

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

SERGIO LORENZONI

STUDIO GEOLOGICO-PETROGRAFICO DELL' ALPE DI BOS

(ADAMELLO OCCIDENTALE)

(con carta geologica, profili e 4 tavole)



PADOVA
SOCIETÀ COOPERATIVA TIPOGRAFICA
1955

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

Volume XIX

P R E F A Z I O N E

Per la pubblicazione del foglio « Adamello » della Carta Geologica delle Tre Venezie alla scala 1:100.000, rilevata a cura della Sezione Geologica del Magistrato alle Acque, e per la Carta geologico-petrografica del Massiccio dell'Adamello, alla scala 1:50.000 in preparazione da parte del Centro di studio per la petrografia e la geologia del C. N. R. presso l'Università di Padova, nell'estate 1946 i Proff. Gb. DAL PIAZ e A. BIANCHI eseguirono un rilevamento alla scala 1:25.000 della zona dell'Alpe di Bos, raccogliendo abbondante materiale da studio, che misero più tardi gentilmente a mia disposizione. La scala di questo rilevamento si dimostrò però troppo piccola, per il sottile spessore delle formazioni e per la continua variazione di facies. Per tale motivo i Professori BIANCHI e DAL PIAZ nel 1952 mi incaricarono di approfondire le indagini geologico-petrografiche con un rilevamento di dettaglio alla scala 1:10.000 e con uno studio chimico-petrografico dei vari fenomeni di metamorfismo di contatto riscontrabili nella zona. A questo scopo mi recai all'Alpe di Bos nell'agosto 1952 con il Dott. B. ZANETTIN e vi ritornai successivamente nel luglio 1953 per completare le ricerche di campagna e la campionatura da studio di tutte le varie facies delle diverse formazioni.

Il rilevamento geologico-petrografico di dettaglio della zona dell'Alpe e del Passo di Bos fu grandemente facilitato dalla cortese ospitalità concessa dalla Società « EDISON ». Desidero al riguardo ringraziare vivamente il Dott. Ing. Claudio MARCELLO, Direttore delle Costruzioni Impianti Idroelettrici del Gruppo « EDISON », il Dott. Ing. Renzo RAMACCIOTTI, Direttore dell'Ufficio Lavori e Manutenzione di Cedegolo della stessa Società, per avermi concesso e agevolato in tutti i modi il soggiorno presso la villetta al Lago di Salarno, nonchè l'Assistente Sig. Lodovico DE MATTE' per le cortesie usatemi in tale occasione.

Ai miei maestri Prof. A. BIANCHI, che mi fu guida preziosa nella trattazione petrografica del presente lavoro e Prof. Gb. DAL PIAZ, che mi ha particolarmente indirizzato nella ricerca geologica, rivolgo i sensi della più profonda gratitudine. Ai Dottori G. OGNIBEN e B. ZANETTIN, che mi hanno aiutato nelle ricerche sperimentali e di campagna, debbo particolare riconoscenza.

La presente memoria rientra nel programma del Centro di studio per la petrografia e la geologia del C. N. R. presso l'Università di Padova.

S E R G I O L O R E N Z O N I

CARTA GEOLOGICO - PETROGRAFICA DELL'ALPE DI BOS (ADAMELLO OCCID.)

Scala 1:10.000

L E G G E N D A

Quaternario

- 1 - *Detrito di falda e coni detritici.*
- 2 - *Morene e cordoni morenici.*
- 3 - *Alluvioni.*

Rocce metamorfiche di contatto

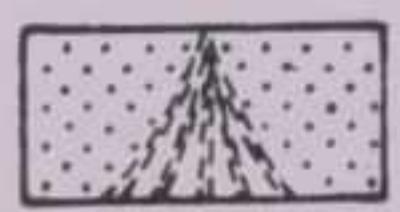
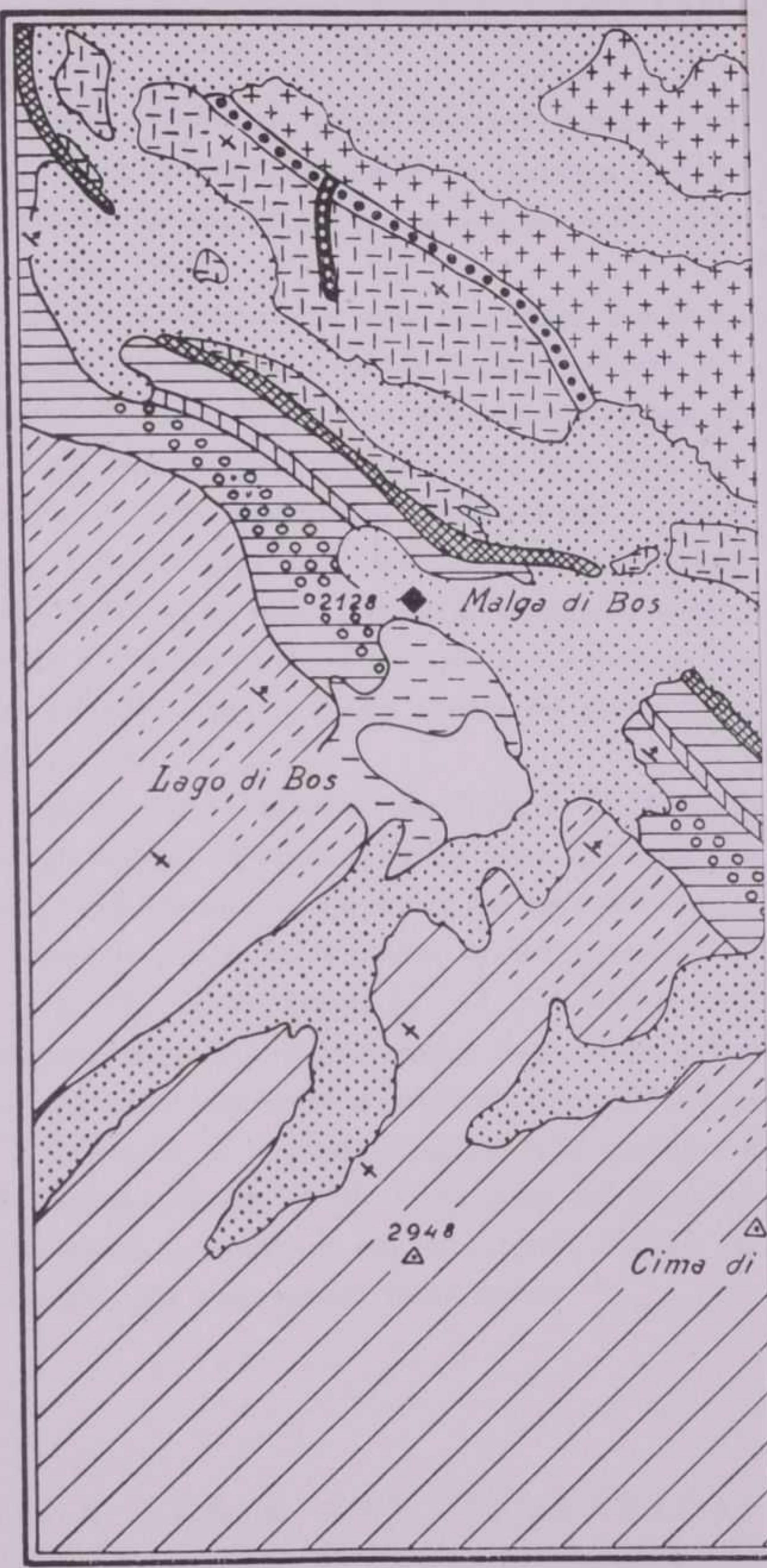
- 4 - *Anisico inferiore a facies di scogliera:* dolomie bianche saccaroidi, cornubianiti anfiboliche e cornubianiti pirosseniche di colore verde scuro, con lenti di clinozoisite rosea (thulite) (sulla selletta tra q. 2564 e Corni di Bos).
- 5 - *Anisico inferiore (?)*: cornubianiti quarzoso-feldispatiche a biotite e cordierite di colore grigio violaceo.
- 6 - *Werfen superiore*: calcefiri dolomitici con lenti di cornubianiti a vesuviana, granato e diopsite; dolomia cariata metamorfosata con lenti di cornubianiti micaeaco-anfibolico-pirosseniche.
- 7 - *Werfen inferiore*: limoscisti e cornubianiti zonate grigio-violacee e grigio-verdi (ad epidoto-flogopite-calcite ed orneblenda-diopside-calcite) del Servino.
- 8 - *Permiano*: cornubianiti quarzoso-feldispatiche ad andalusite, biotite, sillimanite; e cornubianiti quarzoso-feldispatiche ad orneblenda (Permiano fiorito: rocce per lo più macchiettate per concentrazioni biotiche o orneblendiche).
- 9 - *Permiano*: cornubianite biotitico-quarzoso-feldispatica, di colore grigio più o meno intenso per arricchimento di lamelline biotitiche isorientate (intercalazione nelle facies precedenti).
- 10 - *Permiano*: conglomerato scistoso a piccoli noduli di quarzo.
- 11 - *Cristallino antico (Archeozoico)*: paragneiss metamorfici per contatto ad andalusite e sillimanite, prossimi al Permiano; paragneiss a due miche e micascisti gneissici senza manifeste azioni di contatto.

Massiccio intrusivo dell' Adamello (Terziario antico)

- 12 - *Tonalite.*
- 13 - *Granodiorite* (sulla selletta tra q. 2564 e Corni di Bos).
- 14 - *Filoni aplitici.*

MEMORIE DEGLI ISTITUTI DI GE

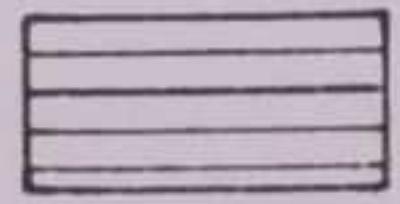
S. LORENZONI - Studio geologico-petrografo dell'Alpe di Bos.



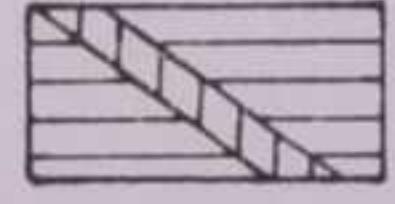
1



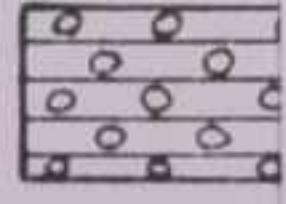
2



8



9



S E R G I O L O R E N Z O N I

CARTA GEOLOGICO - PETROGRAFICA DELL'ALPE DI BOS (ADAMELLO OCCID.)

Scala 1: 10.000

L E G G E N D A

Quaternario

- 1 - *Detrito di falda e coni detritici.*
- 2 - *Morene e cordoni morenici.*
- 3 - *Alluvioni.*

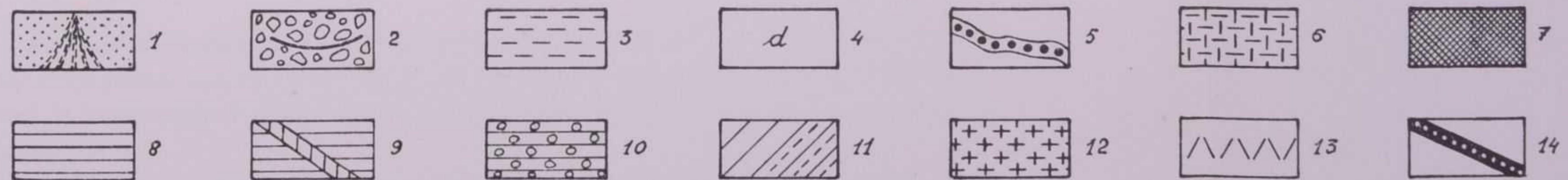
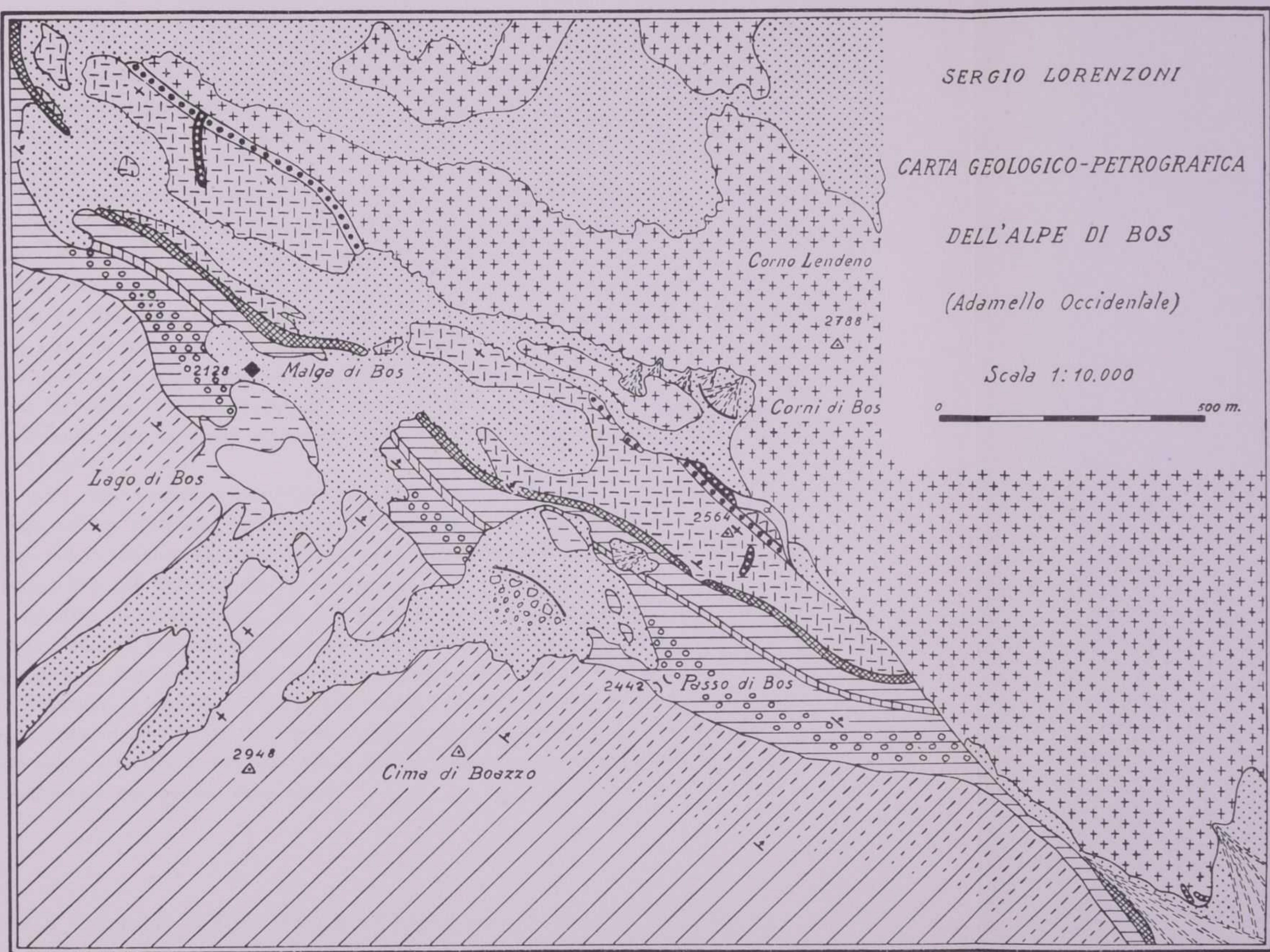
Rocce metamorfiche di contatto

- 4 - *Anisico inferiore a facies di scogliera:* dolomie bianche saccaroidi, cornubianiti anfiboliche e cornubianiti pirosseniche di colore verde scuro, con lenti di clinozoisite rosea (thulite) (sulla selletta tra q. 2564 e Corni di Bos).
- 5 - *Anisico inferiore (?)*: cornubianiti quarzoso-feldispatiche a biotite e cordierite di colore grigio violaceo.
- 6 - *Werfen superiore*: calcefiri dolomitici con lenti di cornubianiti a vesuviana, granato e diopside; dolomia cariata metamorfosata con lenti di cornubianiti micaceo-anfibolico-pirosseniche.
- 7 - *Werfen inferiore*: limoscisti e cornubianiti zonate grigio-violacee e grigio-verdi (ad epidoto-flogopite-calcite ed orneblenda-diopside-calcite) del Servino.
- 8 - *Permiano*: cornubianiti quarzoso-feldispatiche ad andalusite, biotite, sillimanite; e cornubianiti quarzoso-feldispatiche ad orneblenda (Permiano fiorito: rocce per lo più macchiettate per concentrazioni biotitiche o orneblendiche).
- 9 - *Permiano*: cornubianite biotitico-quarzoso-feldispatica, di colore grigio più o meno intenso per arricchimento di lamelline biotitiche isorientate (intercalazione nelle facies precedenti).
- 10 - *Permiano*: conglomerato scistoso a piccoli noduli di quarzo.
- 11 - *Cristallino antico (Archeozoico)*: paragneiss metamorfici per contatto ad andalusite e sillimanite, prossimi al Permiano; paragneiss a due miche e micascisti gneissici senza manifeste azioni di contatto.

Massiccio intrusivo dell' Adamello (Terziario antico)

- 12 - *Tonalite.*
- 13 - *Granodiorite* (sulla selletta tra q. 2564 e Corni di Bos).
- 14 - *Filoni aplitici.*

S. LORENZONI - Studio geologico-petrografico dell'Alpe di Bos.



CENNI BIBLIOGRAFICI

Molti furono gli autori che nel passato studiarono più o meno profondamente i problemi geologico-petrografici del gruppo dell'Adamello; fra tutte le opere, la più completa e la migliore è la monografia « *Die Adamellogruppe* » di W. SALOMON, pubblicata nel 1910.

Nella letteratura la zona del valico del Bos non è molto studiata, anzi solamente il SALOMON, nella sopracitata opera (bibl. 34 p. 82), descrive un'itinerario da Malga Lincino al Lago di Salarno attraverso il Passo di Bos.

Egli ritiene, pur senza certezza, che oltre agli strati sicuramente esistenti del Werfeniano ed alla formazione del « calcare a cellette » siano rappresentati, sulle altezze, anche i livelli superiori, fino al « calcare di Esino », che costituirebbe quelle pareti ripide e liscie, le quali formano la piccola cima a Nord Est del Passo di Bos; inoltre annota che nella salita si trovano dei « marmi grigi », che egli ritiene appartengano al Muschelkalk. Per la verità credo che parte di queste affermazioni non siano rispondenti al vero.

Sulla carta geologica alla scala 1:75.000, allegata all'opera sopra citata, il grande geologo tedesco distingue, nella zona presa in esame, gli scisti del Cristallino antico, i terreni del Permiano, gli strati del Servino e lo « Zellenkalk », tralasciando di segnare le formazioni del Trias medio perchè incerte.

In altre opere (bibl. 31, 32, 33), il SALOMON ci fornisce indicazioni sommarie sul metamorfismo di contatto subito dalla serie sedimentaria che ci interessa, indicazioni che appaiono imprecise e superate dai moderni progressi della petrografia.

Rimando al capitolo dedicato alla geologia alcune osservazioni critiche relative al rilevamento ed allo studio della zona del Passo di Bos, compiuti dal predetto geologo, rilevamento e studio di cui egli stesso, d'altra parte, non si mostra molto sicuro causa l'insufficiente conoscenza della zona.

LA SERIE STRATIGRAFICA DELL'ALPE DI BOS CON LE SUE FACIES PETROGRAFICHE ESSENZIALI

La regione studiata si estende nel settore occidentale dell'Adamello, sui due versanti della catena montuosa che divide la Val Salarno dalla Valle Adamè (alta Val Saviose), e comprende i gruppi del Corno Lendeno, dei Corni di Bos e della Cima di Boazzo.

Le formazioni che in essa si trovano appartengono ai livelli più bassi della serie sedimentaria metamorfica, la quale forma, nella parte occidentale del plutone dell'Adamello, una fascia attorno alla massa intrusiva tonalitica. Questa serie di terreni com-

S E R G I O L O R E N Z O N I

PROFILI GEOLOGICI DELL'ALPE DI BOS (ADAMELLO OCCIDENTALE)

L E G G E N D A

Quaternario

1 - *Detrito di falda.*

Rocce metamorfiche di contatto

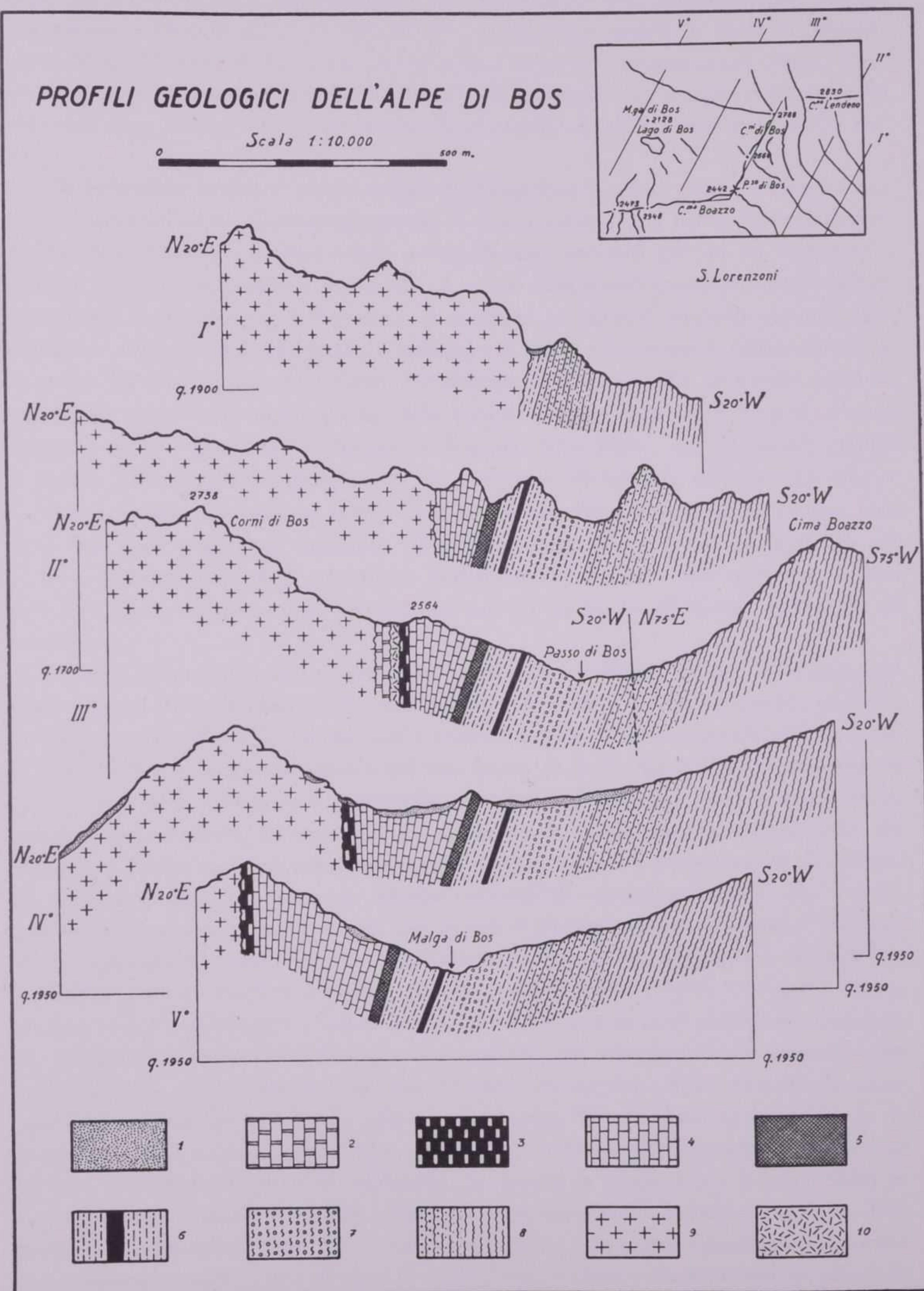
- 2 - *Anisico inferiore a facies di scogliera*: dolomie bianche saccaroidi, cornubianiti anfiboliche e cornubianiti pirosseniche di colore verde scuro, con lenti di clinzoisite rosea (thulite) (sulla selletta tra q. 2564 e Corni di Bos).
- 3 - *Anisico inferiore (?)*: cornubianiti quarzoso-feldispatiche a biotite e cordierite di colore grigio-violaceo.
- 4 - *Werfen superiore*: calcefiri dolomitici con lenti di cornubianiti a vesuviana, granato e diopside; dolomia cariata metamorfosata con lenti di cornubianiti micaceo-anfibolico-pirosseniche.
- 5 - *Werfen inferiore*: limoscisti e cornubianiti zonate grigio-violacee e grigio-verdi (ad epidoto-flogopite-calcite ed orneblenda-diopside-calcite) del Servino.
- 6 - *Permiano*: cornubianiti quarzoso-feldispatiche ad andalusite, biotite, sillimanite e cornubianiti quarzoso-feldispatiche ad orneblenda con intercalazione di cornubianiti biotitico-quarzoso-feldispatiche.
- 7 - *Permiano*: conglomerato scistoso a piccoli noduli di quarzo.
- 8 - *Cristallino antico (Archeozoico)*: paragneiss metamorfici per contatto ad andalusite e sillimanite, prossimi al Permiano; paragneiss a due miche, micascisti gneissici senza manifeste azioni di contatto.

