

CENTRO STUDI DI PETROGRAFIA E GEOLOGIA DEL CONSIGLIO NAZIONALE DELLE RICERCHE  
PRESSO L' UNIVERSITÀ DI PADOVA

---

BRUNO ACCORDI

# GEOLOGIA DEL GRUPPO DEL PIZZO BADILE

(ADAMELLO SUD-OCCIDENTALE)

*(Con una carta geologica alla scala 1:25.000, sei figure n. t. e una tavola)*



PADOVA  
SOCIETÀ COOPERATIVA TIPOGRAFICA  
1953



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

*Volume XVIII*



## INTRODUZIONE

Sul versante sinistro della media Val Camonica, nel tratto compreso tra Capo di Ponte e Breno, si erge il Pizzo Badile (metri 2435), situato alle pendici sudoccidentali del massiccio dell'Adamello; questa cima, d'aspetto nettamente dolomitico, è circondata verso Est da creste prevalentemente granodioritiche e tonalitiche che sono in contrasto morfologico e panoramico con la cima stessa e che si elevano all'incirca alla medesima quota; verso occidente invece il Badile domina la bassa fascia di terreni sedimentari dai quali emerge e di cui fa parte. Eccezion fatta per un ampio ripiano morenico nella parte settentrionale, la zona è aspra in complesso, dotata di pochi sentieri ad uso pastorizio e di alcune mulattiere militari in stato di parziale abbandono; nella fascia tra il fondovalle e i 1000 metri di altitudine prevalgono i castani e i piccoli campi coltivati, tra i 1000 e 1600 metri circa le conifere cedono spesso il posto ai cespugli; nella parte più elevata domina la roccia, coperta alle falde da ripidi prati.

Nel 1948 i Proff. A. BIANCHI e Gb. DAL PIAZ incaricavano il Prof. S. MORGANTE e lo scrivente di rilevare, per conto del « Centro di studio per la petrografia e la geologia » istituito dal C.N.R. presso l'Università di Padova, l'area compresa tra il Pizzo Badile e la Valle di Fa; S. MORGANTE si assunse in particolare lo studio delle rocce intrusive, dei filoni e della fascia metamorfica di contatto, e su questi argomenti ha già pubblicato uno studio preliminare relativamente alla parte da lui rilevata fino al 1951 (35). Buona parte dell'area originariamente assegnataci venne esaminata insieme, e la collaborazione e le osservazioni reciproche giovarono alla comprensione e interpretazione dei vari problemi.

La parte a Nord del Badile era stata assegnata al Dott. A. RIEDEL, che dopo aver rilevato buona parte del territorio e pubblicato una nota (40) sui primi risultati raggiunti, partì per il Congo francese; solo in un secondo tempo quindi ricevetti l'incarico di rivedere e completare il rilevamento intrapreso da RIEDEL, estendendo le ricerche alla bella zona di Cimbergo - Paspardo. Al limite orientale di questa area compirono alcune osservazioni anche i proff. A. BIANCHI e Gb. DAL PIAZ, rilevando alcune zone al passo di Mezzamalga e ai Monti Sablunera e Barbignaga.

I limiti del rilevamento definitivamente assegnatomi, e ultimato nel 1951, sono quindi: ad Ovest il fiume Oglio; a Nord un arco di cerchio che congiunge il paese di Capo di Ponte al Lago d'Arno passando a settentrione del M. Colombè, arco che corrisponde grosso modo alla linea separante gli scisti prepermiani dalle arenarie permiane; a Est una linea sinuosa che si mantiene tra i meridiani 2° 01' e 2° 02' passando



per Cima Barbignaga - Cima Sablunera - Passo di Mezzamalga - Dosso Buffalora - Foppe di Braone; a Sud una linea spezzata che segue la Valle di Fa (a mezzogiorno di Niardo) per dirigersi poi verso Dosso Cochetto e Punta Badiletto e raggiungere infine la Valle di Braone.

La zona rilevata è compresa nelle tavolette alla scala 1:25.000 «Capo di Ponte» e «Niardo», che si trovano rispettivamente nei quadranti SE e NE dei fogli 19 e 34 della Carta d'Italia dell'I.G.M.

Porgo i più vivi ringraziamenti a quanti vollero aiutarmi sia durante il rilevamento che durante l'esame del materiale raccolto; in particolare ringrazio i Proff. A. BIANCHI e Gb. DAL PIAZ che mi affidarono l'incarico del presente studio per conto del C.N.R. e che mi furono prodighi di consigli; il Prof. P. LEONARDI, che compì con me alcune escursioni nell'area del Pizzo Badile discutendo vari problemi; il Prof. S. MORGANTE, col quale rilevai parte della zona e a cui sono debitore di alcuni tra i risultati conseguiti; il Dott. A. RIEDEL, le cui accurate ricerche mi servirono di base per il rilevamento geologico dell'area a settentrione del Pizzo Badile; il Prof. G. SCHIAVINATO e i Dott. G. OGNIBEN e B. ZANETTIN, che mi aiutarono nell'esame microscopico delle sezioni sottili.

## STUDI PRECEDENTI SULL' AREA RILEVATA E SULLE ZONE LIMITROFE

Il massiccio dell'Adamello ha sempre attirato l'attenzione degli studiosi; è infatti un classico e splendido esempio di plutone in cui i chiari rapporti tra massa eruttiva e rocce incassanti permettono di indagare a fondo sulle modalità dei processi intrusivi, sulla posizione del massiccio (incuneato tra importantissime linee di frattura), e su una quantità di fenomeni di estremo interesse che investono vari campi della petrografia e mineralogia, stratigrafia e paleogeografia, tettonica e magmatismo, glacialismo e morfologia.

Citando solo gli Autori che più s'interessarono della parte sudoccidentale del massiccio, ricorderò tra i pionieri CURIONI e RAGAZZONI, che tra il 1856 e il 1881 pubblicarono una serie di studi notevoli per quel tempo: il primo occupandosi prevalentemente di argomenti geologici e illustrando la serie dei terreni triassici della Lombardia; il secondo sviluppando vari argomenti sia di geologia che di mineralogia. Anche BENECKE nel suo famoso studio del 1865 sulle Alpi Meridionali descrisse alcune località divenute ormai classiche, come ad esempio la zona di contatto del Lago d'Arno; e GUEMBEL s'interessò particolarmente della zona occidentale del massiccio nell'ampia monografia del 1880 sulle Alpi Bergamasche.

Nello stesso lasso di tempo si ebbero progressi notevoli in seguito agli studi di LEPSIUS (che intorno al 1878 pubblicò lavori particolari sul metamorfismo di contatto negli scisti cristallini e nei sedimenti permo-triassici della Val Camonica e delle



propaggini meridionali e orientali dell'Adamello) e in seguito a un progettato rilevamento geologico alla scala 1:75.000 di tutto il massiccio ad opera di BITTNER, FOULLON, STACHE e TELLER; la carta geologica non venne mai pubblicata: uscirono invece, tra il 1887 e il 1893, varie note e monografie ad opera dei suddetti geologi. Idee chiare per quel tempo sui rapporti tra copertura triassica e la massa eruttiva sono esposte da H. FINKELSTEIN, che studiò soprattutto il Monte Frerone (1889); TARAMELLI invece pubblicando la carta geologica della Lombardia s'occupò della transizione dai sedimenti del Bergamasco a quelli del Bresciano.

Tra il 1891 e il 1897 un gruppo di ricercatori lombardi si dedicò a fondo all'esame di vari problemi della Val Camonica: COZZAGLIO rilevò alcune aree compiendo ricerche sulla stratigrafia, sulla tettonica e su altri argomenti (conoidi e bradisismi) della valle; PRUDENZINI illustrò la geografia fisica della zona trattata nel presente lavoro; MONTI e RIVA approfondirono la petrografia di varie rocce eruttive e filoniane. Conviene citare insieme a questi, benchè le relative pubblicazioni siano uscite tre lustri più tardi (1912-1914), CACCIAMALI e PATRINI; il primo esaminò la stratigrafia e la tettonica della bassa Val Camonica e dei dintorni di Borno, il secondo analizzò i terrazzi orografici e la morfologia del territorio camuno.

Tra il 1908 e il 1910 esce, preceduta da varie note preliminari, la monumentale opera di SALOMON sul gruppo dell'Adamello; questo Autore, allievo di SUESS e amico di quasi tutti i geologi italiani del tempo, ha il grande merito di aver percorso con occhio acutissimo tutto il massiccio, raccogliendo una enorme massa di dati e di materiali; le sue osservazioni, la carta geologica alla scala 1:75.000 che accompagna il lavoro, l'ampia discussione di vasti problemi costituiscono ancor oggi una fonte preziosa per chi si occupi dell'argomento. Naturalmente, a 40 anni di distanza la petrografia ha compiuto passi da gigante, i singoli settori sono stati rilevati con maggior cura, la stratigrafia e la paleogeografia entrano oggi in dettagli ben maggiori, i fenomeni del metamorfismo di contatto sono stati sviscerati e impostati su altre basi. Nel tratto della carta geologica di SALOMON che riguarda il Pizzo Badile il complesso eruttivo è indicato genericamente come «tonalite», mentre sono presenti tutte le variazioni comprese tra il granito e la diorite; *Anisico* e *Ladinico inferiore* sono raggruppati in un unico colore, lo stesso dicasi per gli *strati di La Valle* e il *calcare di Esino*; i filoni non sono segnati; la faglia di Paspardo è accennata per breve tratto; i limiti fra i vari terreni sono molto schematici: la carta geologica in particolare risulta quindi primitiva e del tutto sorpassata.

Queste deficienze, dovute più che altro alle odierne esigenze, non sminuiscono il valore della grande opera; restano tuttora validi sotto molti aspetti la visione sintetica che SALOMON ebbe del plutone dell'Adamello, il riconoscimento della serie stratigrafica e le distinzioni delle principali facies, le acute osservazioni sulle manifestazioni filoniane e sui rapporti tra la massa eruttiva e i sedimenti, l'accurata ricerca sui fenomeni dovuti al metamorfismo di contatto, le conclusioni sul glacialismo.

Dal 1910 al 1935 ben pochi Autori si occuparono dell'area in oggetto, eccettuati i già citati CACCIAMALI e PATRINI; ricorderò solo GOTTFRIED, che pubblicò una nota sull'orneblenda della Val di Doi (al limite orientale del presente rilevamento).

Intanto, tra il 1926 e il 1935, G. DAL PIAZ richiama ancora una volta, con



tre pubblicazioni, l'attenzione dei geologi italiani sull'importanza e la necessità di studi più esaurienti sul massiccio dell'Adamello; fu questo l'impulso che spinse la « scuola di Padova », sotto la guida di A. BIANCHI e Gb. DAL PIAZ, a progettare e intraprendere una serie completa di ricerche che proseguono tuttora sotto gli auspici del Consiglio Nazionale delle Ricerche, con la collaborazione dei molti ricercatori usciti dalla scuola stessa.

Fra gli studi di A. BIANCHI e Gb. DAL PIAZ, impostati secondo i più moderni criteri di ricerca, ricordo soprattutto l'Atlante geologico - petrografico dell'Adamello Meridionale (1937), che illustra gli interessantissimi fenomeni che compaiono in quella zona e che è dotato di una carta geologica alla scala 1:12.500, e ricordo pure la pubblicazione sulle differenziazioni petrografiche e sui metamorfismi selettivi di contatto nel massiccio dell'Adamello (1948), corredata di una cartina con la distinzione delle principali masse eruttive dell'intero massiccio.

Nel 1946 A. BIANCHI e O. HIEKE descrivevano il raro minerale *xantofillite* — segnalato per la prima volta in Italia — dell'Adamello meridionale; la stessa O. HIEKE aveva pubblicato l'anno prima uno studio sul ricco giacimento di contatto di M. Costone. G. SCHIAVINATO (1946 e 1951) studiava il giacimento di wollastonite presso Alpe Bazena, nonché il gruppo del Monte Baitone (Adamello nordoccidentale) in cui le masse eruttive, con numerose differenziazioni, vengono a contatto con scisti cristallini e con sedimenti permo-triassici altamente metamorfosati; altre pubblicazioni sui giacimenti di contatto dell'Adamello sudoccidentale sono dovute al compianto G. DE LUCCHI e a R. MINOZZI BOARETTO.

S. MORGANTE ha appena pubblicato (1952) un lavoro preliminare, d'indole prevalentemente petrografica, sulla zona a Sud della Val Palobbia, rilevata in parte con la collaborazione dello scrivente: in questo studio sono notevoli soprattutto la distinzione delle varie facies della massa eruttiva principale e dei numerosi filoni e l'analisi dei fenomeni di contatto coi sedimenti (formazione di minerali metamorfici, inglobamento e assimilazione di masse calcaree). Un'altra pubblicazione sulle zone limitrofe è uscita ad opera di R. MALARODA (1949), che ha descritto le condizioni tettoniche del territorio di Prestine (presso Breno), in cui compare una notevole linea di disturbo, e che ha rilevato tutta l'area che verso Nord confina col gruppo del Badile; nello stesso anno è comparsa una nota preliminare di A. RIEDEL sui primi risultati ottenuti in una campagna di rilevamento nella zona di Cimbergo e Paspardo, risultati consistenti soprattutto nella distinzione e delimitazione dei vari terreni sedimentari e nell'interpretazione dei loro rapporti rispetto alle masse eruttive, nel rilevamento dei filoni affioranti nella zona e in numerose osservazioni sul Quaternario; recatosi poi nel Congo, RIEDEL dovette abbandonare lo studio intrapreso, e la zona venne aggiunta a quella originariamente assegnatami. Sono del 1949 e del 1951 le due note dello scrivente che vertono anch'esse sui primi risultati delle campagne di rilevamento. Recentemente B. ZANETTIN (1952) ha pubblicato uno studio chimico-petrografico sulla cosiddetta « diorite di Valcamonica ».

I rapporti tra le formazioni del fianco sinistro della Val Camonica e quelle a occidente dell'Oglio sono ormai abbastanza chiari grazie al complesso di studi sulle Alpi bergamasche svolti in questi ultimi quattro lustri dalla scuola di Leida. Dopo una serie



di contributi dovuti ai vari ricercatori olandesi e comparsi in gran parte sulla rivista « Leidse Geologische Mededelingen », L. U. DE SITTER e C. M. DE SITTER-KOOMANS hanno dato alle stampe nel 1949 una monografia (con carta geologica alla scala 1:50.000, sezioni e cartine varie) che è certamente fondamentale per la conoscenza della geologia camuna e per la soluzione dei relativi problemi.

## GENERALITÀ SULLA ZONA

Tettonicamente, il gruppo montuoso rilevato costituisce una sinclinale di terreni sedimentari, con asse ad andamento ENE-WSW, che confinano a oriente con le rocce eruttive delle propaggini sudoccidentali del plutone dell'Adamello.

L'ala Nord della sinclinale è estesa, ricoperta da ampi lembi di morenico, e i terreni — che sono rappresentati, oltrechè dal basamento prepermiano, da una serie continua di sedimenti permo-triassici — sono affetti da metamorfismo in forte grado solo al confine orientale, al contatto cioè con le masse intrusive. I sedimenti, che dal Permiano superiore giungono in serie continua fino al Carnico e che poggiano in discordanza stratigrafica sul basamento scistoso-cristallino prepermiano, rappresentano manifestamente un'ingressione; dopo l'orogenesi ercinica un lungo periodo di emersione prepara il penepiano su cui si depositeranno, in ambiente aereo o subaereo, le potenti arenarie che chiudono l'Era Paleozoica; su queste giace in concordanza ed in continuità il Werfeniano inferiore, in facies nettamente costiera, seguito da depositi marini per lo più di media profondità.

A Sud della cerniera invece, un cuneo di rocce intrusive avanza verso l'Oglio restringendo di molto la fascia sedimentaria costituente l'ala meridionale della sinclinale, e determina un paesaggio alquanto diverso, aspro, scosceso, con rocce facilmente erodibili per l'intenso metamorfismo che si riscontra in tutta la fascia. Il morenico è qui molto limitato; al contrario filoni, apofisi, placche eruttive sono estremamente abbondanti. In questa parte meridionale non compaiono i sedimenti più antichi: la serie inizia con la base dell'Anisico per raggiungere, in corrispondenza del Pizzo Badile, il nucleo della sinclinale.

L'attività magmatica ha dato un'impronta particolare a tutta la zona, con la varietà e l'abbondanza dei filoni, con le numerose differenziazioni — quasi sempre in senso basico — delle apofisi, con l'inglobamento di lembi sedimentari, con un metamorfismo di contatto ben sviluppato e cui è dovuta la formazione — a volte imponente — di vari caratteristici minerali.

I fenomeni eruttivi, in particolare le manifestazioni filoniane, mostrano quasi sempre d'essere avvenuti in età non anteriore alla fase parossistica dell'orogenesi alpina; solo raramente si osservano fenomeni che lasciano supporre una prima fase (pre-terziaria) di tali manifestazioni.

La striscia più vicina al fondovalle e la parte più alta della zona conservano ancora in modo particolare le tracce del glacialismo, mentre nella porzione altimetricamente intermedia si riscontrano più intense le azioni dell'erosione post-glaciale.



## STRATIGRAFIA

### PREPERMIANO

Gli scisti su cui poggiano le arenarie permiane escono propriamente dal rilevamento in oggetto; essi sono attualmente in corso di studio a opera del Dott. B. ZANNETTIN per la parte confinante (Val Savio), e del Prof. G. SCHIAVINATO per la zona che si estende più a Nord; mi limito quindi a dare alcuni cenni che servano d'introduzione allo studio dei terreni più recenti.

Il *basamento prepermiano* affiora solo al limite settentrionale della zona, secondo un arco di cerchio piuttosto regolare che da Capo di Ponte gira a Nord del M. Colombè e si dirige verso il Lago d'Arno.

In genere gli scisti cristallini dell'alta Val Camonica (*Edoloschiefer* di SALOMON) sono rappresentati da micascisti, gneiss e filladi a varia facies; al nostro confine s'incontrano particolarmente i termini di transizione da *micascisti filladici a filladi quarzifere*, e inoltre *scisti cloritici e sericitici* talora con vene di siderite. Sono sempre ondulati e fittamente pieghettati, a pieghettatura poco tormentata, e la loro giacitura subisce leggere variazioni da luogo a luogo per effetto delle pieghe maggiori; la direzione si aggira costantemente intorno al valore medio N 60°W: l'inclinazione varia da 33° a 50° con immersione a SW.

Seguendo il contatto degli scisti cristallini con le arenarie permiane è possibile osservare che il limite superiore dei primi ha un andamento « a colline » con poche ondulazioni ad ampio raggio interpretabili come un'originaria superficie di spianamento; gli scisti rappresentano infatti i relitti d'una catena il cui ripiegamento è dovuto ad un ciclo orogenetico sicuramente prealpino, e con molta probabilità ercinico; manifestatosi comunque in epoca anteriore al Permiano medio.

In un'area corrispondente all'incirca alla media Val Camonica (dal Monte Colombine a Clusone, da Valsavio a Schilpario) non vi sono tracce di materiali sicuramente riferibili al *Carbonifero* (coevi ad esempio della « serie di Manno » della Lombardia o della « serie di Auernig » della Carnia) o riferibili al *Permiano inferiore* (conglomerato basale tipo « Verrucano », tufi basali, porfidi quarziferi, serie di Collio o serie di Rendena).

Quest'area era dunque emersa in tempi permo-carboniferi; era sede di erosione, e confinava con due sedi di deposizione: una orientale (con centro situato nei pressi di Bagolino), e una occidentale (fossa centrale bergamasca) in cui gli scisti di Collio raggiungono spessori massimi di 2400 metri <sup>(1)</sup>.

In complesso quindi, la dorsale camuna ora illustrata fu sede — durante il *Permiano inferiore* — di un graduale e lento abbassamento; tanto che le tracce della trasgressione (*ripplemarks*, orme di tetrapodi su spiaggia, impronte di gocce di pioggia, *mud cracks*) compaiono — nel bergamasco — negli strati di Collio <sup>(2)</sup>, mentre nell'area rilevata sono state trovate all'inizio del Werfeniano.

<sup>(1)</sup> Vedi DE SITTER e DE SITTER KOOMANS *The Geology of the Bergamasc Alps*; « Leidse Geol. Meded. », XIV B, 1949, pp. 115-129.

<sup>(2)</sup> DOZY J. - *Einige Tierführten aus dem unteren Perm der Bergamasker Alpen*; « Pal. Zeitschr. », XVII, 1935.



## PERMIANO SUPERIORE

Sopra gli scisti cristallini giace in discordanza una potente pila di arenarie e di conglomerati la cui deposizione avvenne durante il *Permiano superiore*. E' una formazione abbastanza omogenea il cui spessore può raggiungere il notevole valore di 600 metri, e su cui poggia — senza lacune e discordanze — il *Werfeniano inferiore*. La serie può essere in parte correlata con le « arenarie di Val Gardena » del Veneto, le quali corrispondono però alla sola parte inferiore del *Permiano superiore*; nella serie camuna mancano depositi riferibili al Permiano inferiore, e la « formazione a *Bellerophon* » del Veneto è sostituita dalla parte alta delle arenarie.

Tutta la serie permiana è costituita da materiali clastici ad elementi spigolosi o poco arrotondati, di dimensioni varie; serie in cui si nota in linea generale uno spessore intermedio di materiali minuti (arenarie) al cui letto e tetto stanno banchi di breccie d'aspetto simile al Verrucano. Gli affioramenti di questa serie, completamente assenti nell'ala Sud della « sinclinale del Badile », sono ben rappresentati al limite Nord del rilevamento; costituiscono infatti tutta la striscia più settentrionale, limitata dalla parete che guarda la Val Savio, e inoltre sorreggono gli ampi ripiani della zona Cimbergo - Paspardo.

Il passaggio dagli scisti cristallini al Permiano è quasi sempre mascherato da detriti di falda o da frana, poichè le arenarie si ergono con scure pareti verticali sui morbidi pendii corrispondenti agli scisti; in qualche punto tuttavia è possibile osservare in dettaglio i rapporti di contatto stratigrafico, ad esempio quasi due km a nord di Paspardo, presso la quota 1016; ivi la successione, nello spazio di 1 metro, è la seguente:

### Tetto.

- 5) Arenaria grossolana di colore viola - ferro con chiazze rugginose.
- 4) Arenaria minuta di colore grigio - viola con grosse chiazze rugginose.
- 3) Arenaria grossolana di colore grigio - viola con elementi quarzosi grossi fino a 3 cm.
- 2) Minute breccie (con radi elementi quarzosi grossi fino a 1 cm), di colore grigio metallico - violaceo (vero punto di passaggio tra le due serie).
- 1) Micascisti varicolori (grigio - chiari, grigio - verdognoli, grigio - viola, grigio - metallici), con chiazze o lenti di color marron.

Il numero 2) segna dunque, nello spazio di un decimetro, il punto di passaggio da scisti a breccie; ed è pure visibile la discordanza, poichè nel punto ora illustrato l'andamento dei letti corrisponde bene alla media di misurazioni eseguite lungo tutto il contatto:

	<i>Scisti cristallini</i>	<i>Arenarie permiane</i>
Direzione	N 60° W	N 20° W
Inclinazione	40° a SSW	35° a WSW

Risalendo la serie delle arenarie, sempre nella stessa località, compaiono successivamente:



Tetto.

- 7) Arenarie a grana grossa, di colore grigio - viola (20 - 30 metri).
- 6) Breccia di colore viola intenso, con elementi grossi fino a 6-7 mm e con lenti tipo « Verrucano », a elementi più vistosi costituiti prevalentemente da quarzite e subordinatamente da frammenti di scisti prepermiani.

Letto (numeri 1 - 5 poc' anzi descritti).

I livelli 1 a 7 formano la *parte inferiore del complesso permiano*, in facies grossolana (prevalenti arenarie a grana grossa e breccie). Detta parte inferiore (riferibile forse al *Permiano medio*) non presenta omogeneità di costituzione litologica, ma offre differenze anche notevoli procedendo da Ovest verso Est. Verso Capo di Ponte (cioè a ponente) gli elementi — prevalentemente piccoli — provengono da quarziti, porfidi e scisti cristallini; sono distribuiti in modo alquanto uniforme e danno alla roccia una colorazione globale tendente al viola.

Verso Est invece gli elementi sono stati deposti in modo molto più caotico; variano quanto a dimensioni da pochi mm a un decimetro, e oltre ai costituenti più comuni (ciottoli di quarzo e porfido) vi sono — in lenti o accumuli — frammenti o placche di argilloscisti che lo scrivente riferisce alla *serie di Collio*; possono giungere fino a un diametro di 20 cm, e a prima vista sembrano materiali carboniosi per il loro colore quasi nero; l'analisi chimica ha dimostrato però l'assenza di carbonio libero. Compaiono inoltre frammenti di filladi e micascisti prepermiani: anche parte degli elementi quarzosi hanno la forma appiattita che è caratteristica dei sottostanti scisti, e quindi sembrano provenire necessariamente da questi ultimi. La colorazione complessiva dei materiali elastici che affiorano nella zona è grigia o nerastra a seconda della povertà o ricchezza in argilloscisti.

Da dove siano provenuti questi elementi argillosi della *serie di Collio* non è ben chiaro; probabilmente da Est, dato che lo spessore dei materiali del *Permiano superiore* aumenta gradualmente da Est verso Ovest (300 - 400 metri a Nord del Monte Colombè, 1000 metri circa presso Schilpario).

La *parte media delle arenarie permiane* è invece caratterizzata da potenti banchi di materiali elastici a elementi minuti. Per una serie-tipo può esser presa in considerazione la seguente successione, ben osservabile lungo le mulattiere che da Paspardo si dirigono verso settentrione:

Tetto.

