frontiera francese, mentre dal lato opposto, sul versante sinistro del Vallone del Breuil si prolunga solamente con piccole lenti. Si tratta quindi di una massa grossolanamente lenticolare. Altre masse di questo tipo ma assai più piccole affiorano più a NW nell'alto Vallone del Breuil.

I costituenti sono rappresentati da quarziti micacei passanti a micascisti alternanti con scisti quarzitici filladici più o meno grafitosi con qualche intercalazione di prasinite da una parte, da gneiss leptinitici ricchi in quarzo con feldispato potassico, albite, muscovite, clorite e sericite dall'altra. Si notano intercalazioni di gneiss leptinitici nel complesso quarzitico-seistoso e viceversa, di potenza variabile da pochi centimetri a parecchie decine di metri, spesso lenticolari, talvolta budinate o cunei-formi.

In sezione sottile appare evidente la genesi metasomatica del feldispato potassico. Esso costituisce delle plaghe xenomorfe irregolari, nettamente più grandi dei granuli degli altri costituenti, di pertite probabilmente microclinica, corrodenti ed includenti quarzo e muscovite di origine detritica. Il quarzo detritico forma circa il 50 % della roccia ed è distinguibile da un quarzo in granuli più piccoli costituente, assieme a laminette sericitiche, un prodotto di alterazione spesso molto avanzata del feldispato potassico. L'epimetamorfismo alpino ha provocato la cataclasi del feldispato alcalino, della muscovite e del quarzo primari, la ricristallizzazione più o meno spinta di quest'ultimo e la neoformazione di albite, sericite, clorite e zoisite.

Si è pertanto in presenza di una roccia metasomatica diaforizzata dal metamorfismo alpino, ma non presentante traccia di un metamorfismo più antico anteriore alla metasomatosi potassica, e quindi di età pretriassica ma non anteriore al Permocarbonifero.

⁽¹⁾ Sulla carta una lente di prasinite affiorante 100 m a Sud di Serva lungo la strada nazionale del Piccolo S. Bernardo è stata indicata erroneamente in bruno anzichè in verde.



Fig. 7

La Punta Rousse e la sua cresta SW.

1 - Gneiss leptinitici; 2 - Quarziti micacei; 3 - (In basso ed un po' a destra: Lente di serpentina; 4 - Gneiss leptinitici; 5 - Scisti quarzitici grafitosi; 6 - Scisti argillosi un po' marnosi con intercalazioni arenacee e calcaree.

(Foto S. Stefanelli)



Al Permocarbonifero sembrano riferibili anche gli altri costituenti del complesso, rappresentati da rocce che, a prescindere da un'albitizzazione più o meno intensa che le caratterizza, verosimilmente attribuibile a una rimobilizzazione metamorfica alpina in relazione con la presenza delle intercalazioni degli gneiss leptinitici, derivano tutte, con la sola eccezione di rare intercalazioni di prasiniti, da sedimenti arenacei più o meno argillosi e carboniosi.

RAPPORTI CON LE ROCCE MESOZOICHE

Pur essendo il contatto generalmente tettonico non mancano esempi di passaggi stratigrafici dalle rocce precedentemente descritte a quelle riferibili al Mesozoico. Per esempio lungo la cresta tra la Punta Rousse ed il colle immediatamente a SW della vetta si incontrano successivamente (vedi figura 7):

1) gneiss leptinitici a micropertite microclinica; 2) quarziti muscovitico-cloritiche fortemente albitizzate in cui è inglobata una piccola lente di serpentina; 3) fascia di 5-6 metri ad andamento filoniano di gneiss leptinitici laminati; 4) alcuni metri di scisti quarzitici micaezi neri grafitosi; 5) scisti sericitici grigi o neri, con sottili intercalazioni arenacee; 6) scisti argillosi un po' marnosi grigi, con intercalazioni di straterelli arenacei e calcarei.

Le formazioni 1-5 appartengono al complesso pretriassico; il passaggio agli scisti argillo-marnosi del termine 6, che rappresentano già un costituente della serie mesozoica, è graduale e perfettamente concordante. Lo stesso si constata circa 500

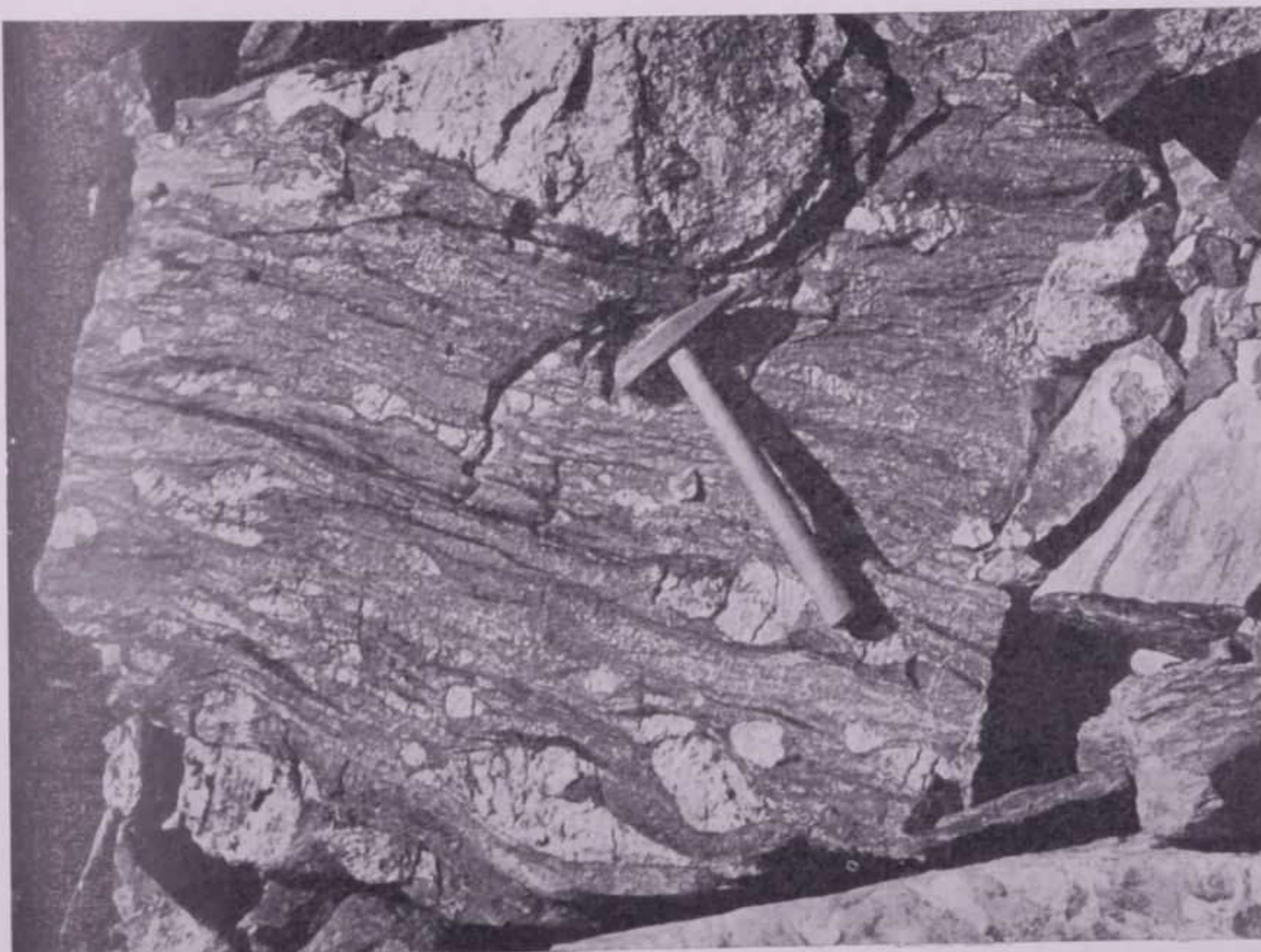


FIG. 8
Conglomerati nel complesso pretriassico della Punta Rousse

(Foto S. Stefanelli)

metri più a valle lungo il sentiero che conduce a Torvera, dove il passaggio avviene per alternanze ripetute di scisti quarzitici micacei neri fortemente albitizzati del complesso pretriassico e di scisti argillo-marnosi neri con intercalazioni di bancherelli calcarei o arenaceo-calcarei.



FIG. 9

Altro aspetto degli stessi conglomerati.

(Foto S. Stefanelli)

Un po' più in basso ancora, ai due lati di un piccolo ripiano paludososo, le quarziti micacee e gli scisti quarzitici più o meno grafitosi, formanti la base geometrica del complesso pretriassico, assumono presso il contatto con il Mesozoico, l'aspetto di un conglomerato di cui essi costituiscono il cemento (figura 8). Gli elementi hanno dimensioni e forme variabili (vedi figure 8 e 9). L'intervento di fenomeni di stiramento e deformazioni tettoniche nel determinare queste forme sono evidenti.

Gli elementi sono costituiti da gneiss albitici chiari con o più spesso senza feldespato potassico. Data la perfetta analogia di costituzione tra il cemento dei conglomerati e certi costituenti del complesso pretriassico della Punta Rousse a cui questi conglomerati passano lateralmente, consideriamo permocarbonifera questa formazione anzichè mesozoica e trasgressiva come ritiene F. ELLENBERGER (1958). Facciamo anche notare che una parte degli elementi del conglomerato potrebbero derivare in realtà da fenomeni di boudinage di sottili intercalazioni di gneiss leptinitici nel complesso quarzitico-micaceo (vedi figura 10).

Il contatto tra il complesso pretriassico includente questa facies conglomeratica e la copertura mesozoica è mascherato in questa zona. Può essere osservato di nuovo

alle basi delle pareti della Punta Rousse ad un centinaio di metri dalla Dora di Verney. Anche qui si osserva una evidente alternanza tra i costituenti della serie mesozoica e del suo substrato.



FIG. 10

Intercalazioni di gneiss leptinitici nei conglomerati del complesso della P.ta Rousse.
(Foto S. Stefanelli)

L'esistenza di un passaggio per alternanze, con ogni probabilità stratigrafico, tra le rocce permocarbonifere della Punta Rousse ed un insieme di scisti argilloso-marnosi con intercalazioni di rocce calcaree o calcareo-arenacee è fuori discussione. Pertanto se questi ultimi sono mesozoici, come la presenza di intercalazioni calcaree sembra dimostrare, il passaggio stratigrafico dal substrato pretriassico alla sua copertura appare caratterizzato, nella Zona del Versoyen, dalla mancanza di Trias o per lo meno delle facies che caratterizzano abitualmente nelle Alpi Occidentali questo periodo. Si deve aggiungere a questa considerazione che non vi è traccia dei gessi e delle carniole che R. ZULAUFF (1963) ha collocato alla base della Zona del Versoyen lungo il suo contatto con la Zona delle Brecce di Tarantasia ⁽¹⁾.

