

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

BRUNO ZANETTIN

LA FORMAZIONE MIGMATITICA DI STAK (KARAKORUM OCCIDENTALE)

STUDIO GEOLOGICO-PETROGRAFICO

(Con 4 tavole e 1 figura nel testo)



PADOVA
SOCIETÀ COOPERATIVA TIPOGRAFICA
1957

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

PREMESSA

La zona di Stak corrisponde alla parte più occidentale della regione da me visitata nel corso della Spedizione Italiana al Karakorum del 1954. Il rilevamento di questa zona richiese circa un mese di lavoro, durante il quale percorsi con la mia carovana la Valle Stak fino alla sua origine e le valli Kutiah e Goropha.

Nonostante le difficoltà incontrate, prime fra tutte la persistenza di neve primaverile a quote relativamente basse e la inclemenza del tempo, mi fu possibile compiere numerose escursioni su versanti e creste alpinisticamente accessibili, di modo che le mie conoscenze sulle formazioni rocciose di questo bacino si possono ritenere sufficienti per uno studio geologico-petrografico di un certo dettaglio.

Prima delle mie esplorazioni l'area di Stak era pressochè sconosciuta dal punto di vista geologico; solo il Prof. A. DESIO, l'anno precedente, aveva compiuto una rapida visita del bacino superiore di Valle Stak, provenendo da Val Turmik attraverso lo Stak-la e ritornando poi per la stessa via.

Nei mesi di Giugno e Luglio del 1954 il Prof. A. MARUSSI ed il Cap. F. LOMBARDI, entrambi della Spedizione Italiana al Karakorum, eseguirono in questa regione rilievi geofisici e topografici rispettivamente; la carta topografica che sarà edita a cura dell'Istituto Geografico Militare permetterà una rappresentazione adeguata del rilevamento geologico.

La carta geologica del bacino di Stak non viene riportata nel presente lavoro in quanto questo costituisce uno studio inteso ad individuare, attraverso motivi particolari, non rappresentabili in una carta geologica, i processi responsabili della genesi delle rocce ivi affioranti.

CONDIZIONI GEOLOGICHE D'AMBIENTE

Le formazioni che costituiscono l'oggetto del presente lavoro affiorano sia a Nord che a Sud dell'Indo baltì, all'incirca a metà strada fra Skardu e Gilgit, all'altezza della Valle Stak, affluente di destra del massimo fiume della regione, ma le ricerche dirette sul terreno e la raccolta del materiale sono state limitate al versante settentrionale dell'Indo e più precisamente alla zona comprendente la Valle Stak, che ha origine allo Stak-la (m 4579) e scende direttamente nell'Indo, e le alte valli Kutiah e Goropha che confluiscono nel tronco superiore dello Stak provenendo rispettivamente da NW e da Nord.

In definitiva la zona in questione è limitata verso oriente dal crinale di separazione fra le valli Stak ed Askore e dal versante sinistro di Val Goropha, verso settentrione dagli alti bacini glaciali di Goropha e di Kutiah e verso occidente dai versanti destri di Val Kutiah e del tronco medio ed inferiore di Valle Stak; vale a dire tutto il bacino idrografico di Stak con eccezione della grande parete orientale dell'Haramosh (m 7397).

Le rocce che si rinvennero in questo bacino si differenziano nettamente da quelle osservate nelle regioni più orientali della stessa catena e, d'altra parte, mostrano in tutta la zona di affioramento tale uniformità dei caratteri geologici e petrografici essenziali e tale costanza di associazione di facies da consentire di riunirle sotto la denominazione unica di « formazione di Stak ».

Questa denominazione fu adottata nel corso del rilevamento e, nonostante sia ormai sufficientemente chiarito il parallelismo fra queste ed altre formazioni ubicate in zone più meridionali della catena himalayana, la userò ancora, in via provvisoria, per evitare la discussione di problemi geologici e stratigrafici in un lavoro di carattere eminentemente petrografico.

I due termini fondamentali di questa formazione sono:

- i micascisti gneissici o paragneiss biotitico-cianitico-granatiferi o biotitico-granatiferi, quasi costantemente di colore rossiccio, dalla superficie irregolare e minutamente nodulosa;
- i gneiss quarzoso-feldspatici più o meno intensamente stirati.

Le facies caratteristiche di questa formazione risultano dal vario modo di associarsi e compenetrarsi di questi due termini, dai reciproci rapporti quantitativi e dalle eventuali reazioni intervenute fra loro.

In tutta l'area di affioramento non mi è stato possibile rintracciare dei parascisti che non siano in qualche proporzione associati agli gneiss quarzoso-feldspatici pur essendo chiaro fin dalle prime indagini che i due termini rappresentano il prodotto di processi ben diversi; l'uno derivando evidentemente dal metamorfismo di rocce sedimentarie, l'altro dalla introduzione successiva di sostanze nelle prime.

Parascisti e gneiss quarzoso-feldspatici sono sempre concordanti fra loro, eccezion fatta per alcuni modesti filoncelli a carattere aplitico o, più spesso, pegmatitico, che attraversano la formazione di Stak in discordanza. L'aspetto generale è quello di una formazione migmatitica nella quale l'iniezione « lit par lit » si sia manifestata con intensità molto diversa da punto a punto e nella quale la porzione leucocratica abbia scistosità concordante con quelle dei parascisti iniettati.

Nell'area di affioramento si può osservare l'associazione di micascisti e paragneiss scuri a biotite, cianite e granato con gneiss quarzoso-feldspatici chiari in tutti i rapporti quantitativi fra i due termini.

La facies più povera del componente leucocratico è rappresentata dagli scisti « occhiadini », scarsamente diffusi nell'area di rilevamento e caratterizzati da lenti o brevi liste feldspatiche, chiare, sviluppate sul fondo scuro-rossiccio; si tratta talora di porfiroblasti distribuiti con frequenza diversa nei piani di scistosità della roccia, isolati gli uni dagli altri, talvolta invece sensibilmente collegati fra loro in modo da apparire come ispessimenti di esili venette concordanti (Tav. I, figg. 1-2).

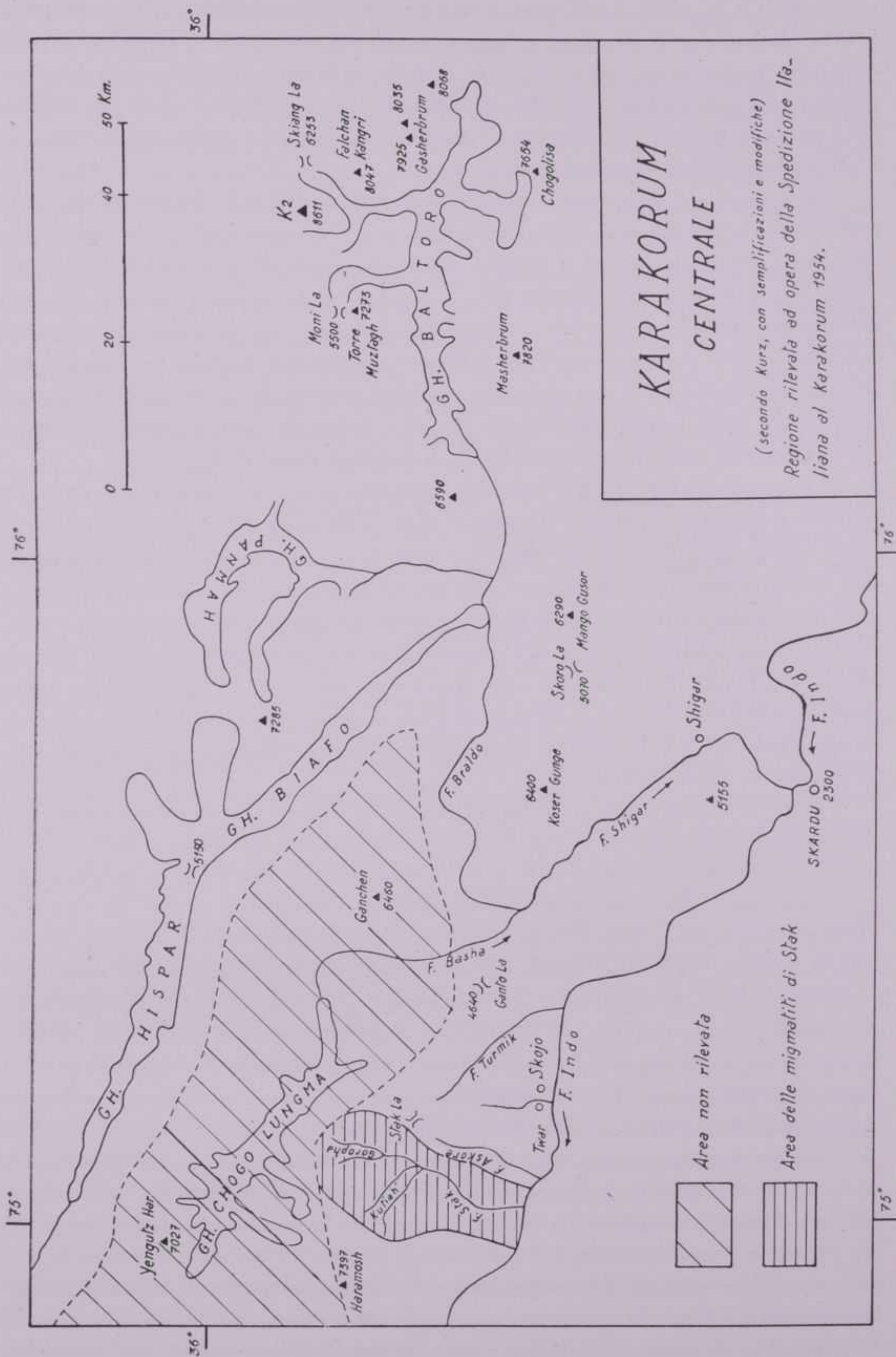


Fig. 1

In tutta la zona ove questa facies costituisce la roccia dominante sono poco frequenti le intercalazioni chiare, di aspetto aplitico, che abbiano uno spessore superiore a pochi centimetri; in genere queste non superano qualche millimetro in potenza e la loro lunghezza media è di qualche decimetro. Al contrario, facies analoghe a quelle ora descritte sono piuttosto frequenti in zone ove il termine leucocratico è molto abbondante, ma risultano però sempre limitatissime in estensione.