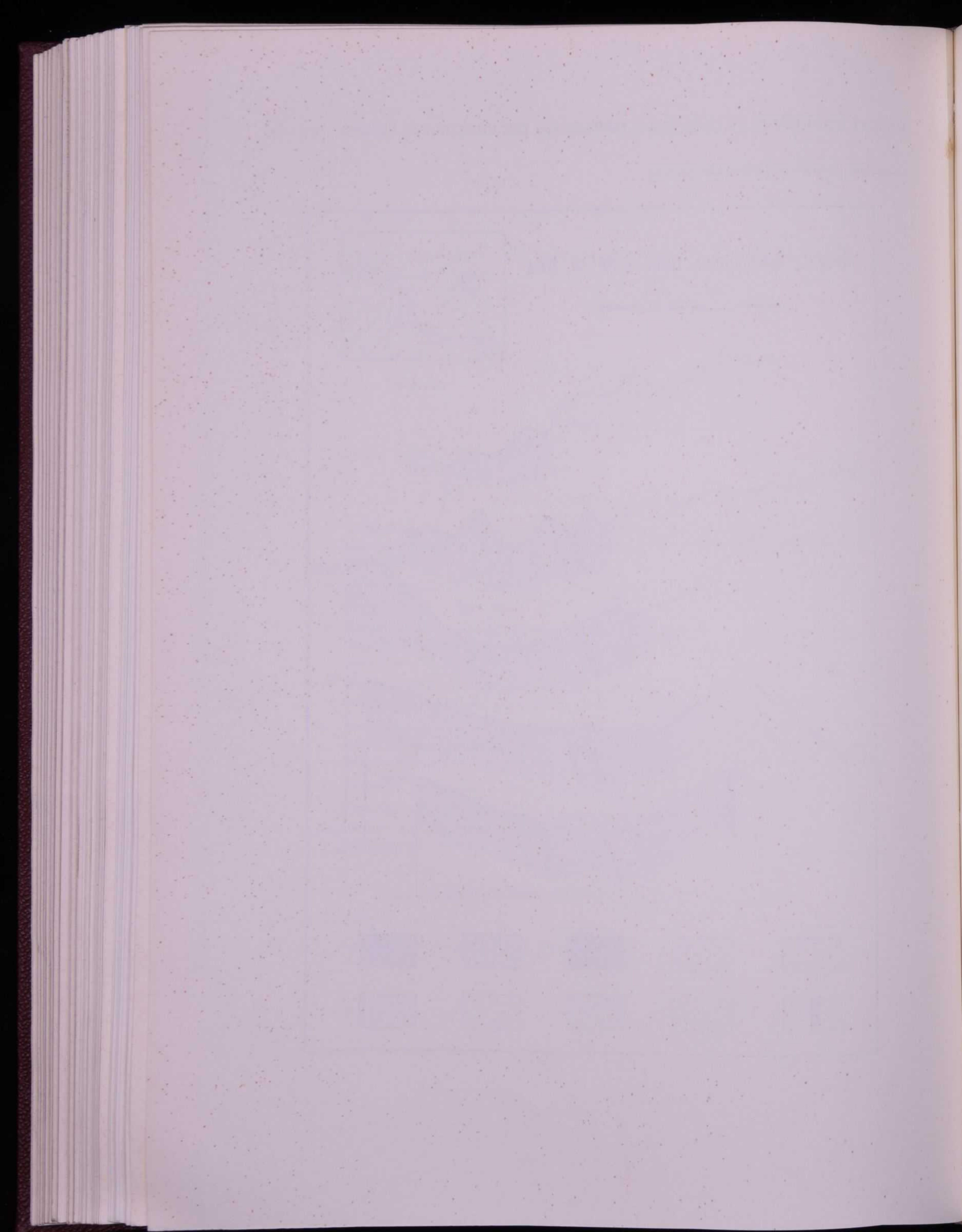
Massiccio intrusivo dell'Adamello (Terziario antico)

9 - *Tonalite*.

10 - *Granodiorite* (sulla selletta tra q. 2564 e Corni di Bos).

S. LORENZONI - Studio geologico-petrografico dell'Alpe di Bos.





presi tra il Permiano ed il Trias medio, e che poggiano sugli scisti del Cristallino antico, verosimilmente archeozoico, è costituita da formazioni subparallele, che, provenendo da Forcel Rosso e passando alcune decine di metri sotto Malga Lincino, salgono con direzione SE-NW verso il Passo di Bos e discendono quindi in Valle di Salarno, sopra Malga Maceous di sotto, per continuarsi al Passo del Campanon del Coppo. Mentre nella zona di Forcel Rosso queste formazioni assumono una potenza notevole, nella zona dell'Alpe di Bos esse si restringono in uno spazio di circa duecentocinquanta metri.

Il *Cristallino antico* è rappresentato da paragneiss di colore grigio con lenti e noduli di quarzo; anche macroscopicamente in essi si osserva una netta scistosità dovuta a sottili letti biancastri e grigio-bruni, principalmente costituiti gli uni da feldispato e quarzo, gli altri da biotite e muscovite. A questi componenti essenziali, avvicinandosi sempre più al contatto con il Permiano, si associano in quantità crescente minerali (andalusite e sillimanite) la cui genesi è strettamente legata a fenomeni di metamorfismo di contatto. Là dove è più abbondante, l'andalusite è visibile anche ad occhio nudo in chiazze di colore leggermente rosato. Alla superficie questi paragneiss presentano una patina rossastra dovuta all'alterazione in limonite della pirite, che in piccoli granuli è ancora riscontrabile in queste rocce. La medesima alterazione, sebbene con minore evidenza, si osserva anche in alcune cornubianiti del Permiano; giustamente Gb. DAL PIAZ, nei suoi appunti di campagna (bibl. 13), annota che questa più profonda alterazione riscontrabile negli scisti molto probabilmente è dovuta alla maggiore scagliosità delle rocce di questo tipo, che offrono così più facili vie di accesso agli agenti di alterazione.

Questa formazione, che si estende su tutto il Monte Blisie, giunge, nella zona studiata, sino al Passo di Bos, ove il contatto con il Permiano ha un andamento SE-NW, scendendo verso Valle di Salarno per formare i grandi roccioni immediatamente sopra il Lago di Bos e la sponda sinistra del lago stesso. Il limite tra il *Cristallino antico* ed il *Permiano* non è facilmente precisabile, in quanto i livelli più bassi di quest'ultimo sistema sono costituiti da cornubianiti scistose quarzoso-feldispatiche ad andalusite, sillimanite e biotite e da un conglomerato più o meno scistoso a piccoli noduli di quarzo. In particolar modo le prime sono talvolta confondibili macroscopicamente con i paragneiss, anche per la patina rossastra che in esse si riscontra. Il conglomerato è fittamente e ripetutamente attraversato da numerosissimi e piccoli filoncelli aplitici micaceo-tormaliniferi, che al massimo assumono uno spessore di quindici-venti centimetri. Seguono cornubianiti compatte di colore grigio chiaro con piccole lenti anfiboliche verdognole, piuttosto allungate ed orientate, che impartiscono alla roccia una scistosità non molto marcata. Nei livelli superiori del *Permiano* ricompaiono delle cornubianiti quarzoso-feldispatiche ad andalusite, sillimanite e biotite. In esse però la scistosità che si avverte all'osservazione microscopica più che ad occhio nudo è dovuta essenzialmente ai fasci formati dagli aghetti di sillimanite, in quanto la biotite è per lo più riunita in concentrazioni lenticolari, visibili anche macroscopicamente [« *Permiano fiorito* », chiamato da W. SALOMON (bibl. 32) « *rocce a macchie* »]. In queste cornubianiti si notano due continue e sottili intercalazioni di cornubianiti quarzoso-feldispatiche di grana fine, colore grigio chiaro, non molto compatte, a circa tre metri l'una dall'altra, che si

continuano in tutta la formazione permiana da poco più sotto di quota 2100 sul versante di Malga Lincino fino ai più bassi affioramenti verso la Valle di Salarno e che si ritrovano, sebbene fratturate ed irregolari, sul Campanon del Coppo.

Come risulta dalla cartina geologica qui allegata, il *Permiano* comincia ad assumere il suo massimo spessore (duecento metri) solo verso quota 2000 sul versante di Malga Lincino ove, improvvisamente, il contatto con gli scisti cristallini si sposta verso Ovest Nord Ovest, puntando sul Passo di Bos. Fino a quell'altezza il *Permiano* costituisce solamente il ripido versante destro del canalone che da Malga Lincino sale verso il Bos e, ove questo si allarga inferiormente in una ampia conoide, esso piega leggermente verso SSE. I contatti *Archeozoico-Permiano* e *Permiano-Servino* scendono dal Passo di Bos verso Malga di Bos con la solita direzione SE-NW passando alle estremità laterali del roccione che da Sud Est si protende verso il Lago di Bos; la soglia di questo, che lo chiude a Nord, è costituita da *Permiano*, mentre, come già detto, la sponda sinistra è formata da paragneiss del *Cristallino antico*.

La giacitura di tutta la formazione permiana è pressochè costante: gli strati hanno una direzione variabile da N 55° W a N 45° W e sono verticali oppure hanno una immersione verso Nord Est di 75°.

I terreni del Trias iniziano con rocce del *Servino* (parte più bassa dello *Scitico* o *Werfeniano*). Essi sono rappresentati da cornubianiti zonate orneblendico-plagioclasiche a biotite, epidoto, calcite e diopside. Le varie associazioni di questi minerali si rispecchiano logicamente nei caratteri macroscopici della roccia. Essa infatti si presenta a letti o bande, sottili anche pochi millimetri, di colore variabile dal verde-grigio al grigio-violaceo. Queste cornubianiti sfumano senza limite netto in limoscisti o scisti argilloso-arenacei a grana molto minuta, di colore nerastro, i cui elementi essenziali sono biotite, plagioclasi e quarzo. Questa formazione possiede una potenza media di quindici metri ed il suo limite superiore decorre parallelamente a quello inferiore, già descritto. Essa assume una potenza maggiore, circa cinquanta metri, solamente nelle vicinanze di Malga Lincino. Dopo aver costituita la parte inferiore del grande canalone che sale verso il Passo di Bos, il *Servino* viene a mancare in quanto il versante sinistro di detto canalone è costituito da tonalite ed il contatto viene nascosto dal detrito. E' da notare che sulla cresta che da Passo di Bos conduce a Corni di Bos il *Servino* diminuisce di potenza ed in alcuni punti scompare; questo perchè viene ricoperto parzialmente o totalmente dagli strati di dolomia, che presentano dei tipici fenomeni di flessione superficiale ad uncino. La giacitura degli strati della formazione ora descritta varia entro limiti assai ristretti: la direzione è compresa fra N 50° W e N 40° W, mentre l'inclinazione si aggira sugli 80° verso Nord Est.

Al *Servino* fa seguito un potente banco di « *dolomia cariata* » più o meno metamorfosata, che rappresenta la parte alta del Trias inferiore (*Scitico superiore*). Questa roccia è molto friabile, di colore giallastro, e talvolta mostra una cariatura abbastanza evidente. L'analisi chimica permette di dedurre una composizione dolomitica parzialmente modificata dalle azioni di contatto (come preciseremo nella trattazione petrografica) del seguente tipo:

CaCO ₃	55,37
MgCO ₃	34,79
Residuo	9,16
	99,32

Nella parte più bassa di questa dolomia si riscontrano in rilievo alcune intercalazioni cornubianitiche, irregolari, discontinue, subparallele, spesso disposte a guisa di noduli in sottili lenticelle strozzate e separate tra di loro, di colore grigiastro internamente e marrone in superficie. Al microscopio esse risultano costituite da un fine aggregato di miche, anfiboli, feldispato e quarzo, in cui si notano sottili letti di elementi pirossenici nettamente più sviluppati rispetto agli altri componenti. Nella parte mediana e più alta di questa formazione dello Scitico superiore la *dolomia cariata* metamorfosata passa senza un limite netto a *calcefiro dolomitico con flogopite ed epidoto*, avente composizione mineralogica analoga alla dolomia; da essa differisce solamente per una maggiore compattezza, per la mancanza di cariatura, per il colore a tendenza grigia e per una certa scistosità dovuta all'orientamento di silicati i quali sono in una maggiore percentuale. In questi calcefiri si hanno zone più o meno ricche di sottili intercalazioni, spesse due-tre centimetri, continue, verticali, costituite da *cornubianiti a granato, vesuviana e diopside* le quali macroscopicamente si mostrano a bande e lenti alternativamente di colore verde, verde azzurro e marrone chiaro.

Questa formazione ha una potenza massima di duecento metri sulla parte bassa dei Listoni di Bos e, man mano che ci si avvicina al Passo di Bos, va restringendosi lentamente fino a terminare a forma di cuneo, sul versante di Malga Lincino, verso quota 2150 dell'asse del canalone, sul fondo del quale, come già detto, si trova il contatto tra i terreni sedimentari e la massa eruttiva. La zona dolomitica ha una direzione pressochè costante N 50° W e forma con gli strati quasi sempre verticali, alcune alte e lisce pareti, che contrastano con i dolci pendii formati dalle rocce già descritte.

In più punti, ma in particolar modo sulla selletta fra il Passo di Bos e Corni di Bos, si osservano alcuni fenomeni di flessione superficiale degli strati; ripiegamenti cioè verso Sud-Ovest, della parte superiore dei banchi per azione gravitativa. In seguito a questi ripiegamenti ad uncino la dolomia ricopre, in alcuni punti anche totalmente, il Servino nella zona a Nord-Est del Passo di Bos.

Alla «dolomia cariata» ora descritta, fa seguito una *formazione cornubianitica argilloso-arenacea* di colore grigio violaceo, fittamente stratificata, che ricorda alcuni letti del Servino. La sua composizione mineralogica è data da plagioclasi, quarzo, biotite e cordierite; quest'ultima in granuli rotondeggianti con le caratteristiche geminazioni multiple di compenetrazione. Talvolta si osservano la scomparsa della cordierite e la formazione di anfibolo con caratteri intermedi tra l'attinoto e l'orneblenda verde chiara. Questa formazione potrebbe essere o una intercalazione stratigrafica o una ripetizione tettonica; data la sua continuità ed il suo costante spessore, ritengo più verosimile la prima ipotesi; beninteso non si può affermare ciò con assoluta certezza, anche per l'assenza di fossili. Se la mia interpretazione fosse giusta, il letto cornubianitico in parola apparterrebbe alla sommità della *dolomia cariata* o alla base dell'*Anisico*. Esso

possiede una potenza media di circa dieci metri e costituisce una lista, che avendo inizio poco dopo quota 2564 verso la Valle Adamè, si spinge sino ai più bassi roccioni dei Listoni di Bos, interrompendosi nella parte mediana, ove se ne osservano solo piccoli affioramenti. La sua giacitura è pressochè costante, come avviene per tutta la serie; gli strati hanno una direzione che oscilla attorno a N 50° W e sono subverticali. Questo letto cornubianitico viene a contatto diretto con la massa intrusiva rappresentata da una *tonalite* piuttosto femica ricca di pacchetti di biotite e di grossi cristalli di anfibolo sui Listoni di Bos, a nord del Lago. Sotto i Corni di Bos invece, in prossimità della frocella sopra quota 2564, la formazione riferibile all'*Anisico inferiore* viene a contatto con un'apofisi marginale della *tonalite*, di circa quattro metri di potenza, costituita da una *granodiorite tonalitica*. In essa, rispetto alla massa eruttiva principale, si osserva un arricchimento degli elementi sialici ed un impoverimento di anfiboli, nonché un certo orientamento a scie di associazioni irregolari dei componenti femini (biotite o biotite ed orneblenda).

A questa apofisi granodioritica fa seguito una *formazione dolomitica*, bianca, sacaroide, che ricorda talune facies del « marmo di Esino ». Il SALOMON così classifica appunto questa roccia (bibl. 34, p. 82). A me sembra, però, che ciò sia alquanto improbabile; infatti se così fosse, dovremmo ammettere la mancanza completa dell'*Anisico*, che, nella stessa serie, in altre località anche vicine (Forcel Rosso) raggiunge una potenza considerevole.

Dal lavoro di B. ACCORDI sul Pizzo Badile (bibl. 1) risulta che il contenuto di MgO nel « calcare di Esino » di quella massa caratteristica, che viene pure a contatto con la *tonalite* dell'*Adamello occidentale*, è inferiore o uguale all'1 %, mentre i risultati dell'analisi del campione da me raccolto all'*Alpe di Bos*, permettono di classificarlo come una dolomia.

Dolomia dell' <i>Alpe di Bos</i>		Dolomia bianca a nord di Malga Val Bona (anal. P. HIEKE)	
CaCO ₃	55,82	CaCO ₃	58,17
MgCO ₃	44,26	MgCO ₃	40,52
Residuo	0,40	Residuo	1,21
<hr/>		<hr/>	
100,48		99,90	

La dolomia in parola ha delle analogie con quei marmi bianchi, molto simili d'altra parte a quelli di Esino, che affiorano sul fianco orientale del Monte Costone (bibl. 19) e che sia il SALOMON (bibl. 34, p. 389) sia il DAL PIAZ (bibl. 4, p. 8) ritengono corrispondente ad una facies di scogliera dell'*Anisico inferiore*. Vista la posizione stratigrafica della formazione in parola, questa analogia potrebbe offrire la soluzione del problema della sua età. A sostegno di questa mia ipotesi valga il confronto dei miei dati analitici con quelli dei marmi anisici saccaroidi di M. Costone (bibl. 19), di cui riporto qui la composizione chimica.

In questa dolomia bianca sacaroide si osservano al contatto con l'apofisi granodioritica delle cornubianiti ad orneblenda e tremolite di colore verde bottiglia scuro,

in cui gli elementi anfibolici hanno quasi sempre una certa orientazione, mentre verso la massa principale tonalitica compaiono delle cornubianiti pirosseniche, esse pure di colore verde più o meno intenso, in cui si notano delle piccole bande e sottili letti rosei di clinozoisite manganesifera (thulite). Analoghe associazioni mineralogiche pirossenico-thulitiche si riscontrano nel mezzo della dolomia lungo esilissime fratture.

La zona presa in esame per questo studio è intersecata da filoni di carattere aplítico. Pochi però assumono una potenza considerevole; per la maggior parte si tratta di filoncelli o di vene che costituiscono qua e là un fitto intreccio, sia al limite della massa tonalitica, sia nei livelli più bassi della formazione permiana. Fra i filoni di notevole potenza, due si trovano nella « dolomia cariata »: uno sulle ripide pareti sotto il Passo di Bos verso Malga Lincino, con direzione N 15° E e spessore di circa tre metri (noto, però che di questo filone non potei raccogliere alcun campione causa le difficoltà di accesso); l'altro sui Listoni di Bos a NNW della Malga omonima con direzione dapprima N-S poi NW-SE. Un terzo filone, pure aplítico, di circa due metri e mezzo di potenza, avente giacitura N 45° W, 80° NE, è ben visibile sul versante nord-occidentale della selletta tra il Passo e i Corni di Bos, ove si insinua in concordanza tra la cornubianite dello Scitico superiore e la dolomia dell'Anisico inferiore.

Rispetto alla carta geologica di W. SALOMON il mio rilevamento risulta quindi più dettagliato, indica potenze diverse per quanto riguarda le formazioni del Permiano e del Servino, contiene una interpretazione nuova per il banco dolomitico che si trova sulla selletta al di sopra di quota 2564 ed introduce la distinzione delle cornubianiti di contatto e dei filoni.

STUDIO PETROGRAFICO

Sulla cresta che da Corni di Bos conduce a Cima di Boazzo la successione dei terreni e le variazioni di facies, di cui abbiamo detto nel capitolo precedente, risultano particolarmente evidenti, data la maggiore potenza della serie e per l'andamento della cresta che è quasi perpendicolare alla direzione degli strati. Poichè non si rilevano essenziali variazioni di facies in senso laterale (cioè nella direzione dei banchi) la serie dei campioni qui successivamente descritti vale ad illustrare dal punto di vista petrografico il profilo geologico NE-SW.

LE FACIES DELLA MASSA INTRUSIVA

Tonalite (*Corni di Bos*).

Roccia di colore chiaro su cui risaltano pacchetti di lamelle biotitiche e grossi cristalli anfibolici.

Struttura granulare olocristallina con sviluppo abbastanza notevole dei singoli elementi. Feldispato, quarzo, biotite ed anfibolo sono i costituenti essenziali, in ordine decrescente rispetto alla quantità.

I plagioclasi sono geminati secondo le leggi albite, Carlsbad, albite-Carlsbad ed albite-periclino. La loro composizione chimica media corrisponde a miscele andesinico-

labradoritiche al 52 % An; infatti uno studio al T. U. ha dato, su geminati albite, il valore di 28° per gli angoli di estinzione massima e $2V_T = 77^\circ$. Su geminati albite-Carlsbad si misura

I°	20°	II°	25°
----	------------	-----	------------

Questi feldispatti presentano in genere una decisa zonatura. In cristalli zonati, geminati secondo la legge dell'albite, gli angoli di estinzione massima in zona normale a (010) sono risultati:

centro $32^\circ = 60\%$ An; periferia $19^\circ = 36\%$ An

Talvolta però le geminazioni sfumano verso la periferia fino a scomparire al bordo. La parte interna dei cristalli presenta, qualche volta, un certo grado di alterazione con genesi secondaria di piccole lamelle sericitiche e di sostanze caoliniche. Negli interstizi si notano rare piccole plaghe di ortose.

Gli elementi femici includono cristalli idiomorfi di apatite e plagioclasi non molto grandi; quest'ultima osservazione pone in rilievo il fatto che la paragenesi normale è in parte invertita, ciò che trova conferma anche nello scarso idiomorfismo offerto per lo più dai componenti femici.

La biotite, dai colori di pleocroismo variabili dal marrone intenso al giallognolo, si altera in clorite con segregazione di epidoto. La cloritizzazione è generalmente limitata alla periferia, lungo zone comprese tra le tracce di sfaldatura.

Al T. U. l'angolo d'estinzione massima su facce (010) degli anfiboli è risultato di 22° , inoltre α = giallo-verde, β = verde cupo, γ = verde bleu. Spesso l'orneblenda verde si presenta geminata secondo (100).

Come elementi accessori si trovano magnetite, pirite, epidoto, ortite, zircone e titanite.

Granodiorite tonalitica (*facies prossima al contatto*).

Essa forma un'apofisi marginale della tonalite, sulla selletta tra il Passo di Bos e Corni di Bos, fra la dolomia e la cornubianite a cordierite dell'Anisico inferiore.

Rispetto alla tonalite si ha un arricchimento dei plagioclasi, nettamente più acidi, ed un impoverimento degli anfiboli.

Spesso si notano fenomeni di riassorbimento dei plagioclasi da parte del quarzo e non mancano qua e là, nei granuli di quarzo stesso, residui di tracce di geminazioni polisintetiche da attribuire al feldispato quasi totalmente scomparso.

Analogo fenomeno di digestione si verifica, sempre nei feldispatti, da parte di plagioclasi di composizione più acida. Si osservano dei bordi di accrescimento non geminati in cui sfumano le lamelle di geminazione; in alcuni punti vi sono poi individui di neofeldispato acido che contengono le tracce degli individui plagioclasici, quasi totalmente riassorbiti (vedi tav. II, fot. n. 1). Questi feldispatti sono geminati secondo le leggi albite, albite-Carlsbad, e, solo in rari casi, albite-periclino. Alcune determinazio-

ni al T. U. su geminati albite, hanno dato i seguenti valori per gli angoli d'estinzione massima in zona simmetrica:

$$\begin{aligned} \text{periferia } 13^\circ &= \text{oligoclasio-andesina al 30 \% An} \\ \text{nucleo } 23^\circ &= \text{andesina al 44 \% An} \end{aligned}$$

Inoltre uno studio con il metodo REINHARD (bibl. 29) sui bordi non geminati di alcuni cristalli ha dato il valore di una miscela oligoclasica con il 17 % An.

Negli interstizi tra i vari componenti sono localizzate delle piccole plaghe di ortose ($2V_x = 62^\circ$) accompagnate talora, nelle zone di transizione tra ortose, plagioclasio e quarzo, da aggregati di tipo mirmecitico.

Sia nel quarzo sia nei feldispati si notano fenomeni di cataclasi molto evidenti. Nei plagioclasi le fratture tagliano in diverse direzioni i piani di geminazione e sono riempite da prodotti di alterazione quali saussurite, in cui si distingue la clorite. Altro prodotto di alterazione di questi plagioclasi è il caolino.

La biotite ha dei colori di pleocroismo variabili da cristallo a cristallo per effetto di stadi più o meno avanzati di alterazione in clorite. Spesso a contatto con la biotite si nota dell'epidoto verde. Sia la biotite sia la clorite mostrano ripiegamenti posteristallini.

L'anfibolo è rappresentato dall'orneblenda verde ($c: \gamma = 21^\circ$, $\alpha = \text{verde giallo}$, $\beta = \text{verde smeraldo}$, $\gamma = \text{verde bleu}$), che qualche volta è alterata anch'essa in clorite.

Questi componenti femici sono raramente in individui distinti; per lo più formano associazioni irregolari di molti individui, costituiti talora solo da biotite, talora da anfibolo e biotite le quali mostrano un orientamento a scie abbastanza accentuato. L'intima compenetrazione dei due minerali, qualche volta reciprocamente idiomorfi, esclude rapporti di successione paragenetica. Essa denota una contemporaneità di formazione, che in qualche punto, associandosi ad una struttura peciloblastica alla quale partecipano anche elementi plagioclasici, richiama motivi strutturali caratteristici di rocce metamorfiche.

La struttura particolare (orientazione, scarso idiomorfismo degli elementi femici, microimplicazioni) di questa facies può essere spiegata ammettendo raffreddamento più rapido, disturbato da movimenti in seno alla massa magmatica fluidale, ed azioni catalitiche di emanazioni tardomagmatiche con probabili fenomeni di ebollizione retrograda. A quest'ultime si possono ascrivere anche i fenomeni di cloritizzazione della biotite e degli anfiboli e la saussuritizzazione dei plagioclasi.

L'ortite è presente in cristalli idiomorfi, non molto abbondanti, in parte sostituiti da quarzo e plagioclasi. (vedi tav. II, fot. n. 3).

Oltre agli elementi accessori primari e secondari già menzionati, sono riscontrabili numerosi cristalli di titanite (vedi tav. II, fot. n. 2), di apatite, magnetite e limonite pseudomorfa su pirite.

LE FACIES FILONIANE

Aplite (*Filone acido rimaneggiato da soluzioni tardive*).

Questo filone, dalla potenza di due metri e mezzo, si trova al margine della granodiorite ora descritta e viene a contatto, per circa dieci metri, con la cornubianite a cordierite sulla selletta tra il Passo di Bos e Corni di Bos.

All'esame microscopico esso presenta una struttura olocristallina a grana media non omogenea con scarsi elementi idiomorfi e molti allotriomorfi. I componenti mineralogici essenziali e prevalenti sono costituiti da ortose, plagioclasie, quarzo e biotite, mentre i componenti accessori sono: apatite, magnetite, limonite, zircone e rutilo in aggregati sogenitici.

Nei plagioclasi si osserva una tendenza all'idiomorfismo; ma essi sono spesso riasorbiti, nelle parti periferiche, dall'ortose con formazioni di associazioni di aspetto mirmecitico e talora presentano un bordo in cui sfumano le lamelle di geminazione; quando poi siano stati parzialmente sostituiti dal quarzo, si vede, nei residui dei cristalli, la quasi totale scomparsa della geminazione.