⁽¹⁾ Queste facies non sono state osservate del resto neppure dall'autore citato, che ne ha dedotto indirettamente la presenza da una serie di depressioni di origine periglaciale situate nel detrito tra la P.ta Rousse e l'Aiguille de l'Hermite e da lui scambiate con le doline.

Facciamo anche notare a proposito del lavoro di questo autore che il complesso pretriassico della P.ta Rousse è stato da lui correlato con le formazioni precarbonifere del Rutor e di Moutier.

GLI SCISTI MESOZOICI

La parte più antica della serie mesozoica è rappresentata dagli scisti con intercalazioni calcareo-arenacee a cui si è accennato nel paragrafo precedente. Si tratta di scisti filladici argilloso-marnosi-carboniosi nerastri con bancherelli centimetrici o decimetrici di calcaro cristallini più o meno arenacei bruno nerastri. Costituiscono ancora la serie mesozoica una successione di filladi nere lucenti e ferruginose passanti verticalmente a scisti arenaceo-carboniosi abbastanza simili a quelli basali, ma caratterizzati da intercalazioni di quarziti grigio-verdastre e, più localizzato, un complesso di calcescisti e di scisti argillosi contraddistinto da intercalazioni conglomeratiche. Quest'ultima formazione affiora in particolare lungo il versante SE della quota 2849 ad Est della Guglia dell'Hermite dove appare costituito da:

1) 6 metri circa di brecce poligeniche con elementi di calcaro cristallini chiari, di calcaro marnosi bluastri e di prasiniti e cemento costituito da scisti argillosi silicizzati assumenti se alterati un aspetto spugnoso. Il diametro massimo degli elementi che hanno forme nettamente angolose varia da pochi centimetri ad un metro. Non esiste alcuna traccia di selezione secondo le dimensioni: gli elementi piccoli sono mescolati senza regola a quelli grossi. Gli elementi appaiono poi dispersi in un cemento molto abbondante. L'aspetto è quello di una roccia originata da una colata



FIG. 11

Blocco nel detrito alla base dell'Aiguille de l'Hermite.

Si tratta di una brecchia ad elementi calcarei che per il suo aspetto e per essere intercalata tra gli scisti mesozoici della Zona del Versoyen presenta marcate analogie con gli «olistromi» dell'Appennino.

(Foto S. Stefanelli)

di fango trasportante pezzi di materiale solido del tutto simile, se si prescinde dal metamorfismo, alle formazioni definite come olistostromi nell'Appennino;

2) 3 metri circa di scisti sericitici a straterelli calcarei seguiti da scisti grafitosi;

3) (dopo una cinquantina di metri di terreno coperto) calcescisti con elementi detritici angolosi di calcaro e di prasiniti del tutto simili a quelli delle brecce precedenti.

Non abbiamo osservato ofioliti in questa formazione. Queste rocce sono invece frequenti sotto forma di intercalazioni concordanti di prasiniti nelle filladi nere lucenti passanti a scisti carboniosi con quarziti. La successione più probabile delle formazioni costituenti la serie mesozoica di origine sedimentaria della Zona del Versoyen è pertanto la seguente (dal basso):

a) Scisti filladici argillo-marnosi con intercalazioni calcareo-arenacee, passanti inferiormente al complesso permo-carbonifero della Rousse.

b) Filladi nere lucenti e scisti carboniosi alternanti con quarziti.

c) Scisti argillosi e calcescisti con olistostromi.

ATTRIBUZIONI CRONOLOGICHE

La serie mesozoica della Zona del Versoyen è stata considerata triassico superiore-liassico inferiore da H. SCHOELLER (1929) perchè inserita tra gli gneiss della Punta Rousse ed i calcescisti a Belemniti del Piccolo S. Bernardo. In realtà come è stato da noi dimostrato in un lavoro precedente (1957) questi appartengono ad una unità tettonica distinta e rappresentano la copertura tettonica della serie in questione per la quale viene così a cadere ogni ragione di limitarne superiormente l'età. Da questo punto di vista non appare neppure giustificata l'opinione assai diffusa di una età liassica degli scisti del Versoyen e l'ipotesi avanzata recentemente da R. ZULAUFF (1963) di una età cretacea è teoricamente altrettanto valida perchè non esistono motivi per far coincidere con il limite inferiore del Lias la base della serie che risulta non definibile cronologicamente, nei limiti di un'attribuzione generica al mesozoico, nello stesso modo con cui non è precisabile l'età delle sue parti sommitali.

L'attribuzione al Cretaceo è stata motivata da R. ZULAUFF con l'età verosimilmente cretacea delle ofioliti intercalate della serie da un lato, dall'altro con presunte analogie tra gli scisti del Versoyen e certe formazioni del Flysch cretaceo della Zona delle Brecce di Tarantasia. Dei due argomenti può essere preso in considerazione il primo perchè esistono, come vedremo, motivi validi per ritenere derivate da colate effusive e da tufi le ofioliti di tipo prasinitico della Zona del Versoyen e per attribuire conseguentemente la loro età agli scisti in cui appaiono intercalate. Per quanto concerne invece la possibilità di confronto con la serie flyschoide della Zona delle Brecce di Tarantasia, le analogie assai vaghe che si possono riscontrare tra le serie degli scisti del Versoyen e la serie scistoso-quarzitica della Zona delle Brecce di Tarantasia ci sembrano insufficienti per stabilire delle correlazioni tra due unità che differiscono in modo nettissimo per tutte le altre caratteristiche stratigrafiche.

LE OFIOLITI

Prasiniti.

Le prasiniti del Versoyen contengono spesso percentuali variabili di quarzo e di muscovite (o sericite). La roccia mantiene la struttura ocellare e l'associazione di albite, clorite, epidoto (clinozoisite) ed anfibolo di tipo attinolitico, entrambe caratteristiche per le prasiniti, anche quando contiene, come spesso si verifica, quarzo e muscovite in proporzioni notevoli. Inoltre i tipi litologici caratterizzati dall'abbondanza di quarzo e muscovite sono intimamente associati agli altri. Sono pertanto definibili in base alla nomenclatura di NOVARESE (1895) come gneiss prasinitici.

A seconda del prevalere di uno o dell'altro dei costituenti fondamentali abbiamo distinto nella Zona del Versoyen: prasiniti e gneiss prasinitici anfibolici, prasiniti e gneiss prasinitici epidotici, ovarditi e gneiss ovarditici. In tutti è caratteristica la presenza di titanite e leucoxeno. La calcite è spesso rappresentata anche in proporzioni notevoli.

La presenza di minerali relitti rappresentati da pirosseni di tipo diopsidico non è rara. La derivazione di rocce di tipo diabasico-gabbroidico sembra pertanto fuori discussione nel caso delle prasiniti della Zona del Versoyen. D'altra parte le condizioni di giacitura ed i rapporti con gli altri costituenti inducono a prendere in considerazione l'ipotesi che si sia trattato di colate effusive e dei loro tufi. Si è in presenza infatti di intercalazioni di spessore variabile ma concordanti, quasi sempre legate da transizioni litologiche o da passaggi per alternanze alle formazioni che le includono. Queste ultime sono inoltre caratterizzate in prossimità del contatto da sottili e ripetute intercalazioni di rocce costituite, oltre che da quarzo, sericite e calcite, da forti proporzioni di albite, clorite, epidoto, clinozoisite e titanite, ossia di composizione simile a quella degli gneiss prasinitici ma diverse per la presenza di un pigmento carbonioso diffuso che conferisce loro un aspetto macroscopicamente simile a quello degli scisti in cui sono intercalate. A prescindere dall'origine metasomatica dell'albite, si ha l'impressione di essere in presenza di elementi provenienti dal rimaneggiamento di prodotti vulcanici che hanno dato origine alle prasiniti ed agli gneiss prasinitici.

Serpentiniti.

Le serpentiniti, più o meno scistose in relazione alle deformazioni subite, sono costituite in prevalenza da antigorite. Il crisotilo è subordinato, sotto forma di riempimento di fessure nastriformi irregolari. A questi costituenti fondamentali si aggiungono granuli di magnetite, che con la loro disposizione a reticolo indicano che i minerali serpentinosi derivano in buona parte dall'alterazione dell'olivina, e piccole quantità di tremolite.

Le serpentiniti sono meno diffuse delle prasiniti. Inoltre come si è già accennato, appaiono sempre localizzate in corrispondenza delle masse pretriassiche in cui

costituiscono delle intercalazioni di forma e dimensioni irregolari. Il limite è sempre contraddistinto da un orlo centimetrico o decimetrico, sfumante nella massa serpentinosa, di rocce cloritiche alla cui costituzione prendono parte, accanto alla prevalente clorite, albite, anfibolo, titanite, leucoxeno, talvolta zoisite ed un po' di quarzo e di sericite.

Si è verosimilmente in presenza di un orlo di reazione metamorfica prodottosi in corrispondenza del contatto tra una ultrafemite in via di serpentinizzazione e le rocce gneissiche-quarzitiche del complesso della Punta Rousse.

IV. - ZONA DEL PICCOLO S. BERNARDO

La parte inferiore della serie che costituisce questa unità si presenta in buone condizioni di osservazione al Grande Berrier, piccolo torrione calcareo situato a monte dell'alpeggio di Bioletta nel Vallone del Breuil.