Gradualmente si fa passaggio ai tipi più largamente diffusi nel bacino di Stak costituiti all'incirca per due terzi dai parascisti scuri e per un terzo dagli gneiss aplitici. La alternanza dei termini chiari e scuri si ripete con regolarità per qualche chilometro dando, a prima vista, l'impressione di una formazione metamorfica derivata da rocce sedimentarie argillose ed arcose in monotona alternanza. Gli gneiss aplitici si possono presentare in letti puramente quarzoso-feldspatici, pressochè bianchi (punteggiati tuttavia da granati distribuiti con una certa regolarità secondo direzioni parallele ai piani di scistosità e talora accompagnati da più piccoli individui di cianite), oppure forniti di quantità variabili di biotite che conferisce loro toni grigi (Tav. II, figg. 1-2).

Il passaggio fra letti chiari e letti scuri raramente presenta limiti definiti; per lo più si ha un progressivo arricchirsi di elementi micacei passando dalle parti centrali delle bande feldspatiche al micascisto cianitico-granatifero, di modo che si hanno tutti gli stadi di transizione fra le due facies « pure » nello spazio di pochi centimetri: dapprima le miche costituiscono solo delle scie incerte, appena percettibili, poi divengono più nette, anche se spesso interrotte e con i vari tronconi disposti in prosecuzione l'uno dell'altro ed infine costituiscono degli esili letti che conferiscono alla roccia l'aspetto di un gneiss granitico; tali letti, ancora radi, vanno guadagnando progressivamente in potenza e perciò avvicinandosi, con corrispondente diminuzione ed infine scomparsa dei letti quarzoso-feldspatici fra loro interposti.

Che le scie biotitiche disposte entro al materiale feldspatico rappresentino dei resti di paragneiss è dimostrato all'evidenza ove lo spessore dei letti chiari mostra rapide, anche se modeste, variazioni di spessore; si osserva allora che lateralmente il materiale leucocratico crea delle protrusioni entro agli scisti biotitici esaurendosi in minute digitazioni di scarsa profondità ed isolando liste di questi alle quali si mostrano saldate le scie biotitiche che gradualmente si assottigliano e sfumano nelle bande di composizione granitoide.

Nella maggior parte dei casi le porzioni chiare, specialmente quando presentano potenza sensibile, sono costituite da una fittissima alternanza di liste minutissime chiare e scure con costante, netta prevalenza delle prime, ma in proporzioni variabili da punto a punto. Le bande metamorfiche di originaria natura argillosa, in modo perfettamente reciproco, includono quasi sempre sottili letti feldspatici.

Con l'aumento progressivo delle bande aplitiche o granitiche, e la conseguente riduzione del termine pelitico, si passa alle facies più diffuse nella porzione settentrionale dell'area rilevata, e soprattutto in Val Goropha: compaiono qui anche facies leucocratiche a grana un po' più vistosa, passanti a tipi pegmatitici, cosparsa di tormalina (questo minerale diviene talvolta molto abbondante e può presentarsi anche in individui ben sviluppati e lunghi fino a 10 cm, disposti sempre in concordanza con la scistosità generale della formazione); pegmatiti gneissiche a facies granatifero-tormalinifera sono anzi caratteristiche di questa valle. Dunque il prevalere degli gneiss leucocratici sulle più antiche

rocce scistose biotitiche è accompagnato da un continuo aumento di grana e dalla comparsa di minerali tipici dello stadio pegmatitico-pneumatolitico.

In queste migmatiti ricche del componente sialico le bande dei paragneiss vanno rarefacendosi ed assottigliandosi, mostrando tuttavia una sorprendente estensione longitudinale; tali bande scompaiono infine e la roccia, via via impoverita anche delle modeste scie biotitiche, assume colorazione sempre più chiara e costituisce, come termine leucocratico estremo, degli gneiss quarzoso-feldispatico-muscovitici punteggiati da minuti granati.

Come s'è detto, il passaggio dai parascisti argillosi agli gneiss di tipo granitoide avviene con gradualità, di modo che in una determinata zona, relativamente estesa, l'associazione dei due termini fondamentali del complesso migmatitico presenta una certa costanza media dei rapporti quantitativi; segnalo tuttavia che in alcuni casi, invero rari, si è constatata la presenza di vere e proprie masserelle decisamente leucocratiche, piastriformi, della potenza di qualche decina di metri, in aree caratterizzate dalla esiguità delle intercalazioni acide entro i parascisti.

Alle rocce biotitico-cianitico-granatifere, che, associate in varia misura al materiale leucocratico, impartiscono alla formazione di Stak uniformità di caratteri su ampia superficie, si accompagnano in qualche zona, o possono prevalere localmente, altri tipi di parascisti.

Al fine di individuare la natura di questi terreni e la loro estensione ho compiuto delle osservazioni dettagliate nella zona di confluenza fra le valli Stak, Kutiah e Goropha che già ad una indagine sommaria si era mostrata costituita da rocce di tipo più vario. Tale zona interrompe in certo modo la semplicità della formazione parascisti scuri gneiss aplitici interponendosi fra le facies ricche di scisti cianitico-granatiferi, che predominano a Sud, e quelle prevalentemente aplitico-pegmatitiche che si sviluppano a Nord. I caratteristici scisti rossicci cedono il posto a micascisti o paragneiss più ricchi di biotite, oppure, più di rado, quasi esclusivamente muscovitici; il granato accompagna costantemente i minerali micacei ed assume sviluppo diverso da punto a punto.

Nel complesso questi paragneiss non sono sempre distinguibili ad occhio da quelli cianitico-granatiferi, eccezion fatta per quelli fortemente biotitici o quasi esclusivamente muscovitici, data la loro tinta d'assieme, molto scura o molto chiara rispettivamente; e, del resto, le facies cianitiche s'intercalano spesso a queste.

Una ricchezza inusitata per questa area assumono qui le pegmatiti e proprio qui si rinvencono i pochi filoni acidi che intersecano in discordanza la formazione migmatitica. Ma la variazione di maggior importanza, ed anche di maggior evidenza, è rappresentata dalla comparsa di rocce anfiboliche, intercalate in concordanza con gli altri termini della formazione. Si tratta di anfiboliti granatiferi includenti quantità maggiori o minori di feldispato, ora a netta tessitura scistosa, ora in facies massiccia. Le facies scistose si trovano sia in lunghe bande di spessore molto limitato (da pochi decimetri a qualche metro), sia in estesi letti della potenza di poche decine di metri; tuttavia nelle masse più rilevanti, dello spessore di 50-100 m, solo le parti più esterne mostrano una netta orientazione dei minerali costituenti, mentre all'interno si ha predominanza delle facies massiccie; oppure le une e le altre si presentano alternate senza una regola precisa.

Mentre la natura originaria degli scisti biotitico-cianitico-granatiferi non offre alcuna difficoltà di interpretazione, ben più complesso si presenta il problema per queste anfiboliti: si tratta di parascisti o di ortoscisti? Per una piccola parte di queste rocce non sussistono dubbi che si tratti di parascisti che formano tuttavia solo lenti o liste limitatissime incluse nei paragneiss di origine argillosa, e rappresentano il prodotto del metamorfismo di rocce calcarifere, come si è potuto dedurre dalla presenza di calcefiri e cornubianiti pirosseniche o pirossenico-epidotiche associati alle anfiboliti.

E' da rilevare inoltre che, sia in questa zona, sia nel crinale di separazione fra le valli Kutiah e Goropha, sia infine nel versante sinistro di Valle Stak, nel tratto compreso fra gli ultimi villaggi della valle e la fronte del Ghiacciaio Kutiah, ovunque cioè ho rilevato la presenza di anfiboliti intercalate agli altri termini della formazione, ho trovato sempre quantità più o meno notevoli di marmi saccaroidi ed altre rocce derivate senza dubbio dal metamorfismo di rocce calcaree ⁽¹⁾.

Tale concomitanza mi induce a ritenere che almeno una parte rilevante delle anfiboliti (e cioè quelle a netta tessitura scistosa che formano lunghe bande ad andamento regolare) costituisce il prodotto metamorfico di originari sedimenti calcarei impuri.

La possibilità di una origine magmatica sarebbe limitata essenzialmente alle più cospicue intercalazioni anfiboliche che ancora mostrano una tessitura massiccia ed è giustificata dalla presenza in zone prossime al bacino di Stak, di grandi masse femiche (parzialmente trasformate in anfiboliti) che potrebbero essersi intruse fra i vari termini della formazione di Stak.

In base ai caratteri ora descritti, la formazione di Stak può essere indicata, nel suo complesso, come una formazione migmatitica.

Classificare correttamente una simile formazione secondo la nomenclatura in uso per le migmatiti ⁽²⁾ non è molto semplice, sia per la varietà dei tipi litologici presenti, sia per il fatto che un singolo termine non rende ragione contemporaneamente dei caratteri tessiturali delle rocce e dei rapporti quantitativi intercorrenti fra paleosoma e neosoma.