- 14) Arenarie grigio - chiare a grana media.
- 13) Arenarie debolmente argillose a grana fine, di colore grigio - scuro.
- 12) Arenarie grigie micacee a grana grossa, con elementi fino a 2 mm.
- 11) Potenti banchi di arenarie grigie molto argillose a grana finissima (50 - 70 metri).
- 10) Arenarie grigio - chiare o giallastre a grana minuta in forti banchi a vario tenore argilloso (50 - 70 metri).
- 9) Brecciole e arenarie grossolane grigio - viola con elementi quarzosi grossi fino a 3 mm (10 metri).



- 8) Potenti banchi di arenarie a grana per lo più finissima, molto argillose, micacee, grigioscure, compatte e con bellissimi mammelloni levigati dalle azioni glaciali (100-150 metri).

Letto (arenarie N. 7).

Questa successione (numeri 8 a 14) è molto potente rispetto alla formazione basale già vista ed a quella di chiusura delle arenarie permiane, e costituisce buona parte delle scure pareti verticali che incombono sulla Val Camonica nella zona di Capo di Ponte; i materiali sono globalmente molto fini. Nemmeno nelle arenarie più minute vennero osservate tracce di organismi.

A chiusura della serie permiana si torna a materiali grossolani, caratterizzati più che altro da un tipico bancone verrucanoide simile in parte ai materiali visti all'inizio della formazione.

I livelli più recenti, direttamente sottostanti al Servino, sono:

Tetto (Servino).

- 19) Arenarie grige compatte a grana minuta e media.  
18) Banchi arenacei grigio-rossastri e violacei con lenti o letti conglomeratici ad elementi prevalentemente quarzosi a spigoli appena smussati e grossi fino a 2 cm.  
17) Arenarie argillose a grana finissima di colore viola-plumbeo.  
16) Arenarie a grana media in banchi di colore grigio-ferro e grigio-viola.  
15) Potente banco di breccia tipo Verrucano di colore grigio-viola con elementi varicolori (bianchi, rosa, rosso-viola) dati in prevalenza da quarziti, e in sottordine da porfidi quarziferi, gneiss, filladi, micascisti; le loro dimensioni possono giungere fino a 6 cm, mentre la misura media si aggira su 1-1,5 cm; gli spigoli sono appena smussati nei ciottoli di quarzite, ben arrotondati negli altri elementi. Il banco è ben osservabile presso il « ponte della sega » tra i paesi di Cimbergo e Paspardo.

Letto (arenaria N. 14).

Lo spessore della grossa breccia N. 15 è di 12-15 metri, lo spessore dei letti 16 a 19 è globalmente di 40 metri circa.

Riprendendo l'accento di cui all'inizio di questo paragrafo, osserveremo che la formazione clastica esaminata è solo in parte coeva delle « arenarie di Gardena »; la parte superiore è invece coeva degli « strati a *Bellerophon* » del Veneto; ciò significa che durante la deposizione dei primi due-trecento metri di conglomerati e arenarie le condizioni paleogeografiche del Bresciano e del Veneto occidentale erano in un certo senso analoghe <sup>(1)</sup>; verso la fine del Permiano invece le condizioni ambientali, piuttosto stazionarie in Val Camonica e nei territori più a Ovest, mutarono sensibilmente nel

<sup>(1)</sup> Le differenze principali consistono nell'assenza dei letti gessiferi (presenti nel Veneto), nella mancanza di resti vegetali (mentre nelle Dolomiti sono state trovate recentemente flore continentali), nella colorazione prevalentemente grigio-viola (abbastanza diversa dai colori intensamente rossi delle arenarie venete), nella predominanza alla base di banchi conglomeratici (mentre nel Veneto occidentale prevalgono sempre le arenarie).



Veneto, per una sopravvenuta trasgressione che depose su vaste zone gli « strati a *Bellerophon* » (gessi, dolomie cariate, calcari dolomitici con faune marine); il fatto poco sopra ricordato dell'aumento in spessore di arenarie e conglomerati da oriente a occidente, e la presenza in Val Rendena e Val di Daone di materiali analoghi in parte agli « strati a *Bellerophon* » (calcari oolitici e cavernosi) inducono a ritenere che in corrispondenza dell'attuale rilievo montuoso che separa le Valli dell'Oglio e del Chiese esistesse già allora una struttura positiva (di cui si seguiranno le tracce per buona parte del Trias) e che sostituì la meno giovane « dorsale camuna ».

Materiali clastici grossolani coevi (*Verrucano conglomerates* di DE SITTER) sono presenti in tutte le Alpi Bergamasche fino al lago di Como, con spessori massimi nella zona di Schilpario; ed hanno più o meno analoga composizione: elementi angolosi di porfidi, gneiss, filladi, micascisti e soprattutto di quarzite.

## TRIAS

### WERFENIANO INFERIORE («SERVINO»)

L'assisa corrispondente al *Werfeniano inferiore* consta di finissime arenarie e di scisti argillosi, alternati talora a materiali marnosi; la serie — detta localmente « Servino » — poggia in concordanza sulle arenarie permiane ed è ben sviluppata nella zona fra Ceto, Nadro, Cimbergo e Paspardo (nell'ala Nord della sinclinale del Badile), mentre non affiora nell'ala Sud.

Il *Werfeniano inferiore* assume notevole importanza nella serie stratigrafica, in quanto denuncia chiaramente l'inizio di un'ingressione; mentre infatti i materiali permiani non presentano un solo indizio che lasci supporre una loro deposizione in ambiente marino, gli strati del Servino mostrano in modo ben evidente il passaggio da « spiagge fossili » a depositi nettamente marini; i primi letti deposti sopra le arenarie permiane contengono quasi ovunque « *ripplemarks* » di dimensioni variabili da pochi mm a 10 cm di larghezza (Tav. I, fig. 3); inoltre sempre in tali letti vennero trovate dal Prof. P. LEONARDI chiarissime impronte di zampe di tetrapodi <sup>(1)</sup>. Pochi metri sopra, i letti contengono fossili abbastanza ben conservati, anche se non specificamente determinabili, e costituiti da abbondanti furoidi, numerosi bivalvi quasi tutti del genere *Myophoria* e rari frammenti indeterminabili di ammoniti (i fossili abbondano di fianco alla galleria stradale sopra Cimbergo). Infine presso Nadro — in materiali corrispondenti pressapoco alla parte media del Servino — si osservano, in letti di marne giallo-verdastre, alcuni noduli ovoidali del diametro da 10 a 20 cm e di forma tale da lasciar supporre che si tratti di originarie ammoniti alterate dal metamorfismo di contatto. Pre-scindendo comunque da quest'ultima ipotesi, i fatti ora citati testimoniano in modo inoppugnabile il ritorno della zona in seno alle acque marine. La deposizione del Ser-

<sup>(1)</sup> Le orme di tetrapodi provengono da una cava di lastre di Servino (usate come tegole) situata lungo la mulattiera che da Cimbergo sale alla conca del Volano, a 20 minuti di strada dal paese; esse verranno illustrate prossimamente dal Prof. P. LEONARDI.



vino in ambiente marino venne già riscontrata dal SALOMON; altre località del massiccio dell'Adamello fornirono diverse forme appartenenti ai generi *Myophoria*, *Gervilleia*, *Myalina*?, *Pseudomonotis* e alcuni individui di *Naticella costata*.

La successione litologica può essere agevolmente osservata nei dintorni di Cimbergo e di Paspardo, paesi che sorgono proprio al limite tra le arenarie permiane e il Servino, ed è la seguente:

Tetto: marne giallastre sempre meno arenacee; segnano il passaggio dal Servino alla dolomia carinata (spessore 10-12 metri).

Scisti argillosi, argille marnose, arenarie a grana finissima, sempre povere in calcare, assai ben stratificate e spesso perfettamente sfaldabili in lastre sottili; il colore varia dai toni verdi-azzurri ai toni rossastri-viola, la patina è prevalentemente giallastra; i letti sono riuniti in banchi spessi fino a 1 metro; sono spesso fossiliferi (molluschi, fucoidi, orme di tetrapodi), ricchi in piccole « *ripplemarks* », e costituiscono la parte più tipica del Servino; sono anche usati come materiale di copertura dei tetti. Spessore globale 50 - 60 metri.

Banchi di marne arenacee e di arenarie marnose, a stratificazione non sempre ben evidente, poco compatti, di colore giallastro, con frequenti variazioni del contenuto in calcare; presentano — in alcuni letti — una caratura in forma di buchi ovoidali (fino alla grossezza di un pugno); sono alternati a banchi calcareo-argillosi, più compatti e omogenei, talora ricchi in minuta arenaria, di colore grigio-chiaro o grigio-verde (spessore complessivo 20 - 30 metri).

Banchi di marna giallastra e sfaticcia (10 - 12 metri).

Calcarei grigio-chiaro o biancastri, debolmente arenacei, in letti di pochi centimetri di spessore separati da esili livelli argillosi; in vicinanza di filoni eruttivi il calcare appare distintamente ricristallizzato (spessore 7 - 8 metri).

Letto (fini arenarie ben stratificate, più o meno argillose, ricche in « *ripplemarks* » di dimensioni anche notevoli; segnano il passaggio delle arenarie permiane al Servino).

Nella zona ora illustrata (tra Cimbergo e Paspardo) il *Werfeniano inferiore* assume uno spessore di 100 metri circa; ma in genere il Servino ha sviluppo locale assai variabile; al di fuori dell'area rilevata può mutare da uno spessore minimo di 30-40 metri a un massimo di 200 metri; questo fatto sembra legato all'inizio della trasgressione e alla presenza di dossi e isolotti che vennero gradualmente sommersi.

La costituzione litologica, la stratificazione, la vivace colorazione del Servino permettono di istituire alcuni parallelismi con gli « strati di Siusi » nelle Alpi venete, anche se questi ultimi non segnano propriamente l'inizio di un'ingressione. In complesso il Servino è facilmente riconoscibile per le estese superfici atte alla coltivazione, che sono in netto contrasto con le sottostanti pareti scure permiane.

In tutta l'area rilevata, gli strati hanno subito solo leggere ondulazioni; la direzione media è WNW-ESE, l'immersione sempre a SSW con inclinazioni comprese tra 15 e 30 gradi.



WERFENIANO SUPERIORE

Sopra il Servino segue in concordanza un potente banco di dolomia carinata (*Zelendolomit* di LEPSIUS, *calcare farinoso* di CURIONI, *dolomia carinata* di COZZAGLIO, *Zellenkalk* di SALOMON), facilmente identificabile per la vistosa caratura, per il colore intensamente giallo e per l'asperità delle zone in cui tale calcare affiora formando modeste pareti soggette a rapida erosione. Gli affioramenti non sono numerosi a causa della facile asportabilità di questo materiale, e spesso il grosso banco è completamente trasformato in una breccia. Lo spessore è di 60-70 metri, mentre in zone più meridionali (fuori del rilevamento) può raggiungere (secondo SALOMON) 200 metri; in genere si nota una diminuzione di spessore procedendo verso Nord (fino ad un minimo di 50 metri). Con la latitudine sembra variare anche la composizione litologica, nel senso che verso Sud abbondano le intercalazioni di gesso e anidrite (talora anche con salgemma), mentre verso settentrione questi prodotti tipicamente lagunari scarseggiano. Anche il contenuto in Mg subisce notevoli variazioni: un campione prelevato a Est di Nadro (in Valle Dafùs) ha rivelato un contenuto dell' 11,5 % di  $Mg CO_3$ , mentre CURIONI ha riscontrato — in zone più meridionali — la presenza del 22,9 % di  $Mg CO_3$ ; questi due valori, che rappresentano grosso modo i valori minimo e massimo del contenuto in  $Mg CO_3$ , permettono di classificare la roccia (seguendo la ripartizione fissata da E. W. PFAFF) tra le dolomie propriamente dette.

Il termine « dolomia carinata » si riferisce ad una caratura che si manifesta in forma vistosa nei banchi dolomitici meno teneri, mentre le intercalazioni più tenere e farinose (per la presenza di anidrite o gesso più o meno abbondante) sono solo finemente porose. I banchi carinati si presentano come un intreccio di trabecole o lamine che si incrociano in tutti i sensi delimitando celle e cellette contenenti materiale farinoso o (soprattutto all'esterno) completamente vuote per dilavamento; la forma delle celle è quindi irregolarmente poligonale in sezione, spesso rettangolare, e le loro dimensioni giungono fino a 4 cm. Il materiale osservato non ha fornito dati probativi in favore dell'una o dell'altra teoria intese a spiegare il fenomeno della carie; tuttavia si può osservare che nell'area rilevata il contenuto in Mg è piuttosto basso, e la carie meno evidente rispetto ad affioramenti più meridionali (ad es. verso il passo di Croce Domini) nei quali il tenore in Mg è più alto; non si può quindi escludere che la struttura cavernosa sia legata effettivamente alla soluzione di cristalli di gesso ai quali la dolomia era originariamente legata (teoria di W. BRUCKNER) piuttosto che alla maggior solubilità della calcite rispetto alla dolomite (secondo quest'ultima teoria infatti un minor contenuto in Mg dovrebbe dare una carie più vistosa).

Gli affioramenti di *dolomia carinata* non sono numerosi e appaiono tutti limitati all'ala Nord della « sinclinale del Badile »; in Valle Dafùs (valle che sale da Nadro) si osserva agevolmente il passaggio dal *Werfeniano inferiore* al *Werfeniano superiore*; le due formazioni sono pienamente concordanti, il banco di dolomia ha direzione N60°W e immersione di 25° a W 60° Sud e uno spessore che si aggira sui 60 metri; la parte superiore (visibile in altra località) è stata asportata; la successione è la seguente:



Tetto (parte alta della dolomia cariata).

- 6) Breccia con elementi di dolomia cariata misti a frammenti e massi di calcare poco dolomitico e tendente al grigio, variabili in dimensioni da 5 a 70 cm; interstizi riempiti di dolomia gialla friabile a piccola cariatatura.
- 5) Banchi di dolomia giallo-chiara, a media compattezza, con esili vene ondulate e più scure.
- 4) Breccia giallastra o verdognola, tenera, a elementi dolomitici di modeste dimensioni misti a qualche ciottolo angoloso di durissima porfiritica grigia.
- 3) Banco di dolomia gialla, porosa, poco compatta, senza evidente cariatatura.
- 2) Letti di materiale biancastro gessoso, tenerissimo e friabile, stratificato, rientrante rispetto ai banchi sovrastanti, con una minuta cariatatura che passa a vistosa porosità.
- 1) Strati calcareo-argillosi giallastri o grigi, ben stratificati, poco compatti (termini di passaggio al Servino).

Letto (Servino).

La scarsa resistenza dei materiali ha favorito la formazione delle breccie verosimilmente tettoniche di cui ai numeri 4) e 6); i ciottoli porfiritici contenuti nella breccia 4) derivano evidentemente da un filone preesistente; il movimento tettonico è avvenuto quindi dopo la penetrazione del filone nella dolomia. La serie ora illustrata rappresenta solo la metà inferiore della formazione in esame; manca infatti il grosso banco di dolomia cariata tipica (asportata per erosione) che è visibile a Nord Est di Ceto, sopra baite Gazzolo, in due piccole gole incise appunto nella dolomia e nelle quali affiora — sopra gli strati 1) a 6) ora descritti — un bancone spesso circa 30 metri, di colore giallo intenso, non stratificato, meno tenero di tutti i precedenti, a carie ben sviluppata, con trabecole a superficie piana e celle vuote delle dimensioni medie di 1-2 cm; questo banco ha direzione N 70°W e immerge di 20° a W 70° S.

Lo stesso livello appare anche presso il limite settentrionale della zona rilevata, a Pian del Campo (a Sud di Monte Colombè), in vicinanza della massa eruttiva; il metamorfismo di contatto ha provocato quivi un pittoresco fenomeno: la tinta originariamente gialla è stata cambiata in colore rosso-aranciato vivace con vene color mattone.

Nella zona rilevata, come in tutta la regione dell'Adamello, il *Werfeniano superiore* è sterile; in un solo punto (Passo di Croce Domini) CURIONI riferisce d'aver trovato un pettinide; tuttavia anche i soli caratteri petrografici dimostrano quale sia stato l'ambiente di deposizione, e come il mare werfeniano abbia trasformato una spiaggia (Servino con « *ripplemarks* ») in un ambiente di tipo lagunare (anidrite, gesso e salgemma associati alla dolomia cariata) con clima favorevole ad un'intensa evaporazione.

Nell'area da me studiata manca completamente la facies dolomitica di Elto (*Elto-dolomit* del SALOMON), che altrove è rappresentata da un bancone calcareo-dolomitico grigiastro.



## ANISICO

### CENNI INTRODUTTIVI

Nelle Alpi centrali e orientali l'*Anisico* presenta notevoli complicazioni nella stratigrafia, a causa delle frequenti variazioni laterali di facies. In genere, nelle Dolomiti (escluso il Gruppo di Brenta) la *zona a gracilis* (*Anisico inferiore*) è in facies arenaceo-marnosa, con alternanza di banchi calcarei nella parte superiore, mentre nel bacino delle Giudicarie e nella parte orientale del bacino centrale bergamasco può essere in facies calcareo-marnosa, con tipiche sottili alternanze di letti calcarei e argillosi, oppure può constare principalmente di calcari nodulari, o di calcari scuri arenaceo-micaei, o di dolomie compatte scure, per non citare che alcuni dei termini osservati dai vari Autori.

Analoghe variazioni laterali s'incontrano anche nella *zona a trinodosus* (*Anisico superiore*), procedendo dal Veneto verso il Bergamasco: dolomia del Serla seguita da letti calcareo-marnosi, banchi a varia composizione in calcare, argilla e arenaria, calcari scuri alternati a letti argillosi neri, calcari scuri ondulati, ecc.

Nell'area rilevata, i classici straterelli alternanti di calcare scuro e di argilla trasformata in cornubianite (ritenuti finora come i rappresentanti dell'*Anisico inferiore* in facies *camuna*) hanno uno spessore piuttosto modesto, e sono preceduti da banchi calcareo-dolomitici grigi che in un primo tempo erano stati attribuiti — sia da RIEDEL che dallo scrivente — al *Werfeniano superiore*; ma nell'area del bacino delle Giudicarie e della fossa centrale bergamasca (cioè tutto attorno alla zona rilevata) il *Werfeniano* termina con la dolomia cariata, e solo ove questa sia assente termina con la corrispondente *Eltodolomit*. Inoltre, assegnando i banchi calcareo-dolomitici grigi al *Werfeniano superiore*, si nota un forte squilibrio tra lo spessore di quest'ultimo piano e lo spessore degli strati pacificamente assegnati all'*Anisico*, mentre è noto che soprattutto in corrispondenza della Val Camonica, Val d'Angolo e Val di Scalve lo spessore della *zona a gracilis* è notevole, e ben maggiore (anche del doppio) di quello dei materiali assegnati al *Trias inferiore*; e nelle valli ora citate il limite fra i due piani è stato fissato anche in base ai fossili.

In assenza di dati paleontologici, lo scrivente ritiene quindi, in base a criteri stratigrafici, che i calcari dolomitici grigi compresi tra la dolomia cariata e le fitte alternanze calcareo-marnose appartengano già all'*Anisico inferiore*, e ne costituiscano una delle tante variazioni laterali di facies. Per il loro spessore non trascurabile lo scrivente ritiene che essi rappresentino l'*Anisico inferiore*, mentre il termine *Anisico medio* viene riservato ai soprastanti letti calcareo-marnosi in fitta alternanza.

### ANISICO INFERIORE

L'*Anisico inferiore* (*zona a gracilis*) si apre con una serie di banchi calcareo-dolomitici grigi o giallastri, poco stratificati, abbastanza compatti; nel raggio d'azione del metamorfismo sono ricristallizzati, più chiari e friabili; sono spesso ricchi di grosse vene di bianca calcite ad andamento quanto mai vario e dovuto all'azione di acque di



circolazione in tempi molto più recenti rispetto alla deposizione degli strati. Gli affioramenti sono limitati ai dintorni dei paesi di Niardo e di Ceto; in quest'ultima località vi sono banchi calcareo-dolomitici grigi alternati a banchi giallastri leggermente marnosi; sono più o meno ricristallizzati e poco compatti, e sia il colore che la composizione litologica variano con sfumature graduali; le vene bianche di calcite sono poco numerose e piuttosto sottili. Questo affioramento è molto tormentato, con strati ripiegati (spesso verticali) e spesso fratturati; in alternanza coi banchi compaiono due sottili livelli di argilla verdognola, e la sottostante dolomia cariata è stata intensamente brecciata. La successione è osservabile lungo la strada che da Ceto conduce in Val Palobbia, partendo dalla fontana più bassa del paese. E' però una sezione incompleta, non tanto per la parziale copertura morenica quanto per l'eliminazione di numerosi livelli di dolomia cariata dovuta a condizioni tettoniche. Nei primi duecento metri la successione è la seguente:

Tetto.

Calcare giallo o grigiastro chiaro, fragile, fratturato, con vene cristalline di calcite color rosa.

Grossi banchi calcareo-dolomitici grigi, grigio-azzurri, grigio-scuri, con vene di calcite cristallina e con piani di stratificazione ogni 10-15 cm circa.

Banchi di calcare giallo, a volte bianco-sporco, debolmente marnoso, fragile e fratturato; in questi banchi vi sono intercalati due letti, dello spessore di 1 m circa l'uno, di materiale argilloso color verde o verde-azzurro, sfaticcio, friabilissimo, talora brecciato e con noduli residui meno friabili.

Letto: breccia di dolomia cariata gialla, con elementi a dimensioni medie e dello stesso colore della parte cementante; è visibile anche qualche decina di metri più sotto, lungo la strada che da Ceto porta alla stazioncina ferroviaria, ed è una breccia di frizione analoga a quella già vista a proposito della dolomia cariata; appartiene ancora al *Werfeniano*.

La parte inferiore dell'affioramento non è particolarmente contorta, e i letti hanno direzione Est-Ovest e forte inclinazione a Sud; i banchi della parte superiore invece sono variamente ripiegati e contorti; in media gli assi delle pieghe hanno direzione NE-SW. La sottostante dolomia cariata è stata in parte eliminata dai movimenti tettonici, in parte trasformata in breccia di frizione.

La stessa serie, meno tormentata e quindi più evidente e più ricca di dettagli, affiora in Val di Cobello, presso Niardo; i banchi sono in parte formati da calcare puro, abbastanza compatto anche se parzialmente ricristallizzato; i toni grigi prevalgono sul color giallo, e alcuni letti hanno colore rosa-giallo; le vene calcitiche sono numerose e larghe fino a un decimetro. Sia questo che il precedente affioramento sono regolarmente seguiti dall'*Anisico medio*. In entrambi i casi la serie dei banchi calcarei è interrotta da alcuni letti (due accertati) di argilla grigio-verde molto friabile e con granuli glauconitici, dello spessore di 50-100 cm l'uno, separati fra loro da 30-40 metri di calcare; da lontano danno l'impressione di filoni porfiritici alterati e sfaticci; sono sempre imbevuti d'acqua, e in un solo caso fu possibile prelevarne un campione asciutto e constatarne la natura litologica. I limiti di questi letti argillosi sono netti, anche se



alle salbande il calcare è discretamente argilloso. La giacitura dell'affioramento di Niardo, desunta dai pochi accenni di stratificazione e dai letti argillosi, è: direzione N-S, inclinazione 65° E.

Le azioni metamorfiche hanno cambiato notevolmente la struttura originaria di questi calcari, e cancellato completamente gli eventuali resti organici. La presenza dei vari letti d'argilla verdolina e di alcune bande scure (calcare debolmente argilloso) in seno ai banchi calcarei, prelude alla deposizione degli straterelli alternanti dell'*Anisico medio* e indica un passaggio da condizioni lagunari (dolomia cariata werfeniana, con gessi e salgemma) a condizioni di mare aperto, con graduale approfondimento delle acque.

#### ANISICO MEDIO

Ai banchi ora illustrati segue un complesso (*zona a decurtata*) assai caratteristico e facilmente riconoscibile per la sua facies particolare, detta *facies camuna*, mentre a Est dell'area rilevata esso può assumere una facies alquanto diversa, detta *facies giudicariense*. Consta di una sottile alternanza di letti calcarei grigi o grigio-neri, a stratificazione sottilissima, spesso in forma lenticolare o nodulare, e di letti originariamente argillo-marnosi, particolarmente sensibili alle azioni metamorfiche di contatto e trasformati perciò in materiali cornubianitici.

Lo spessore dei singoli letti è in media di 0,5 - 1 cm; è questo il principale carattere che differenzia la facies camuna dalla giudicariense.

I duri letti cornubianitici (originariamente teneri) sporgono sui letti calcarei, ricristallizzati e piuttosto friabili; la fitta alternanza di letti calcarei e argillosi ha formato un complesso plastico, tanto che l'*Anisico medio* si presenta quasi sempre fittamente piegheggiato. Il suo spessore è modesto e, quantunque una stima sia difficile, sembra non superare i 50 metri.

Gli affioramenti sono estesi nella zona a Sud della Val Palobbia; gli strati seguono in parte l'andamento generale (direzione ENE-WSW, inclinazione 30-60° a NNW), ma più spesso sono tormentati, frantumati, spostati, assumendo quindi un andamento quanto mai variabile; in vicinanza dei terreni eruttivi abbondano sottili lembi o placche poco estese e a metamorfismo intenso, poggianti direttamente su masse granodioritiche. La parte meno tormentata costituisce una fascia abbastanza regolare che, tra la Val Palobbia e la Valle di Re, gira attorno alla Punta Badiletto sviluppandosi grosso modo tra le quote 600 e 1200; sotto i 600 metri sparisce a causa della copertura di morenico, sopra i 1200 termina a ridosso delle aspre masse eruttive che ancora conservano qua e là zolle residue di *Anisico medio*. Tutti gli affioramenti in oggetto fanno parte dell'ala Sud della « sinclinale del Badile », mentre a Nord della Val Palobbia il complesso in oggetto è limitato a modesti lembi con ugual direzione ma molto più raddrizzati (inclinazione 60-80° a SSE) e posti quasi esclusivamente a ridosso della cresta Gada-Sella Nanti.