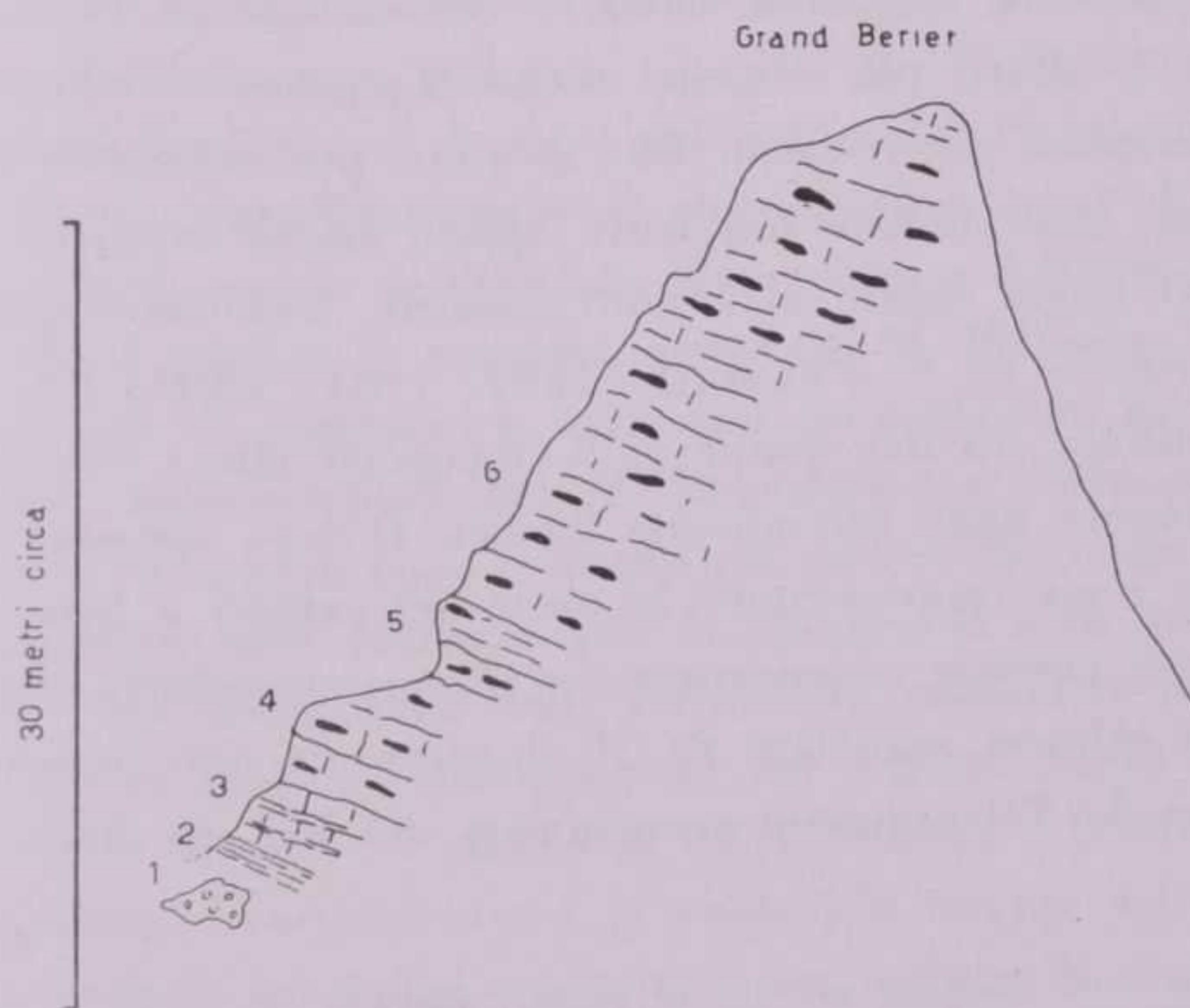


FIG. 12
*La parte inferiore della serie della Zona del Piccolo S. Bernardo
al Gr. Berrier.*

1 - Carniole; 2 - Scisti dolomitici del Trias superiore; 3 - Calcari seuri con letti marnosi (Retico); 4 - Calcari a liste di selce del Lias; 5 - Calcari spatici neri e scisti fossiliferi; 6 - Come 4.

La successione dei terreni si presenta nel modo seguente dal basso (vedi fig. 12):

- 1) Carniole affioranti per pochi metri - Trias.
- 2) 1 metro di scisti dolomitici giallastri con patina sericitica-cloritica verdastra.
- 3) 3 metri circa di calcari cristallini neri in straterelli separati da sottili letti marnosi dello stesso colore attribuibili al Retico.

- 4) Calcarei cristallini a liste di selce grigio scuri. Contengono a circa un quarto del loro spessore un'intercalazione di circa metri 1,50 di calcari neri spatici con alternanze scistose un po' grafitose. In questi sono visibili alcune sezioni di Belemniti (¹). La potenza dei calcari a liste di selce è di circa 32 metri.

Alla sommità di un affioramento situato immediatamente ad Est del Grande Berrier si osserva il contatto tra questi calcari selciferi del termine 4 ed i calcescisti a Belemniti che costituiscono la parte superiore della serie della Zona del Piccolo S. Bernardo. Il passaggio tra le due formazioni è qui, come in altri punti del territorio considerato, progressivo e chiaramente stratigrafico.

Riteniamo verosimilmente triassici superiori gli scisti dolomitici del termine 2 situati tra le carniole ed il Retico. Li abbiamo osservati anche altrove in questa stessa posizione stratigrafica (²). Al Laityre essi appaiono associati a quarziti a cui passano lateralmente.

La parte più recente della serie della Zona del Piccolo S. Bernardo è costituita da una monotona successione di calcescisti a Belemniti che raggiunge i 250 metri di potenza. Si tratta di rocce cristalline calcaree con sericite e clorite, proporzioni variabili di quarzo e di albite, più o meno ricche di pigmento carbonioso e scistose. Si nota spesso un'alternanza più o meno fitta di strati più calcarei e di strati più marnosi; i secondi sono generalmente più scuri, spesso anche nerastri, mentre il colore dei primi varia dal grigio chiaro al bruno nerastro. Essi contengono Belemniti segnalate a diverse riprese da S. FRANCHI (1899, 1901, 1907) (³).

E' opinione diffusa sin dai tempi di S. FRANCHI che i calcescisti a Belemniti del Piccolo S. Bernardo siano interamente liassici. Il loro spessore è tuttavia considerevole ed il Lias è già rappresentato in parte nei calcari a liste selciferi del loro substrato. Inoltre essi passano superiormente e in corrispondenza della cresta di confine a delle brecce calcaree segnalate da H. SCHOELLER che ricordano molto quelle oxfordiane del Fort du Télégraphe (ricoprimento del Pas du Roc).

(¹) Altri fossili sono stati rinvenuti nei calcari selciferi affioranti più a NE al Laityre: alcune sezioni di Gasteropodi, Belemniti, un'impronta di Ammonite ed un'altra di Lamellibranco (Pectinide?).

(²) Così per esempio al valico del Piccolo S. Bernardo lungo la strada nazionale, in corrispondenza di una serie rovesciata costituita dall'alto in basso da:

- 1) Gessi rilevati dalla presenza di doline.
- 2) Carniole. 10-15 metri.
- 3) Scisti dolomitici bianco-giallastri con fitte intercalazioni centimetriche di scisti sericito-cloritici verdastrì. 5-8 metri.
- 4) Calcarei e scisti marnosi scuri alternanti in cui intercalato un banco di dolomie giallastre. Retico probabile. 5-6 metri.
- 5) Calcarei cristallini a liste selciferi passanti a calcescisti a Belemniti.

(³) I migliori esemplari si osservano sulle lastre di calcescisti parallele alla superficie topografica, su cui passa la mulattiera tra le Alpi inferiori (q. 1920) e quelle superiori (q. 1993) di Verney. Tra questi, uno con il fragmocono ancora conservato (il fossile è ancora in posto).

V. - LE FORMAZIONI DEL RICOPRIMENTO DEL GRAN S. BERNARDO

A) IL CARBONIFERO

Scisti sericitici argillosi ricchi di sostanze carboniose, scisti pelitici grafitosi, arenarie micacee a grana fine o media generalmente feldispatiche, puddinghe quarzose a cemento arenaceo e puddinghe poligeniche ad elementi di quarzo, epidotiti, scisti e gneiss minimi, arcose e banchi o lenti di antracite più o meno milonitizzata costituiscono i costituenti più diffusi e caratteristici delle formazioni carbonifere.

Le associazioni litologiche sono rappresentate generalmente da alternanze di vario tipo di scisti con arenarie con intercalazioni più o meno fitte di uno o più rappresentanti degli altri tipi litologici. Le intercalazioni costituite da banchi o lenti di antracite caratterizzano la parte della serie attribuibile allo Westfaliano-Stefaniano inferiore. Esse costituiscono infatti, con gli scisti e le arenarie in cui appaiono intercalate due successive formazioni produttive facilmente correlabili con orizzonti analoghi di aree immediatamente limitrofe a quella considerata della Tarantasia, che J. FABRE (1961) ha potuto attribuire grazie a reperti fossiliferi al Westfaliano C ed al Westfaliano D-Stefaniano inferiore (« *assise de Tarentaise* »). I due orizzonti sono facilmente individuabili nei dintorni del valico del Piccolo S. Bernardo perchè in prosecuzione diretta del Westfaliano C che affiora a breve distanza sul versante francese nei pressi delle rovine dell'Ospizio Mauriziano e dell'assise di Tarantasia che raggiunge la cresta di confine in corrispondenza del M. Belvedere. Più a NE la scomposta di un complesso di psammiti e scisti con intercalazioni di conglomerati interposto nelle pendici nord-orientali del M. Belvedere tra l'orizzonte più recente che affiora alla sommità di questa cima e quello più antico che forma il margine esterno della fascia carbonifera non permette più di delimitarli e di distinguerli.

Notiamo che l'età westfaliana delle formazioni produttive era già ammessa da S. FRANCHI (1903) in base a determinazioni dei vegetali fossili dell'Ospizio Mauriziano del Piccolo S. Bernardo effettuate da P. PEOLA (1903). L'autore riteneva però che il Westfaliano rappresentasse la parte più recente della serie carbonifera. Che quest'ultima includa in realtà orizzonti meno antichi di quelli produttivi è dimostrato dalle considerazioni che seguono.

In primo luogo gli orizzonti westfaliani con cui sono correlabili queste formazioni non rappresentano il termine più recente della serie che costituisce la prosecuzione in Tarantasia di quella della regione qui considerata. Ciò è stato dimostrato dalle recenti accurate ricerche di J. FABRE. Non esiste poi, come uno di noi (G. E. 1960) ha avuto occasione di dimostrare, il contatto diretto e discordante tra Trias medio e Westfaliano che comproverebbe l'esistenza dell'enorme lacuna stratigrafica che implica l'ipotesi di S. FRANCHI. Infine si notano nei conglomerati carboniferi che questo autore considera più antichi delle formazioni da lui attribuite al Westfaliano elementi detritici provenienti dall'erosione di queste ultime. I conglomerati a cui si è accennato appaiono generalmente intercalati in un complesso di psammiti feldispatiche e di scisti pelitici grafitosi. Si tratta di intercalazioni generalmente fitte e di po-

tenza variabile di conglomerati in prevalenza poligenici ad elementi di quarzo, scisti neri, epidotiti e gneiss albitici associati spesso ad areose od a rocce fettucciate arenaceo-scistose. L'insieme, caratterizzato dalla scarsità di sostanze carboniose e da un colore grigio un po' verdastro, ricorda la formazione distinta in Tarantasia come « *Assise de Courchevel* » da J. FABRE ed attribuita dall'autore allo Stefaniano.

Malgrado queste possibilità di correlazioni con orizzonti datati dalla Tarantasia non è facile stabilire una suddivisione stratigrafica completa della serie carbonifera dell'area considerata. Questa è costituita oltre che dalle facies correlabili a cui si è accennato, da un complesso di scisti pelitici e di arenarie con intercalazioni di conglomerati ad elementi di quarzo generalmente non poligenici. La sua posizione stratigrafica è incerta: può rappresentare una formazione più antica degli orizzonti produttivi oppure essere interposta tra questi e quello detritico-conglomeratico attribuibile allo Stefaniano e non è neppure da escludere che esso possa sostituirsi lateralmente all'una o all'altra di queste formazioni (o eventualmente ad entrambe). Inoltre, per il carattere lenticolare e discontinuo sia delle intercalazioni conglomeratiche sia delle lenti di antracite, questo complesso non è facilmente distinguibile in molte zone dagli orizzonti produttivi.