In base alla classificazione di J. J. SEDERHOLM (senza dare ai termini un significato genetico) le rocce in questione potrebbero essere indicate come delle *migmatiti arteritiche* comprendendo sotto tale definizione, assieme ai termini medi prevalenti, anche quelli estremi, e cioè sia quelli nei quali il neosoma è presente in quantità limitata (Tav. I, fig. 1), come pure, al contrario, quelli nei quali i minerali del paleosoma formano solo dei letti residui nel neosoma predominante (Tav. II, figg. 1-2).

Secondo la classificazione di JUNG e ROQUES le rocce di Stak si potrebbero indicare come *migmatiti* comprendenti tipi *embrechitici* ed *epibolitici* come termini estremi, legati fra loro da *embrechiti epiboliche* (Tav. I e II).

⁽¹⁾ I marmi sono stati trovati esclusivamente nel detrito; ma ciò evidentemente non toglie significato alle affermazioni che seguono.

⁽²⁾ Per la classificazione delle migmatiti ho consultato G. PICCOLI (bibl. 10).

ANALOGIE CON ALTRE FORMAZIONI MIGMATITICHE

Strette analogie di carattere geologico e petrografico con il complesso migmatitico di Stak offrono le formazioni rilevate da D. N. WADIA (bibl. 14) dapprima, poi, in dettaglio, da P. MISCH (bibl. 8), membro della Spedizione tedesca del 1934 al Nanga Parbat (m 8125), guidata da W. MERKL.

L'area del Nanga Parbat si estende circa 60 Km a Sud dell'Haramosh, sulla sinistra dell'Indo, e costituisce la regione più elevata della porzione nord-occidentale della catena himalayana vera e propria (Grande Himalaya) separata geograficamente dalla catena del Karakorum dalla profonda incisione dell'Indo, ma avente con questa perfetta continuità geologica.

P. MISCH ha fatto oggetto di un interessante lavoro a carattere petrogenetico questa formazione che, a differenza da quella da me studiata, offre il grande vantaggio di presentare, in una regione relativamente poco estesa, tutte le facies metamorfiche, dal più basso al più alto grado, delle rocce argillose intercalate a quantità subordinate di rocce calcaree più o meno impure.

Poichè più volte nel corso della discussione sui processi che hanno interessato le rocce del bacino di Stak avrò occasione di citare questo lavoro e di appoggiarmi ad alcune precise osservazioni riportate da P. MISCH per avere delle indirette conferme delle ipotesi da me espresse, ritengo opportuno ricordare brevemente la situazione geo-petrografica delle formazioni del Nanga Parbat.

Nella parte sud-orientale di questa regione affiorano su vasta superficie degli argilloscisti scuri, carboniosi, di età pre-cambriana, comprendenti intercalazioni calcaree; il metamorfismo progredisce verso Nord e verso Ovest (cioè sia lateralmente sia in senso trasversale alla direzione dei banchi) dando luogo via via a *filladi di epizona superiore* (sericite, quarzo, clorite e talora albite), a *filladi di epizona inferiore* un po' più cristalline (compaiono piccoli porfiroblasti di granato manganesifero), a *micascisti e paragneiss di mesozona superiore* (biotite, muscovite, quarzo, oligoclasio, granato). I *paragneiss della mesozona inferiore* sono caratterizzati dalla presenza di *cianite* e spesso da piccole quantità di feldispato potassico, le rocce di *catazona* da *sillimanite* e notevole quantità di feldispato potassico.

Contemporaneamente alla comparsa della cianite inizia la formazione delle intercalazioni a facies granitoide; dapprima compaiono vistosi porfiroblasti di feldispato potassico che, aumentando progressivamente di numero danno luogo a gneiss occhiadini, poi si dispongono in sottili letti ed infine costituiscono bande sempre più sviluppate, fino a che il materiale sialico, scistoso, prevale di gran lunga sulle rocce di origine argillosa e finisce con il costituire addirittura delle masse di gneiss granitici di dimensioni batolitiche.

Il processo di migmatizzazione si inizia così nella mesozona inferiore e si accentua con il progredire del metamorfismo. I termini via via più ricchi di neosoma sono indicati da P. MISCH con le denominazioni di « gneiss migmatitici occhiadini », « gneiss migmatitici listati » ed infine « graniti gneissici migmatitici ».

A trasformazioni metamorfiche parallele danno luogo i calcari impuri, mentre i calcari puri passano a marmi. A differenza delle rocce di origine argillosa i sedimenti calcarei non sottostanno al processo di migmatizzazione ed avviene così che ove i gneiss granitici formano masse molto estese si possono osservare, immerse in queste, sottili bande regolari di marmi bianchi di grande estensione longitudinale.

Alle rocce affioranti nel bacino di Stak ed a quelle corrispondenti dell'area del Nanga Parbat è possibile accostare, per la somiglianza di alcuni caratteri generali, anche una particolare formazione di Val d'Ultimo, in Alto Adige, rilevata e studiata da C. ANDREATTA (bibl. 1); questo Autore indica con il termine di « gneiss kinzigitici » una serie di rocce che presentano facies metamorfica di zona profonda, caratterizzate dalla presenza di cianite o sillimanite ed associate, in genere, con ortogneiss a due miche che « in lame numerose, ma di potenza limitata » le attraversano in concordanza « fino a disperdersi in sottili vene o a produrre una vera impregnazione nelle rocce di fondo »; tali rocce kinzigitiche sfumano da una parte negli ortogneiss e dall'altra verso i paragneiss biotitico-muscovitici.

Già in base a queste osservazioni sui rapporti esistenti fra le varie facies della formazione sopra indicata, C. ANDREATTA mette in relazione la comparsa dei tipici gneiss kinzigitici derivati dai normali paragneiss, con le intrusioni di rocce granitiche che avrebbero determinato dei fenomeni di contatto ed una conseguente impregnazione di sostanze (alcali in prevalenza) ed imputa alla « probabile digestione delle rocce di fondo da parte della originaria roccia intrusiva » la mancanza di limiti definiti fra gli ortogneiss e le kinzigiti e la frequente presenza di granato in quegli ortogneiss che affiorano in piccole lame fra gli gneiss kinzigitici.

Come si vede, sia al Nanga Parbat che in Val d'Ultimo risulta in modo evidente la interdipendenza fra gli scisti cianitico (sillimanitico) - granatiferi di origine sedimentaria e le rocce gneissiche granitoidi ad essi intercalate o entro ad essi sviluppate in masse considerevoli; tale interdipendenza potrà essere ritenuta valida anche per la formazione di Stak e costituirà anzi il punto di partenza per indagini successive intese a chiarire i processi che ne hanno determinata la costituzione.

ESAME DEI PRINCIPALI TIPI PETROGRAFICI RILEVATI

Poichè la descrizione delle singole sezioni sottili non è sufficiente ad indicare un determinato stadio del processo migmatitico ed allo scopo di evitare inutili ripetizioni riunirò in un'unica descrizione tutte quelle rocce della formazione di Stak che possiedono caratteri petrografici abbastanza simili fra loro e che, contemporaneamente, presentino, sul terreno, rapporti geologici analoghi.

I tipi petrografici nei quali saranno raggruppate le rocce di Stak sono i seguenti:

- paragneiss biotitico-cianitico-granatiferi e biotitico-granatiferi con lenti o sottili letti di neosoma;
- paragneiss biotitico-cianitico-granatiferi e gneiss granitoidi in fitta alternanza;

- gneiss granitoidi, aplitici, pegmatitici con intercalazioni di paragneiss;
- anfiboliti granatiferi, cornubianiti e calcefiri a biotite, epidoto, pirosseno e granato intercalati ai paragneiss.

Paragneiss biotitico-cianitico-granatiferi e biotitico-granatiferi con lenti o sottili letti di neosoma.

Queste rocce rappresentano i termini più « puri » del complesso migmatitico in quanto la quantità di neosoma presente in esse, per lo più sotto forma di porfiroblasti (Tav. I, fig. 2), di lenti o letti sottili (Tav. I, fig. 1) di natura feldispatica o quarzoso-feldispatica, è la più bassa riscontrata nell'area di Stak; riesce facile quindi individuare in modo sicuro la originaria natura sedimentaria, argillosa, dei parascisti.

Queste facies sono particolarmente diffuse nella bassa e media Valle Stak e nella zona di Kulankae (alla confluenza fra le valli Stak, Kutiah e Goropha) ove però raramente costituiscono il tipo predominante in affioramenti estesi, rappresentando piuttosto delle facies relativamente limitate entro ad altre rocce più ricche in neosoma.

La facies più diffusa e più caratteristica appartenente a questo tipo petrografico è rappresentata dai paragneiss ricchi in cianite, derivati dal metamorfismo di originarie rocce argillose e facilmente individuabili sul terreno grazie alla loro tinta rossiccia, tendente talora al violaceo.

Letti alternativamente chiari e scuri, di spessore irregolare, conferiscono a questa roccia una evidente tessitura piano-scistosa; sulle superfici di scistosità sporgono, in forma di piccoli noduli, i porfiroblasti di granato, mentre nelle sezioni perpendicolari alla scistosità sono visibili piccole lenti ed « occhi » costituiti da minerali sialici.

Al microscopio si può constatare che i letti scuri risultano costituiti da biotite accompagnata da muscovite, cianite e granato, mentre nei letti chiari al quarzo ed ai feldispati, minerali prevalenti, si associano anche cianite e granato in quantità variabili.

La *biotite* è presente in lepidoblasti di medio sviluppo, quasi sempre irregolari, con pleocroismo dal giallo chiaro al marron arancio; nelle lamine più sviluppate sono ben visibili le segregazioni di rutilo in esili bastoncini, talora con la caratteristica disposizione delle associazioni sagenitiche.

La *muscovite* è meno abbondante nei letti puramente micaceo-cianitico-granatiferi e si fa invece relativamente frequente ove a questi minerali sono frammiste quantità notevoli di elementi sialici; la mica chiara è assente infine nei letti quarzoso-feldispatici.