Questi plagioclasi sono geminati secondo la legge albite, albite-Carlsbad ed albite-periclino. Alcune determinazioni eseguite su individui geminati secondo la legge dell'albite, hanno dato valori di 15° per l'angolo massimo d'estinzione in zona normale, si tratta quindi di una miscela oligoclasico-andesinica (32 % An); infatti dal confronto con l'indice ω (1,544) del quarzo si ha $\alpha' > \omega$; alla periferia vi è una lieve variazione verso termini oligoclasici: infatti si ottiene $\gamma' > \omega > \alpha'$. Questi componenti sialici sono leggermente alterati in sericite ed epidoto.

L'ortose, abbondantissimo, molto spesso è in associazioni micropertitica con il feldispatio sodico. Gli elementi albitici hanno talvolta allineamenti perfetti come quelli osservati nelle micropertiti dei nuclei marginali dell'Adamello orientale (bibl. 26). Tali micropertiti mostrano una estinzione ondulata, che è pure visibile nei non molto numerosi granuli di quarzo. Questo minerale si è formato in prevalenza posteriormente all'ortoclasio ma in parte anche anteriormente a questo. Nell'ortoclasio si osserva una lieve alterazione in senso argilloso-caolinico.

L'unico elemento femico è la biotite, ridotta in brandelli scarsamente idiomorfi, forse per un processo di parziale sostituzione da parte degli elementi sialici. Essa è parzialmente alterata in clorite.

Aplite micaceo - tormalinifera.

Questo campione è stato raccolto a circa duecento metri in direzione nord-ovest dal Passo di Boss; esso appartiene al sistema di piccoli filoncelli che si osserva nelle formazioni permiane. Sul colore biancastro del quarzo e dei feldispazi risaltano grossi cristalli neri di tormalina. La struttura è granulare a grana non omogenea. Qua e là alcuni cristalli di quarzo e di feldispazi spiccano per la loro maggiore dimensione sugli altri elementi sialici. Talvolta il quarzo ed i feldispazi mostrano una struttura pecilitica; questo fenomeno interessa spesso le miche, sebbene esse si presentino anche riunite in fasci lamellari.

Con il metodo di Becke su frammenti staccati dalla roccia s'è determinato la composizione albitico-oligoclasica (indici di rifrazione compresi tra 1,528 e 1,541) dei plagioclasi e la presenza, in quantità molto ridotta, dell'ortoclasio (indici di rifrazione inferiore a 1,528). Il feldispato potassico è rappresentato almeno in parte da microclino. Alcuni plagioclasi sono leggermente alterati in sostanza caolinica ed in sericite e sono attraversati, come certi cristalli di quarzo, da sottili fratture.

Le miche sono rappresentate da tre termini: una muscovite, perfettamente incolore e nettamente biassica, prevalente; una flogopite quasi uniassica con tinta verdognola e distinto pleocroismo $\alpha =$ giallo chiarissimo quasi incoloro, $\beta = \gamma =$ verde chiaro; una biotite ferrifera uniassica con pleocroismo più marcato da giallo chiaro a bruno non molto carico e talora con tendenza al bruno verde. Questi tre termini sono nettamente isolati o talora in associazioni a lamelle tra muscovite e flogopite e più raramente tra biotite e flogopite.

Un altro componente caratteristico della roccia è una tormalina con $\varepsilon =$ rosa e $\omega =$ verde azzurro, talora zonata con toni azzurri all'interno e verde più carico alla periferia. Talvolta essa è associata alla mica in plaghe irregolari cibrose a struttura pecilitica. (vedi tav. II, fot. n. 4).

Come elementi accessori si notano: cristalli di zircone, che quando sono inclusi nelle miche risaltano per la loro aureola pleocroica, aghetti di rutilo in aggregati sogenitici entro la biotite, e rari cristalli di apatite.

Abbiamo accennato alla struttura pecilitica della tormalina e delle miche che qua e là assume un carattere peciloblastico, è tuttavia difficile affermare che si tratti in ogni caso di elementi primari dell'aplite piuttosto che di elementi secondari di nuovo apporto o di parziale ricristallizzazione per azione metamorfica di contatto.

LE FACIES DI CONTATTO

Cornubianite pirossenica (*Anisico inferiore*).

Cento metri a nord-est di q. 2564, a diretto contatto con la massa tonalitica, si trova questa cornubianite verde scura che al microscopio si rivela costituita quasi totalmente da elementi pirossenici di varia grandezza, aventi una struttura granoblastica.

Essi sono rappresentati da termini diopsidico-fassaitici: senza colori in sezione sottile, con angolo d'estinzione $c: \gamma = 44^\circ$, angolo degli assi ottici, misurato al T. U., $2V_\gamma = 60^\circ$. Lungo alcune fratture, abbastanza evidenti, sebbene non molto numerose, si osserva un incipiente fenomeno di uralitizzazione dei pirosseni, cioè un leggero orlo di questi si trasforma in orneblenda verde, avente un angolo di estinzione $c: \gamma = 22^\circ$. Nei pirosseni sono frequenti le geminazioni polisintetiche a parecchie lamelle.

Negli interstizi dei pirosseni e nelle fratture si vedono, in quantità molto scarsa, dei granuli di quarzo e, più abbondanti, degli elementi plagioclasici alterati in sostanza caolinica, taluni tanto profondamente da mascherare la geminazione secondo la legge albite ed albite-Carlsbad. Alcune misurazioni su geminati albite, hanno dato per l'angolo di estinzione in zona simmetrica un valore di 10° . Da questo e dai valori degli

indici osservati su piccoli frammenti isolati, si può dedurre trattarsi di miscele oligoclasiche, con una percentuale di circa 26 % An.

Sia nei componenti femici sia in quelli sialici si osservano fenomeni di deformazione; mentre nei primi essi sono posteristallini e si manifestano debolmente e solo in alcuni cristalli, nei secondi interessano quasi tutti gli elementi ed hanno caratteri fra para e posteristallini. Evidentemente le venette plagioclasiche sono state linee di deformazione prima e di minor resistenza poi.

Come elementi accessori si notano granuli di titanite, rara magnetite e idrossidi di ferro, che sono visibili, in particolar modo, lungo le fratture e che si diffondono a plaghe irregolari sui pirosseni dando loro una colorazione marrone chiaro.

Cornubianite a thulite e diopside fassaitico con brucite (*Anisico inferiore*).

Questa roccia costituisce nelle cornubianiti pirosseniche delle lenti piuttosto tozze, mentre ad alcuni metri dalla tonalite, nella dolomia riferibile all'Anisico inferiore, si trova lungo esilissime fratture. Si osservano in essa zone di colore e composizione diversa, caratterizzate dalle seguenti associazioni mineralogiche:

a) *zone di colore verdognolo*: il componente principale è il pirosseno con caratteri analoghi a quelli dei termini diopsidico-fassaitici che costituiscono le cornubianiti pirosseniche ora descritte (incolori, angolo d'estinzione $c: \gamma = 43^\circ\text{-}44^\circ$, angolo degli assi ottici, misurato al T. U., $2V_\gamma = 59^\circ\text{-}60^\circ$). Questi elementi hanno una struttura granoblastica a grana variabile da media a piccola; qualche volta si nota in essi una pericoloblastesi periferica, che raramente interessa tutto il cristallo.

Negli interstizi ed in alcune fratture si osservano degli aggregati lamellari o fibroso raggiati di brucite, caratterizzata dalle seguenti proprietà ottiche: uniassica o leggermente biassica con segno ottico positivo, carattere di zona negativo, indici di rifrazione nettamente superiori a quelli del balsamo, birifrangenza un po' anomala di valore medio-basso, che determina colori di polarizzazione bianco-grigi fino a bianco-giallognoli.

Un altro componente accessorio, intimamente associato al diopside fassaitico, è rappresentato da granuli o aggregati cristallini di clinozoisite quasi incolore o leggermente colorata in roseo, con caratteri che definirò nella facies thulitica ove il minerale diventa prevalente.

b) *zone di colore roseo*: l'elemento mineralogico fondamentale è un tipo di clinozoisite con indici di rifrazione prossimi o poco superiori a 1,740, angolo degli assi ottici che varia di poco attorno al valore medio di $2V_x = 88^\circ$, colori d'interferenza molto bassi. Un saggio chimico eseguito sulla polvere di granuli non selezionati di una zona rosea, comprendente piccole quantità di cristalli accessori di pirosseno, ha dato il 0,28 % MnO; questa percentuale, considerando il minerale perfettamente isolato, è logicamente suscettibile di un aumento seppure non molto forte, il che fa avvicinare questo tipo di clinozoisite alla varietà thulite. Essa si presenta in cristalli dall'abito allungato secondo l'asse y, spesso geminati, per lo più con la caratteristica geminazione polisintetica secondo (100); nelle sezioni prossime a (010) si osservano piccoli angoli di estinzione simmetrica o quasi, con valori sempre di pochi gradi fra i due sistemi di lamelle; la bassa birifrangenza con le anomalie ottiche ben note ed una certa zonatura dei cristalli

non consentono determinazioni più precise, tuttavia i caratteri sono sufficienti ad attribuire questa thulite ad una clinozoisite anzichè ad una zoisite.

I cristalli ora descritti sono riuniti in fasci o isolati e perfettamente idiomorfi (vedi tav. III, fot. n. 1), oppure con una struttura spiccatamente peciloblastica per la minuta inclusione di elementi pirossenici.

La thulite è spesso associata a piccole plaghe di calcite e di un altro componente incoloro in sezione, che per i suoi caratteri ottici può essere classificato come una varietà più ferrifera della famiglia degli epidoti; infatti: gli indici di rifrazione non sono molto inferiori a 1,740, i colori d'interferenza qualche volta salgono ad un giallo verdognolo di secondo ordine, il segno ottico è negativo.

Come elemento accessorio vi sono alcuni granuli e cristalli idiomorfi, a forma di sfeno, di titanite con alta birifrangenza, rilievo nettamente superiore a quello della thulite, angolo degli assi ottici molto piccolo e segno ottico positivo.

Le due zone, verdognola e rosea, della cornubianite in esame non sono sempre ben delimitate fra di loro, ma esistono alla periferia alcune plaghe in cui l'elemento pirossenico e quello clinozoositico sono in percentuali quasi uguali e formano un intimo aggregato, in cui alcuni maggiori cristalli di diopside fassaitico assumono una struttura decisamente peciloblastica (vedi tav. III, fot. n. 2). Non mancano anche irregolari plaghe di pirosseno con calcite e brucite accessori, nelle quali la thulite è inclusa sotto forma di cristallini con perfetto abito idiomorfo.

Cornubianite ad orneblenda e attinoto (*Anisico inferiore*).

Essa costituisce nella formazione dolomitica, verso l'apofisi granodioritica, grosse lenti allungate di colore verde scuro.

Al microscopio si distinguono zone di composizione diversa, costituite, però, quasi esclusivamente da anfiboli, ed aventi una struttura cristalloblastica.

Alcune zone sono formate principalmente da orneblenda verde, dall'abito allungato; questi cristalli in alcune plaghe assumono una struttura orientata, in altre formano un feltro irregolare; hanno colori di pleocroismo α = giallo verdognolo, β = verde erba, γ = verde azzurrognolo, con assorbimento $\beta = \gamma > \alpha$; l'angolo di estinzione $c: \gamma$ risulta di 23° . In alcuni cristalli si nota che mentre il bordo mostra i colori di pleocroismo sopra detti, al centro essi sfumano verso l'incolore; pure la birifrangenza varia, essendo leggermente superiore al centro, mentre l'angolo di estinzione $c: \gamma$ è appena maggiore alla periferia. Si ha cioè un nucleo con caratteri di attinoto ed un bordo di orneblenda. Si osservano anche delle associazioni irregolari tra i due termini in uno stesso cristallo.

Altri componenti principali sono granuli di calcite e, in quantità minima, plagioclasi che riempiono gli interstizi. Come elemento accessorio v'è la magnetite.

Altre zone più chiare e più sottili sono costituite da elementi anfibolici di tipo attinoto poco ferrifero, con tendenza verso termini tremolitici aventi anch'essi un abito allungato e colori di pleocroismo α = incolore, β = verde pallido, γ = verde pallidissimo ed un angolo di estinzione di 18° - 19° . Pure in queste zone non manca qualche cristallo zonato incolore al centro e leggermente verdognolo alla periferia. Si notano inoltre calcite ed ossidi di ferro, questi ultimi in piccole quantità accessorie.

Cornubianite quarzoso - feldispatica a biotite e cordierite (Anisico o Scitico superiore)
(cento metri a nord-nord-ovest di q. 2564).

Roccia molto compatta, grigio-violacea, fittamente stratificata. Al microscopio essa presenta una struttura cristalloblastica.

I plagioclasti, più abbondanti del quarzo, sono raramente geminati secondo la legge dell'albite, il più delle volte secondo la legge di Carlsbad. Alcune determinazioni su geminati albite, al T. U., hanno dato i valori di 22°-24° per l'angolo massimo di estinzione simmetrica in zona normale, corrispondente al 40-43 % An. Analoga composizione andesinica si ottiene, sempre al T. U., con il metodo REINHARD. Pure presente è l'ortoclasio che risalta abbastanza evidentemente per i bassi valori dei suoi indici di rifrazione.

Abbondante è pure la cordierite: in granuli lenticolari o rotondeggianti, che mostrano la caratteristica geminazione multipla di compenetrazione, con limiti irregolari dei vari settori (vedi tav. III, fot. n. 3). Al T. U. è risultato $2V_z = 64^\circ$. Questi elementi di cordierite sono particolarmente ricchi di inclusioni costituite da biotite, quarzo ed ossidi di ferro; in alcuni punti sono quasi inalterati, in altri si nota un'alterazione in sericite, che interessa parzialmente o interamente i vari granuli.

La biotite si presenta in lamelle molto fresche, quasi sempre isorientate secondo i piani di laminazione della roccia originaria ed in piccoli elementi idiomorfi inclusi un po' dappertutto ed in particolar modo nella cordierite. I suoi colori di pleocroismo variano dal bruno intenso al giallo molto pallido. La biotite contiene molti zirconi dal caratteristico alone pleocroico.

Come elemento accessorio è presente la tormalina, spesso in individui idiomorfi, talora in plaghe irregolari associate ai fasci lamellari di biotite. I suoi colori di pleocroismo variano da bruno torbido a giallo chiarissimo, caratteri della tormalina tipo schorlite.

La composizione chimico-mineralogica, dedotta dall'esame microscopico e dall'analisi chimica (TAB. 1) mostra la derivazione di questa cornubianite da una roccia pelitico-psammitica di tipo argilloso-arenaceo.

Cornubianite quarzoso - feldispatica a biotite ed anfibolo (Anisico o Scitico superiore).

Essa presenta stretta analogia macroscopica con la cornubianite a cordierite, alla quale si associa senza netto limite di transizione.

Al microscopio si osserva una tessitura pavimentosa ed una struttura granoblastica a grana molto minuta per gli elementi sialici, lepidoblastica per gli elementi femici.

Il quarzo, molto abbondante, è in granuli piccoli e medi, alcuni dei quali presentano una leggera estinzione ondulata, altri sono fratturati ed in essi si notano delle inclusioni gassose allineate lungo vecchie linee di frattura. Alla periferia di alcuni cristalli si rileva un addentellamento con i minerali circostanti dovuto ad una parziale ricristallizzazione contemporanea. Qua e là si trova qualche piccolo elemento quarzoso di maggiore dimensione, con l'aspetto di ciottolo, che solo alla periferia mostra il carattere cristalloblastico e l'addentellamento con gli elementi circostanti, mentre all'interno

TABELLA 1.
Cornubianite quarzoso-feldispatica a biotite e cordierite.

<i>Composizione chimica</i>	<i>Coeff. Niggli</i>		<i>Composizione mineralogica osservata (°/₀ in volume)</i>
SiO₂	57,60		
Al₂O₃	20,45	si	Quarzo 18,8
Fe₂O₃	0,59	al	Feldispati 33,2
FeO	5,66	fm	(ortose e plagioclasi
MnO	tracce	c	al 40-43 % An)
MgO	5,00	alk	Biotite 19,1
CaO	2,48	k	Cordierite 27,8
Na₂O	1,53	mg	Accessori 1,1
K₂O	3,62	p	
TiO₂	0,67	qz	
P₂O₅	0,22		
H₂O⁻	0,04		
H₂O⁺	2,10		
	99,96		

<i>Base</i>	<i>Norma molecolare</i>	<i>Variante (¹)</i>
Q	44,3	Quarzo 14,8
Kp	13,2	Plagioclasi
Ne	8,5	(44 % An) 25,4
Cal	6,8	Ortoclasio 12,3
Sp	16,7	Cordierite 30,6
Fs	0,6	Biotite 15,4
Fo	2,3	Accessori 1,1
Fa	6,7	
Ru	0,5	
Cp	0,4	

$$\pi = 0,2 \quad \mu = 0,2 \quad \alpha = 2,8$$

non si trovano inclusioni e si notano effetti evidenti di rotture cristalloblastiche. Possono quindi ritenersi, almeno in parte, relitti della roccia arenacea primitiva.

Pure i feldispati sono abbondanti, in piccoli cristalli, anche essi come il quarzo, con una struttura granoblastica. Si notano vari geminati albite per lo più limitati a due individui, raramente polisintetici; talvolta con degli inclusi di ortoclasio aventi una struttura di aspetto peciloblastico, che dimostra la contemporaneità di ricristallizzazione.

(¹) Per la formazione della biotite nella variante s'è fatto uso della seguente formula:

$$6 \text{ Kp} + 9 (\text{Fo} + \text{Fa}) + 1 \text{ Q} = 16 \text{ Bi} \left(\frac{\text{Fo}}{\text{Fa}} \simeq 0,36 \right)$$

Dall'angolo massimo di estinzione in zona simmetrica di 32° dei geminati albite si deduce la composizione andesinico-labradoritica (49 % An) di questi plagioclasi.

La biotite si presenta in laminette subparallele, quasi sempre orientate secondo i piani di laminazione della roccia originaria. Esse hanno un pleocroismo intenso dal bruno giallastro chiaro al bruno rossastro. Risaltano spesso nelle maggiori laminette biotiche alcune inclusioni di zircone dall'ampia e marcata aureola pleocroica.

Si notano ancora delle tracce di una originaria clorite ora quasi totalmente rigenerata e trasformata in biotite.

Gli anfiboli sono molto abbondanti. Hanno colori di pleocroismo $\alpha =$ incoloro o verdognolo chiarissimo, $\beta =$ verde chiaro, $\gamma =$ verde chiaro, angolo di estinzione $c : \gamma$ che oscilla attorno ai 20° , angolo degli assi ottici piuttosto grande e segno ottico negativo; presumo quindi trattarsi di un termine con caratteri che si accostano a quelli dell'attinoto e dell'orneblenda verde chiaro.

Si notano inoltre abbastanza frequentemente dei cristalli di apatite perfettamente idiomorfi, spesso in sezione basale, di tinta grigia non sempre uniforme, in qualche caso con il bordo chiaro ed il nucleo più scuro; l'osservazione a forte ingrandimento permette di constatare una diffusa inclusione microgranulare.

Fra gli elementi accessori, oltre allo zircone già menzionato, va aggiunta la magnetite in piccoli e rari granuli.

Degno di nota è il fatto che i coefficienti Niggli denotano per questa cornubianite una composizione analoga a quella di una roccia magmatica del gruppo dioritico-quarzoso, come si può osservare nella TAB. 2. La struttura e la associazione diretta con le precedenti cornubianiti a cordierite indicano però una derivazione da sedimenti psammitico-pelitici, e possiamo quindi ritenerla la roccia in esame come il prodotto metamorfico di contatto d'un fine argilloscisto arenaceo-calcarifero prodotto a sua volta dalla diagnesi d'un originario limo marnoso.

Calcefiro dolomitico a flogopite ed epidoto (*Scitico superiore*) (q. 2564).

Roccia di colore più o meno chiaro, costituita principalmente da un aggregato cristallino saccaroidi di dolomite e calcite. Un certo orientamento di questi cristalli, l'arricchimento in epidoto lungo alcune bande e la presenza di lenti allungate e di letti costituiti essenzialmente da flogopite lamellare, feldispato e quarzo conferiscono a questo calcefiro una struttura scistosa abbastanza evidente, che però scompare quasi totalmente là dove i carbonati sono gli unici componenti della roccia.

La flogopite è in piccole lamelle biassiche, con angolo degli assi ottici molto piccolo, aventi colori di pleocroismo variabili da bruno molto chiaro a giallognolo con qualche sfumatura al verde, mentre l'epidoto è in granuli ed in aggregati granulari, che ben risaltano per il loro alto rilievo.

Calcefiri a vesuviana, granato e diopside (*Scitico superiore*).

Costituiscono, assieme a cornubianiti a granato e diopside, numerosi straterelli con giacitura subverticale e concordante nei calcefiri ora descritti. Sono di colore verde erba e verde azzurrino su cui risaltano isole con andamento più o meno allungato di colore marrone pallido dovute al granato.

TABELLA 2

Cornubianite quarzoso-feldispatica a biotite ed anfibolo.

<i>Composizione chimica</i>	<i>Base</i>		<i>Norma molecolare</i>
SiO ₂	57,64	Q	40,1
TiO ₂	0,78	Kp	9,9
P ₂ O ₅	0,24	Ne	14,3
Al ₂ O ₃	16,87	Cal	16,0
Fe ₂ O ₃	0,75	Cs	2,7
FeO	5,20	Fs	0,8
MgO	4,33	Fo	9,2
MnO	0,02	Fa	6,1
CaO	7,34	Ru	0,5
Na ₂ O	2,56	Cp	0,4
K ₂ O	2,75		
H ₂ O ⁻	0,18		
H ₂ O ⁺	1,08		
		$\pi = 0,39$	$\mu = 0,48$
			$\gamma = 0,14$
			$\alpha = 2,11$
		99,76	

*Composizione mineralogica osservata (°/₀ in volume)**Variante (¹)*

Quarzo	14,0	Quarzo	15,2
Ortoclasio	51,0	Ortoclasio	7,5
Plagioclasi (49 % An)	51,0	Plagioclasi (51 % An)	50,4
Anfibolo	14,9	Anfibolo	13,5
Biotite	18,8	Biotite	11,7
Accessori	1,3	Accessori:	
		Apatite	0,4
		Rutilo	0,5
		Magnetite	0,8

	<i>si</i>	<i>al</i>	<i>fm</i>	<i>c</i>	<i>alc</i>	<i>k</i>	<i>mg</i>	<i>qz</i>
tipo tonalitico	180	33	32	22	12	0,4	0,4	32
tipo pelicitico	180	33	32	23	12	0,2	0,45	32
cornubianite quarzoso-feldispatica a biotite ed anfibolo	172,2	29,7	34,1	23,5	12,6	0,4	0,5	21,6

(¹) Per la formazione della biotite e dell'anfibolo s'è fatto uso delle seguenti formule:

$$16 \text{ Bi} + 6 \text{ Q} = 10 \text{ Or} + 12 (\text{En} + \text{Hy}) + (2\text{W}) \quad \left(\frac{\text{En}}{\text{Hy}} \simeq 2,5 \right)$$

$$10 \text{ Akt} = 2 \text{ Cs} + 5 (\text{Fo} + \text{Fa}) + 3 \text{ Q} + (2\text{W}) \quad \left(\frac{\text{Fo}}{\text{Fa}} = 1 \right)$$

La vesuviana si presenta in plaghe considerevoli, particolarmente zonate, dai bassi colori di interferenza verde-grigio. La zonatura si manifesta talora a chiazze talora a strie concentriche, quasi si trattasse di lamelle polisintetiche. A luce convergente si osservano delle anomalie ottiche. In queste plaghe sono inclusi piccoli elementi pirossenici e chiazze di calcite, la quale riempie le numerose fratture che solcano, in tutte le direzioni, la vesuviana (vedi tav. III, fot. n. 4). Analoghi fenomeni di fratturazione e di inclusione si hanno nei grossi idioblasti di granato. E' da notare che la calcite non si trova esclusivamente nelle fratture dei due sopraccitati minerali ma anche, ed in quantità abbastanza rilevante, negli interstizi tra cristallo e cristallo, come prodotto di ricristallizzazione dell'originaria roccia calcarea.

Abbondanti sono pure i pirosseni, in cristalli di grandezza variabile, alcuni dei quali, seppure molto raramente, assumono una struttura peciloblastica. Gli elementi maggiori formano, quasi sempre, dei sottili letti o lenti non molto sviluppate, mentre gli elementi minori inclusi nella vesuviana e nel granato costituiscono fitte zone dai vivaci colori di interferenza. Questi pirosseni, dal colore verde molto blando, hanno un angolo di estinzione di 39° , tipico del diopside.

Qua e là si osserva, specialmente nella calcite, qualche granuletto a struttura raggiata o qualche geodina di calcedonio incoloro o di colore ocraeо.

Quale unico elemento accessorio è presente, in minima quantità, la magnetite.

Cornubianite a granato e diopside (Scitico superiore) (associata ai calcefiri precedenti).

Macroscopicamente essa è molto simile ai calcefiri a vesuviana e diopside. Al microscopio si osservano: grossi cristalloblasti di granato, le cui fessure più evidenti sono isorientate, ed altri cristalloblasti di elementi per lo più femici, a grandezza molto variabile, ma sempre di gran lunga inferiore a quella dei granati.

Il granato contiene un grande numero di pirosseni, qualche plaga cristallina di calcite e rari elementi plagioclasici. La calcite è presente in quantità abbastanza rilevante con la tipica geminazione polisintetica; talora anche in essa osserviamo degli elementi pirossenici di tipo diopsidico ($c: \gamma = 39^\circ$).

I componenti sialici sono molto scarsi; il quarzo si presenta in minimi cristalloblasti, che hanno un leggero accenno di estinzione ondulata e che contengono talora elementi pirossenici estremamente piccoli; i plagioclasi, ancor meno abbondanti del quarzo, mostrano rare geminazioni molto irregolari e delle microinclusioni gassose.

Come elementi accessori ho notato alcuni cristalli di titanite, generalmente piccoli, che spiccano per gli alti valori degli indici e della birifrangenza e talora per la loro forma a sfeno, mentre, al contrario, qualche rara plaga di epidoto male si distingue nell'intimo aggregato pirossenico-granatifero.

Dolomia metamorfosata per contatto (Scitico superiore).

La roccia di colore giallo-grigio è piuttosto friabile. Essa è costituita da un aggregato cristallino saccaroides a grana media di carbonati (dolomite e calcite), che includono granuli irregolari di epidoto, minute granulazioni di ossidi di ferro (magnetite,

ematite e limonite) ed in quantità accessoria lamelle bruno chiare di flogopite e scarsi elementi di quarzo e plagioclasi. Più che l'esame microscopico, per definire il carattere petrografico della roccia, vale l'analisi chimica.