B) IL TRIAS

La caratteristica cima della Touriasse (vedi figura 16) situata a NE del Piccolo S. Bernardo è formata dalla copertura stratigrafica delle formazioni ora descritte. I suoi costituenti appaiono classificabili nel modo seguente, dal più antico a quello più recente:

- 1) Quarziti conglomeratiche sericitiche a ciottoli di quarzo talora rosa o violacei, passanti ad areose un po' ancheritiche. 20 metri circa.
- 2) Quarziti con « *ripple marks* » bianche o verde pallido, a grana fine, in banchi di 20 centimetri - 1,50 metri, con intercalazioni di areose ancheritiche e di peliti verdastre. 125-150 metri.
- 3) Banco potente 2 o 3 metri di carniole a patina rossastra associato stratigraficamente a calcari a piste meandriformi (« *Calcaires vermiculés* ») ed a dolomie scistoidi giallastre.
- 4) Calcari spatici a patina grigio chiara, calcari seuri un po' fetidi e calcari dolomitici grigio chiari compatti in bancherelli di 10-20 centimetri, tra cui appaiono intercalati soprattutto alla base ed alla sommità strati di dolomie giallastre cariate o carniole, distanziate in media di 10-20 metri. 60-70 metri.
- 5) Gessi e carniole.

Si possono attribuire con una certa sicurezza le quarziti al Werfeniano ed i calcari a piste meandriformi agli strati di passaggio dal Werfeniano all'Anisico. Una pertinenza neopermiana è da prendere eventualmente in considerazione per le quarziti

conglomeratiche. Si noti che il contatto stratigrafico con il Carbonifero è mascherato dal Quaternario.

Le carniole rossastre del termine 3 sono attribuibili al Werfeniano superiore, mentre più verosimilmente carniche sono quelle associate a gessi attribuibili alla stessa età del termine 5. E' verosimile che il complesso calcareo-dolomitico 4 corrisponda all'Anisico ed eventualmente al Ladinico nella sua parte più recente. La facies di carniola che presentano le dolomie intercalate in questo complesso è probabilmente da mettere in relazione con la presenza nelle acque circolanti di solfati provenienti dalla dissoluzione dei gessi.

Oltre che alla Touriasse la copertura triassica del Carbonifero costituisce piccoli affioramenti situati nei dintorni del valico del Piccolo S. Bernardo ed inclusi tettonici nella fascia di gessi compresa tra La Grange ed il limite orientale della carta. Vi si riconoscono facies analoghe a quelle della Touriasse tranne che a SE di La Grange, dove i gessi inglobano due piccole lenti di rocce biancastre molto compatte confrontabili con tufi vulcanici che sono stati recentemente segnalati nel Trias medio brianzonese (R. CABY e J. GALLI 1964).

PARTE SECONDA

T E T T O N I C A

CARATTERISTICHE D' INSIEME

Le unità di cui abbiamo esaminato la costituzione stratigrafico-litologica si susseguono da NW a SE nell'ordine a cui si è già accennato: Zona Elvetica s. l. costituita successivamente dal Massiccio del M. Bianco, dall'Elemento Elvetico s. s. del M. Frety, dal Massiccio del Chétif e da elementi ultraelvetici, Zona delle Brecce di Tarantasia, Zona del Versoyen, Zona del Piccolo S. Bernardo e Ricoprimento del Gran S. Bernardo.

I limiti tra le unità elencate coincidenti con linee di dislocazione evidenti, ma di diversa importanza e significato, hanno direzioni medie comprese tra N 35° E e N 70° E. La loro immersione è a SE con eccezioni riguardanti il margine interno del Massiccio del M. Bianco ed il limite che separa la Zona del Versoyen da quella delle Brecce di Tarantasia. Il primo, subverticale nella Val Veni, immerge a NW con inclinazioni comprese tra 70° e 90° nelle pendici meridionali del M. Frety. Questa seconda giacitura corrisponde alla ben nota retloflessione che caratterizza il margine interno del massiccio ed i terreni sedimentari limitrofi tra lo sbocco della Val Veni e La Vachey in Val Ferret. La base strutturale della Zona del Versoyen è invece contraddistinta da ondulazioni con passaggi ripetuti dall'immersione a SE a quella a NW e valori di inclinazione generalmente modesti (vedi profilo 8, tav. I). Questo andamento, molto evidente su entrambi i versanti del Vallone del Breuil, contrasta con quello prevalentemente planare dei limiti delle altre unità. Per ciascuno di questi sono infatti constabili valori di inclinazioni abbastanza costanti. Malgrado una apparente concordanza d'insieme nell'andamento dei vari limiti non mancano esempi di discordanze angolari. Particolarmente evidente è quella che corrisponde al limite esterno della Zona del Versoyen. Le altre sono apprezzabili solo su grandi distanze.

La discordanza più importante corrisponde alla base della Zona delle Brecce di Tarantasia che nell'alta Val Veni si estende, mascherandoli, sugli elementi più interni della zona elvetica affioranti più a NE.

Le giaciture delle formazioni, costituenti le unità delimitate da queste superfici, concordano nell'insieme con quella della superficie esterna dell'unità di appartenenza che data l'immersione prevalente a SE è, nella maggior parte dei casi, anche la base strutturale dell'unità. Prevalgono pertanto direzioni NE-SW, immersioni a SE ed uno stile isoclinale dell'insieme. Non mancano tuttavia esempi di giaciture anomale. Esse sono particolarmente frequenti nel Carbonifero (Ricoprimento del Gran S. Bernardo) e dipendono, come avevano già osservato S. FRANCHI e A. STELLA (1903), dall'esistenza di ripiegamenti obliqui o trasversali rispetto alla direzione dei grandi elementi strutturali. Il fenomeno è particolarmente vistoso negli orizzonti produttivi, dove assume anche un'importanza pratica perchè determina la posizione e la forma

degli ammassi di antracite industrialmente sfruttabili (F. ELTER 1933). Tuttavia i suoi effetti non sono limitati al Carbonifero come è stato dimostrato da Gb. DAL PIAZ (1949) e confermato da uno di noi (G. E. 1960). Si osserva infatti anche nelle formazioni mesozoiche ed in altre unità dell'area considerata, anche se con andamento apparentemente indipendente da una unità all'altra.

Tra le caratteristiche strutturali dell'area considerata, dobbiamo segnalare un numero limitato di faglie tardive (profili 5 e 6 della Tav. I e fig. 14 e 16) e, in scala più piccola, l'importanza e la diffusione assunte dalle micropieghe, accompagnate in genere dallo sviluppo di scistosità trasversale. Le micropieghe presentano diverse orientazioni; quelle prevalenti coincidono tuttavia con quelle delle pieghe trasversali o con la direzione dei grandi elementi strutturali. La scistosità obliqua rispetto alla stratificazione delle rocce, presentanti generalmente anche piani di scistosità concordanti con questa stratificazione, è assai evidente nelle formazioni carbonifere e nei calcari arenacei liassici o del Dogger della zona elvetica. Essa si manifesta, generalmente, in corrispondenza delle cerniere delle micropieghe, per ricordarsi, lungo i fianchi delle stesse con la stratificazione. Appare inoltre evidente che i piani della scistosità obliqua corrispondono a piani di taglio, la cui genesi è stata accompagnata da piccoli rigetti. In certi casi lo sviluppo di albite metasomatica, che appare anteriore alla produzione della scistosità obliqua ma posteriore alla genesi delle micropieghe, sembra dimostrare che i due fenomeni (ripiegamento e taglio) non sono contemporanei.

I. - ZONA ELVETICA

PREMESSA

La zona elvetica è costituita, come si è ripetutamente accennato, da quattro elementi tettonici che si succedono da NW a SE. Se prendiamo in considerazione la costituzione di questi elementi possiamo distinguere da una parte i massicci del M. Bianco e del Chétif, in cui il basamento pretriassico è preminente, dall'altra elementi elvetici s. s. ed ultraelvetici, costituiti esclusivamente da formazioni sedimentarie mesozoiche.

Alla luce delle concezioni attuali, sulla struttura del basamento pretriassico della zona elvetica, nel settore del M. Bianco, si deve ammettere l'esistenza di una stretta relazione strutturale tra gli elementi a costituzione pretriassica preminente. In base a queste concezioni (si confronti, per esempio, il profilo generale delle note illustrative del foglio Ginevra della Carta geologica al 200.000 della Svizzera di L. W. COLLET, 1955), la tettogenesi alpina avrebbe provocato, nel basamento cristallino, la formazione di cunei listrici, sollevatisi lungo piani di taglio immersi a SE o subverticali e tendenti a convergere verso il basso, ed il Massiccio del Chétif corrisponderebbe ad uno di questi cunei, che si differenzia da quelli che costituiscono il Massiccio del M. Bianco semplicemente perché sollevatosi in modo meno marcato.

Ne deriva che il Massiccio del Chétif è da considerare come un elemento radicato, raccordantesi in profondità con il complesso di cunei e di seaglie listriche che costituiscono il Massiccio del M. Bianco.

Ciò premesso, esaminiamo le caratteristiche strutturali delle unità costituenti la parte elvetica s. l. della nostra regione.

IL MASSICCIO DEL M. BIANCO

La parte marginale del Cristallino del M. Bianco, compresa nella nostra carta, appartiene al più interno degli elementi strutturali alpini individuabili in questo massiccio e costituiti da un materiale che era stato intensamente deformato da cicli orogenetici anteriori. Esternamente esso è delimitato da un piano di scorrimento corrispondente alla fascia di miloniti Colle del Gigante-Colle del Brouillard, segnalata recentemente da P. BAGGIO (1964), oltre al limite della nostra carta. Secondo i dati dell'autore citato, si tratta di un disturbo tettonico subverticale a cui corrisponde un rigetto di circa 1 km. A questo elemento, suddiviso in seaglie minori, sono riferibili a nostro giudizio, i lembi di copertura autoctona del massiccio quali costituenti la copertura normale conservata localmente lungo il fianco opposto a quello di scorrimento di questo elemento interno del massiccio. Il limite interno del cuneo viene, pertanto, a coincidere con il contatto tra questa copertura e gli elementi elvetici che la ricoprono tettonicamente, oppure con il limite tra questi ed il Cristallino, dove i lembi di copertura mesozoica sono completamente laminati ⁽¹⁾. Questo limite interno è subverticale in Val Veni come quello esterno, mentre immerge a NE con inclinazioni comprese tra 70° e 90° nella zona del M. Frety.

L'ELEMENTO ELVETICO DEL M. FRETY

Questo elemento è caratterizzato da una serie rovesciata di età, compresa tra quella dei calcari a Calpionella e degli scisti neri del Dogger, sovrapposta tettonicamente al Massiccio del M. Bianco ⁽²⁾. Agli scisti aleniani succede internamente una fascia sinclinale di Callovo-Oxfordiano ed un'alternanza corrispondente ad una successione di strette anticinali e sinclinali di calcari batonianiani e di scisti marnosi cal-

⁽¹⁾ Non condividiamo l'opinione di P. BAGGIO (1964) sull'età alpina della fascia di cataclasiti che caratterizza il margine interno del Cristallino del M. Bianco tra Peuterey ed il M. Frety. Se considerata in tutta la sua estensione (oltre ai limiti del territorio considerato), essa presenta una discordanza di direzione evidente, anche se apprezzabile solo su una certa distanza, con il limite tra Cristallino e formazioni mesozoiche e non interessa, contrariamente alle affermazioni dell'autore citato, « le formazioni calcareo-scistose » del Mesozoico. Riteniamo pertanto che queste cataclasiti siano da confrontare con facies analoghe attribuite da P. BAGGIO a deformazioni prealpine.