La *cianite* è molto abbondante, in cristalli allungati, orientati nell'assieme secondo i piani di scistosità. Presenta sfaldatura perfetta secondo (100) e frequente geminazione secondo tale piano. Le sezioni allungate che mostrano nette queste tracce di sfaldatura hanno estinzione di pochi gradi. Le lamine (100) hanno birifrangenza un po' più bassa delle altre e non mostrano tracce di sfaldatura; in queste lamine l'estinzione rispetto all'allungamento del cristallo si ottiene per rotazione di circa 30° e dalla figura di interferenza (emergenza della bisettrice acuta n_x) si può rilevare il segno ottico negativo del minerale.

La cianite mostra spesso deformazioni meccaniche rilevabili dalla frequente estinzione ondulata o addirittura da incurvatura dei cristalli (Tav. IV, fig. 3). E' quasi sempre

intimamente associata alla biotite, talora anzi piccole porzioni della mica appaiono incluse in questo minerale, disposte per lo più lungo i piani di più facile sfaldatura dell'ospite.

Questo minerale è presente in individui isolati quando è accompagnato dalla mica ferromagnesifera, mentre nelle bande più sialiche può riunirsi in sciame a formare delle plaghe allungate secondo la scistosità della roccia e costituite da molti individui diversamente orientati; in un caso è stata riscontrata una plaga costituita esclusivamente da cianite e zoisite associate, entrambe con cristalli minuti.

E' in questi letti prevalentemente sialici, e soprattutto in queste plaghe, che la cianite compare con gli individui a maggior sviluppo, al quale sembra far riscontro una più distinta peciloblastesi; gli inclusi corrispondono in grande prevalenza a quarzo, ma sono presenti pure minuti cristallini di mica sia chiara che scura e, sembra, anche qualche granulo di plagioclasio.

Frequente è pure il *granato* di una leggera tinta giallo-rosea, talora in cristalli di notevole sviluppo, peciloblastici per inclusione di quarzo e biotite; è molto abbondante nei letti micacei, scarso nei letti sialici.

Non è raro osservare una intima associazione di cianite e granato, accompagnati spesso da piccole quantità di *ortoclasio*; è chiaro, in questi casi, che anche il feldispato potassico si è formato, assieme a cianite e granato, per trasformazione metamorfica di materiale micaceo.

L'*ortoclasio* è del resto un componente comune delle bande micaceo-cianitico-granatifere nelle quali compare in piccoli individui irregolari, isolati.

Nella porzione chiara di queste rocce, caratterizzata dall'assenza quasi totale di miche, bisogna distinguere i letti sottili dalle lenti più o meno depresse e, infine, da quei rigonfiamenti locali che impartiscono alla roccia una tessitura occhiadina.

I letti più sottili sono costituiti in grande prevalenza da quarzo e possono contenere piccole quantità di cianite, sempre orientata; passando alle lenti, il feldispato potassico (per lo più nella varietà microclino, come si può vedere dalla tipica geminazione, spesso sfumata) che nei letti quarzosi sembrava formare delle esili venette concordanti, si fa più frequente, forma delle plaghe mal definite assieme a quarzo in elementi più sviluppati di quelli dei letti e talora riassorbito, a poco plagioclasio ed a cianite (che appare spesso associata o inclusa in esso); gli « occhi » infine sono costituiti il più delle volte esclusivamente da porfiroblasti di feldispato potassico assieme riuniti. Non sempre tuttavia l'*ortoclasio* (o il microclino) ha simile distribuzione; in alcune rocce appare localmente abbondante in letti prevalentemente quarzosi, o anche ricchi di plagioclasio, senza determinare ispessimenti degli stessi o assumere comunque sviluppo porfiroblastico.

In genere i *plagioclasii*, di composizione oscillante intorno al 30 % An (come risulta dal valore degli angoli di estinzione di geminati albite e dagli indici di rifrazione) sono scarsi e per lo più associati al feldispato potassico.

In una roccia ho riscontrato che grossi porfiroblasti sono costituiti da *zoisite*.

Tra gli accessori è degno di menzione il *rutile*, in cristalli frequenti e relativamente ben sviluppati. Abbastanza comune la *magnetite* talora associata a piccole quantità di *pirite*.

Piuttosto scarso lo *zirconio*.

Su un campione raccolto un paio di Km a valle del villaggio di Kurchung, nella bassa Valle Stak, (corrispondente al tipo rappresentato nella Tav. I, fig. 1) è stata eseguita l'analisi chimica; i dati relativi sono riportati nella Tabella 1. Come era da attendersi, una simile roccia non presenta corrispondenza con alcuno dei tipi magmatici proposti da P. NIGGLI.

TABELLA 1.

Paragneiss biotitico-cianitico-granatifero con lenti e letti feldispatici (bassa Valle Stak, versante sinistro).

Composizione chimica

| | | | |
|--------------------------------|---------|-------------------------------|--------|
| SiO ₂ | 62.72 % | Na ₂ O | 1.08 % |
| Al ₂ O ₃ | 18.86 | K ₂ O | 3.39 |
| Fe ₂ O ₃ | 1.17 | TiO ₂ | 1.61 |
| FeO | 6.91 | P ₂ O ₅ | 0.12 |
| MnO | 0.07 | H ₂ O — | 0.34 |
| MgO | 1.66 | H ₂ O + | 1.55 |
| CaO | 0.44 | | |
| | | | 99.92 |

Formule « NIGGLI »

| Paragneiss biotitico-cianitico-granatifero di Stak | si | al | fm | e | alc | k | mg |
|---|-----|------|------|---|------|------|------|
| | 262 | 46.4 | 38.1 | 2 | 13.4 | 0.67 | 0.27 |

Naturalmente nelle rocce corrispondenti a questo tipo più comune si trovano differenti rapporti quantitativi fra minerale e minerale; di particolare interesse è la frequenza della cianite che permette una immediata valutazione approssimativa del contenuto medio in allumina della roccia.

Per progressiva diminuzione della cianite si passa ai gneiss micaceo-granatiferi, nettamente subordinati rispetto a quelli ora descritti e con questi intercalati. I campioni dei quali fornisco ora una breve descrizione sono stati raccolti in località sovrastanti Kulankae e si alternano, oltre che con i paragneiss cianitici, con le anfiboliti e con le solite lame di gneiss granitoide.

Si possono distinguere tipi privi o quasi di muscovite e, al contrario, tipi molto ricchi di mica chiara. Caratteristiche comuni sono, comunque, la ricchezza di quarzo (si passa da tipi schiettamente pelitici a tipi psammitici) e l'assenza pressochè totale di ortoclasio, nonchè la scistosità poco pronunciata. Su un fondo costituito da quarzo e plagioclasio oligoclasico-andesinici (misure eseguite al T. U. in zona \perp (010) su geminati albite hanno fornito angoli di 18° - $20^\circ = 35$ - 37 % An) sono distribuiti con frequenza abbastanza uniforme gli elementi micacei; il granato invece forma porfiroblasti anche di

grandi dimensioni, spesso peciloblastici. In qualche caso sono presenti, in elementi allungati secondo la scistosità, degli ossidi di ferro.

Descrivo qui anche una facies molto rara, che per lo sviluppo porfiroblastico dei feldispati si potrebbe accostare ad alcune delle rocce ora trattate, ma se ne allontana per una diversa struttura generale.

Si tratta di rocce scure, chiazzate di piccole tacche biotitiche, che macroscopicamente mostrano una tessitura orientata per la disposizione allineata dei porfiroblasti feldispatici o di lenti allungate, pure feldispatiche.

Al microscopio si può vedere come gli elementi micacei, biotite e muscovite, non siano disposti in piani paralleli, ma varino in modo irregolare la loro orientazione; qua e là, poi, la biotite, o, più raramente, la muscovite, si riuniscono in chiazze in modo analogo a quanto si osserva in alcuni scisti di contatto.

Su un fondo a grana piuttosto minuta, costituito, oltre che da miche, da quarzo, da oligoclasio, da granati e da piccole quantità di feldispato potassico spiccano grossi porfiroblasti feldispatici o aggregati di individui feldispatici, rappresentati ora da oligoclasio ($n_x < \omega$; $n_y > \omega$ e $\epsilon < \epsilon$ del quarzo) ora da ortoclasio; i grandi porfiroblasti sono quasi sempre plagioclasici, mentre gli aggregati disposti in mandorle sono prevalentemente di ortoclasio (o microclino). Attorno ai cristalli maggiori sono distribuiti altri individui feldispatici meno sviluppati. Ove due porfiroblasti si siano sviluppati a breve distanza fra loro, gli elementi minuti quarzoso-micacei si presentano compressi e spostati.

Nell'insieme appare abbastanza evidente che i grossi cristalli feldispatici si sono formati successivamente agli altri minerali della roccia.

Paragneiss biotitico-cianitico-granatiferi in fitta alternanza con gneiss granitoidi.

Le rocce appartenenti a questo tipo petrografico sono di gran lunga le più diffuse nel bacino di Stak e rappresentano degli stadi più o meno avanzati del processo migmatitico; questo spiega come siano qui raccolte facies che macroscopicamente appaiono piuttosto dissimili fra loro, mentre all'osservazione microscopica i caratteri petrografici essenziali risultano pressochè analoghi.

Nel loro insieme queste rocce presentano rapporti variabilissimi fra paleosoma e neosoma, corrispondenti a tutti quei casi già ampiamente descritti nella parte introduttiva del presente lavoro. Da tutto ciò deriva una certa difficoltà di raccogliere tutte queste facies in un'unica descrizione, per cui, nell'indicare p. es. il vario modo di presentarsi di uno stesso minerale in rocce diverse, dovrò spesso precisare i caratteri geologici da queste offerti. D'altra parte una descrizione microscopica fatta sulle singole sezioni sottili non ha significato petrografico in quanto ognuna di queste può corrispondere o ad una porzione di solo paleosoma o ad una di solo neosoma e non dà ragione dei rapporti fra i due termini del complesso migmatitico.