Come abbiamo riferito nella parte geologica, il contenuto di carbonati di questa roccia è del 90,16 %, così distinti: CaCO_3 55, 37, MgCO_3 34, 79. Il residuo ammonta al 9,16 %. Una parte quindi del CaO e del MgO è fissata nei silicati. Come si può calcolare dal confronto fra l'analisi espressa in carbonati e quella espressa in ossidi, la percentuale di CaO e di MgO non legate al CO_2 sono rispettivamente del 0,96 % e del 2,00 %.

SiO_2	2,36	BaO	tracce
Al_2O_3	1,94	Na_2O	0,54
Fe_2O_3	0,28	K_2O	0,16
FeO	0,54	H_2O^-	0,18
MgO	18,65	H_2O^+	0,20
CaO	32,00	CO_2	42,47
			99,32

Da notare che i silicati possono essere ritenuti sia materiale argilloso originario, sia, almeno in piccola parte, derivanti da soluzioni silico-alcaline degli stadi più avanzati del successivo fenomeno eruttivo.

Cornubianite micaceo - anfibolico - pirossenica (*Scitico superiore*).

Questa cornubianite grigiastra, molto compatta, forma delle lenti, disposte a rosario, in rilievo sulla dolomia.

La tessitura scistosa, che si osserva al microscopio, è dovuta alla orientazione delle lamelle di miche (essenzialmente muscovite con tracce di flogopite molto chiara) e di alcune plaghe peciloblastiche di anfiboli.

I componenti essenziali (miche, anfiboli, feldispati e quarzo) costituiscono un fine aggregato, per lo più peciloblastico, su cui risaltano alcuni sottili letti costituiti da pirosseno, in cristalli nettamente più sviluppati rispetto agli altri elementi, e da magnetite accompagnata da ematite. L'angolo di estinzione $c : \gamma$ di circa 37° e la mancanza di colore fa pensare ad un termine di tipo diopside. La determinazione degli anfiboli riesce alquanto problematica causa la marcatissima peciloblastesi, che riduce questi cristalli in scheletri. Essi sono quasi incolori con un leggerissimo tono sul verde e l'angolo $c : \gamma$ sembra assumere un valore intorno ai 20° , caratteri questi tipici dell'attinoto.

Fra i componenti micacei si è notata la flogopite uniassica che si rivela per una leggera tinta bruniccia molto chiara con un leggero pleocroismo da α incoloro a $\beta = \gamma$ bruno roseo chiarissimo.

Con il metodo di Becke su frammenti di polvere si è osservato che gli elementi sia-lici sono rappresentati, in ordine decrescente rispetto la quantità, da plagioclasi oligo-

clasici (indici di rifrazione compresi fra 1,529 e 1,410), da quarzo e da ortose, quest'ultimo in quantità minima.

Oltre la magnetite, che per la sua alta percentuale assume una notevole importanza, fra gli elementi accessori si notano granuli di titanite e di epidoto.

Limoscisto metamorfico per contatto (*Scitico inferiore*) (150 metri a sud-sud-est di q. 2564).

Questa roccia, compatta, è di colore nerastro ed in essa si vedono le stratificazioni dell'originario sedimento.

Al microscopio si osserva un aggregato finemente scistoso ricco di biotite e feldispati. Infatti la roccia è costituita essenzialmente da biotite, da ortose, da plagioclasie e da quarzo in ordine decrescente di rapporto quantitativo. Questi minerali si presentano tutti in cristalli piccolissimi, allungati e subparalleli; qualche volta assumono una grana leggermente più grossa lungo sottili letti.

L'ortoclasio spicca per i bassi valori degli indici di rifrazione e la mancanza di alterazione mentre i rari granuli di plagioclasio si distinguono per una leggera sericitizzazione. Osservazioni eseguite sulla polvere di questa roccia hanno permesso di classificare i plagioclasie come miscele albitico-oligoclasiche; infatti i loro indici sono superiori a 1,528 e prossimi a 1,541. Data la grana fine e la mancanza assoluta di geminazioni, questa è la sola proprietà ottica su cui si possa basare la determinazione.

La biotite, rigenerata, è in lamelle dai colori di pleocroismo variabili dal bruno, con chiazze a tendenza bruno verde intenso, ad un giallo bruniccio con sfumature quasi incolore. Orientati con gli altri elementi vi sono cristalli prismatici, perfettamente idiomorfi, di tormalina molto probabilmente di nuova generazione.

Elementi accessori oltre la tormalina sono: apatite, zircone, granuli più rari di magnetite, epidoto, qualche lamella di clorite e rare piccole plaghe di calcite. Questi ultimi minerali acquistano un certo significato in vicinanza di alcune fratture trasversali, che solcano la roccia; ai margini di queste la biotite appare decisamente cloritzata con segregazione microgranulare di epidoto, magnetite e rutilo. Le fratture a loro volta, appaiono ricementate da calcite, epidoto, clorite e quarzo.

V'è stata perciò una completa ricristallizzazione con rigenerazione diffusa di biotite, tormalina e feldispati ed una tardiva azione idrotermale a termalità bassa lungo le fratture con cloritzazione della biotite e conseguente deposizione di epidoto e calcite.

Scisto argilloso - arenaceo (*Scitico inferiore*).

Macroscopicamente esso è simile al limoscisto ora descritto.

Al microscopio si distingue una tessitura scistica ed una struttura granoblastica a grana più fine di quella della roccia precedente. Essa contiene però qualche lente a grana leggermente più grossa; in essa il quarzo ed i feldispati assumono qua e là una struttura decisamente peciloblastica. Queste lenti e straterelli sono visibili anche macroscopicamente a causa della variazione di colore.

Questo scisto è costituito da biotite, feldispati e quarzo in ordine decrescente rispetto alla quantità, come elementi essenziali, mentre tormalina, relativamente abbon-

dante, magnetite, epidoto, ed apatite, in quantità subordinata, sono gli accessori. Le lamelle di biotite isorientate, che rispettano l'orientamento a letti dell'originario sedimento, hanno colori di pleocroismo varianti dal giallo chiaro quasi incoloro al marrone.

Data la grana molto piccola e la mancanza assoluta di geminazioni non s'è potuto eseguire uno studio completo delle proprietà ottiche dei feldispati; ma dall'esame degli indici di rifrazione si può arguire che la maggior parte di essi sia rappresentata da mische albitico-oligoclasiche (indici compresi tra 1,544 e 1,528) ed una quantità subordinata da ortoclasio (indici inferiori a 1,528).

A parte la grana più fine e più eterogenea la roccia ha caratteri molto simili a quelli del limoscisto. Anche il fenomeno della cloritizzazione lungo linee di frattura si ripete seppure in scala ridotta.

TABELLA 3.

Scisto argilloso - arenaceo

<i>Composizione chimica</i>	<i>Base</i>			<i>Norma molecolare</i>	
SiO ₂	56,92	Q	40,0	Q	3,1
TiO ₂	0,70	Kp	23,7	Or	39,5
P ₂ O ₅	0,22	Ne	9,4	Ab	15,6
Al ₂ O ₃	20,50	Cal	13,2	An	22,0
Fe ₂ O ₃	0,27	Sp	4,5	Cord	8,0
FeO	3,07	Fs	0,3	En	5,9
MnO	tracce	Fo	4,4	Hy	4,6
MgO	3,15	Fa	0,6	Mt	0,3
CaO	4,60	Ru	0,5	Ru	0,5
Na ₂ O	1,70	Cp	0,4	Cp	0,4
K ₂ O	6,53				
H ₂ O ⁻	0,08				
H ₂ O ⁺	1,80				
	99,50				

La struttura mostra l'origine sedimentaria di questa roccia; altra conferma di ciò è l'intima associazione con alcune cornubianiti che descriveremo in seguito, sempre appartenenti al Servino; la composizione chimico-mineralogica indica inoltre la derivazione di questo scisto da un limo argilloso arenaceo.

La formula rappresentativa dei coefficienti Niggli starebbe ad indicare una composizione che si approssima a quella d'una leucotalite, deviandone tuttavia per difetto di sodio e di silice e arricchimento in potassio ed alluminio.

Cornubianite feldispatico-biotitica a letti orneblendici (*Scitico inferiore*).

Roccia di grana molto fine di colore grigio violaceo con lenti o sottili letti verdastrì, a nord di Malga di Bos.

Al microscopio si osserva che la parte grigio violacea è costituita da feldispati, quarzo e biotite; quest'ultima in lamelle perfettamente isorientate, che impartiscono alla roccia una netta tessitura scistosa. A questa tessitura collaborano alcuni elementi sialici ad abito allungato, nonchè le sottili lenti ed i letti concordanti di cristalloblasti, talora peciloblastici, più o meno orientati, di orneblenda verde ($c: \gamma = 19^\circ$, $\alpha =$ verde pallido, $\beta =$ verde erba, $\gamma =$ verde azzurrino, $\beta > \gamma > \alpha$). In questi letti all'anfibolo sono associate alcune rare lamelle di biotite e piccoli granuli di titanite, raramente con un nucleo ilmenitico. Le lamelle di biotite hanno colori di pleocroismo variabili da marrone, con toni verdognoli, a verde giallo molto pallido, quasi incoloro.

I plagioclasi, privi di geminazioni, hanno segno ottico positivo, angolo degli assi ottici grande ed indici di rifrazione compresi tra 1,528 e 1,542; da questi caratteri si deduce una composizione albitico-oligoclasica. Pure presente, sebbene in quantità subordinata rispetto ai plagioclasi, è l'ortoclasio.

Gli elementi accessori, oltre che da titanite già menzionata, sono rappresentati da magnetite, granuli di epidoto e piccoli cristalli di zircone e di apatite.

Cornubianite zonata ad anfibolo-flogopite-calcite ed orneblenda-diopside-calcite
(*Scitico inferiore*)

Essa è molto simile, macroscopicamente, alla cornubianite precedente.

All'esame microscopico i letti a tinta grigio-violacea ed a grana più fine risultano costituiti da un intimo aggregato cristalloblastico micaceo-epidotico. La mica, in fasci lamellari rigidi o leggermente ondulati, ha un pleocroismo relativamente debole dal giallo chiaro al bruno chiaro. Spesso in questi fasci lamellari appaiono delle zone a birifrangenza più alta a colori di pleocroismo più marcati, che si alternano ad altre con colori e pleocroismo più debole e birifrangenza più bassa; sembra trattarsi di associazioni parallele fra un termine flogopitico ed un termine estonitico della famiglia della biotite. In altri punti la decolorazione, con tendenza a toni verdognoli, e la caduta di birifrangenza sono in rapporto con un incipiente fenomeno di cloritizzazione.

L'epidoto, dal forte rilievo, e dai caratteristici, vivaci ed anomali colori di interferenza a chiazze, ha una struttura peciloblastica più o meno marcata.

In quantità subordinata sono presenti calcite e plagioclasi.

Gli unici elementi accessori sono granuli di magnetite e di pirite talora limonitzata.

I letti a tinta verde sono costituiti da un aggregato di orneblenda e calcite con rari e grossi cristalli di quarzo. Fra i cristalli più grandi di anfibolo e calcite si notano fenomeni di peciloblastesi con inclusioni reciproche.

L'anfibolo è rappresentato, come già detto, da un tipo di orneblenda verde chiaro, infatti l'angolo di estinzione si aggira sui 20° ed i colori di pleocroismo ottenuti sono $\alpha =$ verde giallo, $\beta =$ verde chiaro, $\gamma =$ verde pallido.

I rari feldispati riempiono gli interstizi. Come elementi accessori, in questi letti di colore verde chiaro, sono presenti titanite, epidoto, zircone e magnetite.

Fra i letti di composizione mineralogica sopradescritta, si osservano alcune lenti costituite quasi totalmente da tozzi cristalli pirossenici incolori di tipo diopsidico ($c : \gamma = 39^\circ$).

Cornubianite zonata orneblendico-plagioclasica a biotite ed epidoto (Scitico inferiore)
(a nord-ovest di q. 2564).

Essa rappresenta le tipiche cornubianiti di contatto dello Scitico inferiore (Servino); macroscopicamente mostra un'alternanza di bande di colore diverso variabile dal verde grigio al grigio-violaceo.

Al microscopio si distinguono letti caratterizzati dalle seguenti facies mineralogiche:

a) Componenti essenziali prevalenti: anfibolo e biotite; componenti essenziali subordinati: feldispato ed epidoto; accessori: magnetite, zircone, titanite e chiazze di pirite limonitizzata.

b) Componenti essenziali: anfibolo, feldispato e quarzo, spesso in piccole inclusioni entro il feldispato; con subordinate quantità di biotite, per lo più localizzata in alcuni punti, ed epidoto; accessori: magnetite, zircone, titanite, sericite, apatite e pirite limonitizzata.

c) Componenti essenziali: epidoto, anfibolo, feldispato e, in quantità subordinata, quarzo; elementi accessori: titanite, magnetite, zircone ed apatite.

Queste sono le tre facies mineralogiche fondamentali che caratterizzano le bande, le quali, però, non sono sempre molto ben limitate fra di loro; qualche volta si osservano delle lenti e delle bande più sottili di composizione mista.

Nelle zone a grana più fine, ricche di anfibolo e di biotite, si nota una evidente scistosità dovuta soprattutto all'orientazione della biotite e dei minori cristalli allungati di anfibolo.

I feldispati sono rappresentati da ortoclasio, indici di rifrazione minori di 1,528, e da plagioclasi albitico-oligoclasici, con un massimo del 20 % An, indicato dai valori α' maggiore di 1,528 e γ' uguale o leggermente superiore a 1,538. Lo studio degli indici di rifrazione, unica proprietà ottica, che data la mancanza assoluta di geminazioni e la grana piccola ci permetta di determinare la composizione chimica del feldispato, è stato eseguito a parte sulla polvere di roccia.

La maggiore quantità di ortoclasio rispetto ai plagioclasi di composizione albitico-oligoclasica, è messa in luce anche dalla particolare ricchezza di potassio e dalla bassa percentuale di sodio, risultante dall'analisi chimica (TAB. 4).

L'anfibolo ha colori di pleocroismo α = verde pallidissimo, β = verde erba, γ = verde ed un angolo di estinzione di circa 20° , da questi dati si deduce trattarsi di orneblenda verde.

E' degno di rilievo il fatto che l'analisi chimica porta ad una composizione che si avvicina a quella di una roccia di tipo magmatico del gruppo dioritico di serie potassica, come si può rilevare dallo specchietto riportato nella TAB. 4. Non si deve dimentica-

TABELLA 4.

Cornubianite zonata orneblendico-plagioclasica a biotite ed epidoto.

Composizione chimica		Base		Norma molecolare					
SiO ₂	57,08	Q	35,9				Q		4,6
TiO ₂	0,78	Kp	16,9				Or		28,1
Al ₂ O ₃	13,34	Ne	7,9	34,6	= L		Ab		13,1
Fe ₂ O ₃	1,14	Cal	9,8				An		16,3
FeO	3,66	Cs	8,7				Wo		11,6
MnO	0,06	Fs	1,2				En		19,4
MgO	6,93	Fo	14,6	29,7	= M		Hy		5,1
CaO	9,00	Fa	4,6				Mt		1,2
Na ₂ O	1,45	Ru	0,6				Ru		0,6
K ₂ O	4,69								
H ₂ O ⁻	0,24								
H ₂ O ⁺	1,70			π = 0,2	μ = 0,5	γ = 0,2	α = 1,3		
		100,07							
				si	al	fm	c	alc	k
				157,8	21,7	39,5	26,6	12,2	0,6
Cornubianite							0,7		0,7
Tipo dioritico sommaitico	135	23,5	42	23,5	11	0,4	0,5	—	9,0
Tipo dioritico monzonitico	135	27	38	21	13,5	0,4	0,5	—	19,0
								mg	qz

re però che questa analisi rispecchia la media di una successione di straterelli di varia composizione mineralogica e chimica, come già precisato nella descrizione delle tre facies che costituiscono nel loro insieme la cornubianite. Nel complesso il quadro delle composizioni chimiche e mineralogiche e la struttura stanno a denotare un prodotto metamorfico di un sedimento arenaceo marnoso con variazioni zonate. I finissimi straterelli a biotite sono da attribuire a letti di tipo limo-argilloso.

Cornubianite quarzoso-feldispatica ad andalusite, biotite con sillimanite (Permiano)
(duecento metri a sud-ovest di q. 2564).

La roccia compatta ha un colore di fondo grigio, nel quale si notano delle concentrazioni lenticolari scure, irregolarmente distribuite, in cui v'è un arricchimento di biotite.

La struttura è cristalloblastica a grana media, con preferenza granoblastica per alcuni elementi essenziali come quarzo e feldispatti, in cui si avverte però anche una certa tendenza alla peciloblastesi, e più decisamente peciloblastica per altri che assumono maggiore sviluppo come le miche e l'andalusite, le quali appaiono talora ricche di im-

plicazioni di altri componenti. Il quarzo ed i feldispati, il primo in quantità leggermente maggiore, sono i costituenti prevalenti di questa roccia.

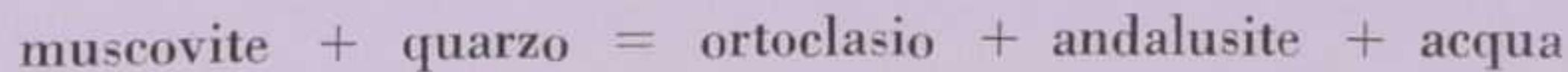
I granuli di quarzo sono ricchi di sottili fratture ed offrono abbastanza frequentemente estinzioni ondulate, per effetto di deformazioni meccaniche non molto intense. I feldispati non hanno geminazioni nè semplici nè polisintetiche; i loro indici sono inferiori ad ω (1,544) del quarzo, il segno ottico è talora positivo talora negativo, l'angolo degli assi ottici è molto grande; denotano quindi caratteri albitico-oligoclasici. Meno abbondante l'ortoclasio con indici molto inferiori ad ω del quarzo e segno ottico negativo.

L'abbondante andalusite, dal debole pleocroismo roseo a chiazze e dalla tipica sfaldatura secondo { 110 }, forma da sola delle lenti e, associata alle miche e alla sillimanite, degli aggregati in cui si nota un certo arricchimento di magnetite. Si trovano pure concentrazioni di associazioni di muscovite con biotite; i colori di pleocroismo di quest'ultima variano da giallo pallidissimo a bruno. Oltre che in queste concentrazioni sia l'andalusite sia le miche e fra queste in particolar modo la biotite, sono distribuite uniformemente nella roccia.

La sillimanite, costituisce letti ondulati, paralleli ai piani di scistosità, ove si nota un particolare arricchimento di magnetite in granuli irregolari accompagnati da lamelle di ilmenite. La magnetite però, oltre che nelle zone citate, è tanto abbondante in tutta la roccia che può essere considerata come un elemento essenziale seppure subordinato. Tormalina, zircone, apatite ed epidoto sono gli elementi accessori in ordine decrescente rispetto alla quantità.

In alcuni punti si hanno associazioni intime, con microimplicazioni reciproche regolari, tra feldispati e miche, che talvolta ricordano i concrescimenti mirmecitici, e che stanno ad indicare una evidente intima relazione paragenetica. Alcune volte queste particolari associazioni possono essere interpretate come documento di una spinta struttura peciloblastica, ma per lo più esse sembrano piuttosto derivare da un fenomeno di feldispatizzazione della muscovite. A questi concrescimenti si aggiungono spesso acicli di sillimanite e nelle loro vicinanze, si trova l'andalusite; la formazione di questi due ultimi minerali deve essere quindi, almeno in parte, considerata legata al fenomeno sopraccitato.

HARKER (bibl. 18), TURNER (bibl. 39), TURNER-VERHOOGEN (bibl. 40) riferiscono che la trasformazione in feldispatio della muscovite può avvenire secondo la reazione



La formazione o meno di albite dipende dalla percentuale più o meno elevata di sodio contenuta nella muscovite. Parte poi dell'andalusite si trasformerebbe in sillimanite a causa di un maggiore grado di metamorfismo; infatti si osservano ciuffi di aghetti sillimanitici strettamente legati a plaghe andalusitiche.

Sia l'albite che l'ortoclasio si potrebbero essere formati però anche per azione di soluzioni silico-alcaline sulla muscovite.

Cornubianite quarzoso-feldispatica a biotite (Permiano).

Nelle cornubianiti ora descritte si trovano due intercalazioni della potenza di circa 20 cm. a distanza di tre metri l'una dall'altra. Sono di colore grigio, a grana molto fine, in cui si notano sottilissimi letti più o meno scuri.

La roccia è costituita essenzialmente da piccoli cristalloblasti di quarzo e di feldispati e da lamelle di biotite. Si osservano letti ricchi di mica, altri poveri, altri ancora quasi privi; dato l'orientamento delle lamelle ne consegue una tessitura scistosa più o meno marcata.

I cristalloblasti plagioclasici hanno una composizione molto acida; infatti l'angolo d'estinzione massima in zona parallela, misurato su di alcuni rari geminati albite, ha un valore di 18° e gli indici di rifrazione, determinati a parte sulla polvere della roccia, sono risultati inferiori a 1,537 e leggermente superiori a 1,524.

Sebbene in quantità molto minore è pure presente l'ortoclasio, che risalta per i suoi bassi indici di rifrazione.

Come elementi accessori si notano abbondanti granuli di ilmenite alterati perifericamente in leucoxeno, di titanite con nucleo ilmenitico e di magnetite, cristalli idiomorfi di zircone e tormalina, granuli di epidoto e, in quantità molto scarsa, apatite.

Cornubianite quarzoso-feldispatica ad orneblenda (Permiano).

Roccia di colore grigiastro su cui risaltano alcune piccole lenti verdi, con una certa orientazione, che le impartiscono una tessitura scistosa non molto marcata. All'esame microscopico risulta che a questo tipo di tessitura collaborano, oltre agli anfiboli riuniti in plaghe, anche scarse lamelle micacee.

Causa l'assoluta mancanza di geminazioni, si è risaliti alla composizione chimica dei feldispati dai valori degli indici di rifrazione, calcolati a parte su frammenti staccati di roccia. Da tale esame si è dedotto: che i plagioclasi hanno una composizione albítico-oligoclasica (in quanto gli indici sono compresi tra i valori 1,537 e 1,528); che sono meno numerosi del quarzo; che, seppure in quantità minima, è presente anche l'ortoclasio (indici di rifrazione inferiori a 1,528). Nelle plaghe anfiboliche, l'orneblenda verde, caratterizzata dai valori $c: \gamma = 19^\circ$, $\alpha = \text{grigio-verde chiaro}$, $\beta = \text{verde piuttosto cupo}$, $\gamma = \text{verde chiaro}$, $\beta > \gamma > \alpha$, mostra talvolta una evidente peciloblastesi ed è associata abbastanza spesso a lamelle di biotite e a granuli di epidoto. I colori di pleocroismo di questa mica variano normalmente dal marrone al giallognolo; ma in essi troviamo spesso, lungo le tracce di sfaldatura, fiamme o intere lamelle verdi dovute ad un fenomeno di cloritizzazione più o meno avanzato. La genesi dell'epidoto può essere anche collegata a questo fenomeno di trasformazione della biotite. In quantità subordinata vi sono lamelle di muscovite.

Come elementi accessori oltre all'epidoto, già menzionato, sono presenti granuli di titanite e piccoli cristalli di tormalina, zircone ed apatite.

Cornubianite anfibolico - plagioclasica (Permiano) (cento metri a nord-est del Passo di Bos).

Essa forma alcuni brevi letti nel conglomerato del Permiano intersecati da piccoli filoncelli di quarzo e di pegmatite. Ha un colore verde grigio piuttosto scuro su cui risaltano lenti e noduli grigio chiari. Questa differenziazione macroscopica si identifica in una netta diversità di composizione mineralogica. Infatti al microscopio si osservano zone caratterizzate dalle seguenti facies mineralogiche:

a) *Zona verde-grigio scuro*: componenti essenziali: attinoto, quarzo e rari plagioclasi. Questi tre elementi hanno una tendenza alla peciloblastesi; nei grossi cristalli di quarzo essa si manifesta solamente alla periferia, mentre nell'anfibolo raggiunge spesso gli stadi più avanzati riducendo i cristalli ad aspetto scheletrico. Questi elementi femici, dall'abito allungato, hanno colori di pleocroismo molto blandi (α = giallo chiarissimo, β = verde oliva debole, γ = verde azzurrino pallido) ed angolo di estinzione $c: \gamma$ di circa 20° : caratteri questi prossimi a quelli dell'attinoto; in alcuni punti però, ove si osservano chiazze a colori verdi più intensi, si ha passaggio a termini poco feriferi dell'orneblenda verde. Rarissimamente all'anfibolo sono associate alcune lamelle di biotite.

Nei plagioclasi si osserva una netta diminuzione di grana rispetto ai due componenti sopra citati.

b) *Zona grigio-chiara*: Componenti essenziali: quarzo e plagioclasi. Essi costituiscono un minuto aggregato, in cui si notano alcune rare lamelle di biotite. I plagioclasi hanno una composizione labradoritica al 68 % An; l'angolo di estinzione massima in zona simmetrica, misurato su di alcuni rari geminati secondo la legge dell'albite, è risultato di 36° , inoltre gli indici di rifrazione, determinati a parte con il metodo di Becke, sono risultati compresi tra 1,554 e 1,565.

I limiti fra queste zone non sono netti, ma si osserva che il minuto aggregato quarzoso-plagioclasico si insinua irregolarmente e forma anche piccole isole nella zona costituita da anfibolo e quarzo.

Come elementi accessori sono presenti: chiazze allotriomorfe irregolari di epidoto, di formazione tardiva, titanite, cristalli idiomorfi di zircone, magnetite ed ilmenite quest'ultima con un bordo leucoxenico.

Conglomerato scistoso a noduli di quarzo (Permiano) (cinquanta metri a nord-est del Passo di Bos).

Macroscopicamente sul colore grigio risaltano lamelle orientate scure di biotite e noduli di quarzo di piccola e raramente di media grandezza.

Su di una massa di fondo quarzoso-feldispatico-micacea, spiccano parecchi granuli di quarzo, leggermente fratturati, isolati o riuniti in lenticelle e noduli. Le lamelle di mica hanno una prevalente orientazione media e, deviando in corrispondenza dei noduli quarzosi che talora rivestono, impartiscono alla roccia una certa scistosità.