Questi materiali alternanti sono i più tormentati di tutta la serie stratigrafica; le pieghe sono fitte, molti lembi sono strappati e spostati, i livelli assottigliati; altrove SALOMON ha calcolato uno spessore (quasi 300 m) ben superiore a quello stimato



nella nostra area. Il metamorfismo ha agito intensamente, trasformando i letti argillosi in cornubianiti e ricristallizzando e depigmentando i letti calcarei, che presso la massa eruttiva e in vicinanza dei filoni sono zeppi di caratteristici minerali varicolori e ben cristallizzati (soprattutto granati, epidoto, diopside, titanite, vesuviana).

I livelli cornubianitici hanno assecondato plasticamente le azioni tettoniche moderate, mentre l'exasperazione del ripiegamento ha provocato una fratturazione dei letti a cornubianite in liste o fettucce in un primo tempo, quindi in blocchetti separati o ancora collegati da fasci di fibre stirate.

In tutta l'area rilevata gli strati presentano uniformità di composizione e d'aspetto; non vi sono quindi tracce di affioramenti a facies giudicariense, e tanto meno in facies particolari (quali la « Colombine-Facies » di SALOMON o la facies di scogliera, che si sviluppano molto più a Sud principalmente nell'*Anisico inferiore*). A causa dell'intenso metamorfismo i fossili sono completamente assenti: solo presso Niardo comparvero alcune impronte lineari tipo fucoidi; altrove invece LEPSIUS, BITTNER, SALOMON e altri poterono raccogliere resti di *Diplopora* e di crinoidi, echinoidi, brachiopodi, gasteropodi.

Secondo le ricerche degli Autori precedenti i sedimenti anisici del gruppo dell'Adamello dovettero deporsi in acque vicine alla terraferma o ad una supposta « *zentral-alpine Insel* »; lo confermano gli affioramenti, in parte coevi e in parte più recenti, che nella Valle del Chiese fornirono resti di piante terrestri; nell'area rilevata però tali resti mancano: la terraferma dovette quindi rimanere ad una sia pur relativa distanza, come lasciano supporre anche la finezza e l'estremamente regolare alternanza dei materiali.

Le assisi superiori della « *zona a decurtata* » annunciano il passaggio all'*Anisico superiore* riducendosi sempre più i letti argillosi a vantaggio dei livelli calcarei, che vanno così assumendo spessori sempre maggiori.

#### ANISICO SUPERIORE

Sopra la *zona a decurtata* succedono pile di materiali che mostrano una sufficiente omogeneità di composizione per tutta la rimanente estensione dell'*Anisico* (*zona a trinodosus*); essi formano una serie di pareti scure, piuttosto compatte, ben sviluppate presso la cerniera della « sinclinale del Badile ».

Il passaggio dall'*Anisico medio* al *superiore* è piuttosto marcato; la sottile alternanza di letti argillosi (cornubianitici) e calcarei sparisce in breve tratto per cedere il posto a banchi calcarei grigio-scuri, leggermente arenacei, a patina color ruggine, dello spessore di due-tre metri l'uno; sono banchi compatti e rigidi, in cui le sollecitazioni hanno provocato numerose e piccole fratture variamente orientate; a prima vista sembra che questi banchi presentino passaggi laterali ad arenarie; ma l'esame ottico mostra che la ruvidezza superficiale e la grana apparente sono dovute a numerosissimi minuti cristalli prodotti dal metamorfismo e più resistenti all'erosione della massa calcarea che li ingloba; si osserva, a riprova di quanto asserito, la comparsa di tali prodotti in vicinanza di masse eruttive o di grossi filoni. Questi banchi sono osservabili



soprattutto sul fondo della Val Palobbia, nella forra incisa dal torrente; quivi sono suborizzontali o debolmente inclinati a N; e ciò è dovuto alla loro esatta localizzazione lungo l'asse della sinclinale.

Segue una potente pila di banchi spessi 40-50 m di calcari grigio-scuri debolmente argillosi alternati con banchi quasi neri, arenacei e a patina intensamente rugginosa; la presenza di argilla, anche se in dosi modeste, dona al complesso una certa plasticità, quantunque siano assenti pieghe a piccolo raggio; in qualche caso si notano limitati esempi di pieghe-faglie.

La serie ora descritta è ben osservabile lungo la carreggiabile che da Ceto sale in Val Paghera, all'altezza del ponte, e costituisce la parete che sorregge i prati di Pernovale; quivi gli strati sono interrotti da fratture verticali entro le quali si sono insinuati filoni (a colorazione esterna rosso-ruggine) provenienti dal basso e terminanti a varia altezza; il complesso forma un'ampia piega a ginocchio (Fig. 6) la cui parte inferiore rappresenta la cerniera della sinclinale del Badile; all'altezza della strada i banchi sono quindi suborizzontali (leggermente inclinati a NNW), mentre verso l'alto — in direzione di Pernovale — sono subverticali. Chiudono l'*Anisico* banchi calcarei grigio-plumbei leggermente argillosi, a stratificazione assente o poco evidente, poco compatti e di modesto spessore, simili in parte a quelli dell'*Anisico inferiore*; in vicinanza di apofisi e filoni sono depigmentati e friabili; oltrechè in modesti affioramenti sparsi in tutta la zona della cerniera, sono ben visibili a Sud e a Ovest della Sella Nantí.

Lo spessore globale di tutta la serie descritta qui come *Anisico superiore* si aggira intorno al centinaio di metri; più che nei modesti e frammentari affioramenti che appaiono alle ali della sinclinale, la formazione è ben osservabile lungo i due versanti che scendono dalla linea di cresta Gada-Sella Nantí; in complesso il metamorfismo di contatto ha agito in misura sufficiente per distruggere i fossili, che altrove invece (verso la Val Trompia e verso il lago d'Iseo) non scarseggiano, soprattutto per quanto riguarda la *zona a decurtata*; in tutta l'area rilevata l'*Anisico superiore* ha fornito solo l'impronta di un frammento deformato di ammonite indeterminabile <sup>(1)</sup>.

Il passaggio dall'*Anisico medio* in facies camuna ai banchi calcareo-argillosi e calcareo-arenacei dell'*Anisico superiore* sembra indicare un assottigliamento delle acque del mare anisico; si confronti a questo proposito SALOMON [41], che a pag. 395-396 si sofferma a lungo sull'ipotesi della ricordata « *zentralalpine Insel* » le cui tracce sarebbero evidenti — dal Permiano all'*Anisico* compreso — soprattutto nella zona tra la Val di Breguzzo e l'alta Val di Non. La serie stratigrafica ora illustrata chiarisce peraltro in modo esauriente che la supposta isola (o terraferma che fosse) non giungeva, durante l'*Anisico*, fino alla media Val Camonica, mentre è provato che essa si estese, anche se per breve tempo, a buona parte della regione veneta, come dimostrano ad esempio i conglomerati e i letti a piante terrestri dell'*Anisico inferiore*, diffusi nelle Dolomiti orientali, nel gruppo della Mendola, nelle Dolomiti di Brenta.

<sup>(1)</sup> Ricordo a questo proposito che in Valfredda (presso Alpe Bazena) e a Cividate sono state trovate ammoniti abbastanza ben conservate; vedi A. RIEDEL - *I Cefalopodi anisici delle Alpi Meridionali ed il loro significato stratigrafico*; « Mem. Ist. Geol. Univ. Padova », XVI, 1949.



# LADINICO

## CENNI INTRODUTTIVI

Nelle Alpi venete e lombarde il *Ladinico* presenta in generale assai frequenti eteropie di facies. Durante quell'epoca infatti agirono con particolare intensità gli organismi costruttori e le manifestazioni vulcaniche; i sedimenti normali subiscono quindi una più o meno notevole limitazione, a vantaggio soprattutto delle scogliere coralligene e dei depositi tufacei.

I calcari a noduli silicei segnano in vaste aree l'inizio del *Ladinico*, ma hanno spessori quanto mai vari a seconda delle zone; a volte sono ridottissimi, e in vari casi (a oriente delle Pale di S. Martino, alla periferia del Gruppo di Brenta, in Val Brembana, presso il Lago di Como) sono completamente sostituiti dalla facies dolomitica.

I materiali a facies normale del *Ladinico superiore* sono calcareo-argilloso-arenacei, e limitati a quelle aree in cui mancava la vita di scogliera o dove non giungevano le colate laviche (prevalentemente di porfiriti) e i potenti depositi tufacei. Nell'area camuna, i depositi arenacei sono sviluppati principalmente nella parte meridionale,

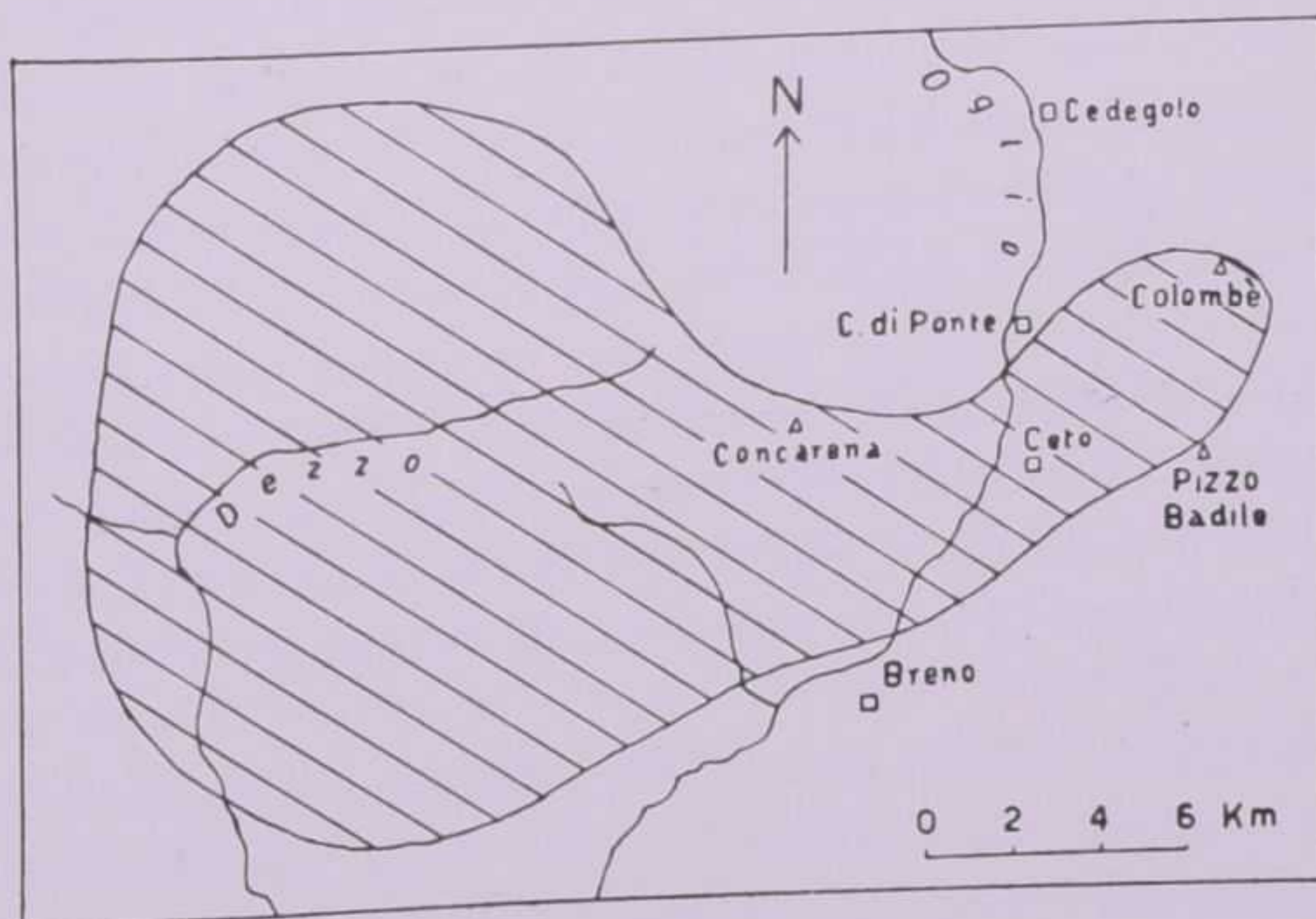


FIG. 1. - L'area tratteggiata indica il bacino lombardo a sedimentazione minuta (*splinter shale basin* di DE SITTER) durante il *Ladinico superiore*. I limiti a occidente dell'Oglio sono tratti da DE SITTER e DE SITTER-KOOMANS.

mentre più a Nord la *zona a lommeli* consta di marne, calcari marnosi e letti argillosi a notevole spessore: questi materiali minuti rientrano nell'ala orientale dello « *splinter shale basin* », delimitato da DE SITTER e collaboratori e comprendente una zona ovoidale — a Sud dei gruppi della Concarana e del Camino — con un'appendice che attraversa l'Oglio spingendosi oltre Ceto.

Lo scrivente ha potuto delimitare la parte orientale del bacino in questione, che durante il *Ladinico superiore* doveva essere una conca d'acqua abbastanza profonda con deposizione di materiali fini; il margine orientale dello « *splinter shale basin* » è segnato nella figura 1.



LADINICO INFERIORE

Il *Ladinico inferiore* (zona a *Protrachyceras reitzi*) è ben rappresentato lungo i versanti Sud e Ovest del Pizzo Badile (fig. 5), tra le quote 1600 e 1900; appare inoltre in affioramenti insignificanti verso i limiti settentrionale e meridionale del rilevamento.

I materiali, in genere facilmente identificabili, sono costituiti dai caratteristici calcari nodulari e bernoccoluti per la presenza di letti e arnioni di silice; di tutta la serie, questa è la zona che presenta le maggiori analogie con i materiali delle Dolomiti.

Alla base si trovano pochi metri di sottili alternanze (spesse 1-2 cm) di calcari e calcari marnosi; sono visibili sopra tutto sul lato meridionale del Badile e presso la Cima Barbignaga; sono spesso intensamente metamorfosati, e perciò depigmentati, ricristallizzati e assai friabili; quando non sia evidente la loro posizione stratigrafica, questi primi letti possono essere confusi con le alternanze dell'*Anisico inferiore*; i materiali peraltro sono più chiari e più farinosi per l'assenza di cornubianite.

Seguono, per uno spessore pure modesto, i caratteristici banchi calcarei grigi e giallastri, a volte dall'aspetto di un bel marmo a venature grigie, in cui sono intercalati — ogni 20-50 cm — duri letti silicei di 1-5 cm, in genere di color giallo; le intercalazioni silicee sono talora ondulate, ma più spesso fortemente ripiegate a merletto o a greca irregolare o addirittura spezzettate in forma di lenti, anelli, noduli, segmenti e liste di varie forme, donde il caratteristico aspetto nodulare. E' da rilevare tuttavia il fatto che gli *strati a reitzi* hanno in questa zona un aspetto molto meno tipico rispetto a quello dei ben noti affioramenti dolomitici coevi, e sembrano segnare il passaggio ad una facies laterale diversa; anzi, il più esteso degli affioramenti (versante Ovest del Badile) è anche il meno tipico, con il suo scarso contenuto in sostanza silicea e quindi con la relativa povertà in merletti e noduli (confronta a questo proposito la serie stratigrafica a pag. 24).

Nell'area rilevata, la zona a *reitzi* ha una colorazione complessiva chiara, mentre in altre aree del massiccio dell'Adamello il colore tende prevalentemente al grigio-scuro e talora al nerastro; anche questo fatto è forse da ascrivere al metamorfismo. Inoltre mancano le manifestazioni del vulcanismo triassico, che abbondano invece nel Veneto e che giungono fino alle valli orientali del Bresciano. Non vi sono accenni a quelle intercalazioni tufacee o laviche che compaiono nelle Valli del Chiese, di Daone, del Caffaro (*pietra verde*) o a Sud (Monte Guglielmo, sul Lago d'Iseo), dove affiorano strati o lenti di porfiriti — interpretate come colate laviche — intercalate agli *strati a reitzi*.

Lo spessore complessivo è molto variabile; sui fianchi occidentali e sud-occidentali del Pizzo Badile la zona a *reitzi* può avere potenza variabile da 20 a 80 metri; altrove (verso i margini Nord e Sud del rilevamento) vi sono affioramenti anche esilissimi, ridotti a qualche metro di spessore; l'ampio margine di variabilità nello spessore globale sembra dovuto alle condizioni tettoniche, che hanno determinato eliminazioni e assottigliamenti dei vari livelli che si comportano — nonostante le intercalazioni silicee — in modo tipicamente plastico.



Come si dirà parlando del metamorfismo, in vicinanza di masse eruttive interi banchi sono stati trasformati in una massa di granatite; vedasi ad esempio il fianco destro del vallone che scende a Ovest del Badile, a oriente di q. 1823 (figura 4).

Gli affioramenti più settentrionali (M. Colombè - Cima Barbignaga) appartengono ad un'area in cui il metamorfismo e il disturbo tettonico vennero esasperati al punto da rendere irriconoscibili vari livelli, tra cui quello in oggetto, ridotto a pochi letti farinosi e depigmentati; ma questi forse rappresentano solo la parte inferiore del sottopiano, l'unica rimasta; tutta la serie triassica è estremamente ridotta.

I fossili sono completamente assenti; generalmente però la *zona a reitzi* è povera in resti d'origine organica; nella valle del Chiese vi sono alcuni giacimenti ad ammoniti e resti di vegetali.

Quanto all'ambiente di deposizione, il difficile problema della separazione della silice e dell'arricchimento dei noduli o letti silicei è stato ripreso recentemente [23 e 29]; secondo le moderne vedute, i noduli e le liste di selce si separerebbero all'atto stesso della deposizione; la presenza di abbondanti ioni Ca favorirebbe lo smistamento della silice mescolata al calcare e il passaggio allo stato di *gel* della silice colloidale, che verrebbe poi ulteriormente arricchita da cambiamenti di equilibrio, o da deboli correnti di fondo che provvederebbero ad asportare parzialmente o totalmente il calcare a seconda della loro intensità.

#### LADINICO SUPERIORE

Durante il *Ladinico superiore* le eteropie di facies divengono ancora più accentuate, e proprio l'area rilevata segna il limite di passaggio da una facies nordoccidentale calcarea (con intercalazioni debolmente argillose o finemente arenacee) ad una facies sudorientale nettamente arenacea, ambedue sviluppatesi nella prima metà del sottopiano. In un secondo tempo, cioè verso la chiusura del *Ladinico*, su tutta l'area (e quindi sopra le varie facies) si stese uniforme una coltre di calcare puro (calcare di Esino) la cui parte alta appartiene forse al Carnico.

In tutti questi sedimenti *ladinici* o *ladino-carnici*, non vi sono prove di fenomeni eruttivi coevi, nè poterono formarsi scogliere coralline, che troviamo invece pochi km più a Sud (presso Breno) e in varie zone poco più distanti: probabilmente la profondità delle acque (facies normale) e l'abbondante apporto di materiali clastici (facies eteropica) non permettevano la vita dei coralli e degli altri organismi di scogliera.

Il frequente cambiamento di facies è un fatto ben noto anche prima degli studi del SALOMON; già MOJSISOVICS aveva osservato e descritto il fenomeno nelle Alpi Lombarde; nel Bresciano e nel Bergamasco, alcune sezioni di terreni depositi nel *Ladinico superiore* sono rappresentate esclusivamente da materiali calcareo-arenaceo-argillosi, mentre in qualche altra sezione dominerebbe esclusivamente il calcare di Esino (o la dolomia di Esino). Più a Est (presso il confine col Veneto) vi sono serie in cui i tipici « strati di La Valle » contengono banchi uguali al « calcare di Esino », e i soprastanti « marmi di Esino » hanno intercalazioni riferibili agli « strati di La Valle »; tutta la serie è peraltro ridotta quanto a spessore. Notevole potenza ritroviamo invece



più a occidente (ad es. al M. Concarena), in cui sia i materiali calcareo - arenaceo - argillosi che i soprastanti calcari (o calcari dolomitici) sono ben rappresentati.

Per l'esame dettagliato della formazione in oggetto nell'area rilevata è quindi necessario considerare separatamente:

- a) Zona a *Daonella lommeli* in facies normale.
- b) Zona a *Daonella lommeli* in facies eteropica.
- c) Calcari di Esino.

a) *Zona a lommeli in facies normale.*

La facies normale della zona in oggetto è sviluppata a occidente e a settentrione del Pizzo Badile. Gli affioramenti fanno parte della già vista (pag. 21) conca centrale in cui si deposero materiali argillosi (*splinter shale basin* di DE SITTER); essi segnano il limite orientale di questo bacino (fig. 1), e per la posizione periferica differiscono parzialmente dai tipici « *splinter shales* » dell'area a occidente dell'Oglio: sono più calcarei, spesso più arenacei, e mancano della caratteristica scheggiatura. Per la composizione essenzialmente calcareo-marnosa si avvicinano — almeno litologicamente — ai materiali coevi di altre aree (Valle del Chiese, Lago d'Iseo, Val d'Angelo); nè mancano le analogie con gli *strati di La Valle* in facies normale delle Dolomiti.

La ripida conca sotto la parete occidentale del Badile (alta Valle del Pradello, a Nord Sella Nanti, fig. 5) rappresenta la località più adatta per l'esame della zona in questione; ivi la successione dei materiali (dall'*Anisico superiore* al calcare di Esino) è la seguente:

- 10) Calcare di Esino, bianco e altamente ricristallizzato; forma la parete verticale che s'erge fino alla cima del Pizzo Badile.
- 9) Letti calcarei, parzialmente ricristallizzati, a colore alternatamente grigio e biancastro (a seconda del debole contenuto o dell'assenza di sostanza arenacea); i letti hanno spessore variabile da 5 a 15 cm, e costituiscono la fascia quasi orizzontale (debolmente inclinata a Est) su cui poggia l'Esino; sono debolmente ondulati.
- 8) Calcari marnosi bianco-verdognoli, ricristallizzati, a vene giallastre silicee, in banchi di 30-40 cm intervallati da letti arenacei spessi 3-5 cm a color viola; direzione NE-SW, inclinazione 30° SE (Tav. I, fig. 2).
- 7) Letti di marne grigio-nere più o meno arenacee a vario spessore (fino a 20 cm) e separati da straterelli calcarei di 1 cm, chiari, non arenacei.
- 6) Calcari biancastri con banchi marnosi grigio-verdognoli a bande sfumate (debolmente silicei) e minutamente ondulati.
- 5) Letti di calcare grigio o grigio-chiaro, intervallati da straterelli giallastri scarsamente silicei e a debole merlettatura.
- 4) Strati calcarei grigi con sottilissimi letti (3-4 mm) calcareo - argillosi scuri intercalati ogni pochi cm; il ripiegamento si rende tanto più sensibile quanto più ci si abbassa; l'andamento medio delle cerniere indica progressive torsioni; misure effettuate in questo livello hanno dato i seguenti valori medi: direzione N-S, inclinazione 20° E.



- 3) Letti calcarei bianco-verdognoli, spessi 10-15 cm, alternati a letti calcarei debolmente argillosi e di colore marron chiaro e violaceo.
- 2) Calcare chiaro, ricristallizzato e depigmentato, con intercalazioni (ogni 15 cm) di letti silicei merlettati, giallastri, spessi 3-4 cm.
- 1) *Anisico superiore* - Banchi calcarei chiari alternati a banchi grigio-scuri di calcare arenaceo-argilloso.

Lo spessore degli strati 2) a 9) (cioè delle zone a *reitze* e a *lommeli*) è globalmente di circa 200 metri; il limite tra le due zone è alquanto incerto: lo scrivente ritiene che i numeri 2) a 5) vadano assegnati alla prima, mentre i numeri 6) a 9) (quasi 100 metri di spessore) rappresenterebbero la seconda.

Il carattere più saliente degli « strati a *lommeli* » è forse dato da certe analogie con gli strati sottostanti (a *reitze*); persistenza di letti silicei, tonalità complessivamente chiara (mentre altrove gli strati di *La Valle* hanno colori predominanti scuri), difficoltà nel fissare il limite inferiore; fatti che lasciano supporre anche un'analogia nelle condizioni ambientali; ad esempio una lenta diminuzione nella profondità delle acque, e non tale da implicare un deciso cambiamento nelle modalità di deposizione dei materiali. Lo spessore (stimato, come s'è visto or ora, in circa 100 metri) rappresenta un valore medio; nel massiccio dell'Adamello infatti vennero osservati, dai vari Autori, spessore molto variabili, da 10 a 200 metri; secondo SALOMON, la forte variabilità non sarebbe dovuta solo alle frequenti eteropie di facies, ma anche alla presenza di isole o lembi di terraferma soggette ad oscillazioni e in corrispondenza delle quali l'erosione avrebbe asportato parte dei materiali del *Ladinico superiore*.

Modestissimi lembi appartenenti alla stessa zona affiorano verso il limite settentrionale del rilevamento (presso il M. Barbignaga); in nessun punto vennero raccolti fossili; altrove invece (valle del Chiese, Bagolino, Cividate) sono note località che hanno fornito numerose ammoniti (tra cui *Trachyceras longobardicum*), vari lamellibranchi (*Daonella lommeli* e *Posidonomya wengensis*) e resti di piante.