Trascurando le facies costituite dall'alternanza di bande piuttosto potenti di paleosoma e neosoma, corrispondenti rispettivamente ai tipi trattati nel paragrafo precedente ed a quelli che indicherò sotto il termine di gneiss granitoidi, cercherò di dare una descrizione generale di quelle rocce nelle quali si abbia una fitta alternanza di esili letti micacei, scuri e di liste chiare, quarzoso-feldispatiche (Tav. I, fig. 4; Tav. II, fig. 1).

Le porzioni scure risultano costituite sempre da biotite, muscovite, cianite e granato in proporzioni variabili da roccia a roccia ed accompagnati da pochi minerali accessori, tra i quali è spesso caratteristico il rutilo. Le parti più chiare sono, al solito, formate da quarzo, feldispato potassico e quantità ora trascurabili ora notevoli di plagioclasio, sempre corrispondente a miscele ricche in albite.

Nei casi più frequenti tra bande chiare e bande scure si ha una zona di passaggio caratterizzata dalla presenza contemporanea dei minerali caratteristici dell'una e dell'altra. Per lo più si nota allora che i fasci micacei fortemente biotitici sono i più conservati mentre nelle zone di transizione, pur avendosi una diminuzione in senso assoluto di entrambe le miche, la muscovite finisce con il prevalere sulla mica ferromagnesiaca.

Altre volte i minerali tipici di paragneiss sono presenti nell'aggregato quarzoso-feldispatico solo in elementi isolati, costituenti scie discontinue; tali elementi possono essere lamelle biotitiche, o muscovitiche, ma più spesso gli elementi micacei compaiono in quantità minime o sono addirittura assenti, nel qual caso le scie risultano formate solo da cianite e da granato, oppure dall'uno o dall'altro di questi due minerali.

Più raro è il caso che letti chiari e letti scuri siano nettamente separati fra loro, e ciò avviene quando fra l'aggregato quarzoso-feldispatico ed i fasci micacei si interpongono delle lenti cospicue di quarzo.

Uno dei caratteri generali osservabili in queste facies migmatitiche è la tendenza delle porzioni feldispatiche ad « invadere » le porzioni costituite dai minerali dei parascisti; ciò è reso manifesto dal fatto che i grandi cristalli feldispatici tendono ad incapsulare ed a riassorbire il quarzo (Tav. IV, figg. 1-2); mentre molto più rara è in essi la presenza di elementi micacei (Tav. IV, fig. 2) poichè questi sono più facilmente trasformabili.

Di interesse fondamentale per la comprensione dei processi che hanno determinato la formazione delle migmatiti è la presenza quasi costante di cianite e di granato, minerali caratteristici degli scisti di origine argillosa, nelle bande sialiche.

Si è già detto quali siano i componenti mineralogici delle bande scure; per lo più la biotite è il minerale prevalente oppure si trova in quantità all'incirca uguale alla muscovite; non ho mai osservato che sia chiaramente subordinato alla mica chiara, se non localmente. Granato e cianite possono di volta in volta prevalere l'uno sull'altro; il primo è stato sempre riscontrato come componente delle bande scure, mentre in rare facies la cianite può mancare. In una roccia si è riscontrato un caso veramente strano: la cianite, assente nei letti micacei, è relativamente abbondante nelle porzioni sialiche. Questo caso può essere collegato con gli altri, più frequenti (ma non tanto da essere considerati comuni) nei quali la cianite compare in quantità maggiori nei letti sialici che in quelli scistosi, pelitici. Per i granati un caso del genere può essere considerato relativamente frequente.

A questi minerali si può associare il quarzo, talora in granuli minuti sparsi fra gli altri elementi, tal'altra in esili letti o liste formati molto probabilmente prima che si verificasse il processo migmatitico.

La biotite è presente in lepidoblasti di varia grandezza, ma per lo più minuti, ad eccezione dei casi in cui molte di queste miche si riuniscono a formare fasci cospicui; il suo pleocroismo varia per lo più dal giallo-chiaro al marron-bruniccio, ma non è raro

osservare, specie nelle bande pelitiche di maggior potenza, varietà a toni rossastri. Molto frequenti sono le aureole pleocroiche attorno a piccoli zirconi.

La *muscovite* è quasi sempre strettamente associata alla biotite; assieme a questa impartisce alla roccia la netta scistosità per la sua orientazione ben definita. Solo in rarissimi casi ho constatato che mentre la muscovite si mantiene concordante con la scistosità, la biotite devia con una certa frequenza dalla sua giacitura prevalente, disponendosi anche perpendicolarmente ai piani di scistosità; molto significativo in tale evenienza è il fatto che anche la biotite sparsa nei letti leucocratici mostra una analoga disposizione irregolare.

La *cianite* presenta i soliti caratteri riscontrati nei tipi petrografici meno ricchi di neosoma; si può presentare uniformemente distribuita, con cristalli all'incirca equidimensionali, oppure, più di rado, può raccogliersi in sciami costituiti da individui ora minuti ora sviluppati. Circa la frequenza relativa di questo minerale entro le bande acide si è già detto; resta da rilevare il fatto che quando la cianite è presente nelle bande leucocratiche con elementi di un certo sviluppo mostra una peciloblastesi più accentuata di quella presentata ove sia in stretta associazione con miche e granato. Anche in queste rocce i grossi cristalli di cianite contengono numerose minute lamelline irregolari di biotite (evidentemente resti di una incompleta trasformazione delle miche).

Il *granato* è uno dei componenti più tipici di queste rocce e con la sua maggiore o minore abbondanza o con le dimensioni dei suoi cristalli impartisce alle rocce un aspetto macroscopico diverso; più il granato è abbondante e più la roccia assume una colorazione d'insieme tendente al violaceo. Questo minerale, come la cianite, è presente, di regola, sia nei letti scuri che in quelli chiari, anzi in tutti i campioni raccolti nella zona di Stak il granato è risultato essere sempre un componente delle bande sialiche. Le dimensioni degli individui granatiferi sono molto variabili da roccia a roccia e possono in qualche caso assumere sviluppo considerevole; in tal caso appaiono quasi sempre fortemente peciloblastici.

In alcuni casi sono stati osservati entro ai cristalli di maggiori dimensioni dei sottilissimi individui aghiformi, debolmente birifrangenti, con estinzione parallela ed allungamento positivo, distribuiti con una certa regolarità nell'ospite; ma non sono riuscito ad individuarne la natura.

Le bande leucocratiche possono presentarsi in modi diversi in relazione alla diversa distribuzione dei minerali che le costituiscono; nella grande maggioranza dei casi sono sempre presenti in esse quantità maggiori o minori di quegli elementi che costituiscono i letti degli originari scisti pelitici che appaiono perciò come dei minerali relitti, quasi sempre orientati in scie o comunque disposti visibilmente in una direzione concordante con quella della scistosità del complesso migmatitico. Si potrà perciò dire che le bande chiare (nel senso di porzioni chiare, macroscopicamente ben distinguibili, comprese fra porzioni di paragneiss che mostrano con evidenza la loro natura di rocce metamorfiche derivate da sedimenti argillosi) risultano in pratica dalla associazione di minerali del neosoma con quelli del paleosoma; solo alla scala microscopica è possibile individuare lenti o letti privi di ogni minerale riferibile ai parascisti.

Su una di queste bande sialiche (corrispondenti alla parte chiara, punteggiata da elementi di granato ed includente sottilissime scie micacee, della roccia riprodotta nella

Tav. II, fig. 2) è stata eseguita l'analisi chimica; i valori percentuali ottenuti sono riportati nella Tabella 2; dalle relative formule « NIGGLI » risulta che la roccia corrisponde molto bene al tipo granitico engadinitico dei magmi leucogranitici.

TABELLA 2.

Gneiss leucogranitico a biotite, granato e cianite; (*media Valle Stak, versante sinistro*).

Composizione chimica

| | | | |
|--------------------------------|---------|-------------------------------|--------|
| SiO ₂ | 72.52 % | Na ₂ O | 3.62 % |
| Al ₂ O ₃ | 14.75 | K ₂ O | 4.72 |
| Fe ₂ O ₃ | 0.06 | TiO ₂ | tracce |
| FeO | 2.08 | P ₂ O ₅ | 0.28 |
| MnO | tracce | H ₂ O— | 0.24 |
| MgO | 0.06 | H ₂ O + | 0.26 |
| CaO | 1.35 | | |
| | | | 99.94 |

Formule « NIGGLI »

| | si | al | fm | c | alc | k | mg |
|---|-----|------|------|-----|------|------|------|
| Gneiss leucogranitico a biotite, granato e cianite di Stak | 391 | 46.8 | 10.2 | 7.8 | 35.2 | 0.46 | 0.47 |
| Tipo granitico engadinitico | 380 | 43 | 13 | 8 | 36 | 0.5 | 0.25 |

In queste porzioni sialiche *quarzo* e *feldispato* non sono distribuiti in maniera uniforme, ma formano delle fasce distinte, alternate fra loro, di spessore variabile, più o meno irregolari ma costantemente parallele o subparallele alla scistosità generale della roccia (Tav. III, figg. 2-3-4).

Tali fasce non si continuano indipendenti, ma si ramificano in letti minori o, al contrario, convergono formando bande più potenti che, fondendosi ancora, possono dar luogo a plaghe molto sviluppate. Ciò si verifica soprattutto per le bande ricche in feldispato, mentre quelle quarzose si presentano più rettilinee e più regolari, mostrando piuttosto delle strozzature, di modo che possono essere paragonate a delle lenti molto allungate e depresse.