Alcuni elementi minori di feldispato e di quarzo hanno una netta tendenza alla struttura peciloblastica, che si ritrova anche perifericamente nei cristalli di quarzo di maggiori dimensioni, fenomeno questo che denota una parziale ricristallizzazione.

I feldispazi sono rappresentati da ortoclasio (indici di rifrazione minori di 1,528) e da plagioclasi molto sodici prossimi all'albite, con indici compresi tra 1,528 e 1,538,

che contengono come prodotti di trasformazione rare lamelle microlitiche di sericite.

La biotite, molto più abbondante della muscovite, presenta colori di pleocroismo dal giallo chiaro al bruno molto intenso. Essa al contrario di quanto si osserva in alcune maggiori lamelle di muscovite, assume raramente una struttura peciloblastica; quasi sempre ha l'aspetto di minerale rigenerato. La muscovite ha talora una disposizione orientata associandosi alla biotite, più spesso discorda dall'andamento dell'altra mica manifestando una indipendenza genetica.

Come elementi accessori sono presenti cristalli idiomorfi di tormalina, verde azzurra, talvolta riuniti in nidi, di zircone, dalle caratteristiche aureole pleocroiche quando sono contenuti nella biotite, di apatite e di epidoto.

Scisto conglomeratico a noduli di quarzo con andalusite (Permiano).

Esso è assai simile alla roccia ora descritta. Presenta una tessitura scistosa ondulata decisamente più orientata per l'andamento parallelo delle lamine micacee disposte a fasci, alternati con i letti sialici.

Alcuni fra i ciottoletti quarzosi interclusi, per il contorno incurvato e per le intrusioni di minuti elementi quarzoso-feldispatico-micacei danno l'impressione d'essere derivati da originari fenocristalli di rocce porfiriche.

La biotite oltre che nelle ordinarie lamelle orientate è presente anche qua e là in nidi di minute lamelline rotondeggianti, con aspetto di gocce, entro piccoli porfiroblasti di feldispato e di quarzo, che vengono ad assumere un carattere peciloblastico: modo di presentarsi questo che è tipico per la biotite, anche in altre zone di metamorfismo di contatto dell'Adamello. Del resto la mica appare notevolmente fresca e ben conservata, con lievi tracce di cloritizzazione. Anche il feldispato ha normalmente scarsi prodotti di trasformazione; però qua e là in plaghe isolate si avverte la presenza di elementi feldispatici e di aggregati quarzoso-feldispatici con una alterazione sericitica nettamente più progredita con resti di biotite cloritizzata, frammenti di muscovite quasi scomparsi e granuletti di quarzo fratturato, che possono essere considerati relitti di una antica struttura. Raramente si osserva qualche piccolo elemento di andalusite con i tipici caratteri di sfaldatura, in plaghe sfumate incluse entro porfiroblasti di muscovite; talvolta presso l'andalusite si trova un fine aggregato sericitico, che dà l'impressione d'essere un prodotto di alterazione dell'andalusite.

Anche in altri punti nelle lamelle di muscovite si trovano finissimi aggregati di sericite, che potrebbero essere derivati da originari cristalli di andalusite.

Fra i componenti accessori abbondante è la tormalina idiomorfa con ε = roseo, ο = verde azzurro scuro, in quantità subordinata la magnetite.

Ho eseguito l'analisi chimica di questo scisto per riconoscere una eventuale sua derivazione da una roccia porfirica, come sembrerebbe dall'esame microscopico. I coefficienti Niggli (TAB. 5) si avvicinerebbero a quelli di una roccia magmatica appartenente al gruppo dioritico-quarzoso; ma la notevole differenza nel valore troppo elevato di « si » non permette l'accostamento ad una roccia magmatica di questo scisto che molto più probabilmente è da ritenere prodotto di metamorfismo di contatto di una arenaria grossolana a ciottoletti quarzosi.

TABELLA 5.

Scisto conglomeratico a noduli di quarzo con andalusite.

<i>Composizione chimica</i>		<i>Base</i>		<i>Norma molecolare</i>
SiO ₂	73,60	Q	57,3	Q
TiO ₂	0,23	Kp	13,5	An
P ₂ O ₅	tracce	Ne	12,7	Wo
Al ₂ O ₃	10,11	Cal	4,0	Or
Fe ₂ O ₃	1,17	Cs	0,8	Ab
FeO	1,65	Fs	1,5	En
MnO	tracce	Fo	8,1	Hy
MgO	3,84	Fa	1,9	Mt
CaO	1,80	Ru	0,2	Ru
Na ₂ O	2,30			
K ₂ O	3,66			
H ₂ O ⁻	0,20			
H ₂ O ⁺	1,13			
			$\pi = 0,13 \quad \mu = 0,65 \quad \gamma = 0,06 \quad \alpha = 7,3$	
	99,69			

	<i>si</i>	<i>al</i>	<i>fm</i>	<i>c</i>	<i>alc</i>	<i>k</i>	<i>mg</i>	<i>qz</i>
Tipo dioritico quarzitico melanocratico	200	30	40	10	20	0,3	0,5	20
Scisto conglomeratico a noduli di quarzo	367,5	29,7	39,6	9,6	21,1	0,4	0,3	182,9

<i>Composizione mineralogica osservata (%) in volume)</i>	<i>Variante (¹)</i>
Quarzo	46,6
Plagioclasi (albiti) }	30,1
Ortoclasio	13,7
Biotite	7,0
Muscovite	0,3
Andalusite	2,3
Accessori	
Quarzo	42,8
Plagioclasi (13 % An)	23,9
Ortoclasio	8,3
Biotite	16,7
Muscovite	6,5
Accessori	3,8

(¹) Per la formazione della biotite e della muscovite della variante s'è fatto uso delle formule:

$$6 \text{ Kp} + 9 (\text{Fo} + \text{Fa}) + 1 \text{ Q} + (2 \text{ W}) = 16 \text{ Bi} \left(\frac{\text{Fo}}{\text{Fa}} \approx 4,2 \right)$$

$$6 \text{ Kp} + 6 \text{ Cal} + 5 \text{ Q} = 14 \text{ Ms} + 3 \text{ C}$$

(usufruendo di 2,3 Cal, avendo adoperato 1,7 Cal per la formazione di An)

Cornubianite quarzoso - feldispatica ad andalusite, sillimanite, biotite (Permiano)
(Passo di Bos).

Questa roccia è molto compatta, di colore grigio con venature rosate e chiazze più scure ricche di biotite aventi un andamento scistoso.

L'esame microscopico pone in evidenza una tessitura a letti nettamente orientati, che è messa in particolare rilievo dai numerosi fascetti allungati ed appena ondulati di aciculi di sillimanite. La struttura è granoblastica per il quarzo ed i plagioclasi e peciloblastica per l'andalusite; fra gli elementi essenziali, oltre a quelli già citati, troviamo biotite e tormalina. Come accessori vi sono, in quantità notevole, granuli di magnetite e di ematite, in quantità subordinata, cristalli di zircone e di apatite.

Il quarzo ed i plagioclasi formano cristalli a grana piccola e media, aventi per lo più un abito allungato secondo i piani di laminazione dell'originario sedimento arenaceo e concorrono, assieme alla tormalina idiomorfa ed alla biotite lamellare, ad accen- tuare la scistosità della roccia. I feldispati generalmente non hanno geminazioni; i loro indici sono nettamente inferiori ad ω del quarzo ed il segno ottico è negativo per quelli che hanno l'angolo degli assi ottici non molto grande e positivo per quelli che hanno il $2V$ notevolmente più alto; da questi caratteri ottici e dall'analisi chimica (TAB. 6) si può dedurre che il feldispato è rappresentato in prevalenza da ortoclasio ed in quan- tità minore da plagioclasi acidi (albiti oligoclasiche). Solo in qualche caso l'ortose si presenta geminato secondo la legge di Baveno con il piano di geminazione perpendico- lare alla scistosità della roccia.

L'andalusite, molto abbondante, è concresciuta con cristalli di altra specie dando luogo a grosse plague pecilobastiche con leggero accenno di pleocroismo roseo a chia- ze e con evidenti sfaldature { 110 } .

La biotite, oltre che in nette lamelle isorientate, come già detto, assume talora una struttura peciloblastica. I suoi colori di pleocroismo variano da bruno intenso a bruno chiaro. Essa è qualche volta strettamente associata all'andalusite, presentando bordi sfumati al contatto con quest'ultima, cosicché si può dedurre una connessione genetica fra i due minerali.

I numerosi ed idiomorfi cristalli di tormalina hanno un netto pleocroismo (ω = verde azzurro, ϵ = verde roseo).

Va notato che l'abbondante sillimanite oltre che costituire sottili fasci che avviluppano i granuli degli altri componenti, si trova pure dispersa sottoforma di aghetti sia nei feldispati e nell'andalusite sia, seppure in quantità minore, nel quarzo e nella bio- tite e talora anche nella tormalina (vedi tav. IV, fot. n. 1, n. 2, n. 3).

Questa ora descritta è la facies più comune delle cornubianiti del Permiano; ne esistono altre che da essa non differiscono molto. Esse hanno una composizione mine- ralogica analoga, ma la minore quantità di elementi scistogeni (sillimanite, mica) e la maggiore percentuale di cristalli non orientati (quarzo, feldispato, andalusite) diminui- scono sensibilmente la tessitura scistosa, fino a farla quasi scomparire nei casi estremi.

TABELLA 6.

Cornubianite ad andalusite, sillimanite e biotite.

<i>Composizione chimica</i>	<i>Coeff. Niggli</i>	<i>Composizione mineralogica osservata (%) in volume</i>
SiO ₂	72,72	Quarzo 39,1
TiO ₂	0,78	Plagioclasi (albiti
P ₂ O ₅	0,06	oligoclasiche) } 41,8
Al ₂ O ₃	13,70	Ortoclasio
Fe ₂ O ₃	1,30	Biotite 10,3
FeO	2,00	Andalusite e
MnO	0,06	sillimanite 6,8
MgO	1,55	Accessori 2,0
CaO	0,54	
Na ₂ O	1,80	
K ₂ O	5,00	
H ₂ O ⁻	0,22	
H ₂ O ⁺	0,63	
	100,36	

<i>Base</i>	<i>Norma molecolare</i>	<i>Variante (¹)</i>
Q 58,8	Q 32,6	Quarzo 37,8
Kp 18,2	Ab 16,5	Plagioclasi
Ne 9,9	Or 30,3	(13 % An) 19,0
Cal 1,5	An 2,5	Ortoclasio 24,8
Sp 6,6	Cord 12,7	Biotite 8,8
Hz 0,9	Fe-Cord 1,6	Andalusite e
Fs 1,4	Hy 1,7	sillimanite 7,5
Fa 2,0	Mt 1,4	Magnetite 1,4
Ru 0,5	Ru 0,5	Altri accessori 0,7
Cp 0,1	Cp 0,2	

L'analisi chimica (TAB. 6) consente di dedurre la derivazione di questa cornubianite da un'arenaria a cemento argilloso mentre dalla norma molecolare e dalla variante si può conoscere il rapporto quantitativo dei componenti, che sono nell'ordine quarzo, ortose ed albite, biotite, andalusite (sillimanite), con sufficiente accordo fra la composizione normativa calcolata e quella mineralogica volumetrica misurata al microscopio.

(¹) Per la formazione della biotite s'è fatto uso della formula :

$$6 \text{ Kp} + 9 (\text{Fo} + \text{Fa}) + 1 \text{ Q} + (2 \text{ W}) = 16 \text{ Bi} \quad \text{con} \quad \frac{\text{Fo}}{\text{Fa}} \simeq 2.$$

Fo è stato ricavato da Sp e parte di Fa da Hz; si è usufruito del C rimasto libero per formare l'Al₂SiO₅.

Paragneiss metamorfico per contatto ad andalusite (*Cristallino antico*) (Passo di Bos).

Numerose piccole lenti piuttosto allungate, e sottili letti di colore scuro, costituiti da elementi micacei che risaltano sulla massa di fondo grigia, impartiscono a questa roccia una tessitura scistosa. Tessitura che all'esame microscopico è posta in evidenza dai cristalloblasti, dall'abito allungato, di quarzo e feldispato, dalle lamelle di miche, che presentano un certo orientamento, e soprattutto dai fasci allungati, sottili e leggermente ondulati formati dai cristalli aciculari di sillimanite.

Il quarzo è in cristalli a grana media e piccola, con una tendenza alla peciloblastesi. Esso è leggermente fratturato e presenta fenomeni di estinzione ondulata non molto marcati.

I feldispatti, in quantità maggiore rispetto al quarzo, hanno una struttura simile a quella di questo elemento; essi sono rappresentati da ortoclasio e da plagioclasi molto sodici. Per l'ortoclasio gli indici di rifrazione sono sempre leggermente inferiori a 1,527 e lo studio al T. U. ha dato il valore di $2V_x = 68^\circ$. La presenza di plagioclasi acidi è accertata dalla esistenza, seppure in quantità subordinata, di elementi di segno ottico positivo con un angolo degli assi ottici abbastanza grande ed aventi indici sempre inferiori all' ω del quarzo ma superiori al valore predetto di 1,527. Questa composizione dei feldispatti viene poi confermata dall'analisi chimica che ci indica una particolare ricchezza di potassio, una bassissima percentuale di calcio, accompagnata da un certo tenore di sodio.

Plaghe formate da peciloblasti di andalusite sono abbastanza numerose. In esse notiamo appena un leggero accenno al pleocroismo roseo mentre sono abbastanza nette le tracce di sfaldatura { 110 } (vedi tav. IV, fot. n. 4).

Sia la biotite che la muscovite assumono frequentemente, ed in particolar modo la seconda, una struttura peciloblastica. Esse sono spesso associate in piccoli noduli e talora leggermente alterate in clorite.

Anche in questo paragneiss, come nelle cornubianiti del Permiano, si notano, se pure in modo meno evidente, delle associazioni muscovite-ortoclasio accompagnate da sillimanite e da andalusite; si ha cioè una trasformazione pneumatolitico-idrotermale a termalità crescente. Gli aghetti di sillimanite oltre che formare sottili fasci che circondano gli altri cristalli sono talora anche inclusi qua e là, in piccola quantità, in alcuni di essi; la sola tormalina ne sembra esente. Abbondantemente diffuso è quest'ultimo minerale (di tipo schorlite) in cristalli idiomorfi con marcato assorbimento $\omega > \epsilon$ e colori di pleocroismo $\omega =$ verde azzurro, $\epsilon =$ grigio rosato.

Tanto numerosi sono i granuli di magnetite che questo minerale può essere considerato come elemento essenziale sebbene subordinato. Gli elementi accessori sono zirconio, apatite, clorite ed in quantità minima lepidocrocite.

L'analisi chimica denota nella roccia una particolare ricchezza di silice, di alluminio e di potassa, contrapposte ad un piccolissimo contenuto di calce e consente di calcolare una composizione mineralogica normativa che non differisce sostanzialmente da quella osservata al microscopio.

Si può concludere trattarsi di un paragneiss polimetamorfico derivato da una arenaria a cemento argilloso.

TABELLA 7

Paragneiss metamorfico per contatto ad andalusite.

<i>Composizione chimica</i>		<i>Coefficienti Niggli</i>		<i>Composizione mineralogica osservata (°/₀ in volume)</i>
SiO₂	68,56	si	361,3	Quarzo 25,8
TiO₂	0,60	al	46,6	Plagioclaasi (albite) } 47,3
P₂O₅	0,12	fm	19,3	Ortoclasio }
Al₂O₃	14,82	c	0,9	Andalusite e
Fe₂O₃	1,60	alc	33,2	sillimanite 9,4
FeO	2,20	k	0,8	Biotite 15,4
MnO	0,01	mg	0,2	Accessori 2,1
MgO	1,60	ti	2,4	
CaO	0,16	p	0,3	
Na₂O	1,31	qz	128,5	
K₂O	7,76			
H₂O⁻	0,06			
H₂O⁺	1,26			
	100,08			

<i>Base</i>		<i>Norma molecolare</i>		<i>Variante (¹)</i>
Q	52,3	Q	23,0	Quarzo 27,6
Kp	28,3	Or	47,1	Plagioclaasi
Ne	7,3	Ab	12,1	(2,4 % An) 12,4
Cal	0,2	An	0,3	Ortoclasio 41,3
Sp	6,9	Cord	12,6	Biotite 9,4
Hz	0,2	Fe-Cord	0,3	Andalusite e
Fs	1,7	Hy	2,3	sillimanite 7,0
Fa	2,5	Mt	1,7	Magnetite 1,7
Ru	0,4	Ru	0,4	Altri accessori 0,6
Cp	0,2	Cp	0,2	

$$\pi = 0,005 \quad \alpha = 7,2$$

Paragneiss cornubianitico biotitico (Cristallino antico).

Questo paragneiss è di colore grigio con un tono violaceo; in esso si osservano lenti e noduli più chiari costituiti da elementi sialici, sottili letti bruno-grigi di mica ed altri più scuri in cui si ha una diminuzione di grana.

(¹) Nella formula usata per la formazione della biotite nella variante:

$$6 \text{ Kp} + 9 (\text{Fo} + \text{Fa}) + 1 \text{ Q} + (2 \text{ W}) = 16 \text{ Bi} \quad \text{si ha } \frac{\text{Fo}}{\text{Fa}} \simeq 2$$

La roccia è costituita prevalentemente da quarzo, feldispato e biotite. I primi due di questi elementi hanno uno struttura cristalloblastica a grana media e piccola mentre la mica è in lamelle isolate o in piccoli fascietti. I cristalli più grandi di quarzo sono riuniti in zone, lenti e brevi letti, i quali spiccano nettamente sugli elementi quarzofeldispatico-micacei più piccoli; essi sono spesso fortemente fratturati ed hanno estinzione ondulata. I plagioclasi assumono sovente una struttura peciloblastica e talora una struttura di tipo mirmechitico, cioè includono un gran numero di piccolissimi individui di quarzo a forma di gocce e di vermicattoli.

Qualche volta essi sono geminati secondo la legge albite ed albite-Carlsbad. Le determinazioni degli angoli di estinzione massima in zona simmetrica, nei geminati albite hanno dato il valore di 20° e nei geminati albite-Carlsbad

I° 20° II° 10°

Le misure ed il fatto che gli indici di rifrazione sono leggermente superiori ad 1.544 del quarzo ci mostrano una composizione andesinica con il 38 % An. Questi plagioclasi sono in genere perfettamente conservati, talvolta essi sono leggermente alterati in « sostanza caolinica » ed in sericite.

Le lamelle biotitiche, dai tipici colori di pleocroismo, sia isolate sia riunite in fasci, con la loro disposizione quasi sempre parallela impartiscono una evidente scistosità alla roccia. Si osservano inoltre delle zone di forma lenticolare, costituite da un minuto aggregato peciloblastico feldispatico-biotitico, in cui il quarzo è in quantità subordinata, mentre come componente accessorio abbonda l'ilmenite. In esse la biotite è abbondante, costituita in prevalenza da singole lamelline rigide talora idiomorfe, ed ha perso quasi del tutto l'orientamento subparallelo generale manifestandosi elemento di nuova generazione, assieme almeno ad una parte del feldispato. Queste chiazze assumono quindi un carattere più decisamente cornubianitico.

Quali elementi accessori sono presenti in tutta la roccia cristalli di zircone, con estese aureole pleocroiche quando sono inclusi nella biotite, di epidoto, di apatite, granuli di magnetite e di ilmenite e, in quantità minima, piccoli cristalli perfettamente idiomorfi di tormalina.

Gneiss dioritico metamorfico per contatto (Cristallino antico) (duecento metri a sud-est del Passo di Bos).

Sulla roccia di colore grigio piuttosto scuro risaltano alcuni piccoli noduli bianchi o ialini di elementi sialici e numerose lamelle scure micacee isorientate.

Al microscopio si osserva una tessitura particolarmente scistosa, dovuta alla disposizione subparallela dei fasci di biotite ed una struttura porfiroblastica. In un aggregato di piccoli cristalli feldispatico-quarzosi spiccano alcuni individui idiomorfi di maggiori dimensioni; spesso i feldispatti sono riuniti a formare piccole lenti e noduli allungati, in cui si osservano talvolta anche granuli di quarzo. Alcuni elementi più grandi sono talora fratturati. I plagioclasi più vistosi sono geminati secondo le leggi albite, Carlsbad, albite-Carlsbad. Le osservazioni su geminati secondo la legge dell'albite, offrono valori massimi di estinzione prossimi ai 41° denotando un contenuto almeno dell'82 % An.

Nel gruppi albite-Carlsbad si misura:

I° 34° II° 37°

questi valori, il segno ottico negativo e l'angolo degli assi ottici $2V_x = 80^\circ$ indicano una percentuale molto elevata di An (92 %). Lo studio completo di un geminato al T. U., con il metodo REINHARD, ha dato una composizione bitownitico - anortitica con il 90 % An. Alcuni cristalli sono zonati, ma la variazione fra gli angoli di estinzione del nucleo e della periferia è sempre lieve. Con il metodo di Becke su frammenti

TABELLA 8.

Gneiss dioritico metamorfico per contatto

<i>Composizione chimica</i>	<i>Base</i>			<i>Norma molecolare</i>	
SiO ₂	57,74	Q	42,6	Q	13,5
TiO ₂	0,41	Kp	9,8	Or	16,0
P ₂ O ₅	0,20	Ne	7,4	Ab	12,6
Al ₂ O ₃	17,50	Cal	20,8	An	34,6
Fe ₂ O ₃	2,11	Cs	0,1	Wo	0,1
FeO	4,98	Fs	2,2	En	14,2
MgO	5,10	Fo	10,5	Hy	6,4
CaO	7,20	Fa	5,9	Mt	2,2
Na ₂ O	1,35	Ru	0,3	Ru	0,3
K ₂ O	2,66	Cp	0,4	Cp	0,4
H ₂ O ⁻	0,16				
H ₂ O ⁺	1,06				
				$\pi = 0,56$	$\mu = 0,50$
				$\gamma = 0,005$	$\alpha = 2,5$
				100,47	

Variante

		<i>Composizione mineralogica osservata (%) in volume)</i>
Quarzo	23,7	Quarzo
Plagioclasi		Plagioclasi
(75 % An)	46,5	(85 % An; 60-
Biotite	26,2	65 % An)
Accessori	3,0	51,7
		Biotite
		25,2
		Accessori
		2,1

	<i>si</i>	<i>al</i>	<i>fm</i>	<i>c</i>	<i>alc</i>	<i>k</i>	<i>mg</i>
paragneiss	168	29,9	38,7	22,4	9,0	0,5	0,5
tipo dioritico normale	155	30	35	21	14	0,3	0,5
tipo albitico	135	27	42	21,5	9,5	0,25	0,5

staccati della roccia s'è osservato che gli indici della maggior parte dei plagioclasi sono superiori a 1,566; esistono però, sempre in quantità molto scarsa, dei plagioclasi con indici leggermente inferiori a questo valore, di composizione cioè più sodica, corrispondente a 60-65 % An.

Rare e sporadiche sono le alterazioni in sericite, zoisite e sostanze caoliniche.

La biotite è riunita per lo più in fasci di lamelle dai vivi colori di pleocroismo tipici, con scarse deformazioni di carattere paracristallino e quasi prive di processi di alterazione.

Ma insieme a questa biotite particolarmente fresca, che concorre a determinare la tessitura scistica fondamentale della roccia, si trovano altre lamine di biotite: alcune freschissime e ben sviluppate con orientazione trasversale rispetto all'andamento generale dei fasci, altre riunite in fascetti microlamellari, ondulati da fenomeno di deformazione postcristallina, parzialmente cloritizzate con segregazione di ossidi di ferro, che appaiono come relitti di una generazione più antica.

Molto abbondante come elemento accessorio è la magnetite; in quantità decrescente vengono poi epidoto, zircone, apatite.

Motivi di particolare rilievo in questa roccia sono: la struttura pseudoporfirica, per un notevole idiomorfismo dei maggiori cristalli di plagioclasio, che hanno debole carattere cristalloblastico; la composizione quasi anortitica della maggior parte dei plagioclasi stessi, che contrasta con quella di tutte le altre facies della zona; la parziale rigenerazione della biotite. Si ha l'impressione di essere di fronte ad un gneiss derivato da una antica porfrite, intercalata negli scisti; infatti i coefficienti Niggli, dedotti dall'analisi chimica (TAB. 8), si avvicinano molto a quelli di un magma dioritico. Questo gneiss manifesta però un carattere polimetamorfico poiché nella biotite e probabilmente anche nei plagioclasi si notano fenomeni di parziale rigenerazione in una roccia che aveva già assunto un carattere gneissico prima di trovarsi nell'area d'influenza della tonalite.

Paragneiss a due miche con lieve azione di contatto (*Cristallino antico*) (*Cima di Boazzo*).

La roccia è costituita da sottili letti alternati biancastri e grigio-bruni ed assume così una struttura nettamente scistica.

I componenti essenziali che prevalgono alternativamente nei letti della roccia sono feldispati e quarzo negli uni, biotite e muscovite, quest'ultima subordinata fra le miche, negli altri.

I plagioclasi sono costituiti da miscele albitico-oligoclasiche, infatti alcune misure su rari geminati albite hanno dato il valore di 9° per l'angolo di estinzione massima in zona simmetrica, il segno ottico è positivo, l'angolo 2V è abbastanza grande, i valori degli indici non superano l'ω del quarzo e da osservazioni eseguite a parte su piccoli frammenti staccati della roccia risultano α' e γ' rispettivamente prossimi a n = 1,536 e 1,544. Questi elementi assumono spesso una struttura peciloblastica e gli inclusi micaei hanno sempre un certo orientamento, che accentua ancor più la già marcata tessitura scistica dovuta ai fasci di lamelle di biotite e muscovite, spesso associate, ora rigidi ora leggermente ondulati, che si trovano tra i letti composti dagli elementi sialici. En-

trambe le miche appaiono in buona parte rigenerate, come dimostrano la presenza e la disposizione talora intrecciata di lamelle idiomorfe formatesi contemporaneamente. La biotite ha colori vivi e intenso pleocroismo.

In piccola quantità è presente pure l'ortoclasio per lo più incluso nei plagioclasi.

Qua e là nella roccia si notano limitate plaghe o lenticelle costituite da elementi di feldispato e quarzo intensamente cataclastici ed in certi punti milonitizzati ed associati ad un intimo aggregato finissimo e ondulato di sericite e clorite con resti sfumati di biotite.

Poichè queste plaghe isolate non hanno rispondenza nel complesso prevalente della roccia si possono interpretare come relitti d'una precedente struttura dello scisto originario alla quale s'è sovrapposta la nuova più fresca facies metamorfica, con rigenerazione di biotite, muscovite e feldispato peciloblastico, da attribuirsi sostanzialmente ad azione di contatto.