⁽²⁾ Sulla destra orografica del ghiacciaio della Lex Blanche (Alta Val Veni) i calcari del Malm a contatto con il Cristallino presentano per circa 50 metri delle sottili intercalazioni di scisti cristallini laminati simulanti un passaggio per alternanze (vedi fig. 13). Un'esame più attento permette di verificare che queste intercalazioni altro non sono che piccole pieghe ad asse verticale estremamente laminate della parte superficiale degli scisti. Del resto il Malm che passa stratigraficamente ad arenarie zonate del Dogger ed a scisti argillosi aleniani non potrebbe in nessun caso costituire la copertura stratigrafica del Cristallino.



FIG. 13

*Contatto tra i calcari del Malm e gli scisti cristallini del Monte Bianco
presso il ghiacciaio della Lex Blanche.*

Sottili alternanze tra scisti e calcari simulano un passaggio stratigrafico:
si tratta in realtà di piccole pieghe estremamente laminate che interessano
la parte più superficiale degli scisti cristallini.

(Foto S. Stefanelli)

lovo-oxfordiani. Delle intercalazioni, che tendono a chiudersi inferiormente, di scisti argillosi nerastri aleniani, in questa parte interna, sono forse interpretabili come lembi ultraelvetici pizzicati nei ripiegamenti di questo elemento. Esiste tuttavia la possibilità che si tratti di scisti oxfordiani elvetici, difficilmente distinguibili in certi casi, dall'aleniano ultraelvetico.

Lo stile d'insieme è isoclinale con immersione prevalente a SE che si inflette tuttavia a NW nelle parti esterne dell'elemento e nel settore in cui il margine interno del Massiccio del M. Bianco presenta la retroflessione a cui si è più volte accennato.

IL MASSICCIO DEL M. CHÉTIF

Il Massiccio del Chétif è strutturalmente un grosso cuneo listrico, immerso a SE, che ha conservato lungo il fianco normale la parte più antica della sua copertura mesozoica. Piani di taglio, sottolineati da fasce costituite da tipi di porfiroidi a laminazione particolarmente accentuata, suddividono il cuneo in scaglie listriche minori di ogni dimensione. La copertura liassica, per un evidente fenomeno di tettonica selettiva, appare deformata in modo più plastico e localmente scollata rispetto al substrato.

Nell'insieme si nota un andamento subconcordante dei limiti del massiccio e dei piani di taglio interni. Anche le giaciture dei piani di pseudoscistosità e delle intercalazioni lenticolari del granito nei porfidi, concordano nell'insieme con questo andamento, pur presentando localmente delle inflessioni poco accentuate.

LA ZONA ULTRAELVETICA

Nella parte orientale dell'area considerata la Zona Ultraelvetica costituisce due distinte zone di affioramento, separate dal Massiccio del Chétif e di identica costituzione litologico-stratigrafica. Ad Ovest del lago Chècroui, la scomparsa per immersione assiale del massiccio non permette più di distinguerle.

Consideriamo verosimile che questi terreni derivino da uno spazio di sedimentazione più interno di quello corrispondente alla copertura liassica del Cristallino del Chétif. Essi non possono derivare dal tetto stratigrafico di questa copertura perché appartengono ad una serie che, come si è già accennato, comporta in Val Ferret a NE dell'area considerata del Trias superiore e delle formazioni liassiche interposte tra queste ed il Dogger che rappresenta il costituente essenziale della serie. La loro facies è assai diversa da quella del Lias trasgressivo della copertura del Chétif. Inoltre il contatto tra i terreni ultraelvetici e questa copertura è caratterizzato localmente dalla comparsa di scaglie di rocce triassiche (N di Chapy nel valle del Sapin). Sono quindi certamente più interni di questa copertura i terreni ultraelvetici interposti tra il Massiccio del Chétif e la zona pennidica. Riteniamo verosimile che lo siano anche quelli situati tra il Massiccio del Chétif e l'elemento del M. Frety, in base a considerazioni paleogeografiche che esporremo tra breve.

Essi dovrebbero costituire pertanto un lembo non radicato pizzicato tra gli elementi elvetici s. s. che aveva ricoperto anteriormente al loro ripiegamento.

L'architettura della zona ultraelvetica è assai complessa e richiederebbe, per venire analizzata, la possibilità di datazioni precise. L'insieme è nettamente isoclinali con giaciture concordanti ed immersioni a SE.

CONSIDERAZIONI SUL SIGNIFICATO DELL'ELEMENTO ELVETICO S.S. DEL M. FRETY E DI QUELLI ULTRAELVETICI

Il prolungamento nord-orientale nella Val Ferret dell'unità elvetica del M. Frety si raccorda, in corrispondenza della cresta di confine italo-svizzera dei colli Ferret, con un complesso di terreni che R. TRÜMPY (1954) e K. GRASMUCK (1961) attribuiscono alle radici dei ricoprimenti elvetici superiori. Queste radici dovrebbero pertanto prolungarsi nella nostra regione e poiché l'esistenza di radici implica quella dei ricoprimenti corrispondenti, si dovrebbero estendere lateralmente, della stessa ampiezza, le falde di Diableret e Wildhorn. La loro completa scomparsa a W del Rodano dipenderebbe, in tal caso, soltanto da un fenomeno di erosione.

Riteniamo più verosimile che l'unità del M. Frety rappresenti un elemento di un complesso strutturale di transizione da ricoprimenti a condizioni strutturali di autoctonia o comunque non alloctone. Le formazioni delfinesi, affioranti immedia-

tamente ad W della regione considerata, oltre la cresta di confine italo-francese del colle della Seigne, ed in cui deve situarsi il prolungamento dei terreni costituenti l'unità del M. Frety, sono infatti autoctone, per lo meno in base alle conoscenze attuali. I terreni costituenti questa unità derivano, comunque, dallo stesso spazio di sedimentazione che ha dato origine più a NE ai ricoprimenti elvetici superiori. Questi terreni sono infatti immediatamente più interni dei lembi di copertura autoctona del massiccio del M. Bianco e questi lembi corrispondono alla prosecuzione sud-occidentale di una soglia che, come hanno dimostrato K. GRASMUCK (1961) e R. TRÜMPY (1960-63), separava, nel settore della Valle Ferret svizzera, lo spazio di sedimentazione che ha dato origine al ricoprimento di Morels, da quello da cui sono derivate le due unità elvetiche superiori. Si noti che, a questa soglia, corrispondeva una parte del massiccio che nel settore dell'alta Valle Ferret svizzera è rimasto emerso nel Trias e nel Lias. Nell'area considerata questa emersione sembra essersi protratta anche nel Dogger.

I terreni da noi attribuiti alla zona ultraelvetica occupano, in corrispondenza della cresta di confine, tutto lo spazio compreso tra quelli elvetici che si raccordano con l'elemento del M. Frety e la zona pennidica. R. TRÜMPY (1954) considera integralmente ultraelveticò questo complesso, mentre K. GRASMUCK (1961), ritiene ancora elvetica s. s. la sua parte esterna. Le nostre attribuzioni concordano, pertanto, con quelle del primo autore.

Riteniamo tuttavia che, per lo meno per quanto riguarda l'area qui considerata, la zona ultraelvetica non sia da considerare in tutta la sua estensione come una zona di radici. Infatti, se si considera radicata la sua parte esterna, compresa tra il massiccio del Chétif e l'elemento elveticò del M. Frety, si deve ammettere che il raccordo tra questo massiccio e quello del M. Bianco rappresenta il substrato di due distinti spazi di sedimentazione, di cui uno esterno ed elveticò s. s., il secondo ultraelveticò. Inoltre, a questi spazi di sedimentazione esterni dovevano succedere altri due corrispondenti alla copertura normale del M. Chétif ed alla fascia di terreni ultraelvetici che, come si è visto, sono più interni e distinti da questa copertura. Poichè questa complessità paleogeografica ci sembra sproporzionata allo spazio disponibile, ci sembra più logico considerare non radicati e più interni del massiccio del Chétif anche i terreni attualmente situati tra questo massiccio e l'unità elvetica del M. Frety.

Se l'ipotesi è esatta non possiamo attribuire alle radici dei ricoprimenti ultraelvetici questi terreni. Il lembo non radicato che essi costituiscono è piuttosto confrontabile, in un certo senso, con le masse alloctone ultraelvetiche che hanno ricoperto le falde di Diablerets e di Wildhorn, a N e NE del Rodano. Con la differenza che le prime sono state trasportate, come ha indicato BADOUX (1962), sul dorso di questi ricoprimenti in una fase tettonica successiva, mentre il lembo ultraelveticò della nostra regione, in corrispondenza della quale il substrato elveticò non ha più dato origine a ricoprimenti, ha subito, nelle stesse fasi, spostamenti verticali ed orizzontali molto più modesti, ed è stato sottoposto invece, ad energiche compressioni e laminazioni sotto l'influenza del sollevamento assai più intenso, in questo settore, del basamento cristallino elveticò.

II. - ZONA PENNIDICA

A) LA ZONA DELLE BRECCE DI TARANTASIA

La parte basale, della serie formata da terreni del Trias e del Giurese, presenta una prevalente tettonica a scaglie alquanto complessa. Si tratta di un insieme di scaglie discontinue e talvolta lenticolari, costituite dai terreni più rigidi del substrato, e separate da intercalazioni tettoniche di Flysch generalmente in facies scistoso-quarzitica e da masse irregolari di gessi e carniole iniettate diapiricamente.

Queste condizioni strutturali, tipiche della cosiddetta tettonica salifera del Trias alpino, contraddistinguono la parte marginale esterna della zona delle Brecce di Tarantasia. Le altre parti, costituite essenzialmente da Flysch post-giurese, presentano un andamento tettonico più tranquillo e disarmonico rispetto alle scaglie basali.

A ridosso della zona di scaglie basali, la serie conglomeratica del Flysch costituisce una fascia continua nei versanti di destra della Val Veni e del vallone del Chècroui. Questa appare interessata in molti tratti da ripiegamenti più o meno intensi. In corrispondenza delle pieghe più accentuate compare a nucleo la formazione scistoso quarzitica soprastante. Le pieghe a cerniera coricata ed andamento plastico sono generalmente strizzate ed allungate in modo che i fianchi risultino paralleli ⁽¹⁾.

Al di sopra di questa fascia, costituita dalla serie basale del Flysch, seguono in successione normale, la serie scistoso quarzitica e la serie calcareo - arenacea scistoide, che appaiono a loro volta pieghettate localmente. La pieghettatura può diventare, in certi casi, molto intensa e le pieghe assumono una caratteristica forma a Z. Una continua successione di pieghe di questo tipo è ben visibile nei canaloni a SE del colle della Seigne che intagliano profondamente la serie scistoso - quarzitica e nelle sovrastanti pareti del M. Lèchaud.