A più forti ingrandimenti si può vedere come le liste quarzose siano costituite esclusivamente da quarzo, quasi sempre in elementi sviluppati ed allungati secondo la scistosità prevalente, cosicchè non è raro che lo spessore di una banda corrisponda al lato più breve (osservabile in sezione) dei singoli individui.

Nelle bande feldispatiche invece, oltre al feldispato potassico ed al plagioclasio, è presente anche il quarzo, quasi sempre in minuti individui localizzati in chiazze e in brevi striscie e spesso separati fra loro dal feldispato, cosicchè di solito ne risultano delle associazioni mal definite, con limiti sfumati fra minerale e minerale.

Il feldispato potassico è il componente più abbondante in questi letti (o sub-letti). Le determinazioni eseguite al T. U. hanno dimostrato che nella maggior parte dei casi si tratta di *ortoclasio*, ma abbastanza frequente è pure il *microclino*, visibile talora anche per la caratteristica geminazione a graticcio, per lo più molto sfumata. Nei casi in cui la distinzione fra queste due varietà è stata affidata solo al valore dell'angolo degli assi ottici la distinzione non sempre è stata possibile; sembra prevalere l'*ortoclasio* in quanto i valori più frequenti di $2V$ hanno oscillato fra 58° e 68° , ma sono stati trovati anche valori un po' più alti (72° - 74°). In qualche caso è stata riscontrata anche la presenza di *sanidino* che compare in genere con tracce di sfaldatura molto più nette; i valori di $2V$ osservati in questa più rara modificazione del feldispato potassico oscillano fra 0° e 20° . E' presente inoltre con notevole frequenza, specie nei cristalli di maggior dimensione, la *micropertite* (e la *microclinpertite*).

Questi vari tipi di feldispato potassico possono essere presenti sia in aggregati minuti, diffusi fra granuli di quarzo, sia in individui a sviluppo notevole, in modo del tutto analogo a quei porfiroblasti delle facies occhiadine già descritte accresciuti in un « fondo » a grana relativamente fine. Questi porfiroblasti (spesso *micropertitici*) presentano dimensioni molto variabili in rocce diverse, però tutti mostrano dei caratteri simili: limiti mal definiti e frequenti inclusioni.

L'assenza di limiti definiti è chiaramente in relazione con la tendenza di questi cristalli ad accrescersi perifericamente a spese degli altri minerali che ne risultano perciò riassorbiti, isolati, incapsulati. Ciò è ben visibile al bordo di questi porfiroblasti (Tav. IV, figg. 1-2) ove una miriade di cristallini estranei, nella maggior parte quarzo, si mostrano immersi entro al feldispato. Non è raro che granuli di quarzo siano inclusi anche nelle parti più interne di questi cristalli. Meno comuni sono le inclusioni di altri minerali, presenti tuttavia (Tav. IV, fig. 2), e ciò, molto probabilmente, in relazione con una minor stabilità in presenza di feldispato potassico. Caratteristico è il caso di esilissime lamelle sericitiche disposte secondo dei piani definiti dell'ospite; non ho potuto però stabilire se si tratti di « relitti » oppure di prodotti di trasformazione.

Altri inclusi costituiti da numerosi aciculi esilissimi ho notato nel feldispato potassico (e nei plagioclasti) di alcune rocce prelevate nel settore settentrionale dell'area rilevata; la loro finezza non consente determinazioni sufficienti alla identificazione.

Meno abbondanti del feldispato potassico sono i *plagioclasti* che in base alle determinazioni eseguite sui geminati ed al valore degli indici risultano corrispondere a termini *oligoclastici*, oscillanti fra il 20 ed il 30 % An. Anche questi possono presentarsi in piccoli individui o in cristalli più sviluppati; solo in rari casi tuttavia assumono dimensioni paragonabili a quelle dei cristalli di *ortoclasio* o *micropertite*; ciò ho osservato solo in rocce raccolte nel crinale fra Kulankae e lo Stak-la, sulla sinistra dell'alta Valle Stak. E' da ricordare che al contatto fra feldispato potassico e plagioclasio talora si formano associazioni mirmechitiche.

In quantità accessoria in tutte queste rocce si trovano: ossidi di ferro, specialmente magnetite, talvolta associata a piccole quantità di pirite; rutilo in granuli giallastri; zoisite e clinozoisite, piuttosto rare, ma talora con individui a notevole sviluppo; tormalina, sempre in cristalli minuti e limitata ad alcune facies; zircone.

Prima di passare alla descrizione di altri tipi petrografici ricordo che, pur non avendo condotta alcuna indagine di carattere strutturale, dalle determinazioni dei cristalli di feldispato potassico al T. U. è risultato che i vari individui presentano una certa orientazione: la direzione di n_3 giace sempre in prossimità del piano della sezione sottile, tagliata in direzione all'incirca perpendicolare ai piani di scistosità.

Gneiss granitici, aplitici, pegmatitici con intercalazioni di paragneiss.

In questo tipo sono indicate quelle rocce di aspetto gneissico granitoide che costituiscono affioramenti piuttosto estesi, sia che si tratti di bande leucocratiche potenti intercalate agli scisti pelitici, sia che si tratti di vere e proprie masse nelle quali le porzioni originariamente argillose siano presenti solo in lembi sporadici e limitati. Rappresentano cioè le facies più ricche di neosoma, tanto ricche anzi che molto spesso solo l'osservazione microscopica può rilevare la presenza di minerali ereditati dai paragneiss.

Anche qui si possono distinguere facies diverse corrispondenti a diversi stadi di migmatizzazione; quelle fondamentali si possono ridurre a tre: una che rappresenta chiaramente uno stadio di transizione a quelle descritte al paragrafo precedente e che sarà sufficiente illustrare con poche parole; una seconda ricca di tormalina, a carattere pegmatitico ed una terza rappresentata da un gneiss granitoide a grana piuttosto vistosa che rappresenta il tipo medio delle rocce che costituiscono le masse acide più cospicue.

Le rocce della prima facies all'osservazione microscopica mostrano una distribuzione degli elementi sialici che ripete i vari casi già descritti sopra; l'unica differenza effettiva è l'assenza di bande micacee in tutto il campione; eventualmente può essere presente della muscovite in belle lamine idiomorfe.

Abbastanza frequente invece il granato, spesso peciloblastico, e, localmente, la cianite. Sono comuni anche dei cristallini di tormalina dai toni verdognoli.

In un caso ho osservato che i feldispati di alcuni letti sono, come sempre, perfettamente freschi, mentre quelli di altri letti adiacenti appaiono intorbidati da sericite; non mi è stato possibile trovare motivi atti a stabilire se si tratti di un processo di alterazione o di un caso di incompleta trasformazione di elementi micacei in feldispato.

Le facies indicate come pegmatitiche possiedono grana varia, da media fino a molto grande. Io descrivo qui un unico campione a grana media, proveniente dal versante sinistro di Val Goropha, che non può essere definito per la struttura un vero gneiss pegmatitico (Tav. II, fig. 3).

Il carattere macroscopico più evidente di questa roccia è offerto dall'abbondanza di tormalina distribuita in scie parallele alla scistosità generale della formazione.

I minerali fondamentali sono, in ordine di frequenza, quarzo, feldispato potassico, plagioclasio; subordinati, tormalina, granato e cianite.

Il *quarzo* forma gli elementi più sviluppati grossolanamente allungati secondo la scistosità. Feldispato potassico e plagioclasio hanno distribuzione piuttosto uniforme e compaiono in individui all'incirca equidimensionali; in qualche caso sembra che il feldispato potassico sostituisca il plagioclasio, mentre entrambi includono granuli di quarzo.

Dalle determinazioni al T. U. risulta che il feldispato potassico è monoclinico, in gran parte *ortoclasio* ($2V$ variabili ma oscillanti attorno a 60°), in quantità minore *sanidino* ($2V = \sim 20^\circ$).

I *plagioclas*i, dalle misure al T. U. su geminati albite in zona \perp (010) (angoli di estinzione molto piccoli), dal valore degli indici (n_γ prossimo a ω del quarzo) dal segno ottico quasi sempre negativo, ma talvolta anche positivo, risultano di composizione oligoclasica, dal 15 al 20 % An, con prevalenza di queste ultime miscele più calciche.

La *tormalina* si trova in cristalli ben sviluppati, un po' peciloblastici per inclusioni di quarzo, con pleocroismo dall'incolore al verde marcio a chiazze e sfumature verso toni azzurrognoli.

Anche il *granato* è in grandi elementi peciloblastici.

La *cianite* è presente in scie incomplete ed irregolari, e rappresenta l'elemento di maggior interesse in quanto è parzialmente trasformata in muscovite, ciò che finora non avevo ancora osservato nelle rocce da me raccolte (Tav. IV, fig. 4).

Si possono seguire i vari stadi di questa trasformazione: dapprima si forma un esile, irregolare bordo sericitico attorno ai cristalli di cianite, poi la trasformazione procede centripetamente fino a completamento e la sericite contemporaneamente ricristallizza in muscovite in lamine anche sviluppate; solo la parte più esterna conserva un aspetto irregolare, spesso peciloblastico.

Ho osservato che qualora la cianite sia totalmente inclusa nei grandi elementi di quarzo, la trasformazione in muscovite non si verifica affatto; quando sia a contatto in parte con quarzo in parte con feldispato solo la porzione a contatto col feldispato si trasforma mentre quella a contatto con quarzo o rimane inalterata o dà luogo ad un sottilissimo bordo di sericite.