#### b) Zona a *lommeli* in facies eteropica.

L'eteropia di facies si manifesta a Sud e a Sud Ovest del Pizzo Badile; gli affioramenti sono due: uno, abbastanza esteso, occupa buona parte dell'alta Val di Vades, tra il M. Bagnone e le Mandrie; è largo poco più d'un Km e si sviluppa tra le isoipse 1350 e 2100; mentre a Nord e Sud confina rispettivamente con il calcare di *Esino* e con gli strati a *reitze*, a Est viene a contatto con un'apofisi granodioritica, e a Ovest con una massa differenziata (diorite) che costituisce buona parte del M. Bagnone; queste due formazioni eruttive confinanti hanno provocato negli strati a *lommeli* un notevole grado di metamorfismo; essi si presentano infatti come arenarie a grana media o grossa, fortemente cementate, a grande compattezza, di color viola-scuro verso il centro dell'affioramento e quasi nero ai lati; non mostrano accenno di stratificazione nè variazioni in tutto lo spessore; sono solcate da diaclasi che s'incrociano numerose in varie direzioni e che portano quindi al distacco di blocchi irregolarmente poliedrici. Le arenarie danno, alla percussione, un suono di timbro metallico, e attaccate con acidi non manifestano la minima effervescenza. La lunga esposizione agli agenti atmosferici



riesce a mala pena a formare una patina tendente al color ruggine. L'affioramento fa parte dell'ala Sud della sinclinale del Badile; pur in assenza di piani di stratificazione, risulta chiara la concordanza e la regolare disposizione di tutti i materiali ladinici; al limite inferiore il passaggio dalla *zona a reitzi* alle arenarie avviene per tramite di un modesto spessore di strati sempre più arenacei; al limite superiore il calcare di Esino è separato dalla *zona a lommeli* da una fascia di un paio di metri quasi uguale a quella già vista sul versante occidentale del Badile, e formata da straterelli chiari e scuri a crescente tenore in calcare. E' notevole il fatto che in tutto l'affioramento non c'è un solo filone, nè acido nè basico, pur essendo le arenarie sufficientemente estese e circondate da rocce solcate da numerosissime manifestazioni magmatiche; e pur imputando il fenomeno alla compattezza estrema del materiale, resta inesplicato il fatto che nessun filone abbia approfittato della cospicua rete di fratture che solcano l'arenaria, a meno di supporre che la fratturazione sia avvenuta in un tempo posteriore a quello in cui si ebbero le più importanti manifestazioni filoniane.

L'altro affioramento riferibile alla *zona a lommeli* in facies eteropica è estremamente modesto e formato da due blocchi di pochi metri cubi — unici relitti che ancora resistono all'erosione — situati presso la località Bisone, all'estremo meridionale del rilevamento, e circondati da un sottile deposito morenico; constano anch'essi della stessa arenaria, meno compatta però e di colorazione decisamente più chiara (color vino).

La facies che qui viene indicata come eteropica è poco estesa ma rappresentata anche in altre località del Bresciano; in Val Trompia ad esempio, dove affiorano tufi, arenarie e a volte conglomerati; fra Pisogne e Toline (a Sud), dove sono presenti arenarie tufacee e tufi, sia grossolani che fini; alla Concarena (limite settentrionale dello *splinter shale basin*), dove parte del *Ladinico superiore* è costituita da arenarie tufacee con resti vegetali.

Il passaggio dal *Ladinico inferiore* al *superiore* implica la scomparsa della silice, sostituita da materiali arenaceo-argillosi (facies normale) e grossolanamente arenacei o tufacei (facies eteropica): si passa cioè a condizioni di mare in cui prevale l'apporto terrigeno; si presume quindi che la profondità delle acque sia andata progressivamente decrescendo, e che a un certo punto le acque turbolente abbiano ceduto il posto ad acque più limpide in cui poterono depositarsi sedimenti calcarei (nel gruppo del Pizzo Badile) o dolomitici (altrove).

#### c) *Calcare di Esino.*

Verso la fine del *Ladinico* sui vari sedimenti della *zona a lommeli* si stende uniforme una formazione calcarea o dolomitica che nelle regioni lombarde ha preso i nomi rispettivi di *calcare di Esino* o di *dolomia di Esino*. A sud (Breno, Malegno) predomina la dolomia, in banchi porosi, chiari, con alcuni letti o lenti più o meno argillosi. Nell'area rilevata invece, tutti i materiali ladinici illustrati nelle pagine precedenti sono sormontati da una massa esclusivamente calcarea che occupa le cime dei rilievi e che può raggiungere uno spessore superiore ai quattrocento metri (Pizzo Badile); naturalmente, data l'assenza di terreni più giovani, e cioè l'impossibilità di stabilire il limite superiore, questo valore si riferisce solo alla parte salvatasi dall'erosione.



Il calcare di Esino affiora più volte nell'area rilevata; oltre a costituire l'imponente cima del Pizzo Badile (figg. 2 e 5), si presenta in masse o lembi più o meno ridotti nel gruppo Cima Bruciata - Cima Sablunera e, ancora più a Nord, alla cima Barbignaga. Tutti gli affioramenti rientrano nell'ala Nord della sinclinale del Badile, e sono tutti vicini a masse eruttive e intensamente metamorfosate. Il calcare di Esino si presenta come una potente formazione omogenea bianca o bianco-giallastra, assolutamente priva di stratificazione o di intercalazioni eterogenee; il metamorfismo ha provocato una ricristallizzazione estremamente vistosa, imponente: i cristalli di calcite di cui è formata tutta la massa sono — dove le azioni tettoniche più violente non li abbiano sminuzzati —

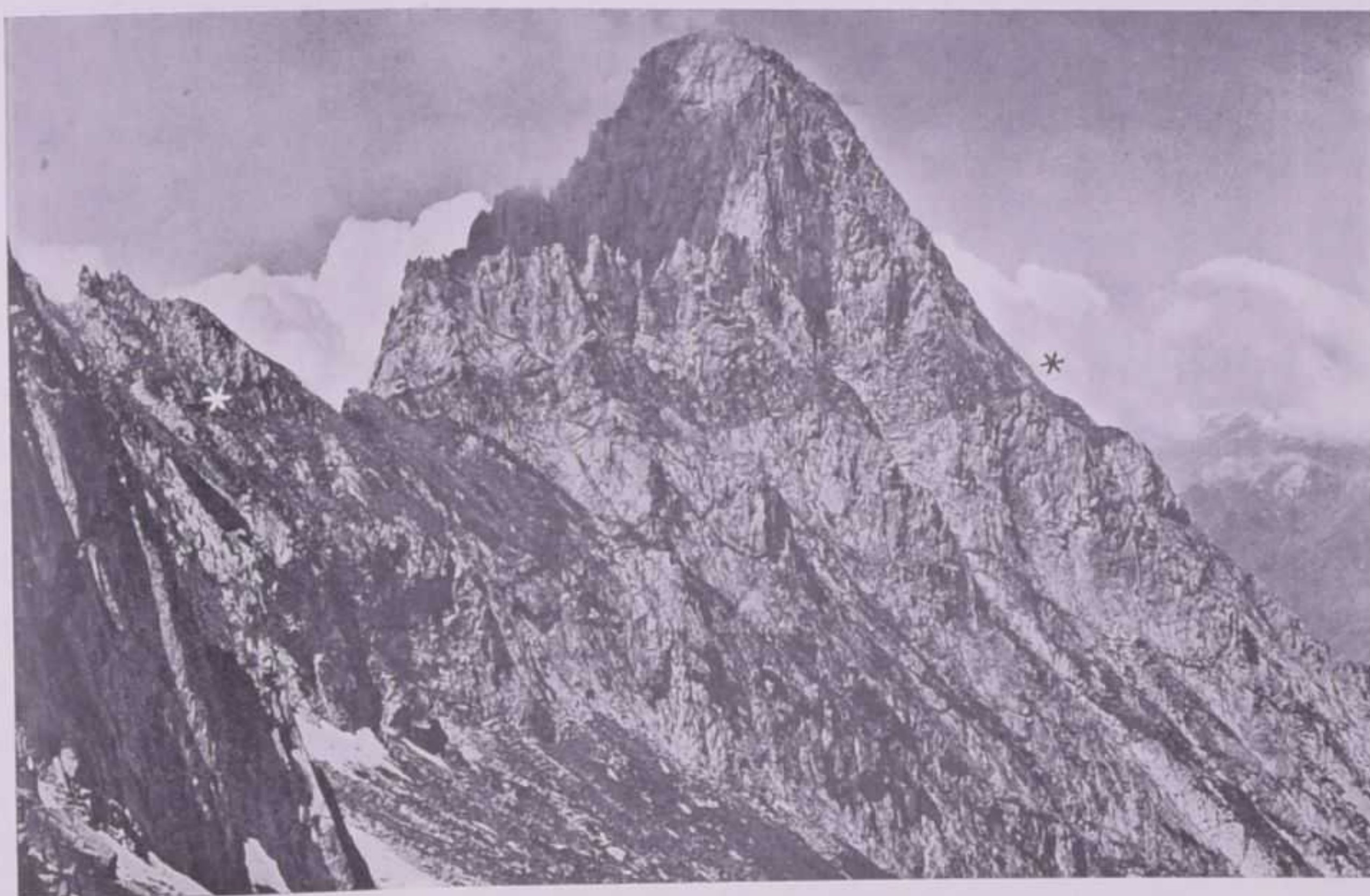


FIG. 2. - Il Pizzo Badile visto dal sentiero che scende dal Passo di Mezzamalga al Volano; tutto il Pizzo è di calcare di Esino ricco di diaclasi, e la parte superiore è completamente tagliata (in corrispondenza degli asterischi) da un filone granodioritico suborizzontale dello spessore di 20 metri. Alla estrema sinistra, in primo piano, compare la massa leucotonalitica di Cima Vaga.

delle dimensioni di nocchie, e possono raggiungere anche 20-25 mm di grossezza; sono molto lucenti in superficie fresca, e si sgranano facilmente: perciò la degradazione dovuta agli agenti esogeni è intensa, e ai piedi d'ogni massa calcarea si accumula abbondante detrito cristallino o farinoso di color bianco-sporco; anche i torrentelli che scendono hanno per alcuni tratti il letto candido. Per la grande friabilità di questa roccia il calcare di Esino non costituisce mai da solo cime di una certa altezza; infatti il Pizzo Badile, l'unica vetta in cui l'Esino forma pareti notevoli, poté rimanere tale non solo per la protezione delle masse granodioritiche che lo circondano alla base, ma soprattutto per la presenza di un grande filone, pure granodioritico, che s'è incuneato orizzontalmente dividendo la massa calcarea in due piani; il filone affiora tutt'attorno al Pizzo verso quota 2300, e con il suo spessore di 15-20 metri forma un pavimento che sorregge il cocuzzolo e protegge le sottostanti pareti (fig. 2).



La composizione chimica del calcare è stata accertata da alcune analisi effettuate nell'Istituto di Geologia e Mineralogia dell'Università di Ferrara dal Dott. Ferruccio ACCORDI su campioni prelevati ai principali affioramenti; il contenuto in Mg è sempre risultato inferiore all'1 %; in due casi si sono trovate solamente *tracce* di Mg.

Evidentemente il gruppo del Pizzo Badile era — al termine del *Ladinico* — una zona a deposizione calcarea inserita tra aree in cui s'andavano costruendo banchi coralligeni. In tutto il Bresciano però i depositi di scogliera sono completamente diversi da quelli delle Dolomiti, e quanto a facies vanno collegati alle formazioni lombarde.

I calcari del Pizzo Badile raggiungono una potenza notevole, ed è lecito supporre che la loro parte più recente appartenga già al *Carnico*.

Il problema resta tuttavia aperto per l'assenza di fossili, per l'assoluta omogeneità di tutta la massa calcarea e per la mancanza di strati di copertura.

## LE FORMAZIONI ERUTTIVE

L'esame approfondito delle formazioni eruttive che circondano i sedimenti dell'area rilevata e delle manifestazioni filoniane e metamorfiche relative, è stato affidato al Prof. S. MORGANTE, che rilevò assieme allo scrivente buona parte della tavoletta « *Niardo* » e che pubblicò al riguardo una relazione preliminare completata da una cartina geologico-petrografica (35). Mi limiterò quindi ad un'esposizione sommaria dell'argomento. Ricordo inoltre che varie aree contermini o poco distanti sono state rilevate e in parte illustrate dai Proff. A. BIANCHI e Gb. DAL PIAZ e dai loro collaboratori (vedi bibliografia).

### MASSE INTRUSIVE E APOFISI

Il plutone dell'Adamello spinge le sue propaggini verso l'area rilevata, formando nella parte più settentrionale un arco (Barbignaga - Sablunera - Frisozzo - Tenedus - Le Mandrie) che è anche una linea di displuvio verso le valli orientali del Lago d'Arno e di Dois, e penetrando nella parte più meridionale a guisa di cuneo in direzione di Niardo-Breno; al limite inferiore del rilevamento infatti la massa eruttiva giunge a soli 2 Km dall'Oglio, limitando notevolmente la larghezza della fascia sedimentaria.

Le masse intrusive più meridionali, vale a dire quelle che circondano le valli Paghera, Palobbia, di Cobello, di Re e di Fa, sono costituite in linea generale da leucotonaliti e da granodioriti.

Il fianco orientale della valle di Braone (già esaminato dal Prof. MORGANTE), comprende un'area che tende alla facies granitica (Cima del Vallone), in cui si notano essenzialmente quarzo, ortoclasio, biotite ed epidoto, accompagnati da vari accessori; secondo MORGANTE l'autometamorfismo ha trasformato la biotite in clorite, ed ha dato luogo alla formazione di sericite, epidoto e zoisite per alterazione del plagioclasio; la facies a tendenza granitica sarebbe data soprattutto dalla ricchezza in quarzo (33,7 % al contatore di Hurlbut, vedi MORGANTE 1952, pag. 145). Sempre nella



stessa zona (valle di Braone) l'Autore ora citato ha identificato masse di tipo ultrafe-mico composte essenzialmente di plagioclasio e orneblenda.

A settentrione della Val Palobbia invece, le masse eruttive tendono al tipo tonalitico, soprattutto in direzione dei monti Tredenus - Frisozzo (già fuori del limite del rilevamento, in direzione del Monte Re di Castello), mentre all'estremo nord (Passo delle Basse, Cima Barbignaga), sono frequentissime le differenziazioni dioritiche e dioritico-anfiboliche; mancano invece (eccezione fatta per alcune apofisi, di cui si parla più avanti) estese facies gabbriche.

Un campione rappresentante la composizione media delle masse intrusive situate attorno al Pizzo Badile (prelevato scendendo dal Passo di Mezzamalga verso la conca del Volano) mostra in sezione sottile abbondante quarzo e abbondanti plagioclasti in ottimo stato di conservazione, spiccatamente zonati e geminati in vario modo; sono anche discretamente abbondanti la biotite (spesso cloritizzata) e l'orneblenda verde; fra i minerali accessori predomina la titanite. La roccia è un termine di passaggio tra granodiorite e tonalite.

Più a Nord, pur conservando la massa un carattere di transizione fra il tipo granodioritico e quello tonalitico, divengono sempre più frequenti le differenziazioni in senso basico, soprattutto in corrispondenza delle apofisi (di dimensioni o volume anche notevoli); un termine di passaggio dal tipo tonalitico a quello dioritico (più che altro una tonalite basica) è diffuso attorno a Cima Bruciata (parte settentrionale della conca del Volano), in una zona dove sono manifesti i segni di inglobamento — da parte dell'originaria tonalite — di masse sedimentarie calcaree e calcareo-marnose (in tale zona la fascia sedimentaria è costituita prevalentemente dalla *zona a lommeli* e dal *calcare di Esino*). Un campione prelevato a Est di Baite Colom consta soprattutto di plagioclasti prevalentemente calcici — zonati e geminati — e di orneblenda verde, spesso riassorbita ai bordi; seguono, in quantità nettamente inferiore, lamelle di biotite e poco quarzo; tra gli elementi accessori si riscontrano magnetite, ilmenite, apatite, titanite.

Materiali ancora più basici (a facies dioritica) abbondano sia nell'area più a Nord (Colombè - Barbignaga) che a Ovest del Pizzo Badile; quivi affiorano — tra i sedimenti — numerose apofisi con tutti i termini di passaggio tra la tonalite e la diorite; anche qui, come nel caso ora esaminato, un campione raccolto in Valle del Pradello consta di abbondanti e freschi plagioclasti zonati e geminati e di orneblenda verde; in via subordinata segue la biotite, in grosse lamine; il quarzo invece è assai scarso. Compaiono inoltre ossidi di ferro, apatite, cristalli di epidoto ferifero e una grossa plaga di epidoto cerifero. Orneblenda e biotite hanno subito una parziale trasformazione in clorite.

Le apofisi e le placche di materiale intrusivo che affiorano o penetrano tra i sedimenti sono in parte visibilmente collegate alla massa eruttiva principale, mentre numerosi altri esempi non mostrano alcun legame superficiale; l'esame delle apofisi o placche isolate lascia in vari casi l'impressione che esse provengano da Est, che abbiano cioè compiuto un movimento di penetrazione in senso più o meno orizzontale; sembra rientrano in questo caso i lembi e le lingue che affiorano numerosi a Ovest del Badile. Altri casi invece (filoni e masserelle presso il fondovalle della bassa Val Palobbia, da uno a due chilometri a Est di Braone) fanno supporre un movimento ascen-



sionale verticale, con provenienza da ipotetiche masse eruttive poste a breve profondità sotto i sedimenti.

In complesso buona parte delle apofisi possiedono una facies granodioritico-tonalitica; le rimanenti invece, sono più o meno differenziate in senso basico. All'estremità settentrionale del rilevamento (a SW di Cima Barbignaga) vi è un largo sperone che si protende verso Pian del Campo e che è molto interessante per le frequenti variazioni verso facies dioritiche anfiboliche (talora a tendenza gabbrodioritica) con zone ad associazioni raggruppate di anfiboli lunghi fino a 10 cm. Al « buco delle Grole » poi, al contatto coi calcari di Esino, vi sono lastroni verticali, spessi 50-70 cm, zeppi di noduli e di inclusi femici del diametro medio di 25 cm. (Tav. I, fig. 4); gli inclusi differenziati, a composizione prevalente dioritica o microdioritico-anfibolica, sono immersi in gran numero nella massa granodioritica fondamentale (a biotite), e sulle superfici esposte sporgono rispetto alla massa di fondo; questo splendido esempio di differenziazione costituisce tutta una parete, e sfuma ai lati in un corteggio di sciami di inclusi femici sempre più piccoli e di forma più irregolare.

Alla base della stessa parete inoltre, è possibile osservare un fenomeno di grande interesse per lo studio dell'inglobamento e della probabile digestione di blocchi sedimentari; una piccola galleria, formatasi per il crollo di lastre o blocchi di diorite e lunga pochi metri, ha il soffitto e i lati completamente dioritici, mentre la parete di fondo (nel cuore della massa eruttiva) è di calcare di Esino, bianco e cristallino. Si tratta evidentemente d'un blocco inglobato e forse parzialmente digerito.

Al contatto con i sedimenti, non mancano in alcuni punti esempi notevoli di breccie di intrusione; al Dosso degli Areti ad esempio (a Est di Niardo), dopo aver risalito un grosso banco di calcari marnosi anisici a intenso metamorfismo di contatto, giunti alla massa eruttiva si può osservare una tipica *agmatite* dal caratteristico aspetto pseudoconglomeratico, in cui gli elementi differenziati in senso basico (dioritici e gabbrodioritici) possiedono contorni angolosi e dimensioni molto variabili, e sono cementati da una granodiorite biotitica in cui l'anfibolo può comparire o meno, o talora da una scarsa pasta a tendenza aplitica, con passaggi quindi a tipiche *venature di iniezione* aplitica che suddividono in zolle la massa dioritica.

Esempi analoghi di *breccie di intrusione* furono trovati in Val Fredda e M. Cadino e illustrati da A. BIANCHI e Gb. DAL PIAZ (1937); questi Autori si soffermano particolarmente sul significato di dette *agmatiti e iniezioni aplitiche*, che documentano il consolidamento di masse femiche in un tempo nettamente anteriore al consolidamento della parte sialica di un magma che presenta notevoli differenziazioni pur essendo nell'insieme unitario.

Nella media Val Palobbia (a occidente di Piazze e al M. Bagnone) esistono due masse a tendenza dioritica che hanno provocato un profondo metamorfismo sui sedimenti che le circondano; le recenti ricerche di MORGANTE hanno messo in luce che ambedue le masse possiedono una composizione dioritico-anfibolico-biotitica, con plagioclasio tipo labradorite, orneblenda e biotite in lamine talora notevoli; inoltre la parte alta del M. Bagnone (cioè della massa differenziata sulla destra della Val Palobbia) presenta placche gabbrodioritiche.



### FILONI

Anche rispetto alla quantità e composizione dei filoni e delle apofisi eruttive che affiorano tra i sedimenti o s'incuneano in essi, l'ala Nord e l'ala Sud della sinclinale del Badile seguono due diversi comportamenti. La prima non è molto ricca in filoni, e questi sono prevalentemente di tipo porfirítico; essi hanno una larghezza media di 40 cm (da un minimo di pochi cm a un massimo di un paio di metri), sono molto compatti e di color verde o grigio-verde, con patina superficiale tendente al grigio-giallastro; si tratta di filoni semilamprofirici che mostrano un aggregato uniforme e minuto in cui predominano i plagioclasti (in prevalenza labradorite) e gli anfiboli, in buona parte alterati. Essi appaiono numerosi presso Cimbergo, in corrispondenza della notevole faglia che separa le arenarie permiane dal Servino, e al Pizzo Badile, sui versanti NNE e SSW; ve ne sono inoltre di sparsi un po' in tutti i terreni, comprese le masse granodioritiche, ad eccezione delle arenarie del Ladinico superiore, le quali non sono solcate da alcun filone visibile.

Al nucleo della sinclinale e nell'ala Sud della stessa predominano invece i filoni a media composizione o acidi (fig. 3). Anche questi sono molto variabili come spessore: la loro compattezza è nettamente inferiore rispetto a quelli porfirici; molti anzi sono completamente alterati e friabili in misura tale da impedire il prelevamento di campioni per sezioni sottili. Il colore varia dal grigio-chiaro al bianco, in relazione alla composizione; in molti casi le superfici esposte hanno una tinta color ruggine che non è limitata ad una patina superficiale, ma si spinge più o meno all'interno.

Tra tutti questi filoni abbondano, secondo MORGANTE, le vere e proprie tonaliti, spesso con fenomeni di endometamorfismo (orneblenda sostituita da diopside o da fassaite) ed avanzata alterazione per autometamorfismo. Seguono, in ordine decrescente di frequenza, i filoni aplitici (a facies granitiche e granodioritiche) e i filoni differenziati in senso basico (porfiriti anfibolico-plagioclastiche, porfiriti anfiboliche, spessartiti e qualche filone nero prossimo alle kersantiti).

I filoni aplitici hanno le salbande quasi sempre più acide, e i pochi elementi femici che vi sono contenuti sono alterati in misura più evidente. Non sono rari i filoncelli in facies aplitica riferibili a quarziti feldispatiche, apliti granitiche, porfiriti quarzoso-feldispatiche, con abbondante massa selciosa ricca in granuli di pirite e limonite. Questi filoni, a differenza di quanto si osserva in quelli di tipo semilamprofirico, hanno spesso ramificazioni o biforcazioni. Essi sono raggruppati in gran numero sul fondo e sul versante destro della Val Palobbia; se ne trovano in discreta quantità anche attorno al Pizzo Badile e nelle tre valli di Niardo, ma in quest'ultima area sono in buona parte coperti dall'abbondante vegetazione.

Al microscopio un filone aplitico affiorante lungo la strada Ceto-Piazze (in bassa Val Palobbia) risulta costituito quasi completamente da quarzo; compaiono inoltre, in via molto subordinata, plagioclasti zonati, microclino, un po' di micropertite, alcuni cristalli di orneblenda verde (talora trasformata in clorite), alcune laminette di biotite e qualche granulo di titanite.

Un filone invece a composizione tonalitica e a struttura porfirica (campionato verso l'alta Val Palobbia, lungo la strada Ceto-Piazze, all'altezza del ponte) mostra in sezio-



ne sottile abbondante quarzo in granuli di varie dimensioni; sono pure frequenti i fenocristalli di plagioclasti zonati e talora alterati con formazione di sericite ed epidoto; seguono, in via subordinata, le biotiti, con caratteristico pleocroismo giallo chiaro-rosso bruno; i fenocristalli di orneblenda verde — a volte parzialmente cloritizzati — mostrano una segregazione, nella parte centrale, di cristallini di rutilo; è anche presente, oltre a titanite in individui ben sviluppati, un'abbondante granulazione di rutilo e di ilmenite.