La serie calcareo-arenacea scistoide, con cui termina questa successione normale, costituisce una fascia molto ampia, a cui corrisponde una sinclinale coricata immersa a SE e suddivisa in sinclinali minori da anticinali, alla cui esistenza è dovuta la ricomparsa a SW del M. Fortin e nel basso vallone di Youla, di uno o di entrambi gli orizzonti di Flysch sottostanti.

Al fianco inverso della fascia sinclinalica, corrisponde una serie rovesciata che inizia con la serie calcareo-scistoide e termina con la serie conglomeratica basale. Questa serie rovesciata, si estende longitudinalmente dal M. Léchaud alla testa d'Arpy, attraverso il versante destro del vallone di Chavannes, le pareti meridionali del M. Belleface ed il versante di destra del tratto inferiore della valle della Thuile.

Una importante scaglia, che costituisce il torrione della Tormotta (ad esclusione della cima formata dai terreni della zona del Versoyen), il M. Ouille, e prosegue in

⁽¹⁾ Ne risulta che le pieghe sono visibili solo in sezioni trasversali particolarmente favorevoli, per cui in molti casi si ha l'impressione erronea di essere di fronte ad una serie normale non ripiegata.

direzione NE fino alla testa d'Arpy, sebbene meno accentuata a partire dalla Testa del Chargeur, si sovrappone tettonicamente alla serie rovesciata precedente. Tra la Testa del Chargeur e la cresta di confine italo-francese presenta le caratteristiche di un'anticlinale spaceata in cerniera ed evoluta in scaglia. Il suo accavallamento, messo in evidenza da una superficie di scorrimento ben visibile su entrambi i versanti del Vallone del Breuil, ha determinato laminazioni locali con soppressione di uno, o più di uno, dei costituenti ed anche ripiegamenti accentuati nella sottostante serie rovesciata sovrascorsa, sino a ribaltarne una parte sull'altra a guisa di sinclinale (vedi profilo 8 della tavola I).

Alla costituzione della scaglia della Tormotta e del M. Ouille, che costituisce la parte marginale interna della zona delle Brecce di Tarantasia, partecipano tutti e tre i termini della serie del Flysch.

B) LA ZONA DEL VERSOYEN

Le condizioni strutturali di questa unità, costituita da una sovrapposizione complessa di scaglie, in parte lenticolari e di ogni dimensione, non sono praticamente analizzabili in dettaglio.

Il limite esterno presenta le caratteristiche di una superficie di scorrimento sulla Zona delle Brecce di Tarantasia. La superficie è nettamente discordante rispetto alle linee strutturali dell'unità sottostante, come se lo scorrimento si fosse prodotto su di un substrato già notevolmente deformato (vedi soprattutto profilo 8 della tavola I). Non è neppure da escludere, date le caratteristiche della discordanza, che lo scorrimento si sia impostato su di una superficie di erosione. D'altra parte la superficie di scorrimento presenta delle ondulazioni che denotano un'ulteriore deformazione subita dal substrato posteriormente allo scorrimento e che hanno ovviamente interessato anche l'unità sovrascorsa.

Più regolare è l'andamento del limite interno separante la Zona del Versoyen dalla soprastante Zona del Piccolo S. Bernardo. Le due superfici, che delimitano la Zona del Versoyen, tendono a convergere inferiormente fino a congiungersi praticamente a Pont Serrand, dove la Zona del Versoyen costituisce un minuscolo lembo pizzicato tra le formazioni della Zona delle Brecce di Tarantasia affiorante sulla sinistra della Dora di Verney (vedi profili della fig. 14). Il lembo corrisponde alla scomparsa definitiva della Zona del Versoyen in direzione NE ⁽¹⁾.

Pertanto la Zona del Versoyen presenta, nel territorio qui considerato, le caratteristiche di un lembo non radicato a forma di sinclinale.

Ci limitiamo a questa constatazione senza prendere in esame le conseguenze che essa comporta dal punto di vista dell'interpretazione sul significato e l'origine della Zona del Versoyen. Qualsiasi considerazione di questo tipo sarebbe a parer nostro, prematura senza una verifica preliminare dell'esistenza di condizioni strutturali ana-

⁽¹⁾ Ricomparirebbe secondo R. ZULAUFF (1963) a N della Dora tra Morgex e la frontiera svizzera (vedi fig. 1). Non è più rappresentata comunque a Sud della Dora Baltea; le formazioni che vi ha attribuito questo autore tra La Thuile e Morgex appartengono alla serie permocarbonifera del Ricoprimento del Gran S. Bernardo.

loghe anche sul versante francese, in corrispondenza del quale la Zona del Versoyen si prolunga con caratteristiche strutturali ancora insufficientemente note.

Notiamo per concludere che la Zona del Versoyen è completamente laminata tra la Zona delle Brecce di Tarantasia e quella del Piccolo S. Bernardo, per un breve tratto corrispondente alla regione della Testa del Chargeur (vedi profilo 6 e 7 della tav. I e fig. 14).

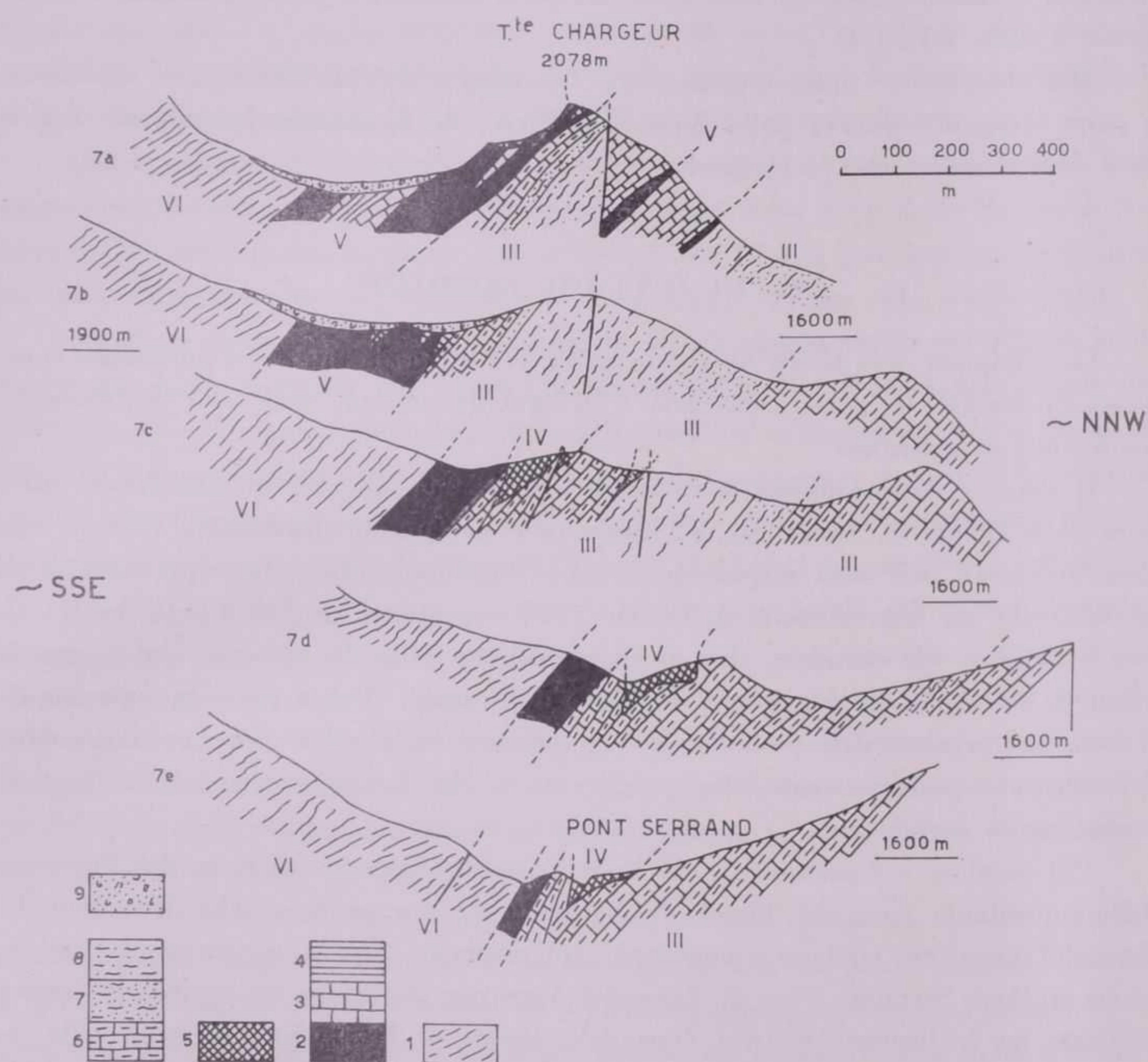


FIG. 14
Profili seriati tra la Testa del Chargeur e Pont Serrand.

- 1 - Carbonifero.
- 2-4 - Zona del Piccolo S. Bernardo: 2 - Trias superiore; 3 - Lias inferiore; 4 - Calcescisti a Belemniti.
- 5 - Zona del Versoyen.
- 6-8 - Zona delle brecce di Tarantasia: 6 - Serie calcareo-conglomeratica; 7 - Serie scistoso-quarzitica; 8 - Serie calcareo-scistoide.
- 9 - Quaternario.

C) LA ZONA DEL PICCOLO S. BERNARDO

La parte più recente della serie, vale a dire i calcescisti a Belemniti, formano un'ampia fascia centrale, delimitata esternamente ed internamente a guisa di sinclinale, dai terreni che ne costituiscono il substrato.

Questi costituiscono una serie normale dal Trias superiore ai calcescisti a Belemniti, in corrispondenza del margine interno, ed una serie di identica costituzione, ma rovesciata al limite esterno della zona. In entrambi i casi il Trias superiore, che costituisce il termine più antico, è in contatto tettonico con i terreni sottostanti (nel caso della serie normale) e soprastanti (nel caso della serie inversa). Questi terreni sono rappresentati infatti dalle formazioni della Zona del Versoyen, nel primo caso, e da quelle che costituiscono la parte esterna del Ricoprimento del Gran S. Bernardo nel secondo, appartengono ad altre unità tettoniche e non possono rappresentare in nessun caso il substrato stratigrafico del Trias della zona del Piccolo S. Bernardo.

Le due superfici di contatto tettonico corrispondono, rispettivamente, al limite esterno ed interno della zona. Esse tendono a congiungersi verso il basso e le formazioni triassiche marginali si raccordano, per effetto di questa convergenza, in un'unica fascia affiorante nella zona della Testa del Chargeur e rappresentante le parti strutturali più profonde della zona del Piccolo S. Bernardo (vedi profili della tav. I e fig. 14).