Poichè in generale sono ancora visibili al centro delle lamine muscovitiche i relitti di cianite, si può immaginare che tutta la mica chiara presente derivi dalla trasformazione di questo minerale.

Le rocce che costituiscono le masse maggiori di aspetto gneissico granitoide differiscono dalle altre rocce leucocratiche solo per una grana maggiore e più uniforme e per l'assenza di porzioni scistose scure su notevoli estensioni.

I minerali di gran lunga prevalenti sono sempre quarzo e feldispati. Il *quarzo* è presente ancora in letti o liste allungate, con i soliti caratteri già descritti. Feldispato potassico e plagioclas, in quantità all'incirca uguali, costituiscono individui di dimensioni abbastanza uniformi e spesso includono granuli o « gocce » di quarzo.

Il *plagioclasio*, in base al valore degli indici ($n_\gamma > \omega$; $n_{\alpha'} < \varepsilon'$), alle misure eseguite al T. U. sugli angoli di estinzione di geminati albite in zona \perp (010) (angoli di 8° - 10°) ed alle determinazioni eseguite con il metodo Reinhard risultano corrispondere a termini oligoclasici al 24-27 % An.

La *muscovite*, in fasci paralleli qua e là interrotti, è presente con belle lamine idiomorfe. Scarsissima è la *biotite*. Il *granato* compare con rari individui, ma relativamente sviluppati.

In quantità accessoria sono presenti l'*epidoto* e l'*apatite*.

E' da rilevare che progredendo dalle facies migmatitiche povere di neosoma ai tipi ora descritti, i plagioclas, dapprima in quantità molto piccola, divengono tanto abbon-

danti da uguagliare in frequenza il feldispato potassico; il processo migmatitico che inizialmente ha carattere più spiccatamente potassico si evolve in senso via via più sodico.

Nella Tabella 3 sono riportati i dati dell'analisi chimica di un campione rappresentativo della facies media delle più estese masse acide (corrispondente alla roccia riprodotta nella Tav. II, fig. 4) e le relative formule « NIGGLI »; a causa del basso valore di *fm* la roccia non presenta analogie molto strette con i singoli tipi magmatici di NIGGLI, ma è tuttavia da ascrivere, senza dubbio di sorta, ai magmi leucogranitici, ai quali appartengono sia il tipo aplitico granitico sia il tipo aplitico yosemitico riportati nella tabella per confronto.

TABELLA 3.

Gneiss leucogranitico muscovitico; (*crinale di separazione fra i Ghiacciai Kutiah e Goropha*).

Composizione chimica

| | | | |
|--------------------------------|---------|-------------------------------|--------|
| SiO ₂ | 73.28 % | Na ₂ O | 3.84 % |
| Al ₂ O ₃ | 15.21 | K ₂ O | 4.74 |
| Fe ₂ O ₃ | 0.08 | TiO ₂ | tracce |
| FeO | 0.43 | P ₂ O ₅ | 0.24 |
| MnO | tracce | H ₂ O— | 0.26 |
| MgO | 0.18 | H ₂ O + | 0.22 |
| CaO | 1.16 | | 99.64 |

Formule « NIGGLI »

| | si | al | fm | c | alc | k | mg |
|---|-----|------|-----|----|------|------|------|
| Gneiss leucogranitico muscovitico di Stak (Gh. Kutiah) | 416 | 50.9 | 3.9 | 7 | 38.2 | 0.45 | 0.39 |
| Tipo aplitico granitico | 460 | 47 | 8 | 5 | 40 | 0.45 | 0.25 |
| Tipo aplitico yosemitico | 350 | 45 | 6 | 13 | 36 | 0.4 | 0.3 |

Cornubianiti e calcefiri a biotite, epidoto, pirosseno e granato; anfiboliti granatiferi intercalate ai paragneiss.

Queste rocce, nettamente subordinate per frequenza ai paragneiss derivati da sedimenti argillosi, sono di tipo molto vario e, come ho detto nella parte introduttiva, in parte derivano con certezza da rocce di origine sedimentaria (marmi, calcefiri e cornubianiti a silicati di calcio, alcune anfiboliti), in parte invece potrebbero derivare da metamorfismo di rocce eruttive basiche costituenti iniezioni concordanti.

Sul terreno si rinvengono tutte le facies corrispondenti ai termini di transizione fra i paragneiss scuri, originariamente argillosi, ed i marmi puri. Qui descriverò brevemente solo le facies più comuni.

Nei paragneiss biotitico-cianitico-granatiferi si trovano intercalate delle rocce che differiscono dalle facies normali per la presenza di calcite; tali rocce sono difficilmente individuabili sul terreno, l'unica guida sicura essendo delle lenti o dei noduli anfibolici inclusi, di limitatissima estensione (pochi decimetri o anche pochi centimetri).

Il tipo più diffuso di queste rocce calcarifere corrisponde ad un *paragneiss biotitico-epidotico-granatifero a calcite*.

La *biotite* è molto abbondante e disposta per lo più in modo da determinare la scistosità della roccia, ma talora alcune lamelle, specie al di fuori dei maggiori fasci micacei, non mostrano alcuna orientazione definita, e possono disporsi anche perpendicolarmente ai piani di scistosità.

La *muscovite* è scarsa o assente. Abbondante è l'*epidoto* in individui sviluppati; scarso il *granato*. La calcite si trova qua e là, localizzata però sempre nei fasci micacei. Scarsissima l'orneblenda verde, ubicata, in associazione con biotite ed epidoto, in plaghe essenzialmente quarzoso-feldispatiche.

Quarzo e *feldispati* sono distribuiti in genere con una certa uniformità. Il feldispato è rappresentato quasi esclusivamente da plagioclasio a composizione uniforme oligoclasico-andesinica (32-34 % An).

Queste rocce sono spesso attraversate in discordanza da venette quarzose o plagioclastiche, tardive, penso, rispetto al processo che ha determinato la migmatizzazione della formazione di parascisti.

Altre rocce carbonatiche sono associate alle anfiboliti entro le quali formano delle brevi liste, oppure formano dei brevi letti che separano le anfiboliti dai paragneiss argillosi. Si tratta in genere di calcari saccaroidi nei quali localmente si sviluppano silicati vari, per lo più *anfibolo*, *clinozoisite*, *pirosseno* ed anche *biotite*.

La *clinozoisite* è spesso il minerale più abbondante e si presenta in cristalli peciloblastici; è per lo più associata a diopside. *Epidoto ferifero* e *titanite* accompagnano questi minerali.

In alcuni interstizi si hanno granuli di quarzo e plagioclasii irregolari per forma, associati agli altri minerali citati in modo da apparire di formazione contemporanea.

L'importanza di queste rocce è dovuta alle loro relazioni con le anfiboliti che possono quindi essere definite, almeno in parte, come parascisti.

Le rocce anfibolitiche mostrano, come s'è detto, tessitura e grana variabili; molto spesso le dimensioni dei loro costituenti mineralogici è tale che lo studio delle sezioni sottili è poco indicativo della loro composizione totale.

Le rocce a grana più vistosa sono costituite essenzialmente da *orneblenda verde* del tipo comune, *epidoto* e *granato*, tutti più o meno peciloblastici; il *quarzo*, in granuli relativamente minuti è quasi sempre incluso in questi minerali o ne occupa gli interstizi. Accessorio comune il *rutile*.

Nelle facies a grana più minuta i costituenti sono ancora gli stessi, ma anche il *plagioclasio* si fa frequente, fino a divenire abbondante.

L'*anfibolo* ha pleocroismo sui toni verdi e mostra talvolta caratteri di transizione dall'*orneblenda verde* all'*attinoto*; è quasi sempre associato all'*epidoto* più o meno ferifero; anche il *granato* è frequente e caratteristico.

In alcune rocce compare anche la *scapolite*, talora con individui di dimensioni vistose.

Il quarzo, per lo più subordinato ai plagioclasti, si trova in grossi individui rotondeggianti; i plagioclasti hanno composizione abbastanza uniforme oscillante intorno al 50 % An (angolo massimo misurato in sezione $\perp (010) = 28^\circ = 51\% \text{ An}$).

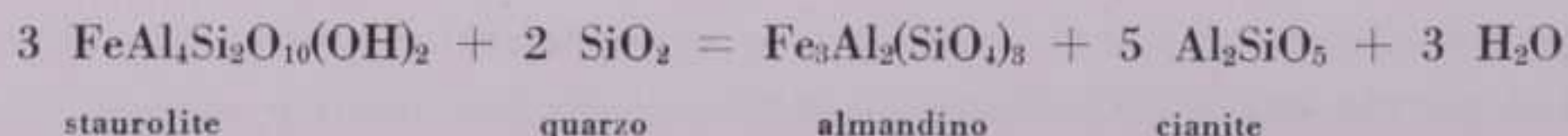
Segnalo inoltre che in pochi casi ho riscontrato delle anfiboliti granatifere a grana molto minuta nelle quali l'anfibolo è rappresentato da orneblenda comune, ma con pleocroismo verso toni decisamente bruni. Si tratta o di facies marginali delle anfiboliti normali o anche di sottili intercalazioni entro ai paragneiss biotitico-granatiferi.

LE FACIES METAMORFICHE DELLA FORMAZIONE DI STAK

La classificazione della formazione di Stak dal punto di vista del metamorfismo viene fatta in base alle associazioni mineralogiche riscontrate nelle rocce derivate dalla trasformazione dei sedimenti argillosi e degli altri terreni di natura più o meno francamente calcarea che con questi si alternano in alcune zone del bacino di Stak; non vengono invece presi in considerazione gli gneiss quarzoso-feldispatici di tipo aplitico o granitico che tanta diffusione hanno nell'area in studio, poichè la loro associazione mineralogica (quarzo, ortoclasio, oligoclasio, muscovite, biotite) non è affatto indicativa di una facies metamorfica definita, ma, al contrario, può sussistere invariata sotto condizioni P, T molto diverse; e ciò in conseguenza del fatto che i singoli minerali costituenti hanno un campo di stabilità molto ampio. Nè potranno essere prese in considerazione quelle rocce feldispatiche, pure frequenti, che contengono granato e cianite in proporzioni sensibili, per le ragioni che saranno indicate più avanti.