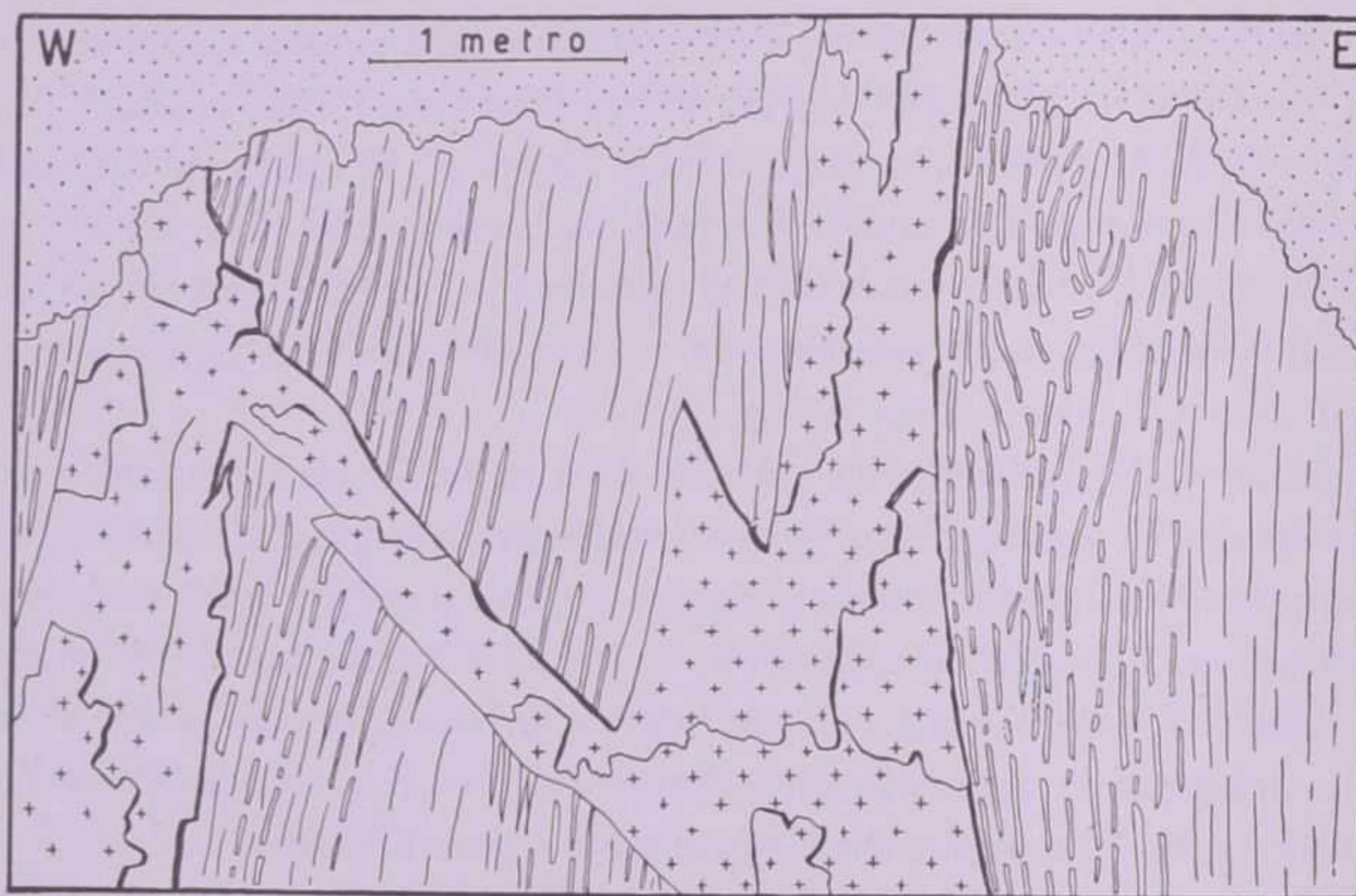


FIG. 3. - Coppia di filoni collegati in forma di N entro gli strati raddrizzati dell'*Anisico medio*. Le plaghe a crocette più fitte indicano una composizione granodioritica; le aree a crocette più rade tendono a una composizione granitica. Le liste e le linee subverticali nel calcare incassante corrispondono a straterelli di calcifiri e cornubianiti con granati, epidoto, vesuviana ecc. formati per metamorfismo di contatto. La punteggiatura nella parte superiore indica le parti mascherate da detrito o da vegetazione. La coppia di filoni affiora lungo una piccola parete, 200 metri a W di q. 1216, tra la Valle di Cobello e la Valle di Re.

I filoni porfiritici hanno spesso subito fenomeni di alterazione in grado anche notevole. Un filone di spessartite anfibolica decorrente entro la tonalite a NNW del Passo di Mezzamalga, dello spessore di un metro circa e di colore verde scuro, permette di osservare, in sezione sottile, che i fenocristalli sono tutti alterati in clorite e calcite, con segregazione di ossidi di Fe; gli originari fenocristalli di plagioclasio sono stati trasformati in sericite — che talora passa a muscovite — e in calcite; anche i cristalli di seconda generazione, molto più minuti e con disposizione a feltro, hanno per lo più subito — se pur in grado minore — lo stesso fenomeno; gli anfiboli sono parzialmente trasformati in clorite e in calcite.

Gran parte dei filoni, acidi o basici che siano, sono verticali, dando l'impressione di provenire da una massa che si trovi a breve profondità sotto i sedimenti; le direzioni prevalenti sono due: una è rappresentata dalla direttrice NE-SW, con variazioni verso Nord; l'altra è la direttrice NNW-SSE, con frequenti oscillazioni verso NW; i filoni che non rientrano in questi due sistemi di direzioni non sono numerosi.



Caratteristica e particolare eccezione costituisce il grosso filone granodioritico orizzontale sotto la cima del Pizzo Badile, a quota 2300 circa, che separa il cocuzzolo del Pizzo dalla massa sottostante (ambedue di calcare di Esino) affiorando tutt'attorno con uno spessore variabile da 10 a 25 metri; questo grosso filone in forma di piastra non è isolato, ma lo si vede collegarsi chiaramente a SE con la massa eruttiva delle Mandrie. Esso possiede una composizione chiaramente granodioritica, ma alle salbande assume prima una facies granitica, quindi — al contatto col calcare di Esino — passa ad una aplite molto acida con zone o placche esclusivamente quarzitiche. In alcuni tratti — dove forse il calcare è meno puro — al contatto compaiono formazioni metamorfiche non molto vistose quanto ad abbondanza dei prodotti, ma interessanti per l'abito ben sviluppato dei cristalli e per le vivaci zonature marron, verdi e rosa, corrispondenti a letti di grossularia, epidoto, thulite.

Altro punto interessante è il fondo della Val Palobbia; in tutto il tratto corrispondente al limite tra l'*Anisico inferiore* (versante sinistro) e l'*Anisico superiore* (versante destro), il torrente ha inciso profondamente il suo letto mettendo a nudo la parte più profonda dei sedimenti e una ricca serie di apofisi più o meno differenziate e di filoni; in realtà, ognuno dei filoni segnati sulla carta corrisponde ad un fascio di filoncelli (anche cinque o sei per ogni fascio) vicinissimi e subparalleli, a composizione *media* granodioritica, ma con tutte le differenziazioni possibili in senso aplitico, granitico, dioritico, e con tendenza di alcuni al tipo porfirítico; in questi ultimi si notano accenni ad una mineralizzazione con granuli o esili vene di pirrotina.

#### IPOTESI SU PROBABILI MANIFESTAZIONI

##### MAGMATICHE PRETERZIARIE

La posizione geografica del gruppo montuoso che include l'area rilevata, situata al margine di una vasta regione — la Venezia Tridentina e il Veneto — in cui nel *Trias* ebbe luogo un ciclo magmatico imponente, fa sorgere spontanea la domanda se anche nel gruppo del Pizzo Badile esistano tracce o manifestazioni periferiche di un fenomeno che in tutta l'area delle Dolomiti è un fattore determinante per la stratigrafia, la tettonica e la morfologia.

Benchè non si siano finora trovate prove inconfutabili, gli Autori che esaminarono le zone contermini all'area rilevata (e in particolare i geologi e petrografi della *scuola di Padova*, i cui studi sono in parte ancora inediti) ritengono che alcuni filoni (specialmente di tipo porfirítico) siano da ascrivere ad un ciclo eruttivo triassico; ciò soprattutto in base alle seguenti osservazioni: *a)* il grado d'alterazione dei costituenti dei filoni stessi è talmente avanzato da contrastare nettamente con la freschezza dei numerosi filoni d'età sicuramente terziaria; *b)* la facies petrografica e l'associazione dei minerali è abbastanza diversa rispetto a quella dei filoni « tipo Adamello »; *c)* nel gruppo del Baitone vennero osservati da G. SCHIAVINATO (43, pag. 106) alcuni filoni inclusi negli scisti cristallini e intersecati dalle rocce plutoniche dell'Adamello.

Le pubblicazioni finora editate segnalano manifestazioni eruttive triassiche (se pur non frequenti) sia a Ovest dell'Oglio che verso il Lago d'Iseo; ricordo tra l'altro la



lente di porfirite quarzifera di Val di Dezzo, contenuta negli *Strati di La Valle* e ritenuta di età ladinica anche da DE SITTER e DE SITTER-KOOMANS (20): di questa porfirite, ridotta in blocchi e frammenti a formare una breccia insieme ad elementi calcarei e tufacei, già GÜMBEL diede, nel 1880, l'analisi chimica (26). Sul monte Guglielmo (tra il Lago d'Iseo e la Val Trompia) esiste, nel *Ladinico inferiore*, una porfirite indubbiamente contemporanea al sedimento che la contiene, accompagnata da un banco di pietra verde (tufo che deriva dalla porfirite stessa) e analizzata da DE SITTER-KOOMANS (20, pag. 74-75).

Il fenomeno più interessante, nei riguardi del problema trattato in questo capitolo, è stato osservato sulla parete settentrionale del Pizzo Badile, lungo la ripida parete stessa e in direzione della Malga del Marmor; guardando da detta Malga, si scorgono due strisce scure — interpretate, durante la campagna di rilevamento, come filoni — che salgono verso la cima del Pizzo, e sono tagliate dai filoni granodioritici orizzontali che provengono dalla massa eruttiva delle « Mandrie » e si spingono verso occidente. L'esame delle sezioni sottili tratte dai campioni prelevati alla base della parete suscitò un'interessante discussione cui parteciparono, oltre naturalmente allo scrivente, i Proff. A. BIANCHI e Gb. DAL PIAZ e i Dott. G. OGNIBEN e B. ZANETTIN, discussione che portò alle seguenti probabili conclusioni:

Il più occidentale dei due supposti filoni può essere effettivamente un filone d'età preterziaria; il materiale — in sezione sottile — mostra di essere metamorfosato e ricristallizzato; la grana è più grossa del normale; il quarzo è presente in quantità discreta e un po' più abbondante dei plagioclasti (che sono in granuli a struttura pavimentosa); le miche sono orientate, e i grossi cristalli di orneblenda verde sono in parte trasformati in clorite.

Il più orientale dei due supposti filoni presenta invece caratteri tali per cui sembra esclusa la possibilità che si tratti di un vero filone. Il quarzo è presente, i plagioclasti sono abbondanti, la biotite ha una colorazione marron più scura di quella dei filoni normali; discretamente abbondanti sono i pirosseni. I costituenti offrono in complesso dei caratteri tali da far supporre che il materiale sia una facies metamorfica di contatto, cioè una cornubianite derivata da sedimenti argilloso-arenacei oppure da un originario letto tufaceo ladinico. Ma tanto il primo caso quanto il secondo riescono difficilmente ammissibili soprattutto per il fatto che le due strisce sono subverticali, con andamento NNE-SSW, mentre l'andamento di tutti i sedimenti dell'ala Nord della « sinclinale del Badile » mostra costantemente una direzione ENE-WSW. E' vero peraltro che a occidente di Sella Nantí (cioè lungo la stessa linea assiale) vi sono lembi di sedimenti anisici raddrizzati fino alla verticale, e che nulla si può dire sull'andamento del *calcare di Esino*, poichè manca in esso ogni traccia di stratificazione e perchè la massa è intersecata da una rete di diaclasi che possono indurre in errore sulla giacitura dei sedimenti.

Benchè il problema resti aperto, è opinione dello scrivente che in tutta l'area rilevata non vi siano prove sicure di manifestazioni magmatiche preterziarie.



## AZIONI METAMORFICHE DI CONTATTO E METAMORFISMO SELETTIVO

I sedimenti dell'area rilevata hanno subito su vastissimi tratti un metamorfismo di contatto la cui intensità varia entro ampi limiti, secondo la distanza del contatto vero e proprio e secondo la composizione delle rocce interessate. A distanze superiori a varie decine di metri da masse eruttive o da filoni, le azioni metamorfiche sono state assai blande; e spesso si limitano ad una parziale e appena iniziata ricristallizzazione; in prossimità del contatto invece, le modifiche intervenute hanno a volte trasformato radicalmente i materiali originari, dando luogo a fenomeni vistosissimi e di grande interesse.

Più che la distanza forse dei sedimenti dalle rocce ignee, entra in giuoco — in queste complesse azioni — la costituzione dei materiali a contatto; importa soprattutto la composizione litologica dei sedimenti, benchè si sia dimostrato un fattore d'un certo peso anche la composizione petrografica della roccia eruttiva; infatti, in corrispondenza di masse o filoni differenziati in senso femico, il grado di metamorfismo è nettamente inferiore (a parità di altre condizioni) a quello osservato in corrispondenza di masse o filoni a facies normale o differenziati in senso acido. Il fatto è molto probabilmente in rapporto con la minor ricchezza di agenti mineralizzatori delle differenziazioni femiche in confronto a quelle sialiche, come già hanno rilevato A. BIANCHI e Gb. DAL PIAZ per il settore meridionale dell'Adamello (3).

L'argomento in questione è già stato trattato a fondo — per le formazioni del Trias medio e superiore — dai predetti Autori e dai loro allievi (vedi bibliografia): verranno quindi descritte in modo alquanto sommario quelle formazioni sulle quali già si soffermarono gli Autori precedenti.

### PERMIANO.

I conglomerati e le arenarie grossolane del *Permiano medio-superiore* non mostrano facies intensamente metamorfiche, nemmeno al contatto vero e proprio; l'azione è consistita essenzialmente in una ricristallizzazione del materiale cementante e in un leggero cambiamento di colore (più intensamente rosso-violaceo) rispetto agli affioramenti più lontani dal contatto. Le arenarie più minute invece, corrispondenti alla parte media della potente pila arenaceo-conglomeratica, debbono aver subito — particolarmente in profondità — un metamorfismo più intenso; ciò è comprovato da alcuni blocchi o frammenti che giacciono presso il ponte tra Cimbergo e Paspardo, poco sotto l'imboccatura d'una galleria scavata per un impianto idroelettrico, e che furono estratti dall'interno della galleria stessa; lo scavo dovette incontrare — come è deducibile anche dalla disposizione degli strati — un certo spessore di arenarie permiane, quindi una massa tonalitica; e sembra che dalla fascia di contatto <sup>(1)</sup> fossero estratti i suddetti frammenti di materiale compatto, nero-metallico, ricco in miche. L'osserva-

<sup>(1)</sup> Le deduzioni dello scrivente vennero confermate dalla testimonianza di alcuni operai del luogo che presero parte allo scavo.



zione d'una sezione sottile ha dimostrato trattarsi di roccia (originariamente sedimentaria e arenaceo - argillosa) ad alto grado di metamorfismo; oltre all'abbondanza di quarzo, feldispati, muscovite e biotite, vennero osservati i seguenti altri minerali: bellissimi e abbondanti cristalli di sillimanite, poca andalusite, scarsa magnetite. Sembra invece mancare la cordierite. E' noto che la sillimanite e l'andalusite indicano, in casi del genere, l'originaria presenza di abbondante materiale argilloso.

#### WERFENIANO INFERIORE.

Un fenomeno analogo a quello ora descritto si osserva nell'unico affioramento di *Servino* (*Werfeniano inferiore*) che sia veramente a contatto con una massa tonalitica di notevole entità e ricca di differenziazioni in senso dioritico; l'affioramento è situato a Sud del M. Colombè, sul pendio orientale del Pian del Campo; sotto un banco di dolomia cariata compare, per pochi metri di estensione e 1 metro di spessore, un materiale che a prima vista sembra eruttivo, ma che in realtà è una facies metamorfica dei minuti materiali arenaceo - argillosi del *Servino*, con notevoli analogie rispetto alla roccia metamorfica permiana poco sopra illustrata, anche se quivi il grado di metamorfismo è meno intenso. Macroscopicamente la roccia è piuttosto compatta, color pepe, con una macchiettatura tipo « *Fleckschiefer* » e con accenno all'originaria stratificazione; in sezione sottile, oltre ad abbondante quarzo, muscovite e biotite, compaiono ancora la sillimanite e l'andalusite, molti ossidi di Fe con bella magnetite, e in via subordinata zircone, staurolite, tormalina e apatite. Questi due ultimi minerali sembrano indicare, tra l'altro, una forte azione pneumatolitica.

In tutti gli altri affioramenti lontani dal contatto invece i minuti materiali calcareo-arenaceo-argillosi del *Servino* sono rimasti complessivamente quasi inalterati; i letti più arenaceo-micacei conservano ancora fossili (unico caso in tutta la serie), anche se per lo più inclassificabili; i letti più calcarei invece hanno subito un accenno di ricristallizzazione che determina in pratica una minor resistenza agli agenti esogeni e che cooperò forse alla formazione della strana cariatatura a buchi ovaloidi osservabile appena oltre la galleria della strada Cimbergo - Paspardo e descritta a pag. 12 - 13.

#### WERFENIANO SUPERIORE.

La dolomia cariata (*Werfeniano superiore*) non presenta affioramenti direttamente a contatto con la tonalite, e i rari filoni che la interessano sono lamprofirici, quindi poco attivi nei confronti del metamorfismo, come si può vedere ad esempio in Valle Dafùs, sopra Prato del Campo. Certamente, la relativa vicinanza della massa eruttiva deve aver influito sulla dolomia, provocando una sia pur iniziale ricristallizzazione e forse aiutando lo smistamento dei costituenti calcici e magnesiaci, e quindi favorendo la cariatatura, invero notevole quanto a regolarità e dimensioni delle cellette. A Pian del Campo inoltre, compare il piccolo affioramento (coperto tutt'in giro da vegetazione) di dolomia cariata color rosso-vivo, dovuto forse a metamorfismo: ma è un esempio unico e non vi sono prove per suffragare l'ipotesi.



ANISICO MEDIO - INFERIORE.

I primi segni vistosi degli effetti esomorfici si riscontrano nell'*Anisico inferiore*; i banchi calcarei della parte inferiore della zona *a gracilis* hanno subito una discreta cristallizzazione, anche in posizioni situate a una certa distanza dalla massa eruttiva e in cui non affiorano filoni; in alcuni tratti sono stati fortemente depigmentati. L'effetto è visibile in tutti gli affioramenti, ma particolarmente nell'alta Val di Cobello, soprattutto nei roccioni del versante destro e presso il limite orientale dell'ampio affioramento di *Anisico inferiore*; ivi la valle è incassata in grossi banchi biancastri (depigmentati) di calcari a struttura saccaroide, più o meno friabili; in genere mancano o scarseggiano i vari minerali d'origine metamorfica che vedremo invece comparire abbondanti nei materiali argillosi anisici e ladinici; il fatto è probabilmente dovuto all'originaria purezza dei calcari in questione; essi presentano perciò qualche analogia con i calcari saccaroidi ladino-carnici calcari di Esino, vedi oltre). La scarsità di minerali metamorfici neoformati differenzia in complesso questo orizzonte dai banchi coevi che affiorano in altre zone dell'Adamello, e che rispetto a questo dovevano presentare già originarie differenze litologiche; è ben noto ad esempio il giacimento di contatto di M. Costone (a Sud dell'area rilevata), studiato in dettaglio da O. HIEKE: la roccia è qui costituita da lenti di calcefiro e di cornubianite, il tutto immerso in una massa dioritica e ricco — oltre che di granati, epidoto, vesuviana — di thulite, spinello, fassaite, xantofillite, e subordinatamente di flogopite e brucite.

Gli straterelli alternanti calcarei e marnosi (ascritti nel presente studio all'*Anisico medio*) offrono gli effetti metamorfici più vistosi e interessanti di tutta la serie sedimentaria.

A seconda della vicinanza o meno di masse eruttive o filoni rispetto ai sedimenti, si possono essenzialmente distinguere una facies semimetamorfica e una facies metamorfica; nel primo caso gli strati anisici lontani dal contatto mostrano i letti calcarei poco depigmentati (o addirittura col loro colore originario) e parzialmente ricristallizzati, i letti marnosi hanno subito una più o meno apprezzabile trasformazione in cornubianiti, per cui risultano induriti e quindi sporgenti rispetto agli straterelli calcarei (inversione delle proprietà originarie della roccia); in questi letti lontani dal contatto (roccioni presso Braone, a oriente di Le Nese, alla Casìgola, presso Desomè), l'apporto di materia da parte dei gas e vapori provenienti dalla roccia eruttiva sembra esser stato minimo o addirittura nullo, e una piccola parte della sostanza marnosa originaria si è trasformata principalmente in vesuviana, diopside, granato.

Nel secondo caso invece (facies metamorfica) i sedimenti al contatto della massa eruttiva o di filoni acidi sono stati completamente trasformati, talora per uno spessore di varie decine di metri, in calcefiri e calcefiri cornubianitici, d'aspetto variabile da punto a punto a seconda dell'intensità delle azioni metamorfiche; a volte conservano tracce o segni ben evidenti dell'originaria stratificazione (variazioni di colore, letti a forte percentuale di calcite alternati a letti zeppi di minerali metamorfici), come ad esempio lungo la strada Braone - Piazze, oppure fra Colomalta e Valle del Pradello, o ancora nella parte media della Valle di Re; in altri casi appaiono come banchi omogenei in cui i bianchi cristalli di calcite a grana grossa sono mescolati ad una grande



quantità di cristalli di vesuviana, granati, epidoto, diopside, e subordinatamente di feldispati alcalini, fassaite, titanite e wollastonite <sup>(1)</sup>. Particolarmente belli per le colorazioni, per l'idiomorfismo dei cristalli, per la varietà dei prodotti del metamorfismo, sono i giacimenti del Dotto degli Areti, del fondo della bassa Val Palobbia, della Val Negra <sup>(2)</sup>; nella prima località vi è un grosso banco di calcefiro a grossularia, vesuviana, epidoto dello spessore di varie decine di metri e visibile salendo da Servile a Mignone; in Val Negra esistono gli unici materiali metamorfici dell'area rilevata che contengono in discreta abbondanza bianchi cristalli di wollastonite (vedi anche S. MORGANTE, bibl. 35). Oltre a queste tipiche località, tutti i punti in cui i calcari marnosi anisici sono a contatto con rocce eruttive presentano bande o aureole di calcefiri cornubianitici, sviluppati per uno spessore che può variare da pochi centimetri ad alcuni metri: e quasi sempre si nota, a differenza di quanto si vedrà a proposito dei materiali ladinici, un equilibrio quantitativo tra i minerali predominanti (granato, diopside, epidoto e talora vesuviana).

Si possono quindi ritrovare in questo settore, entro le varie facies sedimentarie dell'Anisico, formazioni metamorfiche con caratteri analoghi a quelli già studiati particolarmente per il settore meridionale dell'Adamello da A. BIANCHI e Gb. DAL PIAZ, G. SCHIAVINATO, O. HIEKE, G. DE LUCCHI e R. MINOZZI BOARETTO (v. bibliografia).

#### ANISICO SUPERIORE.

I calcari scuri della *zona a trinodosus*, in spessi banchi a contenuto arenaceo-argilloso per lo più debole, offrono un basso grado di metamorfismo di contatto; gli effetti principali consistono in una sorta di « cottura » con inizio di ricristallizzazione nelle parti più vicine alla massa eruttiva, e in un limitato assorbimento di vapori o sostanze magmatiche con neoformazione di laminette di biotite e di altri silicati sparsi per la massa e difficilmente visibili, non solo a causa della loro piccolezza, ma anche per l'analogia tra il loro colore e quello dei grossi banchi bruni.

Dove tali cristalli sono particolarmente abbondanti e riuniti in masserelle (ad es. sul fondo della Val Palobbia, a Sud di Pernovale), è facile a prima vista di scambiare per granuli arenacei, e ritenere un'arenaria calcarea quello che in realtà è un calcare metamorfico. Oltrechè sul fondo del torrente Palobbia, il fenomeno è osservabile anche al limite meridionale del rilevamento (Valle di Fa tra Disino e la Pigna, dove l'*Anisico superiore* giunge a contatto con la granodiorite).

Negli affioramenti meno metamorfosati, ad esempio ai lati della mulattiera che da Sella Nanti si dirige a settentrione, sono ancora visibili impronte di ammoniti spesso deformate dai movimenti tettonici e inclassificabili.

Gli ultimi metri di *Anisico superiore*, via via più chiari e meno compatti, sono depigmentati e ricristallizzati, anche fino al punto da rendere friabile il materiale.

<sup>(1)</sup> In altre zone dell'Adamello venne anche segnalata da Autori precedenti la presenza di flogopite, tremolite e scapolite.

<sup>(2)</sup> Così è chiamata localmente l'aspra valletta, il cui nome non è segnato sulla carta, che scende quasi dritta dal Dosso degli Areti in direzione NNW, tagliando la mulattiera Braone-Piazzes presso q. 756.



# LADINICO INFERIORE.

La parte inferiore della *zona a reitzi* ha subito in complesso trasformazioni limitate: negli affioramenti al contatto i letti calcarei appaiono depigmentati e ricristallizzati; i noduli o straterelli silicei, variamente ondulati e festonati, sono rimasti pressochè inalterati: hanno, a volte, una colorazione più scura e sono più fragili.

La parte superiore invece, più povera in silice e via via più ricca in argilla, offre un metamorfismo di contatto imponente e quantitativamente paragonabile, se non addirittura superiore, a quello ricordato a proposito dell'*Anisico inferiore*. In senso qualitativo invece, offre — rispetto a quest'ultimo — notevoli differenze; benchè le azioni esometamorfiche siano state infatti profonde, esse portarono prevalentemente alla formazione di *granatiti*, mentre gli altri minerali tipici dell'*Anisico inferiore* si formarono in quantità molto subordinata o non comparvero affatto. La wollastonite ad esempio non appare mai, epidoto e diopside sono scarsissimi; la vesuviana invece accompagna quasi costantemente, ma sempre in quantità limitata, la predominante grossularia.