Gli elementi accessori sono rappresentati da zircone, dalle estese aureole policroiche quando è incluso nella biotite, ematite, epidoto, apatite e tormalina, quest'ultima in rari granuli irregolari ed irregolarmente zonati con toni bruni al nucleo ed azzurragnoli alla periferia.

Paragneiss muscovitico a biotite del M. Blisie (*Cristallino antico*).

Sono rocce con tessitura scistosa, a letti paralleli, alternativamente grigio-chiaro e grigio-scuro costituiti prevalentemente gli uni da quarzo e plagioclasi, gli altri da miche. Sulle superfici di scistosità questi paragneis assumono un colore grigio-argento con chiazze nerastre più o meno sviluppate a seconda del rapporto quantitativo tra la mica bianca e la mica scura.

I letti micacei ora rigidi ora ondulati sono costituiti principalmente da muscovite ed in quantità subordinata da biotite. Questo ultimo minerale è spesso associato alla clorite che per i suoi bassi colori d'interferenza può essere attribuita al tipo pennina. Riesce però difficile definire i rapporti genetici di questi due componenti; infatti talvolta sembra che la biotite si trasformi in clorite con segregazione di ossidi di ferro, altre volte invece si ha l'impressione che avvenga il fenomeno inverso. Lamine di biotite tagliano, obliquamente rispetto alla scistosità, fasci costituiti da lamelle di clorite.

Talora le lamelle di muscovite presentano delle deformazioni, alle quali si adattano anche alcuni cristalli tabulari di ilmenite. Sempre perfettamente intatte risultano invece quelle poche lamelle di muscovite che mostrano una indipendenza genetica, avendo un orientamento nettamente discordante da quello generale. In questi fasci micacei, tra gli elementi accessori, oltre all'ilmenite già menzionata, si osservano: piccoli zirconi ben visibili, per la loro aureola pleocroica, in alcune lamine di biotite e clorite, prismi di apatite e cristalli idiomorfi di tormalina, per lo più subparallelî alle lamelle dei componenti principali.

Alcune lamine isolate di muscovite sono sparse anche nell'aggregato granoblastico quarzoso-plagioclasico, a grana media non molto omogenea, che costituisce i letti molto più grossi e macroscopicamente grigi chiari. Il quarzo, molto abbondante, è in granuli

spesso cataclastici con estinzione ondulata. Qua e là gli individui di quarzo e di plagioclasio mostrano alla periferia un addentellamento reciproco, che solo in rarissimi casi raggiunge un tale sviluppo da ricordare la peciloblastesi; ciò denota una parziale ricristallizzazione.

I plagioclasi, alterati qualche volta in sericite e sostanza caolinica, sono rappresentati da miscele oligoclasiche. In rari geminati albite l'angolo d'estinzione è risultato di 15° e gli indici sono inferiori a quelli del quarzo.

Si può ritenere trattarsi di parascisti muscovitico-biotitici, nei quali si avverte un moderato processo di metamorfismo a termalità crescente denunciato dalla parziale biotitizzazione tardiva, in un quadro generale di metamorfismo retrogrado documentato invece dalla cloritizzazione della biotite primaria. Non è da escludere che anche la tormalina, a causa del suo pronunciato idiomorfismo rappresenti un elemento di nuovo apporto per un appena sensibile effetto di metamorfismo in zona relativamente lontana dal contatto della massa tonalitica.

Micascisto gneissico (*Cristallino antico*) (località Fabrezza).

Macroscopicamente questa roccia è simile alle precedente; i letti sialici sono meno numerosi e più sottili, quelli micacei presentano piccole ondulazioni visibili anche ad occhio nudo.

Al microscopio i letti micacei appaiono costituiti quasi esclusivamente da muscovite, in lamelle subparallele che hanno subito forti deformazioni con carattere para e post-cristallino. Questa fitta pieghettatura è messa maggiormente in risalto dalla presenza di cristalli allungati di ilmenite, che seguono le deformazioni. Qua e là questi letti sono interrotti da cristalli di plagioclasio e di quarzo e da grossi porfiroblasti di granato. Questi ultimi sono fortemente cataclastici ed alterati in sericite. Nelle fratture più grandi si osservano, verso il centro dei cristalli, elementi plagioclasici e, verso la periferia, clorite che va prevalendo verso il bordo. Non v'è dubbio che questi idioblasti di granato e di plagioclasio rappresentino componenti originari della roccia e non elementi di nuova generazione; infatti in essi si vedono delle lamelle ilmenitiche che si continuano in altri individui adiacenti (muscovite) con un andamento continuo ad S non molto marcato.

Nel letti micacei si osservano alcune lamelle di muscovite, che per il loro orientamento nettamente discordante da quello generale e talvolta per una peciloblastesi periferica non molto marcata, manifestano una indipendenza genetica.

In questi grossi letti se ne osservano di più sottili, in cui l'ilmenite scompare quasi totalmente e la muscovite assume più spesso una struttura peciloblastica; inoltre le lamelle micacee non presentano più marcate deformazioni. Tutto ciò fa pensare che in queste zone si abbia avuto una parziale rigenerazione della mica. In appoggio a questa ipotesi è anche l'arricchimento in tormalina, la cui formazione potrebbe essere dovuta ad azioni pneumatolitiche.

I letti macroscopicamente chiari sono costituiti principalmente da quarzo; in ordine decrescente rispetto la quantità vengono poi muscovite (in parte di nuova generazione), clorite e plagioclasio. Questi ultimi, molto scarsi, sono privi di geminazioni e sono tal-

volta leggermente alterati in sostanza coalinica e sericite; la loro composizione chimica corrisponde ad una miscela oligoclasica, infatti i loro indici di rifrazione sono inferiori o uguali ad ω del quarzo.

Qua e là si osservano alcune lamelle di clorite (tipo pennina) dai bassissimi colori di interferenza. Sembra essere prodotto di trasformazione della biotite, infatti qualche volta si vedono in essa dei residui di lamelle di mica scura.

RIASSUNTO E CONCLUSIONI

LE CARATTERISTICHE ESSENZIALI DELLE FACIES PETROGRAFICHE

La massa eruttiva, che ha dato luogo agli interessanti fenomeni di metamorfismo di contatto nella zona dell'Alpe di Bos, è rappresentata da una tonalite piuttosto femica ricca di grossi anfiboli.

Sulla selletta della cresta che da Corni di Bos conduce a Passo di Bos si trova un'apofisi, di circa quattro metri di potenza, costituita da granodiorite tonalitica, che presenta, rispetto alla massa eruttiva principale, una diminuzione di elementi femici ed un arricchimento di plagioclasi nettamente più sodici. Il riassorbimento di parecchi plagioclasi da parte del quarzo e di neofeldispati, le varie associazioni irregolari tra biotite ed anfibolo, spesso reciprocamente idiomorfi e il loro orientamento a scie fanno ritenere che sulla struttura di questa roccia abbiano particolarmente influito un rapido raffreddamento ed un lento movimento nella massa magmatica fluida. Non dobbiamo dimenticare infatti che siamo alla periferia del plutone dell'Adamello.

Tra la tonalite e la granodiorite, sempre sulla selletta sopra citata, v'è una formazione dolomitica bianca, riferibile molto probabilmente all'Anisico inferiore, che verso la massa principale passa a cornubianiti pirosseniche con bande di clinzoisite rosa un po' manganesifera, mentre verso la granodiorite si arricchisce di cornubianiti ad orneblenda e tremolite. Nella parte centrale di questo affioramento dolomitico, potente circa quattro metri, si nota, lungo esili fratture, l'associazione clinzoisite-diopside.

Alle formazioni eruttive e metamorfiche ora descritte, fanno seguito delle cornubianiti grigio-violacee costituite da feldispato, quarzo, biotite e cordierite; esse sono strettamente associate a cornubianiti quarzoso-feldispatiche a biotite e anfibolo. Dallo studio chimico-petrografico di queste due rocce, macroscopicamente analoghe, si può dedurre la loro derivazione da sedimenti argilloso-arenacei più o meno marnosi. Queste cornubianiti vengono a diretto contatto con la tonalite là dove mancano le formazioni dolomitiche metamorfosate già descritte.

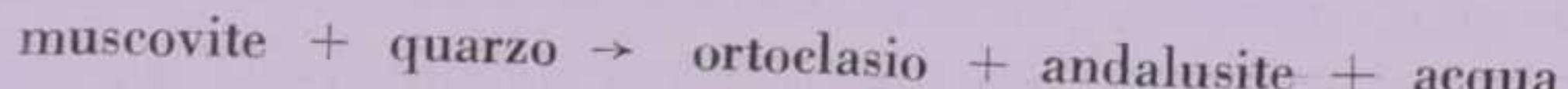
Calcefiri dolomitici chiari a flogopite ed epidoto con scistosità non molto netta (dovuta in particolar modo ad alcune sottili lenti arricchite in epidoto) e dolomie metamorfosate giallo-grigie piuttosto friabili, rappresentano le formazioni dello Scitico superiore.

Esiste una certa analogia chimico-mineralogica tra queste due rocce: i componenti mineralogici sono i medesimi, con caratteri più evidenti nel calcefiro. Dall'analisi chimica eseguita sulla dolomia e dall'esame microscopico si deduce la maggiore percentuale di dolomite rispetto alla calcite e la presenza di pochi silicati (flogopite ed epidoto in prevalenza) che non superano il dieci per cento ed indicano un contenuto originario di materiale argilloso. E' da notare però che la comparsa di questi elementi potrebbe, almeno in parte, essere dovuta a soluzioni silico-alcaline derivanti dal successivo processo eruttivo. Nei calcefiri dolomitici si osservano numerosi, sottili letti di una potenza di circa cinque centimetri ciascuno, costituiti alternativamente da calcefiri a granato, vesuviana, diopside e da cornubianiti a granato e diopside. Sia il granato sia la vesuviana presentano evidentissimi fenomeni di cataclasi ed hanno inclusi piccoli cristalli di pirosseni. Le grosse plaghe di vesuviana inoltre mostrano marcate zonature talora a chiazze, talora a strie molto regolari tali da ricordare lamelle di geminazione polisintetica. Entro la dolomia vi sono intercalazioni a lenti, disposte a rosario, di cornubianiti formate da un fine aggregato micaceo-anfibolico su cui risaltano sottili letti di pirosseni in cristalli nettamente più sviluppati rispetto agli altri elementi.

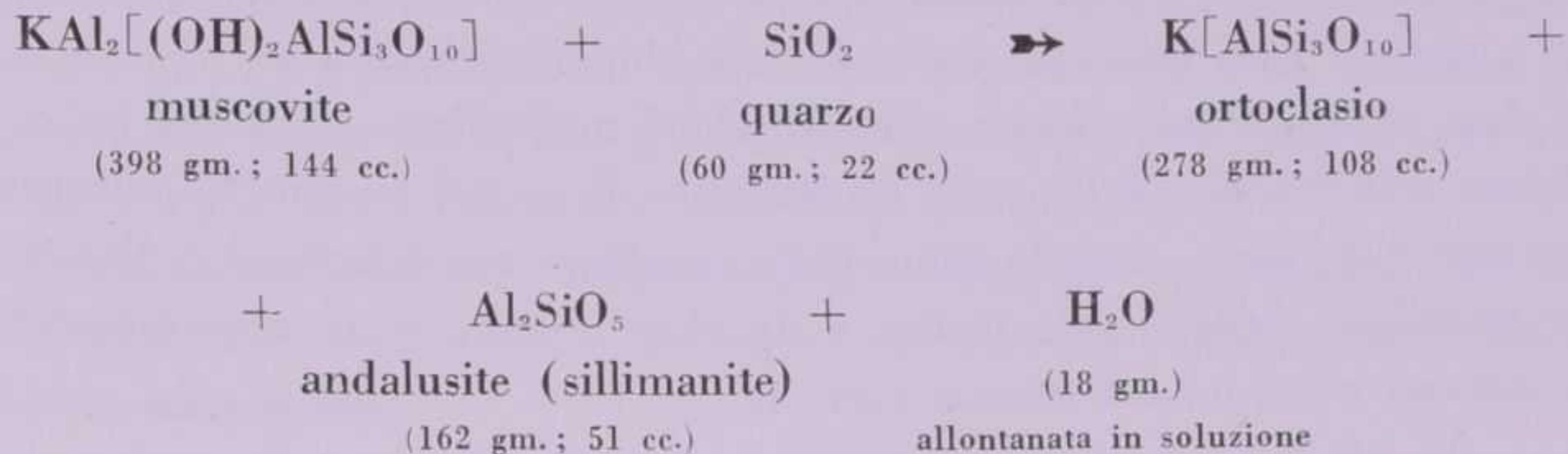
Fanno seguito cornubianiti dello Scitico inferiore, di una potenza di una quindicina di metri, che risultano prodotti di metamorfismo di contatto di limi argilloso-arenacei e di arenarie marnose. Infatti ci troviamo di fronte a limoscisti ed a scisti argilloso-arenacei biotitico-feldispatico-quarzosi ed a cornubianiti zonate ad epidoto-flogopite-calcite ed orneblenda-diopside-calcite. Da notare lungo alcune fratture trasversali degli scisti a grana fine, fenomeni più o meno marcati di cloritizzazione della biotite e deposizione di epidoto e calcite dovuti ad azione idrotermale tardiva a bassa termalità. La diversa composizione mineralogica è visibile anche macroscopicamente: gli scisti sono di colore scuro, mentre le cornubianiti appaiono a letti alternativamente grigio-violacei e grigio-verdi.

Le formazioni del Permiano sono rappresentate: da cornubianiti quarzoso - feldispatiche ad andalusite, biotite, sillimanite (in cui si nota una intercalazione continua di cornubianiti quarzoso-feldispatiche a biotite, piuttosto scistose, di colore chiaro); da cornubianiti quarzoso-feldispatiche ad orneblenda di colore grigio chiaro, su cui spiccano piccole lenti anfiboliche; da un conglomeratino a piccoli noduli di quarzo, più o meno scistoso; e nuovamente, verso la base, da cornubianiti ad andalusite, biotite e sillimanite. In queste rocce, derivanti dal metamorfismo di sedimenti arenacei più o meno grossolani, qua e là vi sono zone particolarmente ricche di filoni aplitici micaeotormaliniferi. In vicinanza di questi filoncelli troviamo spesso piccole lenti costituite da cornubianiti anfibolico-plagioclasiche.

Nelle cornubianiti quarzoso-feldispatiche ad andalusite, biotite e sillimanite si osservano intime microimplicazioni fra muscovite e feldispato, dovute per lo più alla feldispattizzazione della mica; nelle vicinanze di queste associazioni si notano spesso aggetti sillimanitici e plaghe andalusitiche. Come già accennato nella descrizione delle sezioni, HARKER (bibl. 18), TURNER (bibl. 39), TURNER VERHOOGEN (bibl. 40) ammettono che la feldispattizzazione avvenga secondo la reazione:

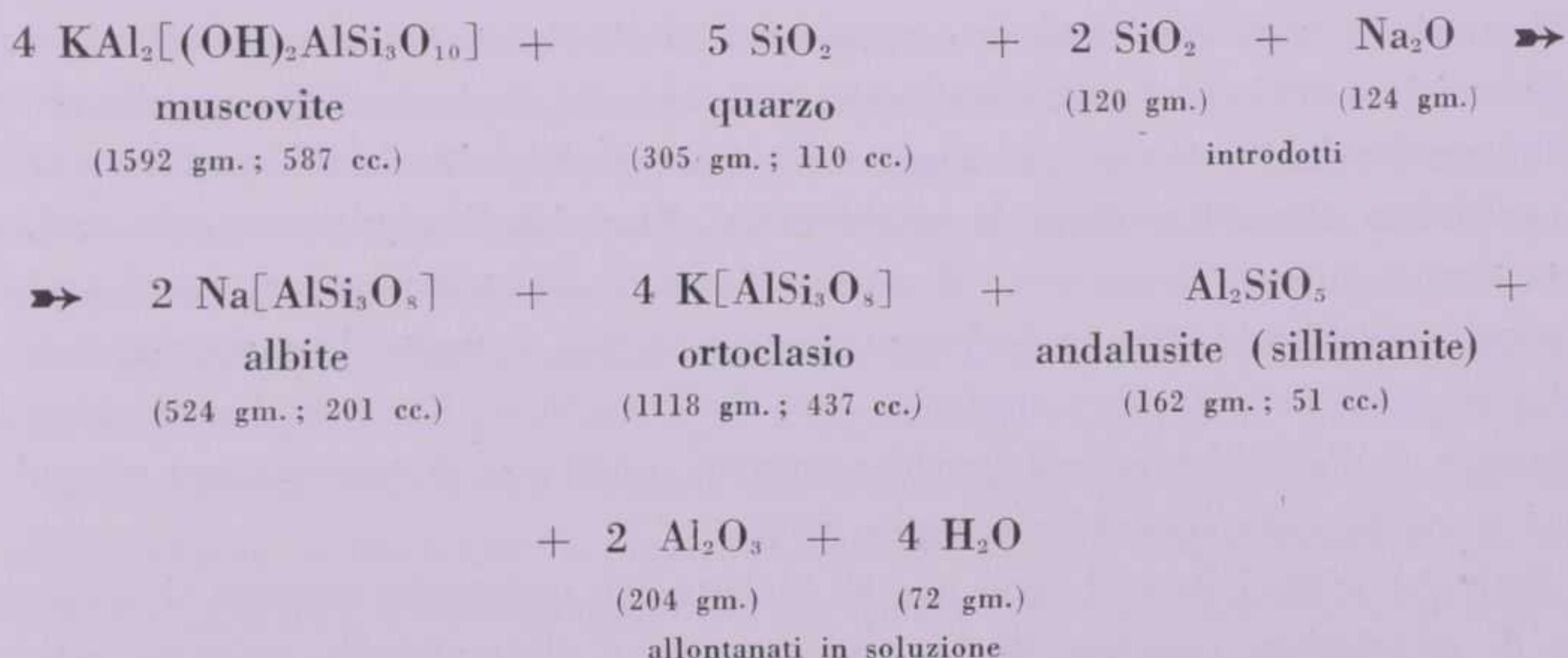


In volumi equivalenti tale reazione può essere così formulata:



In questa trasformazione se la mica bianca contiene una certa percentuale di sodio, si forma anche l'albite; inoltre per un più alto grado di metamorfismo l'andalusite viene, in parte o totalmente, sostituita dalla sillimanite.

Nulla però ci vieta di ammettere che il plagioclasio acido possa essersi formato per apporto di sodio da parte di soluzioni silico-alcaline, secondo la seguente reazione equivolumetrica:



I paragneiss dell'Archeozoico hanno in generale una composizione chimico-minerologica analoga a quelle delle cornubianiti quarzoso-feldispatiche ad andalusite, biotite e sillimanite del Permiano ed anche in essi si osservano, seppure in modo meno evidente, fenomeni di feldispatizzazione della muscovite. I plagioclasi sono rappresentati in ambedue le facies da miscele molto sodiche (albiti oligoclasiche). Solamente in una intercalazione gneissica si è osservato una composizione bitownitica (85-90 % An) dei plagioclasi; l'analisi chimica e la struttura porfiroide fanno pensare ad una derivazione di questa roccia da una porfirite, mentre tutti gli altri « scisti » deriverebbero da rocce sedimentarie di tipo arenaceo-argilloso.

La quantità dei minerali di nuova genesi strettamente legata all'azione di metamorfismo, va diminuendo man mano che ci si allontana dal Permiano. Infatti ad alcune decine di metri da questo siamo già di fronte a paragneiss a due miche, in cui l'unico fe-

nomeno dovuto al contatto è la rigenerazione delle miche stesse; sono ancora visibili d'altra parte i relitti della precedente struttura, sotto forma di plague di quarzo e feldispato fortemente cataclastici e talora milonitizzati, a cui si uniscono un fine aggregato sericitico e resti di fasci lamellari ondulati della biotite originaria.

Per dare al lettore una visione schematica del molteplice e continuo mutare della composizione mineralogica delle varie formazioni, allego qui un profilo petrografico.

Esso non è in scala, essendo impossibile conciliare nel disegno il contrastante sviluppo in estensione delle singole facies; è riportata quindi, sopra ogni formazione, la effettiva potenza misurata sul terreno (tav. I).

I CARATTERI DEL METAMORFISMO DI CONTATTO

In tutte queste formazioni metamorfiche di contatto, che si sviluppano per circa trecento metri in sezione trasversale, ci troviamo di fronte a fenomeni di metamorfismo che denotano condizioni di pressione media e di temperatura variabile da alta a moderata (¹).

Le formazioni che si osservano in superficie a diretto contatto con la tonalite, o a pochi metri da essa, sono date da cornubianiti caratterizzate dalle associazioni *diopside-clinozoisite-(calcite)* ed *orneblenda-attinoto-(calcite)-(plagioclasi)*. La prima di queste due associazioni è tipica, per una roccia calcareo-dolomitica, della « facies anfibolica, subfacies almandino-diopside-orneblenda ». Essa ci indica un metamorfismo di moderata temperatura al limite verso il metamorfismo di alta temperatura. La seconda associazione *orneblenda-attinoto-(calcite)-(plagioclasi)* non è molto ben classificabile nel quadro generale delle facies e subfacies dato da TURNER ed ESKOLA. La presenza dell'attinoto e dell'orneblenda indicherebbe tuttavia condizioni di temperatura un po' inferiori a quelle delle cornubianiti sopra dette.

Potrebbe meravigliare il fatto che al contatto con una massa eruttiva si sia in presenza di associazioni mineralogiche in cui compaiono clinozoisite e attinoto, minerali che si trovano in rocce di basso metamorfismo; questo accade anche in altre zone dell'Adamello, là dove la tonalite viene a diretto contatto con formazioni calcareo-dolomitiche. Questa termalità poco elevata potrebbe essere spiegata, considerando l'abbassamento di temperatura dovuto allo sviluppo di CO₂. D'altra parte, dato che la clinozoisite si trova anche a distanza di alcuni metri dalla tonalite, lungo esilissime fratture, alla sua genesi potrebbero aver contribuito emanazioni di tipo idrotermale; siamo infatti in una zona di contatto ricca di filoncelli aplitici e pegmatitici.

Le cornubianiti a cordierite e biotite e le cornubianiti biotitico-anfiboliche, riferibili molto probabilmente all'Anisico inferiore, devono essere ascritte ad un metamorfismo analogo a quello delle cornubianiti sopra dette. L'associazione *cordierite-plagioclasio-quarzo-ortose* e quella *biotite-anfibolo-plagioclasio-ortose* vanno riferite, infatti, alla

(¹) Per la classificazione delle varie associazioni mineralogiche, ho tenuto come base l'opera di ESKOLA (bibl. 13) e quella più recente di TURNER (bibl. 39).

« facies anfibolica, subfacies cordierite-antofillite » (metamorfismo a moderata temperatura).

Le facies mineralogiche dei *calcefiri a vesuviana, granato e diopside* e delle *cornubianiti a granato, diopside, (calcite)* dello Scitico superiore ad essi associati, indicano un abbassamento di livello termico; infatti le loro associazioni appartengono alla « facies epidotico-anfibolica » (temperatura da bassa a moderata).

Nelle *cornubianiti micaceo-anfibolico-pirosseniche*, che costituiscono delle lenti entro la dolomia cariata, troviamo associazioni che rientrano nella « facies anfibolica » di moderata temperatura.

Le condizioni genetiche della facies attuale assunta dai limoscisti e dagli scisti argilloso-arenacei del Servino devono essere state quelle di un metamorfismo di contatto a temperatura moderata; le loro associazioni mineralogiche (*biotite-plagioclasio-ortoclasio-quarzo*) sono da riferire alla « facies anfibolica subfacies cordierite - antofillite » mentre le *cornubianiti zonate orneblendico-plagioclasiche a biotite ed epidoto*, appartenenti alla medesima formazione, devono essere ascritte alla « facies epidotico-anfibolica » (temperatura da bassa a moderata).

Le facies mineralogiche delle diverse cornubianiti del Permiano indicano un metamorfismo di temperatura moderata; infatti sono tutte da ascriversi alla « facies anfibolica »; però, mentre le associazioni *plagioclasio-quarzo-orneblenda-biotite - (muscovite)*, e *attinoto-orneblenda-plagioclasio-quarzo* appartengono alla « subfacies cordierite - antofillite »; quella *quarzo - plagioclasio - andalusite - sillimanite - biotite - ortoclasio-muscovite* è una associazione di transizione tra la « subfacies cordierite - antofillite » e quella « staurolite - cianite »; cioè in quest'ultima abbiamo un leggero abbassamento di temperatura rispetto alle prime.

Nei paragneiss dell'Archeozoico, più vicini al contatto, siamo di fronte ad associazioni mineralogiche del tutto analoghe a quelle delle cornubianiti quarzoso-feldispatiche ad andalusite, sillimanite e biotite del Permiano; perciò anch'essi avranno subito un metamorfismo di temperatura moderata, essendo la loro una associazione intermedia tra la « subfacies cordierite-antofillite » e quella « cianite-staurolite » appartenenti ambedue alla « facies anfibolica ». In questi paragneiss, allontanandosi sempre più dalla massa eruttiva, si nota una diminuzione continua della quantità di minerali di più alta temperatura (andalusite e sillimanite). A circa duecento metri dal contatto con il Permiano essi scompaiono; si osserva una rigenerazione quasi completa delle miche e parziale dei plagioclasi; mentre a cinquecento metri questi due fenomeni sono presenti in scala molto ridotta.

Altre formazioni non hanno associazioni mineralogiche caratteristiche, che ci possono indicare con precisione il loro grado di metamorfismo: ad esempio la dolomia dell'Anisico inferiore e quella dello Scitico, le cornubianiti a biotite ed il conglomerato a noduli di quarzo del Permiano.

Come si può osservare, in tutta la serie abbiamo oscillazioni di intensità nel grado di metamorfismo non molto accentuate; solamente nei paragneiss ad alcune decine di metri dal loro contatto con il Permiano, si nota una diminuzione continua del grado stesso. Da queste considerazioni si deve concludere che la massa tonalitica si estende al

di sotto di tutta la serie studiata e va immergendosi più bruscamente solo in corrispondenza dei paragneiss dell'Archeozoico.