Si è pertanto in presenza di un elemento tettonico non radicato, derivante da una serie normale ripiegata a guisa di sinclinale tra la Zona del Versoyen e la parte marginale esterna del Ricoprimento del Gran S. Bernardo. Sarà interessante sapere se queste condizioni strutturali si verificano anche in territorio francese, ma poichè le formazioni che lo costituiscono, oltre la cresta di confine, sono attualmente poco conosciute dal punto di vista strutturale e non sono state neppure distinte dagli scisti della Zona del Versoyen, ogni conclusione su di una possibile alloctonia della Zona del Piccolo S. Bernardo è prematura.

D) IL CARBONIFERO ED IL TRIAS DEL RICOPRIMENTO DEL GRAN S. BERNARDO

L'impossibilità di stabilire una suddivisione stratigrafica precisa e la presenza di ripiegamenti subortogonali, che sebbene non peculiari, sono particolarmente frequenti ed importanti nel Carbonifero, ostacolano fortemente l'analisi strutturale di queste formazioni.

L'asse delle pieghe trasversali presenta immersioni subparallele a quelle medie degli strati del Carbonifero. Poichè le inclinazioni di questi strati oscillano attorno ai 35°-50°, a SE le pieghe trasversali possono venire indifferentemente rappresentate su sezioni verticali e su sezioni orizzontali, come quella della figura 15. Esse vi appaiono deformate nello stesso modo, ed in entrambi i casi meno accentuate che nella realtà. Dall'esame della sezione verticale 2 della figura 16, appare evidente come questi ripiegamenti interessino ed in modo disarmonico anche la copertura permo-triassica

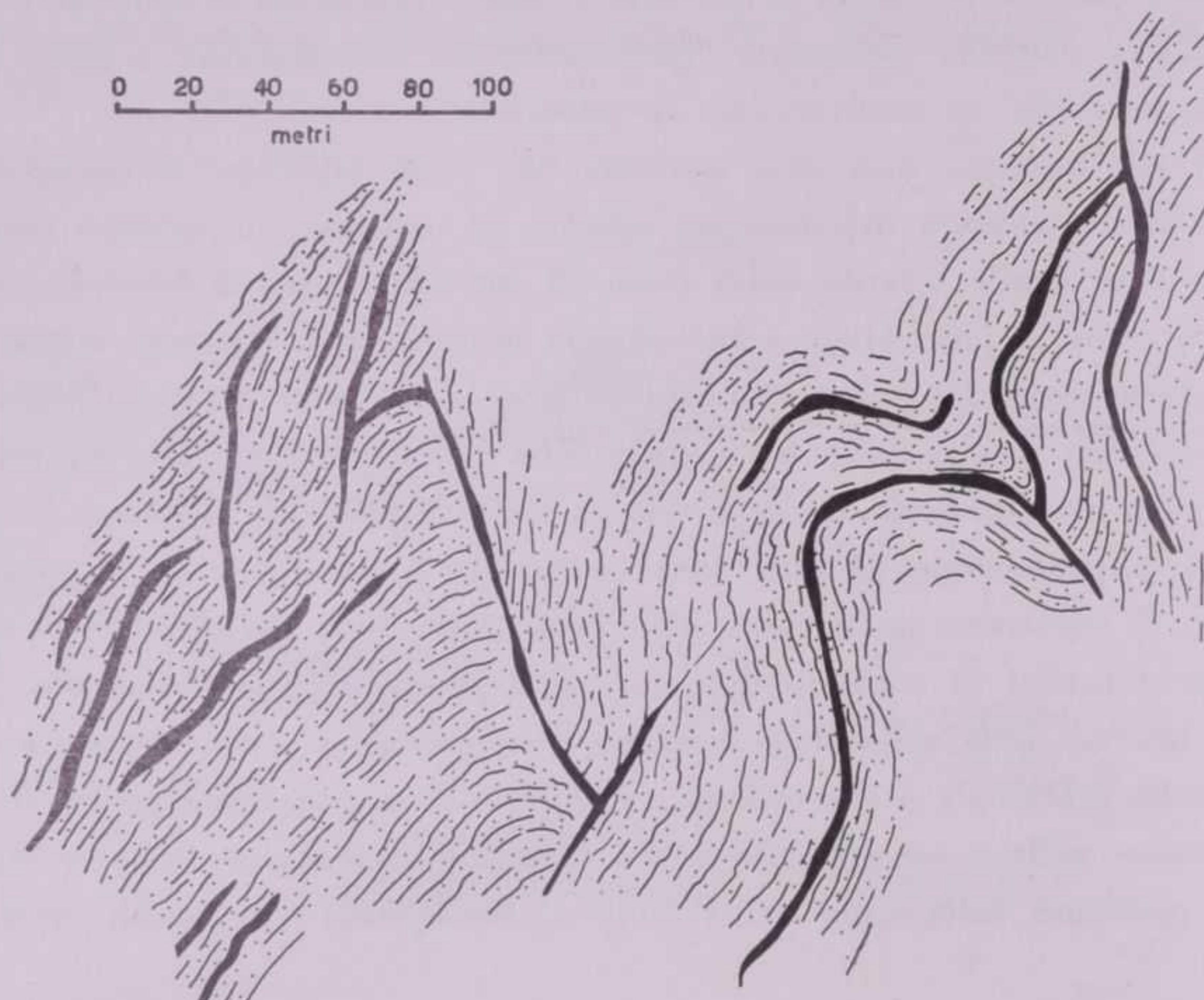


FIG. 15

Sezione orizzontale nel Carbonifero produttivo (q. 1500, miniera di Col Croce).
In nero: lenti e banchi di antracite.

del Carbonifero. Essi sono più frequenti ed accentuati nella parte marginale esterna del Ricoprimento del Gran S. Bernardo e tendono ad attenuarsi ed a scomparire in quelle interne.

A prescindere dai ripiegamenti subortogonali, il Carbonifero appare interessato da pieghe isoclinali e da piani di movimento immersi come le prime a SE (vedi profili della tav. I). Si constata in questi elementi strutturali un progressivo aumento dell'inclinazione dalle parti esterne a quelle interne della zona che prelude alle giaciture subverticali ed anche rovesciate che si osservano nelle parti più interne (non comprese nella carta) della fascia carbonifera. I piani di movimento hanno decorso subparallelo alla superficie di dislocazione che costituisce la base strutturale del Ricoprimento del Gran S. Bernardo. Localmente essi possono essere sottolineati, alla pari di questa superficie di dislocazione esterna, da scaglie o lembi pizzicati di Trias. Alla Touriasse, gessi e carniole, situati alla base di uno di questi piani di movimento, ricoprono la copertura permo-triassica normale del Carbonifero sottostante alla superficie di dislocazione. La copertura triassica appare poi, a sua volta, seagliata secondo piani di movimento secondari iniettati dalle formazioni evaporitiche (vedi figura 16).

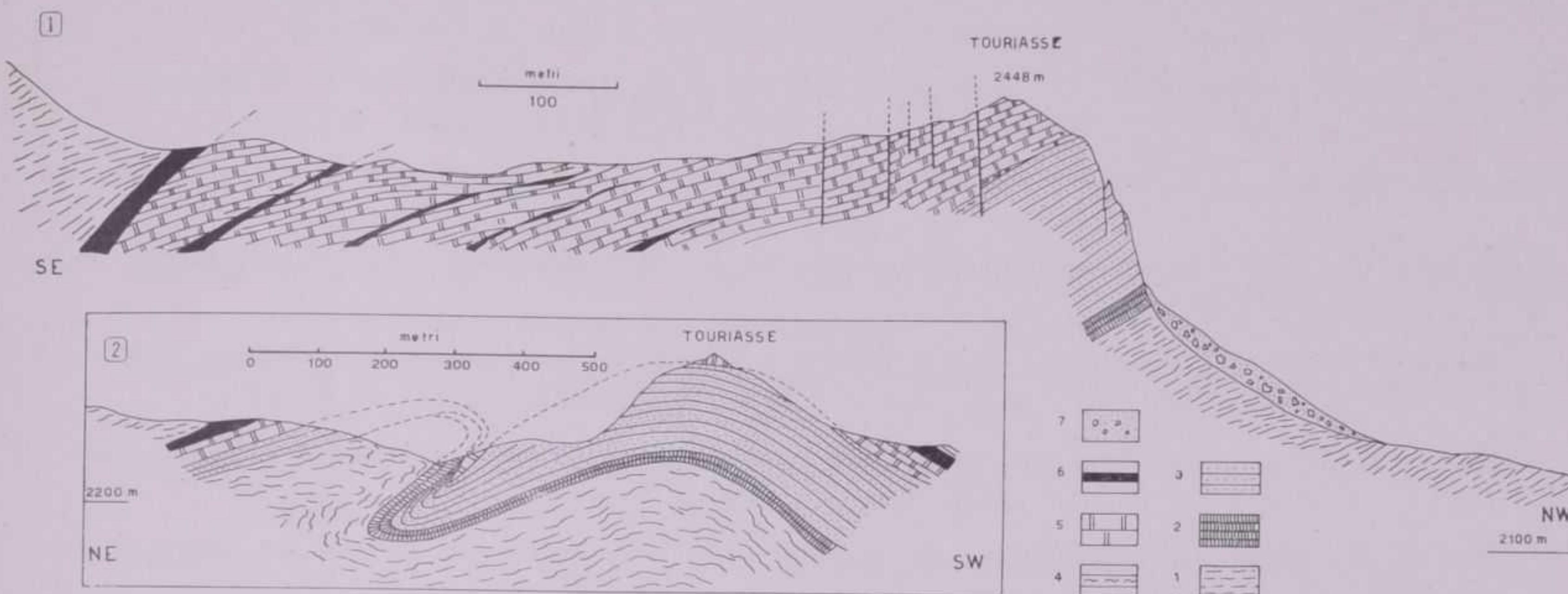


FIG. 16

Profili attraverso la Touriasse.

(Il profilo a scala minore (2) è subparallelo alla direzione regionale degli elementi tettonici).
1 - Carbonifero; 2 - Quarziti conglomeratiche; 3 - Quarziti del Trias inferiore; 4 - «Calcaires Vermiculées»; 5 - Calcarei e dolomie del Trias medio; 6 - Gessi e carniole; 7 - Quaternario.

QUATERNARIO

L'area considerata è caratterizzata da depositi glaciali molto estesi. Le morene recenti, deposte dopo l'ultimo stadio di ritiro, sono molto sviluppate nella Val Veni ai piedi della catena del Monte Bianco. Tra queste sono da segnalare quelle dei Ghiacciai del Miage e della Brenva che costituiscono due imponenti sbarramenti vallici. Depositi morenici recenti assai più sottili ma di notevole estensione caratterizzano anche l'alto Vallone del Breuil.

La morfologia delle morene antiche non è generalmente conservata. Il materiale costituente è infatti quasi sempre rimaneggiato. Esso è stato distinto con un segno particolare dove il fenomeno è stato più intenso.

A testimonianza dell'importanza del fenomeno glaciale nella nostra regione, è da segnalare la presenza pressoché costante di ciottoli morenici nei detriti di falda.