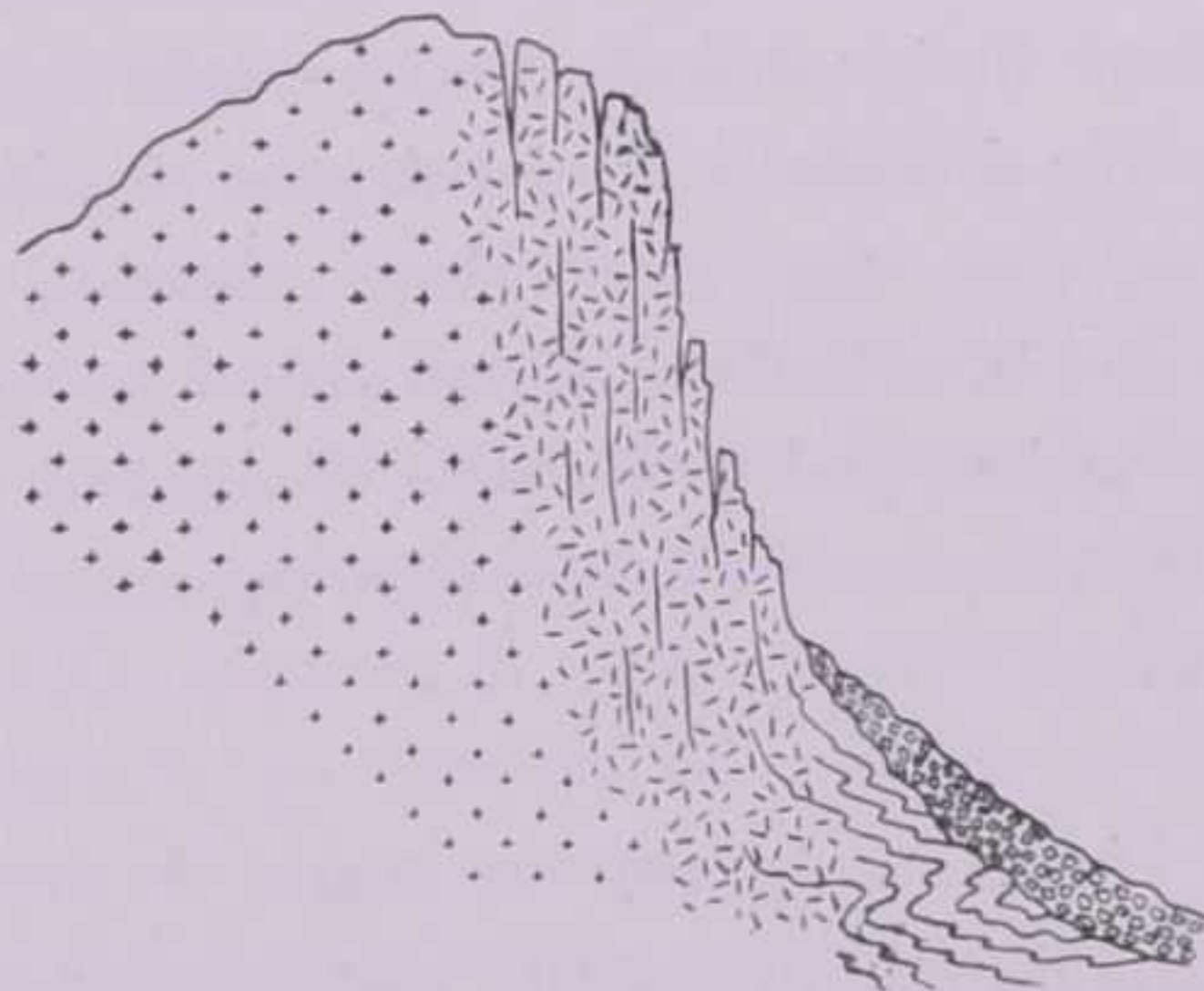


FIG. 4. - Disegno schematico degli strati del *Ladinico inferiore* (linee pieghettate) raddrizzati e trasformati in banchi di granatiti (disegno a bastoncini) dalle azioni metamorfiche di contatto causate dalla massa granodioritica (a crocette); alla base della parete vi è un potente accumulo di blocchi di granatite franati. Alta Valle del Pradello, poco a Est di q. 1823.

Gli affioramenti altamente metamorfosati sono limitati all'alta Valle del Pradello e ad alcuni punti della Valle di Cotre; nella prima località, particolarmente nei rocioni a Est di q. 1823 (fig. 4), vi sono grossi banchi verticali di colore marron chiaro (spessore complessivo compreso tra 10 e 30 metri, estensione superiore a 500 metri) costituiti pressochè esclusivamente da un ammasso di grossi cristalli di granati (ricchi di grossularia) per lo più a forma cristallina imperfetta; non sono rari i grumi o i cristalli abbozzati di vesuviana disseminati nella massa.

Tra gli abbondanti campioni di granati raccolti sia alla parete che nel materiale di frana (vedi fig. 4), lo scrivente trovò un rombododecaedro perfetto, di color marron chiaro e del diametro di 15 mm. circa.

In altre località invece, specialmente presso lo sbocco della bassa Valle di Cotre in Val Paghera, il metamorfismo di contatto ha dato origine a banchi compatti di granatite color marron, di spessore variabile tra 10 e 80 cm, limitati da bande sottili verdoline a prevalente vesuviana. Queste formazioni sono sempre a contatto con rocce



eruttive più o meno fortemente differenziate in senso basico, costituite generalmente da chiazze, o blocchi, o fasce di tipo gabbrico e di tipo dioritico.

LADINICO SUPERIORE.

a) *Livelli siliceo - marnosi (facies normale).*

Il metamorfismo di contatto ha provocato reazioni diverse nelle due ali (Nord e Sud) della sinclinale del Badile, in conseguenza dell'eteropia di facies. Negli affioramenti delle Valli di Cotro e del Pradello e nei piccoli affioramenti presso il limite settentrionale del rilevamento (facies normale), con materiali marnosi, finemente arenacei e selciferi, le manifestazioni esometamorfiche non sono mai vistose e si possono considerare analoghe — sempre però in misura molto inferiore — a quelle ora descritte a proposito del *Ladinico inferiore*; scarsa depigmentazione di alcuni letti, leggero indurimento degli strati meno calcarei, relativo arricchimento di alcuni banchi in granato, vesuviana e diopside.

Fra gli strati marnosi al limite col calcare di Esino, nell'alta Val di Cotro, ne esiste uno particolarmente indurito cui il metamorfismo ha dato un aspetto simile a quello di alcuni filoni basici alterati; l'esame della relativa sezione sottile ha rivelato una massa a grana fine di lamelle di biotiti poco ferrifere (scarsamente pleocroiche), un po' di muscovite, pirosseno calcico sia in elementi a discreto sviluppo con struttura peciloblastica che in cristallini minuti sparsi per tutta la massa; si osservano inoltre grossi granuli di pirite, qualche cristallo di epidoto e abbondanti individui a bassa birifrangenza e basso rilievo, con indice poco superiore al balsamo, che dovrebbero essere plagioclasii calcici.

b) *Banchi arenacei (facies eteropica).*

Nell'ampio affioramento di Val di Vades (facies eteropica con arenarie compatte scure) mancano i tipici vistosi minerali più volte citati e il metamorfismo ha provocato una sorta di ricementazione della massa silicea. Ne risultò un'arenaria cornubianitica, compatta, durissima, che alla percussione dà un suono di timbro metallico, e che a causa della sua durezza venne fratturata — mai ripiegata — dalle azioni dinamiche. La massa di arenaria è omogenea in tutta la sua estensione, di colore vinoso scuro o addirittura nerastro, e in essa non sono macroscopicamente visibili minerali neoformati; l'esame microscopico ha invece rivelato una diffusa granulazione secondaria di biotite idiomorfa con plagioclasio, tormalina e zoisite.

Le azioni metamorfiche di contatto sono state più intense nei materiali minuti che segnano il passaggio tra le arenarie di *La Valle* e il *calcare di Esino*, materiali che sono più vicini — rispetto alle sottostanti arenarie — a masse eruttive e a manifestazioni filoniane. Nell'alta Val di Vades (300 metri a Sud Ovest di Cima Vaga), tra arenarie e calcare, è intercalato un banco argilloso scuro, indurito, con numerose chiazze nere grandi fino a 2 mm formate esclusivamente da minerali metamorfici. Questo materiale, che era originariamente un'argilla, al microscopio mostra una massa di fondo con abbondanti lamelle minute di biotite, scarsi feldispati e discrete quantità di cordierite; si osserva inoltre una minuta granulazione di ossidi di ferro. Le chiazze nere visibili a occhio nudo sono plaghe di porfiroblasti di cordierite con plagioclasii accessori.



c) *Calcare di Esino*.

Come risulta dall'esame stratigrafico, il *calcare di Esino* comprende la parte alta del *Ladinico superiore* e, verosimilmente, la parte inferiore (i limiti non sono precisabili) del *Carnico*. E' un calcare quasi puro e poverissimo di magnesio in quasi tutta la sua estensione. Le azioni metamorfiche hanno prodotto in esso una vistosa ricristallizzazione, tipica di tutti gli affioramenti; non sono rare le masse calcitiche formate esclusivamente da cristalli le cui dimensioni superano 1 cm di diametro, giungendo talvolta fino a 2 cm; la massa è perciò caratterizzata da una spiccata friabilità cui è in buona parte dovuta la rapida degradazione ed erosione del calcare di Esino; dei due notevoli affioramenti della zona, quello più settentrionale (M. Sablunera) è parzialmente preservato dalla massa tonalitica che lo sorregge e lo circonda; quello più a sud (Pizzo Badile, fig. 2) deve la sua attuale estensione verticale (e la forma a stretta piramide) soprattutto al grosso filone granodioritico orizzontale (fascia alta) che lo taglia completamente sorreggendone la cima e preservandone la parte sottostante.

I minerali metamorfici di contatto sono vari e interessanti, ma limitati al contatto vero e proprio e quantitativamente ridotti. I filoncelli, a volte tanto sottili da non possedere un vero nucleo di materiale eruttivo, sono limitati da bande a policromia sfumata di color verdolino, rosa, marron chiaro, in cui — oltre alla serie più volte citata di minerali caratteristici (granato, vesuviana, epidoto) — entra in gioco la thulite, che nell'area rilevata compare vistosamente solo in questa formazione. Tali filoncelli sono visibili soprattutto percorrendo la parete settentrionale del Pizzo Badile, lungo tutta la linea di contatto tra calcare di Esino e granodiorite, da Costa Pradello a Cima Vaga; si tratta spesso di vene aplitiche dello spessore di pochi centimetri, disposte per lo più verticalmente entro i calcari saccaroidi, bordate alle salbande da aureole metamorfiche varicolori (anch'esse dello spessore di alcuni centimetri).

Nel punto in cui il sentiero che sale dal Volano alla cima del Badile <sup>(1)</sup> incrocia il grosso filone orizzontale granodioritico (che ha lo spessore medio di una ventina di metri e che taglia completamente la cima) sono visibili gli effetti metamorfici al tetto del filone; la colorazione rosa dovuta alla thulite è quivi più spiccata, e spingendo lo sguardo verso la parete Sud (verticale e inaccessibile) si vedono cristalli ben formati e superiori al centimetro di epidoto.

Un altro punto interessante si trova sulla cima del M. Barbignaga, in corrispondenza del modesto affioramento di *calcare di Esino*; nel breve tratto verticale di roccia biancastra, ricristallizzata, che guarda a Nord, il più comune minerale dovuto al metamorfismo di contatto è il serpentino in chiazze giallastre e giallo-verdoline.

Un'altra zona a metamorfismo intenso, segnalata da A. BIANCHI e Gb. DAL PIAZ, è quella del Monte Sablunera; anche in quest'area il calcare di Esino, a grana grossa, è disseminato presso i contatti di silicati di calcio e magnesio.

In nessun posto dell'area rilevata lo scrivente rinvenne tra i minerali metamorfici la xantofillite, presente invece nei terreni coevi di altre località (Monte Costone e Lago della Vacca nell'Adamello meridionale).

<sup>(1)</sup> Punto chiamato localmente « finestra », per essere incassato tra pilastri di calcare, e che è situato circa a quota 2200.



## TETTONICA

### GENERALITÀ

I sedimenti del gruppo del Pizzo Badile sono disposti secondo una sinclinale il cui asse è orientato N 70° E - S 70° W e immerso a WSW con un'inclinazione di 12° circa; l'asse passa per il Pizzo Badile stesso e si dirige verso il paese di Braone. Questa modesta unità tettonica, chiamata già da SALOMON « *sinclinale del Badile* », si collega a Nord con l'« *anticlinale di Cedegolo* »; a Sud continua, nel territorio rilevato da R. MALARODA, fino alla Valle del Pilo (che sbocca a Breno); a meridione della Valle del Pilo un sistema di fratture pone la « *sinclinale del Badile* » a contatto con una serie di zolle spostate e interessate da linee di scorrimento.

La sinclinale ha ben pochi rapporti tettonici con la zona a occidente: subito a destra dell'Oglio infatti compaiono fenomeni tettonici di una certa imponenza e dei quali non vi è traccia nel gruppo del Badile; mi riferisco agli scorrimenti di Lozio, Camino, Palline - Borno ecc., chiaramente illustrati nella monografia di DE SITTER e DE SITTER-KOOMANS (1949) sulle Alpi Bergamasche.

Si può concludere quindi che l'area rilevata ha stretti rapporti con le Alpi Bergamasche solo per la successione stratigrafica e per le facies dei sedimenti, mentre dal punto di vista della tettonica essa non rientra nello schema delle vicine e coeve formazioni d'oltre Oglio.

Nella parte centrale e meridionale del rilevamento vi sono plaghe abbastanza estese in cui l'*Anisico medio* poggia direttamente su un basamento eruttivo; in queste zone gli strati anisici hanno in vari punti uno spessore estremamente ridotto, e in altri punti mancano totalmente: la copertura sedimentaria è stata quindi asportata quasi del tutto, e il lobo eruttivo — in parte messo a nudo — raggiunge inclinazioni medie verso Ovest di 28-30°.

Nella parte settentrionale del rilevamento invece, la roccia intrusiva compare a contatto laterale dei sedimenti secondo piani verticali o fortemente inclinati; ai monti Colombè e Barbignaga gli strati (dal *Permiano* alla *zona a D. lommeli*) sono stati rialzati e tagliati, e terminano contro — anzichè sopra — le masse eruttive. Ben diversa è la posizione del *calcare di Esino*, che al Barbignaga, allo sperone che scende dal Passo delle Basse, al Sablunera e alla stessa parete settentrionale del Badile poggia direttamente su basamento eruttivo, in masse considerevoli (Sablunera, Badile) o in piccoli blocchi (altre località ora citate) in parte inglobati nel basamento stesso.

Sempre nella parte settentrionale del rilevamento, le masse eruttive affiorano a notevoli distanze dal fondovalle (a 4,5 - 5 chilometri in linea d'aria); alcuni indizi lasciano però supporre che in profondità esistano materiali eruttivi che si spingono verso l'Oglio; ricordo a questo proposito i terreni permiani ad alto grado di metamorfismo cavati dalla galleria presso il ponte della strada Cimbergo - Paspardo (vedi pag. 35); eguale significato possono avere i modestissimi affioramenti granodioritici presso Baite Pusòlo e presso Ponte del Clavasso, e il corteggio di filoni che accompagna la faglia di Paspardo.



# ALA NORD DELLA SINCLINALE DEL BADILE

I sedimenti dell'ala settentrionale hanno una disposizione tanto più regolare quanto maggiore è l'antichità dei terreni stessi.

Il complesso dei materiali permiani e werfeniani poggia direttamente, in discordanza, sugli scisti cristallini, e viene a contatto con la massa eruttiva solo al limite orientale; in tutto il tratto compreso tra Capo di Ponte e Ceto, i banchi clastici del Permiano e le minute arenarie del Servino hanno una direzione piuttosto regolare (NNW - SSE, con varianti NW - SE) e inclinazioni modeste con valori omogenei

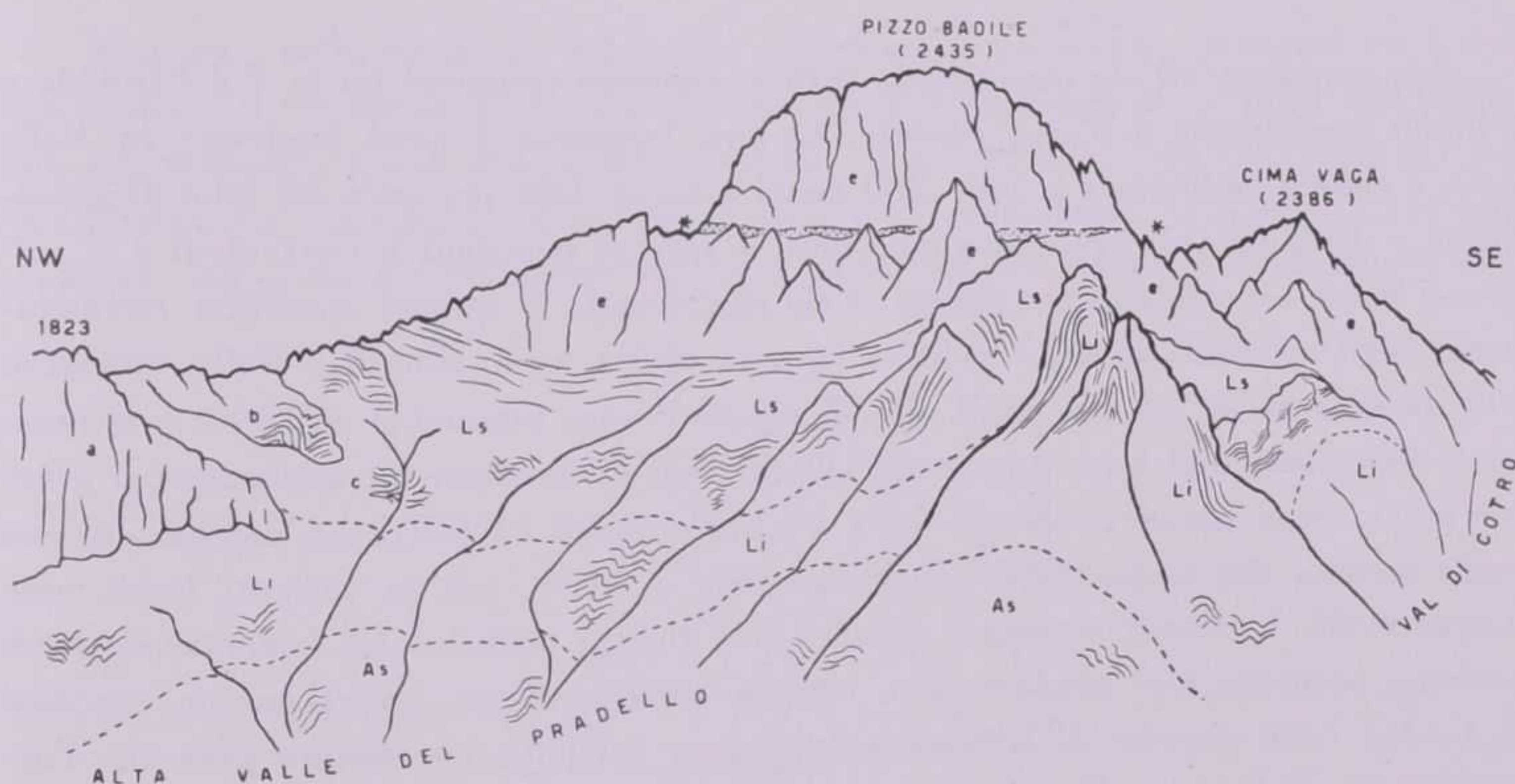


FIG. 5. - Il Pizzo Badile visto da Ovest, con l'alta Valle del Pradello (ampia conca a sinistra e al centro) e l'alta Valle di Cetro (a destra). As = Anisico superiore in banchi scuri calcareo-arenacei; Li = calcari silicei nodulari del Ladinico inferiore (zona a reitzi); Ls = letti calcareo-marnosi (in parte silicei) del Ladinico superiore (zona a lommeli) in facies normale; e = calcare di Esino. a = Ladinico inferiore trasformato in banchi verticali di granatiti dal metamorfismo di contatto (vedi anche fig. 3); b e c = strati a D. lommeli illustrati rispettivamente alle figure 1 e 2 della Tav. I; \*\* = filone granodioritico suborizzontale, dello spessore medio di 20 metri, che taglia completamente la cima del Badile.

(compresi, salvo poche eccezioni, tra 20° e 35°). Nella parte più orientale invece i terreni del *Trias medio*, al contatto con la massa eruttiva o addirittura galleggianti sopra di essa, sono stati metamorfosati e in buona parte asportati dall'erosione, e le porzioni rimaste sono pieghettate, contorte, deformate; tali sono gli affioramenti di Monte Colombè, Barbignaga, Sablunera, della conca del Volano, delle pendici nordoccidentali del Badile. Ivi le masse dell'Anisico e del Ladinico presentano spesso diversa giacitura da luogo a luogo; le pieghettature abbondano, e gli assi delle cerniere hanno direzioni e inclinazioni variabili; frequenti sono anche le zolle raddrizzate.

L'ala settentrionale è interessata dall'unico notevole sistema di faglie rilevato, che ha un andamento spezzato e che ha provocato un innalzamento delle arenarie permiane (a occidente di Paspardo) rispetto al Servino (posto a oriente del paese): quest'ultimo sembra quindi immergersi sotto il Permiano.



La linea di faglia principale a Nord si inflette verso oriente, e a Sud si inflette verso occidente; è accompagnata da un corteggio di filoni porfiritici, e ad essa sono dovuti gli ameni dossi arrotondati e ricoperti di castani che separano la depressione di Paspardo dalla Valle dell'Oglio; alla terminazione meridionale della stessa faglia è anche dovuto lo sperone che sorregge il Castello di Cimbergo. A oriente di questo paese compare un'altra modestissima coppia di faglie che ha sollevato, come nel caso precedente, una piccola zolla di arenarie permiane entro il *Servino*.

#### ALA SUD DELLA SINCLINALE DEL BADILE

Appartengono all'ala meridionale tutti i sedimenti compresi tra la Val Palobbia e il limite meridionale dell'area rilevata. La loro larghezza è assai modesta: in Valle di Fa è ridotta addirittura a 300 - 400 metri a causa della presenza del lobo di grاندiorite e della parziale copertura morenica. I terreni permiani e werfeniani e il *calcare di Esino* sono totalmente assenti; l'ala meridionale è quindi costituita esclusivamente dagli orizzonti anisici e ladinici (questi ultimi assai ridotti). Nelle vicinanze delle potenti masse eruttive tutti gli affioramenti sono fittamente ripiegati e intensamente deformati; nel loro insieme gli affioramenti denunciano un orientamento generale più o meno parallelo all'asse della sinclinale (ENE - WSW) e un'inclinazione che oscilla intorno alla media di 30° con immersione a NNW, ma le varianti locali sono innumerevoli. I terreni altamente plastici dell'*Anisico medio* e del *Ladinico inferiore* mostrano ovunque fitte pieghettature, con un corrispondente accorciamento massimo di 4 - 4,3 volte rispetto all'originaria lunghezza dei letti; va rilevato però che l'accorciamento è in parte fittizio, poichè le pressioni hanno provocato un assottigliamento dei letti con stiramento dei fianchi delle singole pieghe; in teoria quindi, riportando uno strato pieghettato alla posizione originaria mediante trazione, si otterrebbe una lunghezza pari a 1,3 - 1,5 volte la misura effettiva del letto prima della deformazione. Il fenomeno è chiaramente denunciato dai rigidi letti cornubianitici (alternati a letti calcarei plastici) dell'*Anisico medio*, che si presentano spesso suddivisi in liste spezzettate a loro volta in dadi o in parallelepipedi. J. GOGUEL (24) ha analizzato la disposizione dei materiali deformati <sup>(1)</sup>, che associano spesso alla traslazione una rotazione, traendone precise deduzioni sull'allungamento dei fianchi delle pieghe e sulle direzioni principali della deformazione globale (direzioni di massimo allungamento e di massima compressione) che non dovettero essere rispettivamente parallela e perpendicolare ai letti di cornubianite.

Al contrario, i banchi dell'*Anisico superiore* sono poco o nulla ripiegati, e comunque con curve a largo raggio, a causa della loro scarsa plasticità; essi sono colpiti invece da una rete di diaclasi con piccoli spostamenti dei vari blocchi.

I dossi o i rilievi compresi tra le valli Palobbia, di Cobello, di Re e di Fa presentano una debole copertura sedimentaria; l'abbondanza dei filoni, la presenza di

<sup>(1)</sup> I campioni esaminati da J. GOGUEL vennero da lui raccolti in una escursione (all'Alpe di Bazena - Lago della Vacca - Monte Costone) compiuta insieme allo scrivente, a G. SCHIAVINATO, A. RIEDEL, G. OGNIBEN e B. ZANETTIN.



qualche affioramento granodioritico entro i sedimenti e la diffusione di un metamorfismo particolarmente intenso fanno ritenere che a poca profondità esistano ovunque masse eruttive a sostegno dei sedimenti stessi e giungenti fino a brevissima distanza dall'Oglio.

Va anzi tenuto conto del fatto che sono state rilevate e delimitate, dallo scrivente e dal Prof. S. MORGANTE, numerose zolle di *Anisico medio* <sup>(1)</sup> di esiguo spessore e letteralmente « galleggianti » sul basamento eruttivo.