Non deve meravigliare il fatto che le formazioni che si trovano a diretto contatto visibile con la tonalite, abbiano un grado di metamorfismo identico a quello di formazioni che, pur immaginando un lento degradare della massa eruttiva sottostante, si trovano certamente più lontane dal contatto. Infatti queste formazioni sedimentogene metamorfiche hanno tutte una giacitura verticale o subverticale; perciò, mentre quelle che noi vediamo a diretto contatto con la tonalite affacciano a questa superfici parallele all'andamento degli strati, le formazioni successive devono presentare in profondità verso la tonalite sezioni trasversali agli strati. Poichè il metamorfismo di contatto è in parte opera di emanazioni magmatiche e l'azione termica stessa si propaga in genere per convezione di calore più che per conduzione, è logico che l'alone metamorfico si allarghi là dove più facili sono le vie di accesso delle emanazioni magmatiche. Le lievi oscillazioni del grado di metamorfismo possono quindi essere ascritte ad una più o meno fitta stratificazione della roccia incassante, alla scistosità dei paragneiss, a fratture più o meno abbondanti, non meno che ai rapporti di vicinanza con la massa soggiacente.

Evidente appoggio alla ipotesi che si sia avuto un grado di metamorfismo più intenso là dove più facili erano le vie di accesso per le emanazioni magmatiche deriva dal fatto che la sillimanite, minerale di elevata temperatura per tutte le rocce pelitiche e psammitico-pelitiche della formazione, si addensa in particolar modo lungo i piani di laminazione delle rocce sedimentogene e lungo i letti di scistosità dei paragneiss.

Dobbiamo tener presente inoltre che l'intensità del metamorfismo varia con il variare dello stato fisico e della composizione della roccia originaria. Queste diversità devono essere considerate anche in funzione della permeabilità della roccia, della capacità cioè di trattenere più o meno i gas ed i vapori, principali agenti del metamorfismo di contatto. Abbiamo un esempio nella dolomia cariata e nelle lenti micaceo-anfibolico-pirosseniche, che si trovano in essa. Nella dolomia alquanto porosa, gli effetti metamorfici, per quanto non molto ben classificabili, sono piuttosto lievi: la ricristallizzazione dei carbonati è poco evidente e la scarsa quantità di flogopite, quarzo e plagioclasio di nuovo apporto starebbero ad indicare una bassa temperatura (« facies degli scisti verdi »). Nelle lenti cornubianite abbiamo, invece, come già visto, associazioni mineralogiche di moderata temperatura; queste rocce originariamente erano sedimenti argillosi, molto più impermeabili della dolomia, perciò i gas ed i vapori, avendo in esse un movimento più lento, hanno esercitato una più prolungata azione metamorfica.

Le deduzioni petrografiche sulla continuità della massa eruttiva al di sotto delle formazioni metamorfiche considerate hanno conferma nelle osservazioni di campagna sul settore che trovasi a nord ovest dell'Alpe di Bos. Infatti al Campanon del Coppo la stessa serie sedimentogena non è più continua, anzi di essa rimangono solo dei lembi immersi in una microdiorite; lo studio di questa massa eruttiva e delle formazioni sedimentogeno-metamorfiche ora citate è parte di un lavoro geologico-petrografico, che sarà prossimamente pubblicato dal collega B. ZANETTIN.

I filoni aplitici hanno esercitato scarsa influenza nel quadro metamorfico delle rocce incassanti; ad essi sono da attribuire fenomeni locali di iniezione e fenomeni

ugualmente circoscritti di metasomatosi. Questi ultimi sono particolarmente evidenti sotto forma di tormalinizzazione nella zona ricca di filoni acidi del Permiano.

L'azione metamorfica di carattere idrotermale è scarsa; essa si manifesta con lievi trasformazioni: dei feldispatti in sericite; della biotite in clorite accompagnata talora da deposizione di epidoto, calcite e rutilo, come si osserva nei limoscisti e negli scisti argilloso-arenacei del Servino. A queste azioni si può attribuire anche la limitata feldispattizzazione della muscovite che appare qua o là in alcune cornubianiti quarzoso-feldispatiche ad andalusite, biotite e sillimanite del Permiano e, in maniera meno evidente, in alcuni paragneiss dell'Archeozoico.

Padova - Istituto di Mineralogia e Petrografia dell' Università - Centro di studio per la petrografia e la geologia del C. N. R., Luglio 1954.

BIBLIOGRAFIA

1. ACCORDI B. - *Geologia del Gruppo del Pizzo Badile (Adamello sud-occidentale)*. Mem. Ist. Geol. e Min. Univ. Padova, Vol. XVIII, p. 1-60, 1 carta geol., scala 1:25.000, 5 fig. n. t., 1 tav.
2. BARBER C. T. - *The tertiary igneous rocks of the Pakokku District and the Salingyi township of the Lower Chindwin District, Burma, with special reference to the determination of the felspars by the Federoff method*. Mem. Geol. Survey of India, vol. LXVIII, 1936, p. 121-292, t. 24-34.
3. BARTH T. F. W., CORRENS C. W., ESKOLA P. - *Die Entstehung der Gesteine*. Berlin, Springer, 1939, p. 1-422, mit 210 Textabb.
4. BIANCHI A. e DAL PIAZ Gb. - *Il settore meridionale dell'Adamello. Relazione sul rilevamento e studi preliminari della zona compresa fra la Valle di Stabio e l'alta Valle del Caffaro*. Boll. Uff. Geol. d'Italia, vol. LXII, Roma 1937, p. 1-87, con 7 fig. e 5 tav.
5. BIANCHI A. e DAL PIAZ Gb. - *Guida alle escursioni della 50^a riunione della Società Geologica Italiana*. Padova 1937.
6. BIANCHI A. e DAL PIAZ Gb. - *Atlante geologico-petrografico dell'Adamello meridionale. Régionne fra lo Stabio ed il Caffaro*. Mem. Ist. Geol. Univ. Padova, vol. XII, 1937, p. 1-16, con 15 tav. e 1 carta geol. scala 1:25.000.
7. BIANCHI A. e DAL PIAZ Gb. - *Il settore nord-occidentale del massiccio dell'Adamello. Relazione preliminare sul rilevamento e sugli studi geologico-petrografici compiuti durante l'anno 1939 nell'alta Val Camonica*. Boll. Uff. Geol. d'Italia, vol. LXV, 1940, p. 1-18.
8. BIANCHI A. e DAL PIAZ Gb. - *Metamorfismo selettivo e processi metasomatici di contatto nel massiccio dell'Adamello*. International Geological Congress. Report of the Eighteenth Session, Great Britain, 1948, Part. III, p. 81-89.
9. BURRI C. e NICGLI P. - *Die jungen Eruptivgesteine des mediterranen Orogen*. Zürich 1945. Teil. I, p. 1-654, mit. 6 T. und 211 Fig. im T.
10. CHUDOBA K. - *Die Feldspäte und ihre praktische Bestimmung*. Stuttgart, Erwin Nägele, 1932, p. 1-50, 46 f. n. t., 4 t.
11. COLBERTALDO D. - *Petrografia del Monte Blumone (Adamello meridionale)*. Mem. Ist. Geol. Univ. Padova, vol. XIV, 1940, p. 1-51, con 9 fig., 1 cartina e 3 tav.
12. CORIN F. - *Le metamorphisme*. Les presses universitaires de France. 49 Boulevard St. Michel. Paris.
13. DAL PIAZ Gb. - *Appunti inediti di campagna*. 1946.
14. DE LUCCHI G. - *Il giacimento di contatto di quota 2591 del Monte Farinas del Frerone*. Atti Ist. Ven. Sc. Lett. Arti, vol. XC VIII, p. 79-98, Venezia 1939.
15. DE SITTER L. U. und DE SITTER-KOOMANS C. M. - *The Geology of the bergamasca alps. Lombardia*. Overdruch mit-leidse Geologische mededelingen Deel XIV B., Blz 1-257, 1948.
16. FENOGLIO M. - *Studi geologico-petrografici sulla Valle Nambrone (Massiccio dell'Adamello)*. Mem. Ist. Geol. Univ. Padova, vol. XIII, 1938, p. 1-93, 1 carta geol.-petr. al 1:25.000, 6 fig. n. t., 1 t.
17. GRUBENMANN U. e NICGLI P. - *Die Gesteinsmetamorphose*. I. All. Teil, Berlin Borntraeger, 1924, mit 169 Texfig.

18. HARKER A. - *Metamorphism*. London, Methuen, 1932, with 185 diagrams.
19. HIEKE O. - *I giacimenti di contatto del M. Costone (Adamello meridionale)*. Mem. Ist. Geol. Univ. Padova, vol. XV, 1948, p. 1-44 con 5 fig. e 3 tav.
20. MALARODA R. - *Studi petrografici nell'Adamello nord-occidentale*. Mem. Ist. Geol. Univ. Padova, vol. XVI, p. 1-104 con 5 fig. e 3 tav.
21. MINOZZI-BOARETTO M. - *Azioni metamorfiche di contatto nei calcari marnosi dell'Alta Val Cadino*. Periodico Min., Anno XIX, n 2-3, maggio-dicembre 1950.
22. MITTELHOLZER A. E. - *Beitrag zur Kenntnis der Metamorphose in der Tessiner Wurzelzone*. Schweiz. Min. Petr. Mitt. Band. XVI, 1936, p. 19-182.
23. NICGLI P. - *Die Magmentypen*. Schweiz. Min. Petr. Mitt. Bd. XVI, 1936, p. 335-399.
24. NICGLI P. - *Some hornfels from Saxony and the problem of metamorphic facies*. The Amer. Miner., sett.-ott. 1950, p. 867-876.
25. NICGLI P. - *Gesteine und minerallagerstätten. II Exogene Gesteine und Minerallagerstätten*. Verlag Birkhauser, Basel, 1952.
26. OGNIBEN G. - *Studio chimico-petrografico sul Monte Sabion (Adamello orientale)*. Mem. Ist. Geol. Min. Univ. Padova, vol. XVII, 1952, p. 1-83, con 3 fig. n. t. e 2 tav.
27. PETTLJOHN F. J. - *Sedimentary Rocks*. New York, Harper, 1949, p. 1-526, 131 fig. n. t., 40 t.
28. RANKAMA K. e SAHAMA Th. G. - *Geochemistry*. Chicago, Univ. Chicago Press, 1950, p. 1-912.
29. REINHARD M. - *Universal Drehtischmethoden*. Basel, Wepf, 1931, 49 f. n. t., 5 t.
30. RIVA C. - *Le rocce paleovulcaniche del gruppo dell'Adamello*. Mem. R. Ist. Lomb. Sc. Mat. e Nat., vol. XVII, Milano, 1896, p. 159-228, 4 t.
31. SALOMON W. - *Sul metamorfismo di contatto subito dalle arenarie permiane della Val di Daone*. Giorn. di Min., vol. V, 1894, p. 97-147.
32. SALOMON W. - *Sul metamorfismo di contatto del gruppo dell'Adamello*. Boll. Soc. Geol., vol. XIV, fasc. II, 1895.
33. SALOMON W. - *Über Alter Lagerungsform und Entstehungsart der periadriatischen granitisch körnigen Massen*. Tschmarks Mitteilungen, vol. XVII, p. 109-284.
34. SALOMON W. - *Die Adamello-Gruppe*. Abhandl. d. k. k. Geol. Reichsan., vol. 21, 1908, e vol. 22, 1910, Wien, con carta geol. 1:75.000.
35. SCHIAVINATO G. - *Il giacimento a wollastonite ed altri minerali di contatto presso Alpe Bazzena*. Mem. Ist. Geol. Univ. Padova, vol. XV, 1946, p. 1-61, con 5 fig. e 1 t.
36. SCHIAVINATO G. - *Studi geologico-petrografici sulla regione compresa tra Ponte di Legno, Passo del Tonale e Passo di Gavia in Alta Val Camonica. I - Scisti del Tonale*. Acc. Naz. dei Lincei. Rend. Classe di Sc. fis., mat. e nat., Fasc. 6, Serie VIII, vol. IV, 1948, p. 736-743.
37. SCHIAVINATO G. - *Relazione sul rilevamento geologico-petrografico del gruppo del Baitone (Adamello nord-occidentale)*. Rend. Soc. Min. Ital., Anno VII, 1950.
38. SRBIK R. R. - *Geologische Bibliographie der Ostalpen von Graubünden bis Kärnten*. vv. I e II, München u. Berlin, 1935, Fortsetzung I, Innsbruck, 1937.
39. TURNER F. J. - *Mineralogical and structural evolution of the metamorphic rocks*. Geol. Soc. of Amer. Mem. 30, Baltimore, 1948, p. 1-342, 85 fig. n. t.
40. TURNER F. J. e VERHOOGEN J. - *Igneous and Metamorphic Petrology*. First Editions, New York, Toronto, London, McGraw-Hill, 1951, p. 1-602, 92 f. n. t.
41. WINCHELL A. - *Elements of Optical Mineralogy. Part II*, Fourth ed., New York, Wiley, 1951.

I N D I C E

PREFAZIONE	pag. 3
CENNI BIBLIOGRAFICI	» 5
LA SERIE STRATIGRAFICA DELL'ALPE DI BOS CON LE SUE FACIES PETROGRAFICHE ESSENZIALI	» 5
STUDIO PETROGRAFICO	» 11
RIASSUNTO E CONCLUSIONI	» 43
LE CARATTERISTICHE ESSENZIALI DELLE FACIES PETROGRAFICHE	» 43
I CARATTERI DEL METAMORFISMO DI CONTATTO	» 46
BIBLIOGRAFIA	» 50

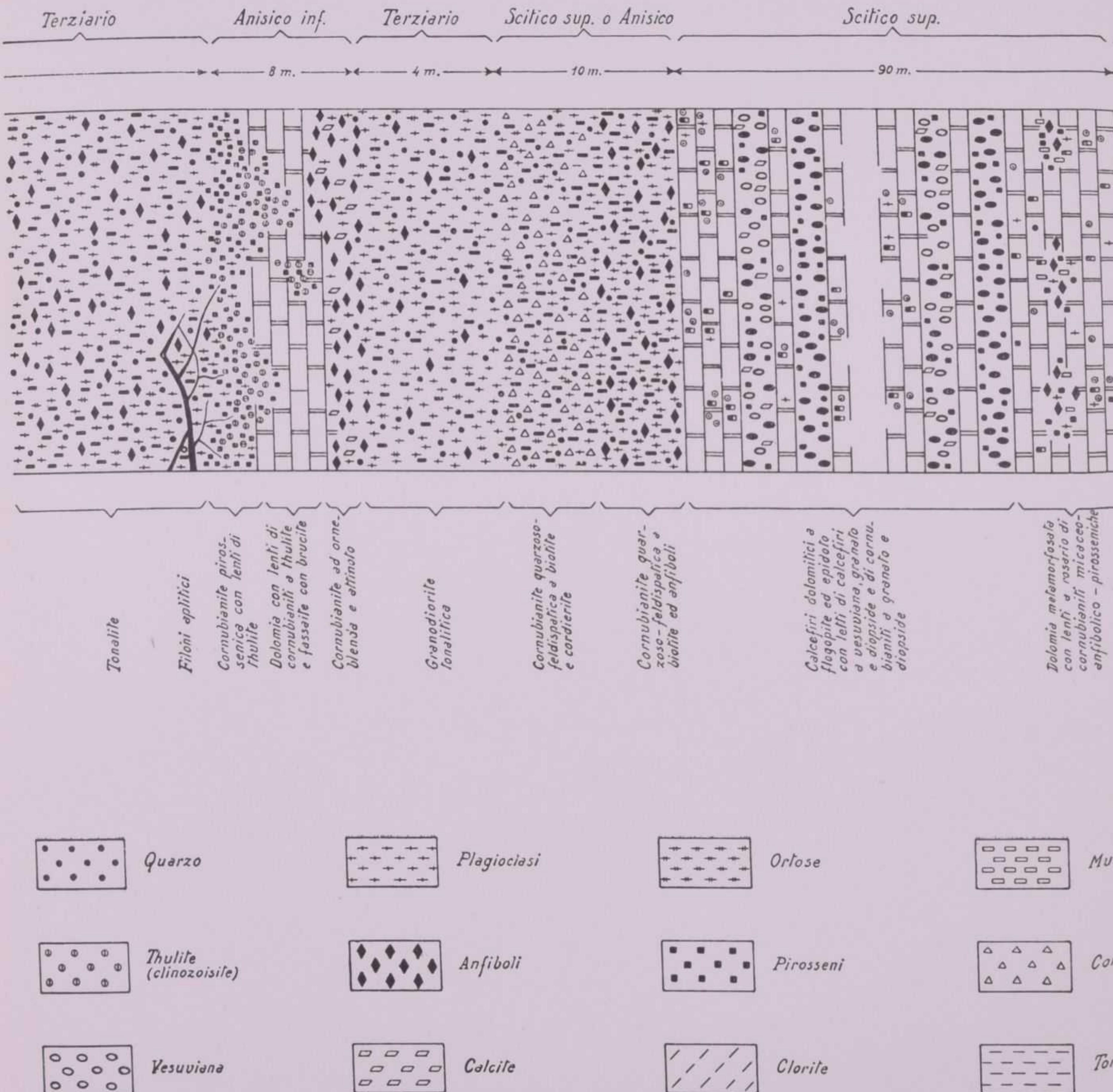
TAVOLA I.



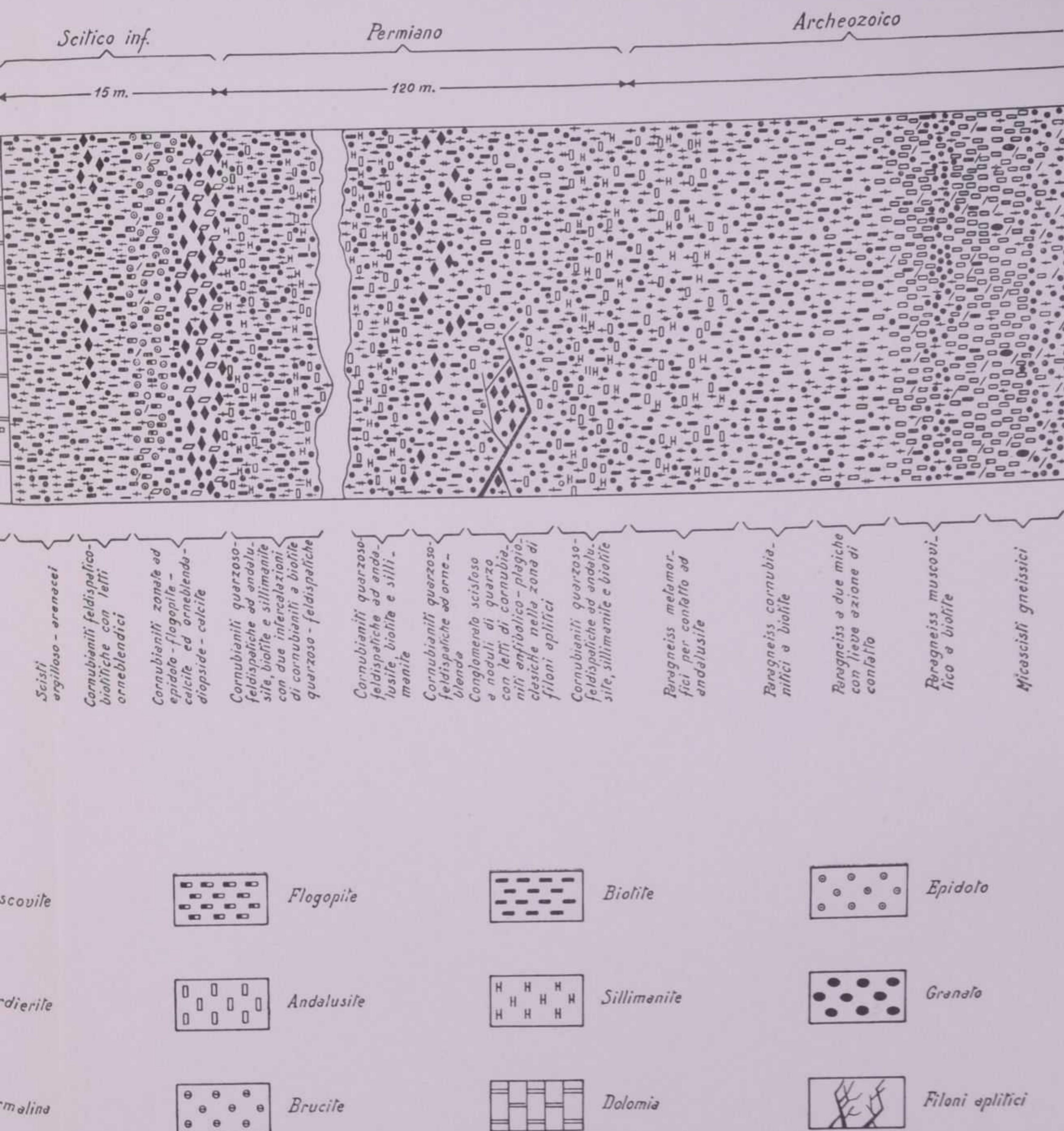
MEMORIE DEGLI ISTITUTI DI GEOLOGIA E MINERALOGIA

S. LORENZONI - Studio geologico - petrografico dell'Alpe di Bos.

PROFILO MINERALOGICO - PETROGRAFICO



O DELLE FACIES METAMORFICHE



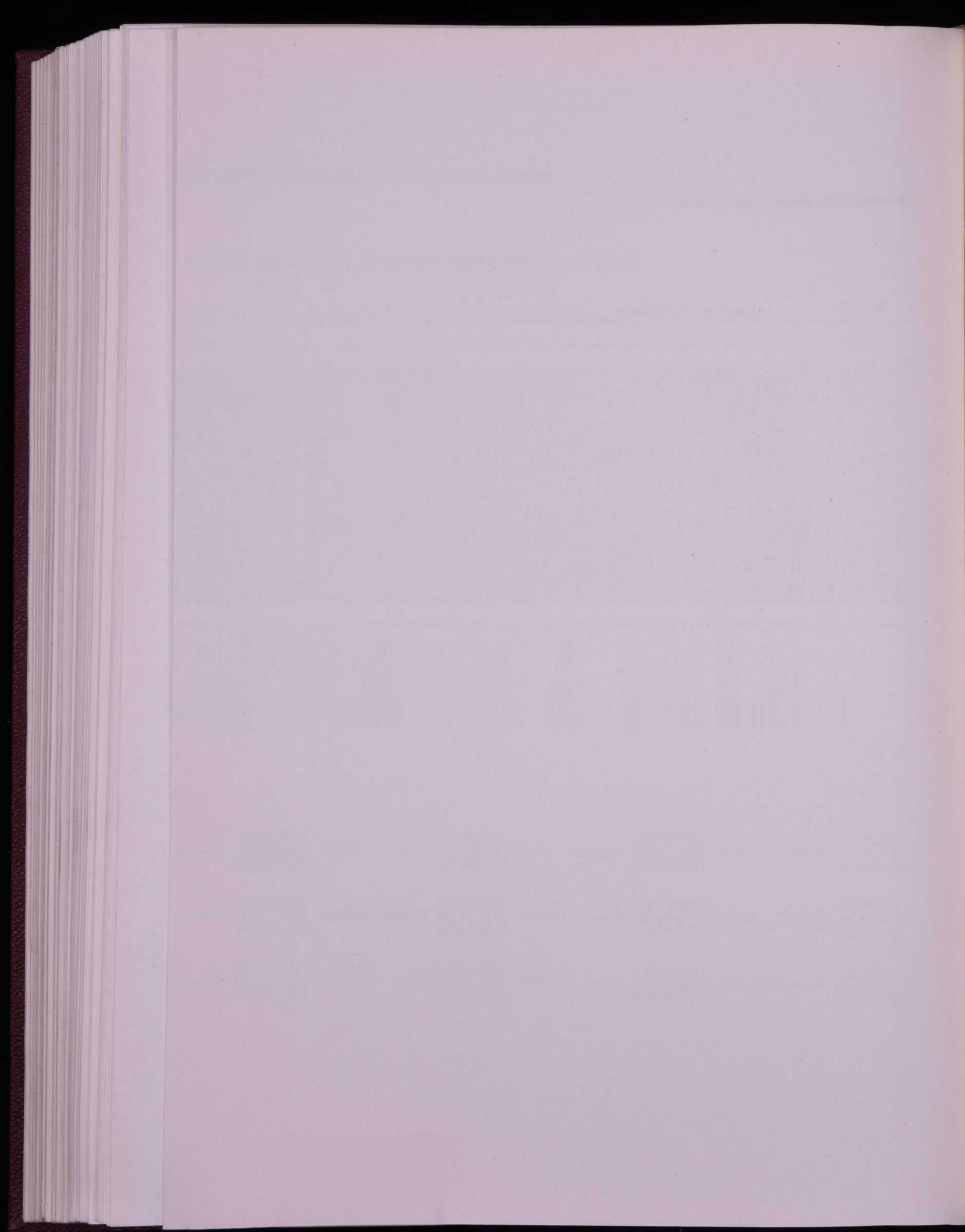


TAVOLA II.

SPIEGAZIONE DELLA TAVOLA II.

FIG. 1. - *Granodiorite tonalitica* (facies prossima al contatto). Nicol incrociati, ingr. 46,6.

Plagioclasio geminato zonato (nucleo 44 % An, periferia 30 % An) parzialmente riasorbito al nucleo ed al bordo estremo da plagioclasio di composizione più acida (17 % An). (Cfr. pag. 12).

» 2. - *Granodiorite tonalitica* (facies prossima al contatto). Con il solo polarizzatore, ingr. 46,6.

Cristallo idiomorfo di titanite con piccoli inclusi di apatite. Verso il basso grosse plaghe biotitiche. (Cfr. pag. 13).

» 3. - *Granodiorite tonalitica* (facies prossima al contatto). Con il solo polarizzatore, ingr. 46,6.

Cristallo idiomorfo di ortite parzialmente sostituito da quarzo. Sullo sfondo quarzo, feldispato e biotite. (Cfr. pag. 13).

» 4. - *Aplite micaceo-tormalinifera*. Con il solo polarizzatore, ingr. 46,6.

Grosse plaghe peciloblastiche di tormalina. Sullo sfondo quarzo, feldispato e muscovite. (Cfr. pag. 15).



FIG. 1



FIG. 2



FIG. 3



FIG. 4

CONTINUAZIONE DELLA TAVOLA II.

Quarzo, granato e feldspato (fusione prossima al contatto), Nucleo lecciolati, ingr. 46,6.

Quarzo, granato, clinopyroxene (medio 44 % An, periferia 30 % An) parzialmente riaspettato da plagioclasio, con leucoxene estremo da plagioclasio di composizione più acida (17 %

Quarzo, granato, clinopyroxene (fusione prossima al contatto), Con il solo polarizzatore, ingr. 46,6.