Un'importanza considerevole assumono nel territorio considerato le formazioni periglaciali, prodotte dall'azione del gelo e del disgelo a spese di detrito, materiale di frana, morene e rocce crollate in posto. Le cosiddette pseudomorene, che rappresentano una delle caratteristiche di questo tipo di deposito, sono state distinte con un segno particolare.

Tra le frane abbiamo distinto, seguendo l'abituale classificazione in uso per le carte geologiche di questa parte delle Alpi, le frane per scivolamento dalle frane per crollo.

B I B L I O G R A F I A

- BADOUX H., 1962 - *Les unités ultrahelvétiques de la zone des Cols.*, Ecl. Geol. Helv., 56, 1-13, 3 ff. n. t.
- BAGGIO P., 1958 - *Il granito del Monte Bianco e le sue mineralizzazioni uranifere*. Studi e ricerche della div. geom. del C.N.R.N., 1, 527-652, 13 tt., 6 ff. n. t.
- BAGGIO P., 1964 - *Contributo alla conoscenza geologica del versante italiano del Monte Bianco*. Atti It. Ven. Sc. Lett. Arti, 72, 293-325, 6 tt.
- BARBIER R., 1951 - *La prolongation de la zone subbriançonnaise de France en Italie et en Suisse*. Trav. Lab. Géol. Grenoble, 29, 1 t., 6 ff. n. t.
- BARBIER R. e TRÜMPY R., 1955 - *Sur l'age du Flysch de la zone des brèches de Tarentaise*. Bull. Soc. Géol. Fr., ser. 6, 5, 207-216, 2 ff. n. t.
- CABY R. e GALLI J., 1964 - *Existence de cinerites e de tufs volcaniques dans le Trias moyen de la zone briançonnaise*. C. R. Ac. Sc., 259, 417-420.
- CITA M. B., 1953 - *Studi geologici sulla Valle Ferret italiana*. Boll. Serv. Geol. It., 75, 65-172, 2 tt., 10 ff. n. t.
- COLLET L. W., 1955 - *Notice explicative de la Feuille Genève-Lausanne*. Carte géol. génér. Suisse 1:200.000.
- COMPAGNONI R., 1964 - *Studio geologico sulle unità delfinese-elvetica e subbrianzonese dell'alta Val Ferret italiana*. Tesi Univ. Torino (inedita).
- COMPAGNONI R., ELTER G. e STURANI C., 1964 - *Segnalazione di Albiano fossilifero nel tratto valdostano della zona delfinese-elvetica*. Rend. Acc. Lincei, ser. 8, 36, 391-394, 1 t.
- DAL PIAZ GB., 1949 - *Nuova scaglia di Trias e pieghe trasversali dei calcescisti della gola della Dora di Verney presso Chapontaille*. Ann. Hébert et Haug, 7, 133-141.
- DUPARC L. e MRAZEC L., 1895 - *Nouvelles recherches sur le Massif du Mont Blanc*. Arch. Sc., 34, 39 pp.
- DUPARC L. e MRAZEC L., 1898 - *Recherches géologiques et petrographiques sur le massif du Mont Blanc*. Mém. Soc. Phys. Hist. Nat. Genève, 33, 1-227, 4 tt.
- DUPARC L. e PEARCE F., 1897 - *Les porphyres quartzifères du Val Ferret*. Arch. Sc., 4, 37 pp., 2 tt.
- ELLENBERGER F., 1958 - *Etude géologique du Pays de Vanoise*. Mém. Carte géol. France, 561 pp., 42 tt., 111 ff. n. t., 8 pan. geol.
- ELTER F., 1933 - *Le antraciti di La Thuile*. Boll. Soc. Naz. Cogne, 5, 1-106, 16 tt., 10 ff. n. t.
- ELTER G., 1960 - *La zona pennidica dell'alta valle d'Aosta e le unità limitrofe*. Mem. Ist. Geol. Min. Univ. Padova, 22, 103 pp., 2 ff. n. t.
- ELTER P., 1954 - *Etudes géologiques dans le Val Veni et le Vallon du Breuil*. Thèse n. 1200 Genève, 38 pp., 2 tt., 2 ff. n. t.
- ELTER G. e ELTER P., 1957 - *Sull'esistenza nei dintorni del Piccolo S. Bernardo di un elemento tettonico riferibile al ricoprimento del Pas du Roc*. Rend. Acc. Lincei, ser. 8, 22, 181-187, 1 ff. n. t.

- FABRE J., 1961 - *Contribution à l'étude de la zone houillère en Maurienne et en Tarantaise.* Mém. B.R.G.M., 2, 315 pp., 10 tt., 52 ff. n. t.
- FRANCHI S., 1899 - *Nuove località con fossili mesozoici nella zona delle pietre verdi presso il colle del Piccolo S. Bernardo.* Boll. Com. Geol. It., 30, 302-324, t. 3.
- FRANCHI S., 1901 - *Rilevamenti geologici del 1900-1901.* In « Relazione dell'isp. capo del C. R. Min. ». Boll. Com. Geol. It. (parte ufficiale), 32, 35-39.
- FRANCHI S., 1907 - *Escursioni in Valle d'Aosta della Società Geologica Italiana.* Boll. Soc. Geol. It., 26, CLVI-CLXXXVII, 3 tt., 6 ff. n. t.
- FRANCHI S., KILIAN W. e LORY P., 1907 - *Sur les rapports des schistes lustrés avec les faciès dauphinois et briançonnais du Lias.* Bull. Carte Géol. Fr., 18, 7 pp., 1 t., 2 ff. n. t.
- FRANCHI S. e STELLA A., 1903 - *I giacimenti di antracite della Valle d'Aosta.* Mem. descr. Carta geol. It., 12, 11-92, tt. 2-7, 23 ff. n. t.
- FRICKER P. E., 1960 - *Geologie der Gebirge zwischen Val Ferret und Combe de l'A.* Ecl. Geol. Helv., 53, 33-132, 2 tt., 11 ff. n. t.
- GRASMÜCK K., 1961 - *Die helvetischen Sedimente am Nordostrand des Mont-Blanc Massivs.* Ecl. Geol. Helv., 54, 351-450, 1 t., 17 ff. n. t.
- HERMANN F., 1930 - *Studi geologici nelle Alpi Occidentali - 8. La regione del Piccolo S. Bernardo.* Mem. Ist. Geol. Univ. Padova, VIII, 72-80, 2 tt.
- NOVARESE V., 1895 - *Nomenclatura e sistematica delle rocce verdi nelle Alpi occidentali.* Boll. Com. Geol., 26, 164-181.
- OULIANOFF N. e TRÜMPY R., 1958 - *Notice explicative de la feuille Grand S. Bernard.* Atlas géol. Suisse 1:25.000, 39 pp.
- PEOLA P., 1903 - *Appendice paleontologica sulla flora del Piccolo S. Bernardo.* Mem. descr. Carta geol. It., 12, 207-226, t. 19.
- SANERO E., 1938 - *Studi petrografici sulle formazioni granitiche e porfiriche del Monte Chétif.* Per. Min., 161-214, tt. 8-9.
- SCHOELLER H., 1929 - *La nappe de l'Embrunais au Nord de l'Isère.* Bull. Carte géol. Fr., 33, 488 pp., 10 tt., 32 ff. n. t.
- TRÜMPY R., 1952 - *Sur les racines hélvetiques et les « Schistes lustrés » entre le Rhône et la Vallée de Bagnes.* Ecl. Geol. Helv., 44, 338-347, 1 ff. n. t.
- TRÜMPY R., 1954 - *La zone de Sion-Courmayeur dans le haut Val Ferret valaisan.* Ecl. Geol. Helv., 47, 315-359, 2 ff. n. t.
- TRÜMPY R., 1960-1963 - *Sur les racines des nappes helvétiques.* Livre mémoire Paul Fallot, 2, 1 ff. n. t.
- ZULAUFF R., 1963 - *Zur Geologie der tiefpenninischen Zonen nordlich der Dora Baltea im oberen Val d'Aosta.* Prom. n. 3350 Zurich, 149 pp., 4 tt., 19 ff. n. t.

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

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.

I N D I C E

INTRODUZIONE pag. 3

SUDDIVISIONE GEOLOGICA » 3

PARTE PRIMA

CARATTERI STRATIGRAFICI E LITOLOGICI

I. - ZONA ELVETICA pag. 6

 A) Substrato pretriassico » 6

 Il cristallino del M. Bianco » 6

 Il complesso pretriassico del M. Chétif » 6

 1) *Tipi litologici* » 6

 2) *Rapporti tra granito e porfiroidi* » 8

 3) *Problemi di genesi* » 8

 B) Formazioni mesozoiche » 9

 1) *Trias* » 9

 2) *Lias* » 11

 3) *Dogger* » 12

 4) *Malm* » 13

 5) *Neocomiano* » 15

II. - ZONA DELLE BRECCE DI TARANTASIA » 15

 A) Il substrato » 15

 La Piramide Calcarea settentrionale » 15

 La Piramide Calcarea meridionale » 16

 Attribuzioni cronologiche » 18

 Altri costituenti del substrato » 19

 B) La copertura trasgressiva post-giurese » 19

 Caratteristiche ed età della trasgressione » 19

 Suddivisione litostratigrafica » 21

 La serie calcareo-conglomeratica basale » 23

 La serie scistoso-quarzitica » 23

 La serie calcareo-arenacea scistoide » 24

 Attribuzioni cronologiche » 24

III. - ZONA DEL VERSOYEN	pag.	25
Il complesso pretriassico	»	25
Rapporti con le rocce mesozoiche	»	27
Gli scisti mesozoici	»	30
Attribuzioni cronologiche	»	31
Le ofioliti	»	32
<i>Prasiniti</i>	»	32
<i>Serpentiniti</i>	»	32
IV. - ZONA DEL PICCOLO S. BERNARDO	»	33
V. - LE FORMAZIONI DEL RICOPRIMENTO DEL GRAN S. BERNARDO	»	35
A) Il Carbonifero	»	35
B) Il Trias	»	36

PARTE SECONDA

T E T T O N I C A

CARATTERISTICHE D'INSIEME	pag.	38
I. - ZONA ELVETICA	»	39
Premessa	»	39
Il massiccio del M. Bianco	»	40
L'elemento elvetico del M. Frety	»	40
Il massiccio del M. Chétif	»	41
La zona ultraelvetica	»	42
Considerazioni sul significato dell'elemento elvetico s. s. del M. Frety e di quelli ultraelvetici	»	42
II. - ZONA PENNIDICA	»	44
A) La zona delle brecce di Tarantasia	»	44
B) La zona del Versoyen	»	45
C) La zona del Piccolo S. Bernardo	»	47
D) Il Carbonifero ed il Trias del ricoprimento del Gran S. Ber- nardo	»	47
QUATERNARIO	»	49
BIBLIOGRAFIA	»	50

GIULIO E PIERO ELTER - Carta geologica della regione del Piccolo S. Bernardo (Versante italiano).