#### NUCLEO DELLA SINCLINALE

Al nucleo della sinclinale del Badile <sup>(2)</sup> affiorano sedimenti, compresi tra l'*Anisico medio* e il *calcare di Esino*, che presentano fitti ripiegamenti e parti raddrizzate fino alla verticale; fra di essi affiorano notevoli masse eruttive che interrompono frequentemente la continuità dei sedimenti stessi e che sono disposte sia lungo l'asse della sinclinale che poco a settentrione dell'asse medesimo. Le più notevoli tra queste mas-

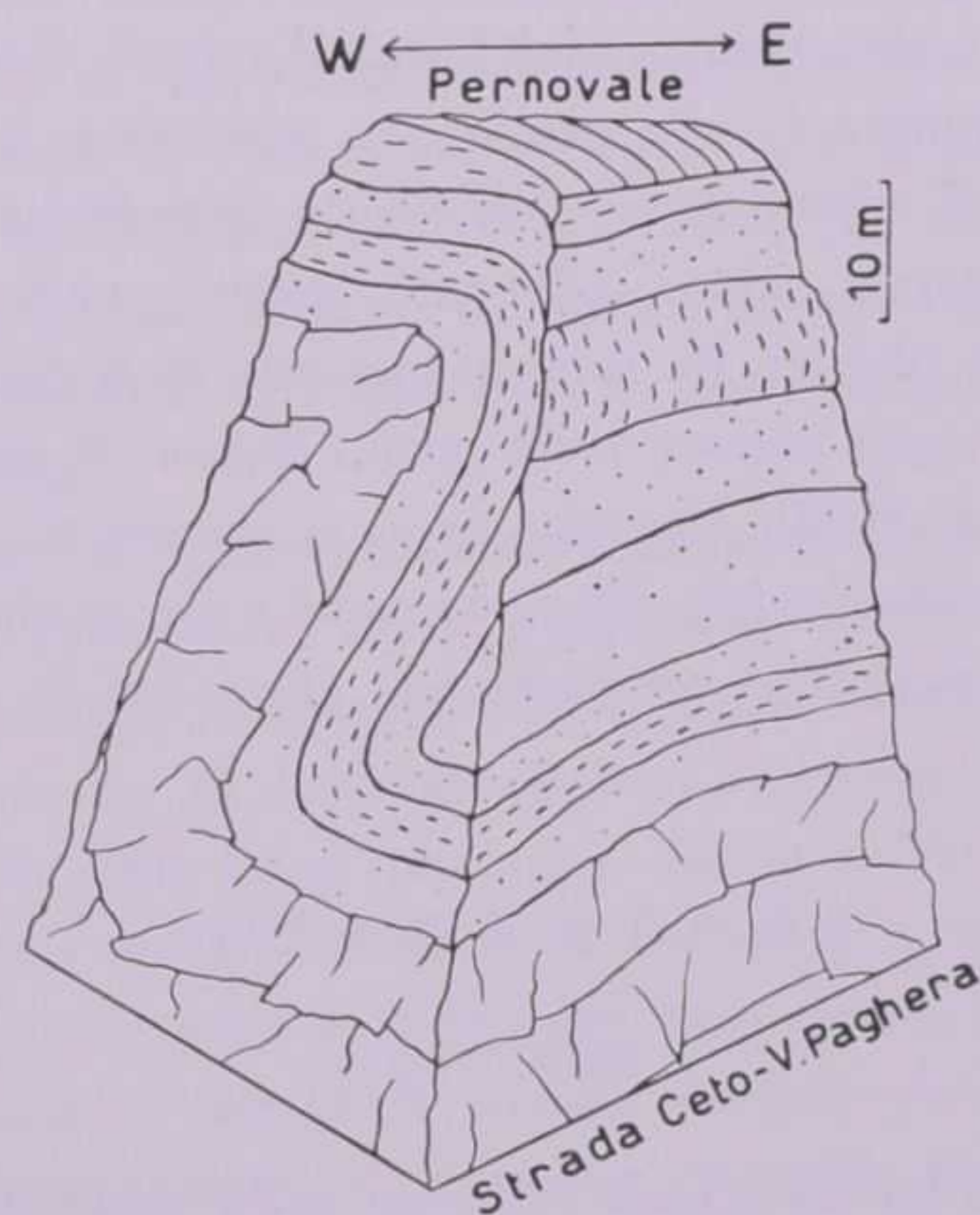


FIG. 6. - Modello schematico della piega a ginocchio nei calcari dell'*Anisico superiore*, al nucleo della « sinclinale del Badile ». La piega è visibile poco oltre il ponte lungo la strada Ceto-Val Paghera, in corrispondenza della parete a SE di Pernovale.

se sono: a) lo sperone (ancora ricoperto in buona parte di sedimenti) che sorregge il crinale Gada - Sella Nantì; b) la massa dioritica del Monte Bagnone; c) la massa Corni di Volcasa - Le Mandrie; d) il complicato lobo che dalla zona Passo di Mezza-

<sup>(1)</sup> Zolle di materiali a sottili alternanze calcaree e cornubianitiche (originariamente marnose) situate in prevalenza lungo il versante sinistro della Val Palobbia, e in buona parte mascherate da conifere e da sottobosco a cespugli; il diametro medio delle singole zolle varia da pochi metri a qualche centinaio di metri.

<sup>(2)</sup> Vengono considerati come appartenenti al nucleo della sinclinale i materiali della striscia limitata a Nord dalla linea Stazione di Ceto Cerveno - Colomalta - Malga del Marmor, e a Sud dalla linea Braone - Bonden - Cima Vaga.



malga - Corno Craper si è insinuato sotto e a fianco del Pizzo Badile e la cui terminazione occidentale affiora a Colomalta.

I ripiegamenti più notevoli sono visibili nelle alte valli del Pradello e di Cotro; in quest'ultima area anzi (vedi profilo III<sup>a</sup>) gli *strati di La Valle* in facies normale sono stati spinti con violenza verso Sud Est, fino ad accennare a una piega rovesciata, contro le dure arenarie coeve in facies eteropica; tra i due blocchi è rimasto strizzato un cuneo (con l'apice in basso) di *calcare di Esino*. Si spiega così il brusco passaggio da una facies all'altra con interposizione di una sottile lingua di materiali più recenti (*calcare di Esino*). A determinare il fenomeno, che si manifesta propriamente non solo con una spinta verso Sud, ma anche con una pressione verso il basso, ha contribuito l'incombente massa del Pizzo Badile, che ha subito a sua volta un movimento a bilancia per essere stato rialzato a tergo dalla massa eruttiva Costa Pradello - Malga del Marmor (versante sinistro della Conca del Volano).

Gli strati verticali visibili lungo il versante destro della Val Palobbia fanno parte di una piega a ginocchio che costituisce buona parte del versante stesso; gli elementi della piega sono ben visibili ad esempio lungo la strada Ceto - Val Paghera, all'altezza del ponte e sotto la parete che sorregge il ripiano di Pernovale (fig. 4). Appena a settentrione della piega a ginocchio, e cioè lungo il crinale Gada - Sella Nanti, affiora uno sperone di roccia eruttiva <sup>(1)</sup> che con la sua resistenza deve aver contribuito a preservare parzialmente il crinale stesso dall'azione demolitrice degli agenti esogeni.

Lo spostamento generale subito dalle varie masse o zolle, costituite da materiali in parte rigidi e in parte plastici, ha causato una rete di fratture con spostamenti, ma tutte di entità modesta e non segnate sulla carta. Degno di nota è lo slittamento in blocco della cima di Pizzo Badile, spostata verso occidente di pochi metri dal grosso filone orizzontale di granodiorite già illustrato come « fascia alta del Badile » e che affiora tutto attorno alla cima stessa sorreggendola (figg. 2 e 5).

## QUATERNARIO

### MORENICO

Le morene di fondo hanno grande sviluppo nella parte settentrionale del rilievo; tutta la zona attorno a Pian del Campo, la Valle della Zumella, la Conca del Volano fino alla Valle Dafùs, sono ricoperte da un esteso mantello di materiali morenici che assumono una enorme potenza; verso occidente il manto scende fino a quote intorno a 1000 metri, cedendo il posto al piano inclinato occupato dal vasto affioramento di Servino; verso Est il morenico sale fino a quote comprese in genere tra 1500 e 1700 metri, sfumando per lo più nei detriti di falda e di frana ai piedi delle pareti montuose. Sezioni di questo potente complesso morenico sono ben visibili in corrispondenza di alcune frane o a causa dell'erosione dei torrenti; ricordo soprattutto le sezioni

<sup>(1)</sup> Lo sperone è costituito da granodiorite con abbondanti differenziazioni in senso dioritico; esso affiora presso la sua terminazione occidentale, tra Gada e Colomalta, in forma di tre muraglioni verticali — dello spessore di tre o quattro metri ciascuno — diretti in senso WNW-ESE; prolungando idealmente le loro direzioni verso oriente essi verrebbero a collegarsi con la massa dioritica del Monte Bagnone.



di Valle Zumella, di cui ha pubblicato già una fotografia RIEDEL (40), e la ripida frana a SE di Baite Mastellino, attraversata dalla mulattiera Volano-Sella Nantí.

Il materiale di questa coltre è fresco e incoerente: consta di abbondante minuto detrito dovuto in buona parte al disfacimento di rocce granodioritico-tonalitiche e in misura di gran lunga inferiore di rocce sedimentarie: il detrito ingloba elementi di ogni dimensione, quasi tutti di rocce eruttive a spigoli appena smussati e a debole alterazione esteriore; mescolati a questi s'incontrano ogni tanto alcuni ciottoli o blocchi di scisti cristallini, e raramente qualche frammento di conglomerato permiano tipo « Verrucano »; resti d'altre rocce sedimentarie sono praticamente assenti.

Un'altra fascia di abbondante morenico con gli stessi caratteri si sviluppa più in basso, con andamento parallelo all'Oglio, fra i 700 m e il fondovalle (350 m); i tratti più estesi vanno dalle case Campanine (a NW di Cimbergo) a Ceto, e dal dosso Nigula (a E di Braone) alla Valle di Fa: questa fascia, a differenza di quella poc'anzi descritta, ha uno spessore più ridotto ed è interrotta dalle incisioni delle Valli di Dafùs, di Cobello e di Re, in corrispondenza delle quali affiorano i sedimenti triassici; è coperta da terreni coltivati e da castaneti, ed è interessata da una serie di piccole terrazze orografiche (vedi oltre) ricoperte da un velo morenico. Nella parte più bassa (verso l'Oglio) i caratteri di materiale schiettamente morenico cedono il posto a facies fluvio-glaciali; nei dintorni di Niardo ad esempio vi è qualche piccolo scavo (per estrarre sabbia ad uso edilizio) che mostra un detrito più selezionato (sabbia grossolana povera o mancante di limo disposta in lenti) e un accenno a stratificazione; i ciottoli o blocchi, sempre tonalitico-granodioritici in forte percentuale, hanno gli spigoli nettamente più arrotondati.

Carattere prevalente di tutto il morenico finora descritto è la freschezza e incoerenza dei materiali, che dovrebbero essere logicamente ascritti al *Würmiano*.

Vi sono infine due modesti affioramenti che vanno considerati separatamente per le notevoli differenze sia tra di loro che rispetto alle estese coltri finora esaminate:

a) Parte inferiore della frana morenica 500 m a NE di Braone, sul sentiero basso che da Braone entra in Val Palobbia; il materiale è cementato (specialmente nella parte più alta, sotto la quale si è formata una rientranza in forma di piccola grotta) e consta soprattutto di ciottoli di *marmo variegato provenienti dal gruppo della Concarena* mescolati a pochi ciottoli di *porfirite*; ritenendo che il deposito sia esclusivamente morenico, la prevalenza di elementi presenti — per quanto abbia potuto dedurre da ricerche esperite — solo sul versante opposto della Val Camonica implica un apporto di materiali da parte di un ghiacciaio laterale scendente dal gruppo della Concarena; ipotesi poco probabile però, poichè la morena laterale sinistra di questo supposto ramo glaciale si sarebbe trasformata in una morena mediana del grande ghiacciaio camuno, senza molta possibilità di giungere addirittura entro l'imbocco della Val Palobbia.

Ammettendo invece un'origine fluviale vi sono maggiori probabilità che i materiali di un versante vengano deposti, almeno durante le fasi più impetuose di un regime torrentizio, sul lato opposto del fondovalle.

b) Piccolo affioramento 400 m a NE di Niardo, presso q. 527; è consolidato, con saldo cemento calcareo ed elementi modesti, di grandezza uniforme, scuri: sono



quasi tutti residui di *Anisico*, e in particolare di *Anisico superiore*, a spigoli vivi; anche in questo caso, come nel precedente, è molto dubbio se si tratti di deposito schietamente morenico o di un residuo di antico letto alluvionale. Il notevole grado di cementazione va riferito almeno in parte all'azione di acque calcarizzanti.

Gli esempi di *morene stadiali* non sono abbondanti nell'area rilevata; ne esistono due, notati già in precedenza dal Prof. Gb. DAL PIAZ, che me li ha gentilmente segnalati, a NW del Passo di Mezzamalga, presso il Buco dell'Orso; sono cordoni di materiale granodioritico che hanno uno sviluppo rispettivamente di 800 e di 350 m <sup>(1)</sup>.

#### POSTGLACIALE

Gli unici resti dubbi di antichi letti fluviali sopraelevati rispetto all'attuale sono dati forse dai due affioramenti già illustrati a pagina precedente.

L'attuale letto alluvionale dell'Oglio si allarga in forma di ellissi separate l'una dall'altra per il notevole sviluppo delle conoidi, e in un caso (poco a Sud di Capo di Ponte) per l'avanzata delle arenarie permiane fino all'attuale corso del fiume. Unico aspetto degno di nota è l'attuale estrema scarsità di apporto di materiali, dovuta al continuo « regime di magra » del fiume a causa delle numerose derivazioni di acqua per scopi idroelettrici.

In corrispondenza di Niardo giungeva forse il limite settentrionale dell'*antico lago* che occupava la piana a Nord di Breno e che venne prosciugato intorno al 1600 con l'apertura di una breccia nel gradino di arenarie permiane che sbarra la valle sotto Breno.

Per ritrovare *lombi di alluvioni* lungo gli affluenti compresi nell'area del rilevamento, occorre salire sopra i 1400 m, cioè oltre le soglie glaciali, nell'alta Valle di Braone e in Val Paghera, dal fondo piano e verdeggianti con malghe per il pascolo estivo.

Allo sbocco degli affluenti nella vallata camuna si estendono *conoidi di deiezione* regolari, ben sviluppate; esse furono ampiamente alimentate dall'intensa attività erosiva postglaciale. Nella loro composizione prevalgono numericamente gli elementi provenienti dalle masse eruttive, ma sono ben rappresentati i frammenti dei sedimenti affioranti nel relativo bacino. Esse hanno una pendenza media di 10-11°, sono intensamente sfruttate con culture agricole adatte e ospitano quasi sempre paesi o gruppi di abitazioni situati presso l'apice della conoide. La più estesa è quella del torrente Figna, che ha alla base un arco di 1.450 metri. Caratteristiche sono le tre conoidi più meridionali, allo sbocco delle Valli di Cobello di Re e di Fa, che per la loro vicinanza intrecciano i loro ventagli dando come risultante un'unica base comune.

Conoidi di gran lunga inferiori, strette e ripide, sono presenti nella parte alta del territorio studiato, sopra i 1500 m; ricordo quelle delle Valli di Solif, di Nicol e di Braone (presso Malga Foppe).

<sup>(1)</sup> Per la morfologia dei circhi glaciali vedi capitolo « Morfologia ».



## MORFOLOGIA

### RAPPORTI TRA SUOLO E PAESAGGIO

L'area rilevata è nettamente distinta in due parti a caratteri ben diversi: le cause di questa differenza vanno ricercate nella distanza delle masse eruttive dal fondo valle, nella natura degli affioramenti sedimentari e nel grado di metamorfismo che interessa i sedimenti stessi influenzando a volte notevolmente sull'erodibilità della roccia.

Carattere preminente della parte a Nord del Badile è la presenza del vasto altipiano morenico che separa gran parte dei sedimenti dalla massa eruttiva e che conferisce al paesaggio morbidezza e respiro. Esso è in buona parte rivestito di manto erboso e di boschi di conifere, e quindi popolato di malghe per il pascolo estivo, ed è incorniciato a oriente dall'arco di aspre creste e cime tonalitiche, alte fino a 2800 metri, che sorreggono ancora pochi residui dell'originaria copertura sedimentaria. Tra il ripiano morenico e il fondovalle si trovano i limitati affioramenti di dolomia cariata, facilmente erodibile, e gli estesi affioramenti di servino e di arenarie permiane; il primo ha gli strati disposti a franapoggio, ospita molti campi coltivati attorno ai grossi paesi di Cimbergo e Paspardo ed è solcato dai torrenti Re e Dafùs che vi hanno inciso profonde e strette gole. I banchi compatti di arenarie permiane sono coperti in prevalenza da castaneto, e le loro testate formano — a Nord di Capo di Ponte — scure e alte pareti che cadono a strapiombo verso l'Oglio, in netto contrasto coi sottostanti morbidi dossi di filladi e micascisti.

A Sud del Badile l'estrema asprezza del paesaggio è causata dal cuneo di roccia eruttiva che giunge fino in prossimità dell'Oglio con speroni che si mantengono ad alta quota (Punta Badiletto = 1676 metri); tra gli speroni e il fondovalle si estende una fascia di terreni triassici, parzialmente coperti di morenico, facilmente erodibili per la diffusa ricristallizzazione dovuta al metamorfismo di contatto e incisi da aspre valli inospitali (roccia e cespuglio) che salgono rapidamente verso le masse eruttive. Solo la parte più bassa attorno a Niardo, ricca di morenico, è coltivata e resa accogliente da ombrosi castaneti.

### AZIONI GLACIALI

La Val Camonica, una delle più lunghe valli lombarde, presenta tratti ristretti oppure allargati a seconda delle formazioni geologiche incise dal fiume Oglio. Nella parte media vi è una stretta a Capo di Ponte, in corrispondenza degli spuntori e dossi di arenarie permiane che giungono fino a ridosso del fiume da entrambi i versanti della valle; a Nord e a Sud della stretta il fondovalle si allarga in corrispondenza degli scisti cristallini e dei materiali calcarei triassici che sono stati ampiamente erosi e asportati e che sono in parte coperti da estesi manti di morenico.

Le glaciazioni hanno avuto una parte preminente nel modellamento della valle; attualmente la parte alta del versante sinistro (tra 1000 metri e la linea di displuvio)



ha conservato una morfologia tipicamente glaciale, mentre la fascia bassa è stata sede in tempi più recenti di un'intensa attività erosiva. Nella metà settentrionale dell'area rilevata, tra i 1000 e i 1700 metri, si stende la spessa copertura morenica che ospita le conifere e i pascoli della conca del Volano, del Piano della Zumella e del dosso di Pian del Campo; copertura che forma un altipiano a rilievo morbido e a dolce pendio sorretto a valle dai sedimenti permiani o werfeniani e inciso dal torrente di Valle Zumella e dal suo affluente Tredenùs. Nella parte meridionale del rilevamento sopra i 1000 metri si aprono, verso Est e Sud Est, magnifici esempi di circhi e valli glaciali che salgono fino all'ampio crinale alto in media 2700 metri; sono lunghe valli ed estese conche desolate di nuda roccia eruttiva. Le valli di Dois, della Monoccola e del Listino formano un unico grande circo a pendenza media del 45 % e dal fondo ridotto e parzialmente ricolmo di alluvioni (Val Paghera) posto a una quota media di 1200 metri; il circo è suddiviso, nella parte alta, nelle tre valli ora citate da lame tonalitiche in forma di muraglioni alti 200 metri e disposti secondo linee di massima pendenza (Corni del Pallone e Corni delle Plagne). L'alta valle di Braone, pure prodotta da escavazione glaciale, è completamente separata dal circo anzidetto per mezzo di un rilievo allungato (Somals di Braone) che scende fino a 1200 m e oltre il quale le Valli Paghera e di Braone confluiscono nella Val Palobbia. Il circo della Valle di Braone ha il fondo escavato e colmato da alluvione attuale (Foppe di sotto) e una netta soglia di roccia eruttiva, posta a quota 1650-1700, sotto la quale la valle scende, per collegarsi alla val Palobbia, con un tratto a pendenza del 38 % interrotto da un secondo modesto gradino tonalitico a quota 1400.

Del grande ghiacciaio camuno, nel quale confluivano i ghiacciai laterali che scendevano dai circhi ora illustrati, restano chiare tracce non solo nei lembi di morenico salvatisi dall'erosione e disseminati lungo il versante, ma anche nei bellissimi dossi montonati di arenarie legivate; le minute arenarie della parte media del complesso permiano, che affiorano ad esempio nei dintorni di Paspardo, sono perfettamente lisce e conservano solchi e striature parallele all'andamento della valle.

#### TERRAZZI

Lungo il versante sinistro della media Val Camonica vi sono allineamenti di terrazzi orografici, per lo più modesti e coperti da veli di morenico, disposti in tre serie. Di essi si occuparono già vari Autori: l'argomento venne però approfondito da P. PATRINI, che in due studi del 1912 e del 1914 (37, 38) stabilì il loro collegamento e la loro disposizione, soprattutto nell'intento di risolvere il problema, posto da precedenti studiosi, se l'alta Val Camonica fosse un tempo tributaria dell'Adda (come ritenevano SALOMON, PENCK e il PATRINI stesso) o non piuttosto se parte dell'Adda fosse tributaria dell'Oglio, come pensava ad esempio TARAMELLI.

Le tre serie di terrazzi possono essere seguite in base alla topografia; la più antica è in media più alta di 360 metri rispetto alla seconda, e questa giace ad un livello medio più alto di 220 metri rispetto alla serie più recente. Esse sono disposte come segue:



I° terrazzo (che secondo PATRINI sarebbe forse addirittura preglaciale): nell'area da me studiata compare a Nord presso Pian del Campo, al limite tra il morenico e le arenarie permiane, ad una quota di 1380 metri circa, ed esce a Sud dai limiti del rilevamento tenendosi sui 1130 metri di altezza (pendenza media del 2,9 %); lo si può seguire lungo una linea che collega le località: Baite Saline - Cadinoclo - Baite Pradalbi - Costa di Dam - Case Gada - Case Mignone - Case Bisone.

II° terrazzo (I° o II° interglaciale, secondo PATRINI): compare presso Paspardo (accentuato in questa località dalla faglia) a quota 990 ed esce a Sud a una quota di 790 metri (pendenza media del 2,5 %); consta di pochi e piccoli ripiani disposti secondo una linea Paspardo - Baite Mandosso - Baite Racula - Case Servile.

III° terrazzo (II° o III° interglaciale, sempre secondo PATRINI): inizia sotto Cimbergo all'altezza di 720 metri decorrendo lungo una linea Case Campanine - Baite del Soc - Nigula per uscire a Sud a quota 620 (pendenza media 2,35 %).

Vi è poi lungo il fondovalle un terrazzo alluvionale (post-glaciale) nel quale l'Oglio ha scavato il suo letto attuale; esso si trova a quota 360 nei pressi di Capo di Ponte, e scende a q. 315 circa nei pressi di Niardo.

#### EROSIONE POSTGLACIALE

Tutte le vallette che sboccano nella Val Camonica mostrano chiare tracce di una intensa attività erosiva che ha agito in tempi posteriori alle glaciazioni. Il torrente Re (presso Cimbergo) ha inciso profondamente le arenarie permiane, approfittando probabilmente di diaclasi, e la stessa gola è profonda in alcuni punti più di 100 metri. Un'altra forra, profonda 50-60 metri e le cui pareti distano tra loro una decina di metri, è stata incisa nel Servino dal torrente Dafùs, che scende presso Nadro. La Val Palobbia, meno stretta delle precedenti, ha il letto incassato nell'*Anisico*, e i resti più bassi di morenico si trovano 200 metri più in alto del fondovalle. Analoghe osservazioni si possono fare per le valli di Cobello, di Re e di Fa (presso Niardo), incassate anch'esse tra ripide pareti — per lo più di terreni anisici facilmente erodibili — alte anche più di 50 metri e di evidente origine postglaciale.

*Ferrara, Istituto di Geologia e Mineralogia dell'Università.*

*Padova, Centro di studio per la petrografia e la geologia del Consiglio Nazionale delle Ricerche - Giugno 1953.*



## RIASSUNTO

La serie sedimentaria esaminata nel presente studio si estende dal *Permiano superiore* al *Ladinico* (o forse al *Carnico inferiore*) e poggia in discordanza su scisti cristallini probabilmente archeozoici. L'assenza di depositi del *Carbonifero* e del *Permiano inferiore*, presenti invece sia a oriente che a occidente, è dovuta ad una dorsale camuna paleozoica di cui è stata abbozzata l'estensione. La stratigrafia di dettaglio dei potenti banchi clastici del *Permiano superiore* ha messo in luce una deposizione grossolana al letto e al tetto della formazione, e una deposizione minuta nella parte media; tutti questi sedimenti sono continentali, e i banchi brecciosi di base contengono frammenti degli « scisti di Collio »; sono state anche rilevate le differenze tra queste arenarie permiane e le analoghe, e in parte coeve, « arenarie di Val Gardena » del Veneto.