Quarzo, granato, clinopyroxene di granito con piccoli inclusi di apatite. Sulla sponda grossi plagioclasio, clinopyroxene, clinofite, 130.

Quarzo, granato, clinopyroxene (fusione prossima al contatto), Con il solo polarizzatore, ingr. 46,6.

Quarzo, granato, clinopyroxene (fusione parzialmente acciottata da gabbro). Sulla sponda quarzo, felisite, clinopyroxene, clinofite, 130.

Quarzo, granato, clinopyroxene. Con il solo polarizzatore, ingr. 46,6.

Quarzo, granato, clinopyroxene, clinofite di normalite. Sulla sponda quarzo, biotite e muscovite,

S. LORENZONI - *Studio geologico - petrografico dell'Alpe di Bos.*

TAV. II.



FIG. 1



FIG. 2



FIG. 3



FIG. 4



TAVOLA III.

SPIEGAZIONE DELLA TAVOLA III.

FIG. 1. - *Cornubianite a thulite e diopside fassaitico con brucite*. (Anisico metamorfico). Nicols incrociati, ingr. 72.

Cristalli perfettamente idiomorfi di thulite (clinozoisite manganesifera) su di una grossa plaga di pirosseno (in luce). (Cfr. pag. 17).

» 2. - *Cornubianite a thulite e diopside fassaitico con brucite*. (Anisico metamorfico). Nicols incrociati, ingr. 72.

Plaga pirossenica (in luce) avente una struttura decisamente peciloblastica per inclusioni irregolari di clinozoisite manganesifera. (Cfr. pag. 17).

» 3. - *Cornubianite quarzoso-feldispatica a biotite e cordierite*. (Scitico metamorfico). Nicols incrociati, ingr. 70.

Granuli rotondeggianti di cordierite con le caratteristiche geminazioni multiple di compenetrazione, a limiti irregolari dei vari settori. Da notare le inclusioni di biotite lamellare e di ossidi di ferro. Sullo sfondo: biotite (grigia), quarzo in luce ed estinto e magnetite (granuli neri più piccoli). (Cfr. pag. 18).

» 4. - *Calcefiro a vesuviana, granato e diopside*. (Scitico metamorfico). Nicols incrociati, ingr. 38.

Vesuviana zonata e fratturata con piccole inclusioni di pirosseni e di calcite; quest'ultima forma anche il riempimento tardivo di alcune sottili fratture. (Cfr. pag. 22).

MEMORIE DEGLI INNUIT DI GREENLAND E DELLA SIBERICA

di LORENZONI - Nuova edizione aumentata con più di 100 tavole



FIG. 1

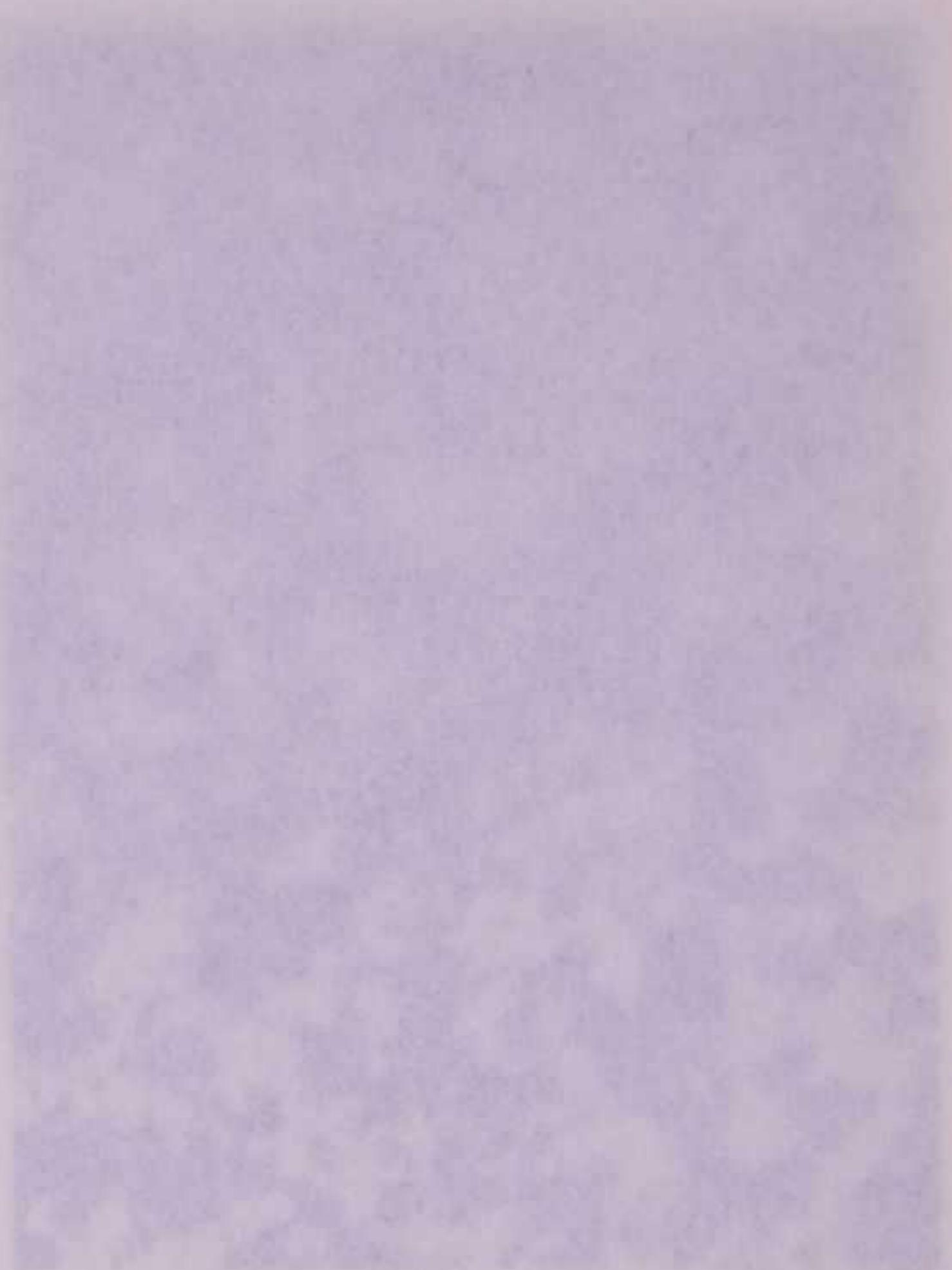


FIG. 2



FIG. 3

DESCRIZIONE DELLA TAVOLA III.

Quarzo - mafite e diopside fassitico con leucite. (Anisico metamorfico). Nicola incrociati, pag. 38.

Quarzo - mafite e diopside fassitico con leucite (in grossi cristalli idiomorfi di thalite (chiamata magnebita) su di una grossa leucite). (In base). (Cfr. pag. 17).

Quarzo - mafite e diopside fassitico con leucite. (Anisico metamorfico). Nicola incrociati, pag. 38.

Quarzo - mafite (in base) con un debole debole peciloblastica per inclusioni di mafite e di leucite. (Cfr. pag. 17).

Quarzo - mafite e diopside fassitico con leucite e cordierite. (Sillito metamorfico). Nicola incrociati, pag. 38.

Cristalli reticolitici di mafite con le caratteristiche geminazioni multiple di comunitazione, a buchi singoli sui due settori. Da notare le inclusioni di biotite lamellare e di nuclei di feldspato dolce biotite (grigio), quasso in luce ed estinto a prospetto (grandi ma pochi nuclei). (Cfr. pag. 18).

Quarzo - mafite, granato e diopside. (Sillito metamorfico). Nicola incrociati, pag. 38.

Mafite zonata o fruttiforme con piccole inclusioni di pirosseni e di calcite; quest'ultima forma anche il riempimento dentro di alcune sottili fratture. (Cfr. pag. 22).

S. LORENZONI - *Studio geologico - petrografico dell'Alpe di Bos.*

TAV. III.



FIG. 1



FIG. 2

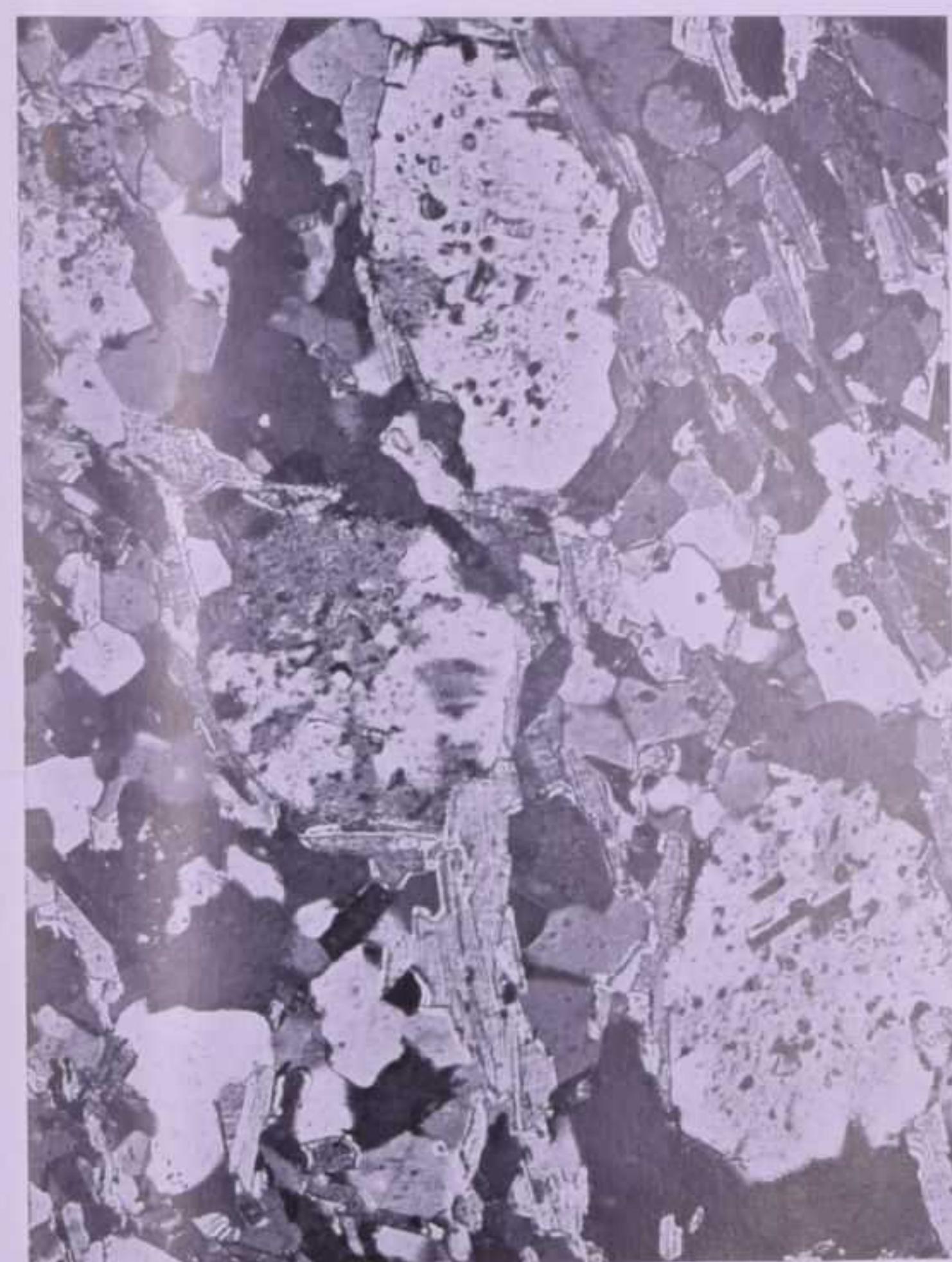


FIG. 3



FIG. 4

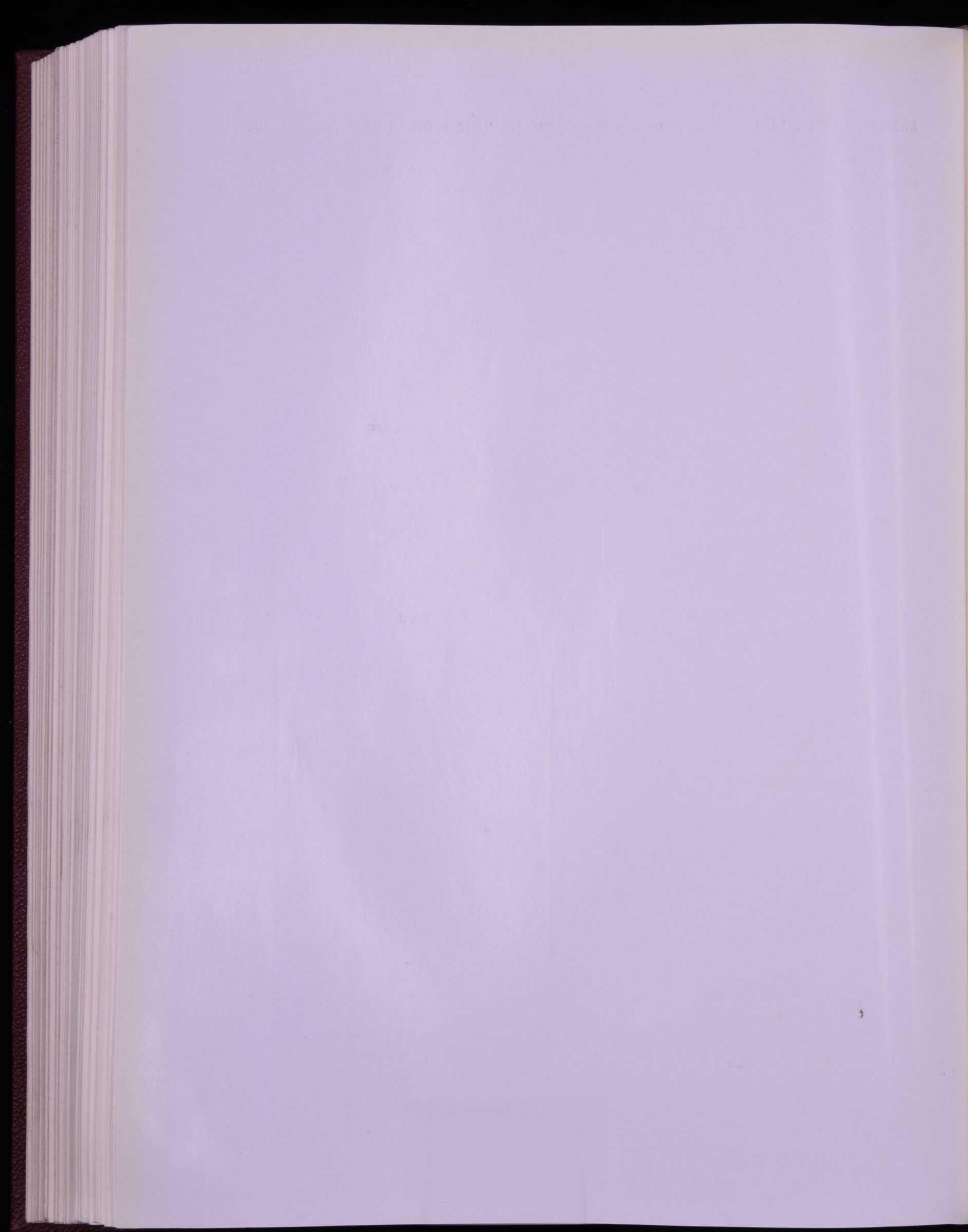


TAVOLA IV.

SPIEGAZIONE DELLA TAVOLA IV.

FIG. 1. - *Cornubianite quarzoso-feldispatica ad andalusite, biotite e sillimanite*. (Permiano metamorfico). Con il solo polarizzatore, ingr. 70.

Al centro e verso destra cristalli peciloblastici di andalusite strettamente associati a fasci di sillimanite aghiforme. Verso sinistra biotite anch'essa associata alla sillimanite. Sullo sfondo quarzo, feldispato, magnetite (granuli neri) e tormalina (cristalli grigi, idiomorfi dall'abito allungato). Da notare come gli aghetti di sillimanite si dispongono per lo più in fasci lungo i piani di laminazione dell'originaria roccia. (Cfr. pag. 34).

» 2. - *Cornubianite quarzoso-feldispatica ad andalusite, biotite e sillimanite*. (Permiano metamorfico). Con il solo polarizzatore, ingr. 70.

Intima associazione biotite-sillimanite. Entro la lamella di biotite si osserva un granulo di magnetite. Sullo sfondo cristalli di quarzo e feldispato. Per la disposizione della sillimanite vale quanto detto per la foto precedente. (Cfr. pag. 34).

» 3. - *Cornubianite quarzoso-feldispatica ad andalusite, biotite e sillimanite*. (Permiano metamorfico). Con il solo polarizzatore, ingr. 70.

Associazione tormalina-biotite-sillimanite. In alto a sinistra lamelle biotitiche ed aghetti sillimanitici. Al centro cristallo di tormalina intimamente associato a biotite (zona più scura nell'angolo in alto a destra) e fasci di sillimanite. Sul lato destro sillimanite associata a poca biotite. Sullo sfondo: in luce quarzo e feldispato, in oscurità granuli di magnetite. (Cfr. pag. 34).

» 4. - *Paragneiss metamorfico per contatto, ad andalusite*. Con il solo polarizzatore, ingr. 49.

Cristallo di andalusite con struttura peciloblastica a diretto contatto con lamelle di biotite. Sullo sfondo quarzo, feldispato ed alcune lamelle di muscovite. (Cfr. pag. 36).



FIG. 1



FIG. 2



FIG. 3

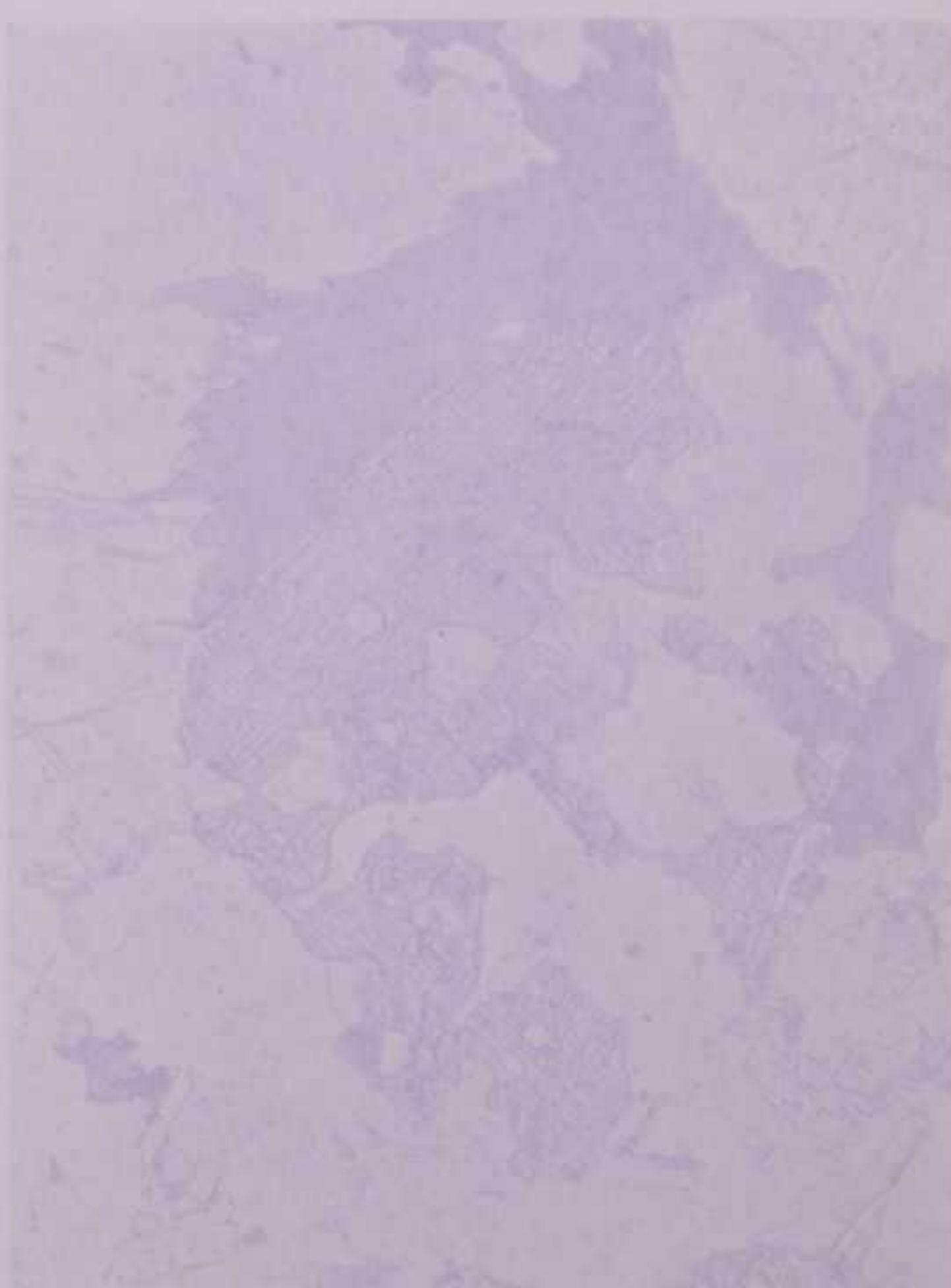


FIG. 4

INTRODUZIONE ALLA TAVOLA IV.

INTRODUZIONE ALLA TAVOLA V.

INTRODUZIONE ALLA TAVOLA VI.

INTRODUZIONE ALLA TAVOLA VII.

INTRODUZIONE ALLA TAVOLA VIII.

INTRODUZIONE ALLA TAVOLA IX.

INTRODUZIONE ALLA TAVOLA X.

INTRODUZIONE ALLA TAVOLA XI.

INTRODUZIONE ALLA TAVOLA XII.

INTRODUZIONE ALLA TAVOLA XIII.

INTRODUZIONE ALLA TAVOLA XIV.

INTRODUZIONE ALLA TAVOLA XV.

INTRODUZIONE ALLA TAVOLA XVI.

INTRODUZIONE ALLA TAVOLA XVII.

INTRODUZIONE ALLA TAVOLA XVIII.

INTRODUZIONE ALLA TAVOLA XIX.

INTRODUZIONE ALLA TAVOLA XX.

INTRODUZIONE ALLA TAVOLA XXI.

INTRODUZIONE ALLA TAVOLA XXII.

INTRODUZIONE ALLA TAVOLA XXIII.

INTRODUZIONE ALLA TAVOLA XXIV.

INTRODUZIONE ALLA TAVOLA XXV.

S. LORENZONI - *Studio geologico-petrografico dell'Alpe di Bos.*

TAV. IV.



FIG. 1



FIG. 2



FIG. 3

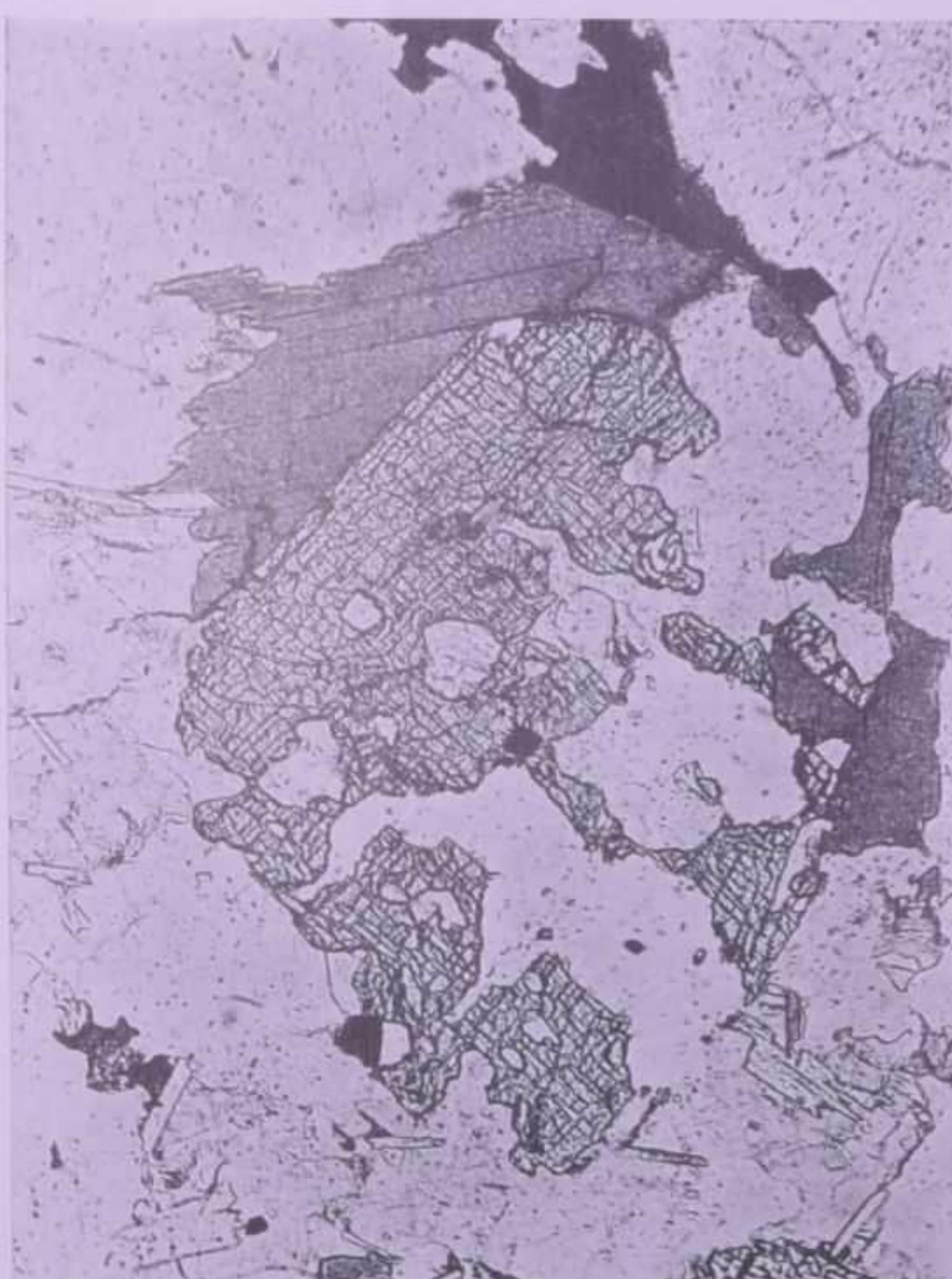


FIG. 4