Il *Werfeniano* inizia con una trasgressione: si passa da spiagge fossili a depositi marini di poca profondità (*Servino*), e quindi a condizioni lagunari (dolomia cariata, di cui è stato determinato il contenuto in Mg, con letti di evaporiti); nell'area rilevata è assente la facies nota col nome di « *Eltodolomit* ». Ai calcari chiari dell'*Anisico inferiore* seguono i sottili letti alternanti di calcari e marne, ascritti in questo studio all'*Anisico medio*, su cui giacciono banchi calcarei scuri dell'*Anisico superiore* e calcari silicei nodulari del *Ladinico inferiore*. Un tipico caso di *eteropia di facies* si presenta nel *Ladinico superiore*, che affiora a Nord con marne silicee e a Sud con arenarie; l'eteropia è dovuta al limite orientale dello « *splinter shale basin* », delimitato da DE SITTER nella fossa bergamasca, che entra nell'area rilevata abbracciandone la parte settentrionale. La serie termina coi bianchi calcari di Esino (contenenti in media l'un per cento di Mg), altamente metamorfici.

La massa eruttiva è un lobo (propaggine sudoccidentale del plutone dell'Adamello) che si è intruso entro i sedimenti e la cui composizione è granodioritica e leucotonalitica, con molte zolle ed apofisi differenziate in senso basico (dioriti) e con una zona granitica: le prime sono quasi sempre in corrispondenza di masse calcaree parzialmente inglobate; vi sono anche alcuni esempi di agmatiti. I numerosi filoni sono quasi tutti orientati secondo due direttrici (NE-SW e NNW-SSE); abbondano i filoni granodioritico-tonalitici, seguiti da filoni porfiritici e aplitici; qualche filone giunge ad una composizione kersantitica.

Il metamorfismo di contatto ha agito intensamente sui sedimenti dell'*Anisico medio* e del *Ladinico inferiore*, un po' meno sugli altri livelli. I prodotti più vistosi e comuni del metamorfismo di contatto sono: granati, vesuviana, epidoto e diopside in letti o banchi di cornubianiti e calcefiri; a volte compaiono anche thulite, wollastonite, serpentino; al microscopio abbondano le lamine e i cristalli neoformati di biotite, sillimanite, cordierite e feldispati; in misura più ridotta compaiono anche andalusite, clorite, muscovite e tormalina. Tutti i prodotti suddetti sono distribuiti nei vari sedimenti in modo spiccatamente selettivo.

Le formazioni permo-triassiche sono disposte secondo una sinclinale con asse orientato ENE-WSW e inclinato di 12° con immersione a WSW; i terreni più plastici (*Anisico medio*, *Ladinico inferiore* e *Ladinico superiore* in facies normale) hanno subito fitti ripiegamenti e numerosi stiramenti locali. In tutta l'area rilevata compare una sola notevole frattura (faglia di Paspardo).

Varie zone sono coperte da spesse coltri di morenico, fresco e con forte percentuale di elementi tonalitici; alcuni lembi cementati presso il fondovalle sono forse di origine fluvio-glaciale. È esaminata la morfologia degli ampi circhi glaciali al limite orientale dell'area studiata e sono tratteggiati i rapporti morfologici tra suolo e paesaggio, in dipendenza anche dell'intensa attività erosiva postglaciale. Sono facilmente identificabili tre allineamenti di terrazzi orografici disposti a quote medie di 1250, 890 e 670 metri.



## ABSTRACT

The sedimentary series examined in this study ranges from the *upper Permian* to the *Ladinian* (or perhaps to the *lower Karnian*), and lies with unconformity on cristalline schists which are probably of archeozoic age. The absence of the *Carboniferous* and *lower Permian*, which are on the contrary present on the western and eastern side, is due to a paleozoic anticlinal ridge, of which the extent has been outlined. The detailed stratigraphy of the powerful clastic beds of the *upper Permian* has revealed coarse deposits at the bottom and top of the formation, and deposition of fine sandstones in the middle. All these sediments are continental, and the basal breccias contain fragments of « *Collio schists* »; the differences between these permian sandstones and the analogous, and partially contemporary, « *Gröden sandstones* » of the Venetian Region have been remarked.

The *lower Triassic* begins with a transgression; there is a passage from fossil sea-shores to marine deposits of little depth (*Servino*), and then to lagoon conditions (*Rauhewacke*, of which the Mg content has been determined) with beds of evaporites; in the mapped area the facies known under the name of « *Eltodolomit* » is absent. The thin beds alternately of limestones and marls, attributed in this study to the *middle Anisian*, on which dark limestones of the *upper Anisian* and knotty siliceous limestones of the *lower Ladinian* lie, succeed the clear limestones of the *lower Anisian*. A typical case of areal change in facies appears in the *upper Ladinian*, which outcrops in the North with siliceous marls, and in the South with sandstones; the change is due to the oriental limit of the « *splinter shale basin* » outlined by DE SITTER in the bergamasc trough, which enters the mapped area and encircles its northern side. The series ends with the white *Esino limestone* (containing 1 % on average of Mg), remarkably metamorphic.

The eruptive mass is a lobe (a southwestern aphophysis of the Adamello massive) which has invaded the sediments; its composition is granodioritic and leucotonalitic, with many dioritic differentiations and a granitic zone. The diorite masses are very often in correspondence with partially incorporated limestones; there are also some examples of agmatites. The numerous dikes are almost all orientated NE-SW and NNW-SSE. Granodioritic to tonalitic dikes are abundant, followed by porphyritic and aplitic dikes; some dikes reach a kersantitic composition.

The contact-metamorphism has acted intensely on the sediments of the *middle Anisian* and *lower Ladinian*, but not so intensely on the other levels. The most striking and common products of the contact-metamorphism are: garnets, vesuvianite, epidote and diopside in beds or banks of hornfels; sometimes thulite, wollastonite and serpentine appear too. Under the microscope are seen abundant laminae or crystals of contact-metamorphic minerals as biotite, cordierite, sillimanite and feldspars; in more reduced measure appear also andalusite, chlorite, muscovite and tourmaline. All above mentioned products are arranged in the different sediments according to an eminently selective metamorphism.

The permian and triassic formation are disposed according to a syncline, with the axis orientated ENE-WSW and plunging to WSW of 12°; the more plastic sediments (of the *middle Anisian*, *lower Ladinian* and *upper Ladinian* in normal facies) present crowded local folds and abundant drawings. In all the observed area only a remarkable line of disturbance (*Paspardo fault*) appears.

Some zones are covered with thick morainic deposits, which are fresh and with a very great percentage of tonalitic elements; two cemented outcrops near the valley bottom are probably of fluvioglacial origin. The morphology of the wide glacial cirques at the oriental limit is examined, and the morphological relations between ground and landscape, in dependence also on the intense postglacial erosive activity, are delineated. Three allignments of orographic terraces disposed at average altitudes of 1250, 890 and 670 metres are easy to identify.



## BIBLIOGRAFIA

1. ACCORDI B. - *Appunti geologici sul versante sinistro della media Val Camonica, dalla Val Palobbia alla Valle di Fa.* Rend. Acc. Naz. Lincei, serie VIII, vol. VIII, fasc. 3, 1950, pagg. 253-58, 1 fig.
2. ACCORDI B. - *Rilevamento geologico nella zona del Pizzo Badile (Adamello sudoccidentale).* Ibidem, vol. X, fasc. 3, 1951, pagg. 246-50, 1 fig.
3. BIANCHI A. e DAL PIAZ Gb. - *Studi geologico-petrografici sul massiccio dell'Adamello: il settore meridionale del massiccio dell'Adamello. Relazione sul rilevamento e studi preliminari della zona compresa fra la Valle di Stabio e l'alta Valle del Caffaro.* Boll. R. Uff. Geol. d'Italia, vol. LXII, 1937, pagg. 1-87, 7 figg., 5 tavv.
4. BIANCHI A. e DAL PIAZ Gb. - *Atlante geologico-petrografico dell'Adamello meridionale: regione fra lo Stabio e il Caffaro.* Mem. Ist. Geol. Univ. Padova, vol. XII, 1937, pagg. 1-16, tavv. 1-15, carta geol. 1:12 500.
5. BIANCHI A. e DAL PIAZ Gb. - *Guida alle escursioni della 50<sup>a</sup> riunione estiva della Soc. Geol. Ital.* Padova, Soc. Coop. Tipogr., 1937.
6. BIANCHI A. e DAL PIAZ Gb. - *Il settore nordoccidentale del massiccio dell'Adamello.* Boll. R. Uff. Geol. d'Italia, vol. LXV, 1940.
7. BIANCHI A. e DAL PIAZ Gb. - *Metamorfismo selettivo e processi metasomatici di contatto nel massiccio dell'Adamello.* Internat. Geol. Congr., Rept. Eight. Sess., Gr. Brit., 1948, Part III, pagg. 81-89.
8. BIANCHI A. e DAL PIAZ Gb. - *Differenziazioni petrografiche e metamorfismi selettivi di contatto nel massiccio dell'Adamello.* Rend. Soc. Min. Ital., anno V, 1948, 28 pagg., 1 cartina geol.
9. BIANCHI A. e HIEKE O. - *La xantofillite dell'Adamello meridionale.* Periodico di Min., vol. XV, Roma 1946, pagg. 87-134, 4 figg., 3 tavv.
10. CACCIAMALI G. B. - *L'altopiano di Borno.* Boll. Soc. Geol. It., vol. XXXII, 1913, fasc. 1-2, pagg. 165-194, tav. VI.
11. CACCIAMALI G. B. - *Fratture nella bassa Val Camonica.* Boll. Soc. Geol. It., vol. XXXII, 1913, fasc. 3.
12. COLBERTALDO D. - *Petrografia del Monte Blumone (Adamello meridionale).* Mem. Ist. Geol. Univ. Padova, vol. XIV, 1940, 50 pagg., 9 figg., 3 tavv.
13. COZZAGLIO A. - *Conoidi e bradisismi in Valle Camonica.* Riv. mens. C. A. I., vol. XII, 1893, 7 pagg.
14. COZZAGLIO A. - *Note esplicative sopra alcuni rilievi geologici in Val Camonica.* Giornale di Min., vol. V, Pavia 1894, pagg. 23-43.
15. CURIONI G. - *Sulla successione normale dei diversi membri del terreno triasico nella Lombardia.* Memorie R. Ist. Lombardo, vol. V, 1856, pagg. 311-343, 2 tavv.
16. CURIONI G. - *Appendice alla memoria sulla successione normale dei diversi membri del terreno triasico nella Lombardia.* Ibidem, vol. VII, 1858, fasc. 3, 19 pagg.
17. DAL PIAZ Gb. - *Scoperta di nuovi affioramenti di Verrucano e di Trias inferiore nell'Alta Val Camonica.* Mem. Acc. di Sc. Lett. e Arti di Padova, vol. LVI, 1940, 5 pagg.



18. DAL PIAZ G. - *Cenni geologici sull'Adamello*. Guida del gruppo dell'Adamello, Sezione di Brescia del C. A. I., 1935.
19. DE LUCCHI G. - *Il giacimento di contatto di q. 2591 del Monte Farinas del Frerone*. Atti Ist. Veneto di Sc. Lett. Arti, vol. XCVIII, parte II, Venezia 1939, pagg. 79-98, 2 figg.
- × 20. DE SITTER L. U. e DE SITTER-KOOMANS C. M. - *The Geology of the Bergamasc Alps, Lombardia, Italy*. Leidse Geol. Mededelingen, deel XIV B, Leida 1949, 257 pagg., con numerose figure, mappe e sezioni e con carta geol. 1:50.000.
21. DORSMAN L. - *De Geologie van het Val Dezzo en de Pizzo Camino, ten NW van het Val Camonica, en de ontwikkeling van de Valsecca in de Bergamasker Alpen*. Dissertazione, Leida 1940 (riassunto in Geol. en Mijnbouw, ottobre 1940).
- × 22. DOZY J. J. - *Ueber das Perm der Südalpen*. Leidse Geol. Med., vol. VII, Leida 1935, pagg. 41-61, 3 figg.
23. GIANNINI, PIERUCCINI, TREVISAN - *Calcarei con liste di selce e diaspri. Ipotesi geologiche e geochimiche sulla loro genesi*. Atti Soc. Toscana Sc. Nat., Mem., vol. LVII, serie A, Pisa 1950, 27 pagg., 1 fig.
24. GOGUEL J. - *Observations sur la déformation d'un calcaire métamorphique (Adamello méridional)*. Bull. Soc. Géol. France, serie 5<sup>a</sup>, vol. XVIII, n. 6-7, 1948, pagg. 441-452, 8 figg., tav. XVI.
25. GOTTFRIED C. - *Die Mineralien der Adamellogruppe, Teil 1-2: Hornblende aus dem Riesentonalt des Val di Doi*. Verhandl. Geol. Bundesanst., 1928, pag. 182; 1929, pag. 230.
26. GUEMBEL C. W. - *Ein geognostischer Streifzug durch die Bergamasker Alpen*. Sitz. d. math. phys. Klasse d. Bayr. Akad. Wiss., vol. II, 1880, pagg. 164-240.
27. HERITSCH F. - *Karbon und Perm in den Südalpen und in Südosteuropa*. Geol. Rundschau, vol. XXX, 1939, fasc. 5, pagg. 529-588.
28. HIEKE O. - *I giacimenti di contatto del Monte Costone*. Mem. Ist. Geol. Univ. Padova, vol. XV, 1945, 44 pagg., 8 figg., 1 tav.
29. IPPOLITO F. - *Sulla genesi dei calcari con liste di selce*. Atti Soc. Toscana di Sc. Nat., Mem., vol. LVIII, serie A, Pisa 1951, 7 pagg., 4 figg.
30. LEONARDI P. - *Nuove serie di petroglifi della Val Camonica*. Annali Univ. di Ferrara, vol. VIII, parte 1<sup>a</sup>, 1950, 17 pag., 11 figg., 2 tavv.
31. MALARODA R. - *Studi petrografici nell'Adamello nordorientale*. Mem. Ist. Geol. Univ. Padova, vol. XVI, 1948, 104 pagg., 5 figg., 3 tavv.
32. MALARODA R. - *Condizioni tettoniche della zona di Prestine (media Val Camonica)*. Rend. Acc. Naz. Lincei, serie VIII, vol. VI, Roma 1949, fasc. I, pagg. 102-108, 4 figg. e una cartina geol.
33. MINOZZI BOARETTO R. - *Azioni metamorfiche di contatto nei calcari marnosi anisici dell'Alta Val Cadino (Adamello meridionale)*. Periodico di Min., vol. XIX, Roma 1950, pagg. 183-208, 1 fig., 1 tav.
34. MONTI R. - *Studi petrografici sopra alcune rocce della Val Camonica*. Giornale di Min., vol. V, Pavia 1894, pagg. 44-71.
- × 35. MORGANTE S. - *Il settore sudoccidentale dell'Adamello fra la Val Camonica e la Val di Braone*. Rend. Soc. Min. Ital., vol. VIII, Pavia 1952, pagg. 141-153, 1 fig., tav. X e cartina geol. Lo stesso studio è apparso in Pubbl. Ist. Min. Univ. Trieste, Trieste 1951.
36. OGNIBEN G. - *Studio chimico-petrografico sul Monte Sabion (Adamello orientale)*. Mem. Istituti Geol. e Min. Univ. Padova, vol. XVII, 1952, 83 pagg., 3 figg., 2 tavv.
37. PATRINI P. - *I terrazzi orografici della Valle Camonica e del Bacino Sebino*. Rend. R. Ist. Lombardo Sc. Lett. Arti, serie II, vol. XLV, Brescia 1912, pagg. 703-720.
38. PATRINI P. - *Sulla morfologia dei bacini del Ticino e dell'Oglio*. Mem. R. Ist. Lombardo Sc. Lett., vol. XXI (XII della serie III), fasc. 4, Milano 1914, pagg. 185-204, 4 tavv.



39. PRUDENZINI P. - *La conca d'Arno e le Valli Zumella, Tredenùs, Pallobia, Paghera, Dois.* Boll. C. A. I., vol. XXVII, 1893, 62 pagg., cartina.
40. RIEDEL A. - *Primi risultati di uno studio geologico sulla media Val Camonica a sinistra del fiume Oglio.* Rend. Acc. Naz. Lincei, serie VIII, vol. VI, 1949, fasc. 1, pagg. 97-101, 1 fig.
41. SALOMON W. - *Die Adamellogruppe.* Abhandl. K. K. Geol. Reichsanst., vol. XXI, fasc. 1, 1908, fasc. 2, 1910, pagg. 1-603, 98 figg., 11 tavv., e carta geol. 1:75.000.
42. SCHIAVINATO G. - *Il giacimento a wollastonite ed altri minerali di contatto presso Alpe Bazena (Adamello meridionale).* Mem. Ist. Geol. Univ. Padova, vol. XV, 1946, 63 pagg., 5 figg., 1 tav.
43. SCHIAVINATO G. - *Relazione sul rilevamento geologico-petrografico del gruppo del Baitone (Adamello nordoccidentale).* Rend. Soc. Min. Ital., vol. VII, Pavia 1951, 16 pagg., cartina geologica.
44. STACHE G. - *Die Umrandung des Adamellostockes und die Entwicklung der Permformation zwischen Val Buona Giudicaria und Valcamonica.* Verh. d. k. k. Geol. Reichsanst., 1879, pagg. 300-310.
45. TREVISAN L. - *Il Gruppo di Brenta.* Mem. Ist. Geol. Univ. Padova, vol. XIII, 1938, 118 pag., 36 figg., profili, mappe e carta geol. 1:50.000.
46. ZANETTIN B. - *La « Diorite di Valcamonica ».* Rend. Soc. Min. Ital., vol. VIII, Pavia 1952, pagg. 189-210, 1 tav.



## INDICE

INTRODUZIONE . . . . .	pag.	3
STUDI PRECEDENTI SULL'AREA RILEVATA E SULLE ZONE LI- MITROFE . . . . .	»	4
GENERALITA' SULLA ZONA . . . . .	»	7
STRATIGRAFIA . . . . .	»	8
PREPERMIANO . . . . .	»	8
PERMIANO SUPERIORE . . . . .	»	9
TRIAS . . . . .	»	12
WERFENIANO INFERIORE (« Servino ») . . . . .	»	12
WERFENIANO SUPERIORE . . . . .	»	14
ANISICO . . . . .	»	16
Cenni introduttivi . . . . .	»	16
Anisico inferiore . . . . .	»	16
Anisico medio . . . . .	»	18
Anisico superiore . . . . .	»	19
LADINICO . . . . .	»	21
Cenni introduttivi . . . . .	»	21
Ladinico inferiore . . . . .	»	22
Ladinico superiore . . . . .	»	23
a) Zona a lommeli in facies normale . . . . .	»	24
b) Zona a lommeli in facies eteropica . . . . .	»	25
c) Calcare di Esino . . . . .	»	26
LE FORMAZIONI ERUTTIVE . . . . .	»	28
MASSE INTRUSIVE E APOFISI . . . . .	»	28
FILONI . . . . .	»	31
IPOTESI SU PROBABILI MANIFESTAZIONI MAGMATICHE PRETERZIARIE . . . . .	»	33



AZIONI METAMORFICHE DI CONTATTO E METAMORFISMO SE-

LETTIVO . . . . .	pag.	35
PERMIANO . . . . .	»	35
WERFENIANO INFERIORE . . . . .	»	36
WERFENIANO SUPERIORE . . . . .	»	36
ANISICO MEDIO - INFERIORE . . . . .	»	37
ANISICO SUPERIORE . . . . .	»	38
LADINICO INFERIORE . . . . .	»	39
LADINICO SUPERIORE . . . . .	»	40
a) <i>Livelli siliceo-marnosi (facies normale)</i> . . . . .	»	40
b) <i>Banchi arenacei (facies eteropica)</i> . . . . .	»	40
c) <i>Calcare di Esino</i> . . . . .	»	41
TETTONICA . . . . .	»	42
GENERALITÀ . . . . .	»	42
ALA NORD DELLA SINCLINALE DEL BADILE . . . . .	»	43
ALA SUD DELLA SINCLINALE DEL BADILE . . . . .	»	44
NUCLEO DELLA SINCLINALE DEL BADILE . . . . .	»	45
QUATERNARIO . . . . .	»	46
MORENICO . . . . .	»	46
POSTGLACIALE . . . . .	»	48
MORFOLOGIA . . . . .	»	49
RAPPORTI TRA SUOLO E PAESAGGIO . . . . .	»	49
AZIONI GLACIALI . . . . .	»	49
TERRAZZI . . . . .	»	50
EROSIONE POSTGLACIALE . . . . .	»	51
RIASSUNTO . . . . .	»	52
ABSTRACT . . . . .	»	53
BIBLIOGRAFIA . . . . .	»	54



TAVOLA I.



## SPIEGAZIONE DELLA TAVOLA I.

---

FIG. 1. Letti calcareo-marnosi ripiegati del *Ladinico superiore* (zona a *D. lommeli* in facies normale); versante destro dell'alta Valle del Pradello.

- » 2. Dettaglio del ripiegamento subito dai letti marnosi (in parte silicei o minutamente arenacei) del *Ladinico superiore* (zona a *D. lommeli* in facies normale); alta Valle del Pradello.
- » 3. Piccole *ripplemarks* nelle minute arenarie della parte più bassa del *Werfeniano inferiore* (*Servino*); Paspardo, presso la chiesa; x 1,5.
- » 4. Particolare della parete tonalitica zeppa di noduli differenziati in senso femico al Monte Barbignaga.





Fig. 1.



Fig. 2.



Fig. 3.



Fig. 4.



DESCRIZIONE DELLA TAVOLA I.

1. La prima carta rappresenta la regione di confine tra la zona a D. Iomelli in facies  
e la zona a D. Iomelli in facies.

2. La seconda carta rappresenta la zona di confine tra la zona a D. Iomelli in facies e la zona a D. Iomelli in facies, alta Valle del Prato.

3. La terza carta rappresenta la zona di confine tra la zona a D. Iomelli in facies e la zona a D. Iomelli in facies, alta Valle del Prato.

4. La quarta carta rappresenta la zona di confine tra la zona a D. Iomelli in facies e la zona a D. Iomelli in facies, alta Valle del Prato.



B. ACCORDI - *Geologia del gruppo del Pizzo Badile.*

TAV. I



FIG. 2.



FIG. 4.



FIG. 1.

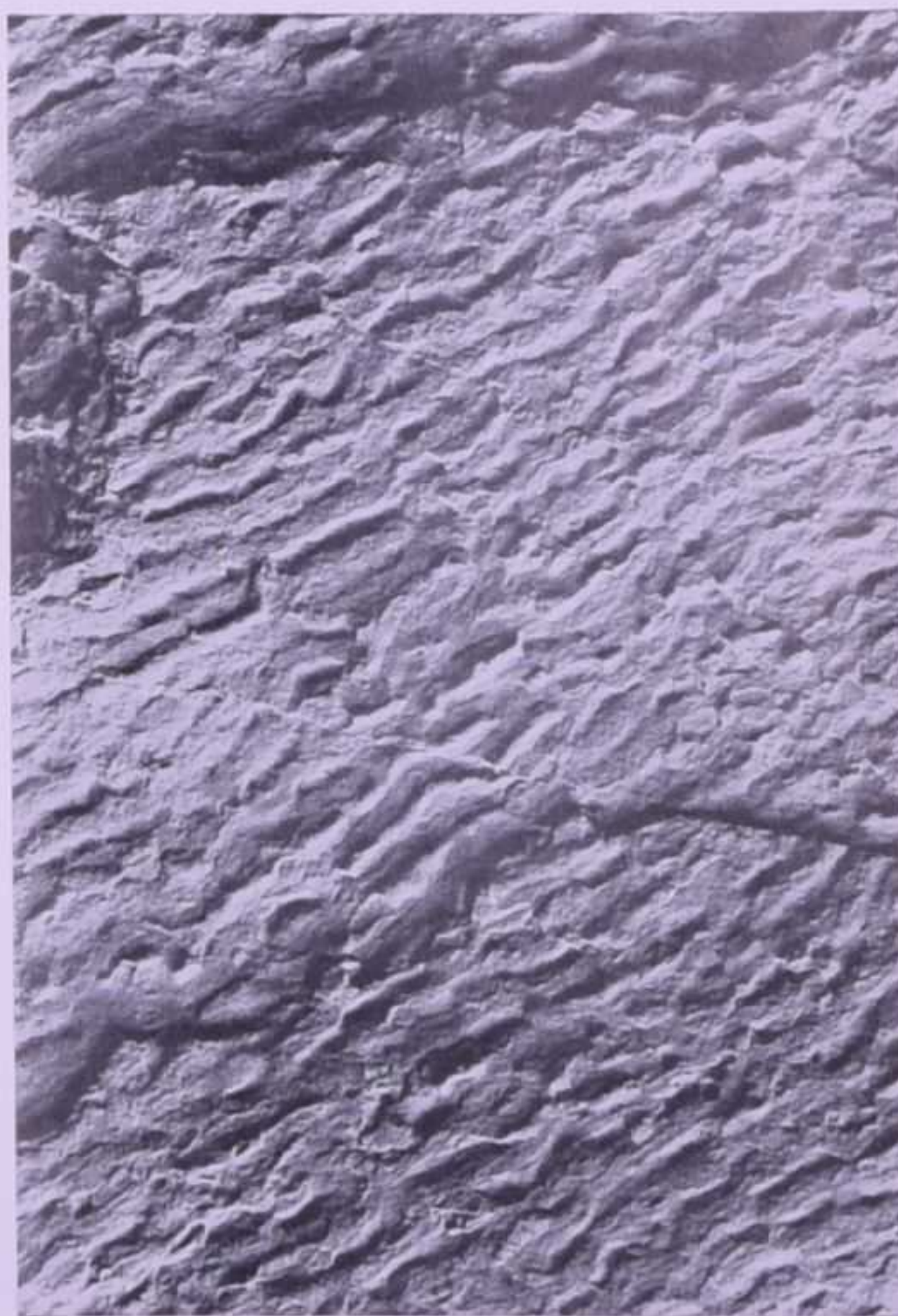


FIG. 3.