I micascisti e paragneiss biotitico-cianitico-granatiferi, sia che rappresentino le facies meno intensamente interessate dall'introduzione di sostanza estranea, sia che costituiscano i lembi o i letti scuri dei più comuni tipi migmatitici, si inquadrano molto bene nella *facies anfibolitica, subfacies a staurolite-cianite* della classificazione fornita da ESKOLA per le rocce metamorfiche, anche se nei diagrammi di tale subfacies sono indicate come caratteristiche di rocce con eccesso di SiO_2 ed Al_2O_3 (quali sono le rocce in questione) le associazioni « plagioclasio-muscovite-cianite-staurolite-quarzo » e « plagioclasio-muscovite-staurolite-almandino-quarzo » includenti anche la staurolite che non è stata riscontrata negli scisti di Stak.

In effetti il campo di stabilità della staurolite è molto ristretto, di modo che questo minerale è presente solo nella porzione superiore della *subfacies a staurolite-cianite* e con il progredire del metamorfismo da luogo a cianite e granato secondo la reazione (bibl. 13, pag. 82):



Anche volendo adottare la classificazione di BARROW, la definizione di queste rocce non è meno precisa: esse appartengono alla « *zona della cianite* » (bibl. 7, pag. 225) che fa seguito, nel senso di metamorfismo crescente, alla « *zona della staurolite* ».

La trasformazione di staurolite in cianite non è mai stata riscontrata nei campioni da me prelevati, ed è anzi probabile che nelle rocce di Stak il primo minerale non sia presente poichè non è stato indicato neppure nella analoga formazione del Nanga Parbat, pur affiorando in quell'area tutti i termini metamorfici delle rocce argillose, dagli argillo-scisti agli scisti sillimanitici.

Al contrario, rari cristalli di staurolite sono stati segnalati nella formazione gneissico-kinzigitica di Val d'Ultimo da C. ANDREATTA (bibl. 1, pag. 136) che però, in base ai rapporti con gli altri componenti, considera questo minerale come costituito in una fase metamorfica posteriore a quella che generò la facies fondamentale a cianite.

L'assenza di staurolite nello stadio metamorfico antecedente a quello caratterizzato dalla comparsa di cianite indica che l'evoluzione del metamorfismo nella zona di Stak ha subito un corso diverso da quello riscontrato nella classica zona degli Highlands sud-orientali della Scozia, che è servita di base per stabilire la sequenza delle zone metamorfiche.

La comparsa di ortoclasio (talora sanidino) nelle facies ricche di cianite induce a pensare che il metamorfismo abbia in qualche caso raggiunto uno stadio più progredito, corrispondente alla *subfacies a sillimanite-almandino* (« *zona della sillimanite ed almandino* » di BARROW), indicativa di gradi più elevati del metamorfismo regionale. Infatti solo nella *subfacies a sillimanite-almandino* può comparire l'ortoclasio come prodotto metamorfico di scisti di origine argillosa (l'associazione caratteristica è « *sillimanite-ortoclasio* » (plagioclasio-biotite-quarzo)) (bibl. 13, pag. 77, pag. 85; bibl. 7, pag. 228).

La presenza di cianite al posto di sillimanite (nelle rocce da me raccolte non ho mai riscontrato con sicurezza la presenza di sillimanite) nelle facies a feldispato potassico non è facilmente spiegabile; io penso però che non sia possibile stabilire dei limiti precisi fra due subfacies, per cui l'ortoclasio potrebbe comparire in condizioni metamorfiche di grado inferiore a quello minimo richiesto per la formazione della sillimanite presentandosi così associato alla cianite.

Ritengo perciò che non sia errato riferire queste associazioni particolari ad uno stadio intermedio alle due subfacies citate.

Ricordo ad ogni modo che c'è chi pensa (bibl. 7, pag. 224) che la presenza di grafite nelle rocce (come potrebbe verificarsi nel nostro caso, derivando gli scisti di Stak dal metamorfismo di sedimenti originariamente carboniosi) tende ad inibire o a differire le normali reazioni.

Anche le rocce meno ricche in allumina, intercalate, specie nella zona di Kulankae, ai più diffusi scisti a cianite e caratterizzate dall'associazione effettiva muscovite-biotite-almandino-plagioclasio-quarzo, rientrano perfettamente nella *subfacies a staurolite-cianite* della *facies anfibolitica*, anzi tale associazione è ricordata come una delle più comuni per tale subfacies, anche se poco indicativa quando non ricorra assieme ad altre rocce più caratteristiche.

La presenza in queste intercalazioni (come del resto anche nei tipi più alluminiferi, cianitici) di piccole quantità di clinozoisite e zoisite potrebbe indurre a considerare que-

ste rocce come appartenenti alla *facies amphibolitica ad albite-epidoto*, e, più precisamente, alla *subfacies a cloritoide-almandino* (vale a dire ad un grado di metamorfismo alquanto più basso) in quanto le « rocce pelitiche » di composizione normale sviluppano appunto in tale subfacies l'associazione « muscovite-biotite-almandino-quarzo » (epidoto-albite); è proprio la ricordata intercalazione con i parascisti cianitico-granatiferi che permette di escludere con sicurezza questa possibilità. D'altronde, la presenza di un termine del gruppo dell'epidoto in « rocce pelitiche » di elevato grado metamorfico, anche se poco comune, può trovare la sua giustificazione nel fatto che sotto forti spinte orientate la quantità di Ca Al che può sostituire Na Si nei plagioclasti non è molto elevata, per cui anche in rocce di contenuto relativamente basso di CaO una parte di questo può partecipare alla formazione di clinozoisite (o zoisite). D'altra parte si oppone alla eventuale attribuzione dei parascisti biotitici di Stak alla *facies amphibolitica ad albite-epidoto* anche il fatto che la cianite può comparire (unitamente ad almandino, biotite, quarzo ed epidoto) nella *subfacies a cloritoide-almandino* solo in casi eccezionali e *sempre* in associazione con orneblenda; in questo caso, cioè, la cianite non è costituente di « rocce pelitiche », ma di rocce amphibolitiche molto ricche in Al_2O_3 e MgO e povere in K_2O (bibl. 13, pag. 90).

Molto meno significative per la classificazione della formazione metamorfica del bacino di Stak sono le rocce più o meno amphibolitiche intercalate agli scisti biotitici. Come s'è detto, queste possono avere tessitura massiccia o scistosa e possedere quantità maggiori o minori di elementi sialici, feldispati e quarzo.

Le rocce più diffuse sono costituite essenzialmente da orneblenda verde e granato, ai quali si associano in quantità variabile e talora cospicua la biotite e l'epidoto, e possono quindi essere riferite alla *subfacies a staurolite-cianite* nella quale l'associazione « plagioclasio-orneblenda-almandino-biotite-quarzo » è citata come caratteristica per le amphiboliti derivate sia da rocce eruttive femiche, sia da rocce sedimentarie. Anche la presenza di epidoto è ammessa e la sua abbondanza dipende direttamente dal rapporto $CaO:Na_2O$.

Per i tipi più ricchi in epidoto si presenta tuttavia la possibilità di un riferimento ad una diversa subfacies della stessa *facies amphibolitica*, e precisamente alla *subfacies ad almandino-diopside-orneblenda* nella quale le rocce del tipo delle amphiboliti possono sviluppare l'associazione « orneblenda-almandino-epidoto » (oligoclasio, biotite, quarzo). Anche altre rocce più o meno ricche in amphibolo, ma sicuramente derivate dal metamorfismo di sedimenti marnosi, come è dimostrato dalla frequente presenza di calcite, offrono delle associazioni analoghe, ma con rapporti quantitativi molto variabili fra i vari componenti mineralogici citati (ovviamente in dipendenza della composizione originaria della roccia); in qualche caso è stata riscontrata anche la presenza di diopside e scapolite.

Per tutte queste rocce esiste la difficoltà di una esatta attribuzione a facies metamorfiche definite, poichè alcune possono essere collocate indifferentemente nella *subfacies a staurolite-cianite* o nella *subfacies ad almandino-diopside-orneblenda*, altre invece non si inquadrano con rigore nè nell'una nè nell'altra di queste due subfacies, ma sembrano piuttosto rappresentare dei tipi di transizione fra le due; infatti la *subfacies ad almandino-diopside-orneblenda* è rappresentativa di un metamorfismo di grado più elevato di quello corrispondente alla *subfacies a staurolite-cianite*, ma le differenze sono tanto piccole che in alcuni trattati la prima subfacies non viene considerata separatamente, ma inclusa nella seconda, e ciò in conseguenza del fatto che non tutte le rocce reagiscono alle

modeste variazioni delle condizioni metamorfiche esistenti fra le due fornendo nuove associazioni mineralogiche. Solo le rocce più « sensibili », quali appunto le rocce del tipo delle anfiboliti (siano esse derivate da rocce basiche o da rocce marnose) vi si adattano rapidamente, rivelandole.

Ricordo che la presenza contemporanea di terreni appartenenti a queste due sub-facies non è eccezionale, anzi un caso analogo è stato segnalato in una zona ormai classica per lo studio delle facies metamorfiche, la zona di Doubtful Sound (bibl. 13, pag. 87).

Riassumendo si potrà dire che i parascisti affioranti nel bacino di Stak derivano dal metamorfismo di terreni prevalentemente argillosi ai quali si associavano, in quantità subordinata, terreni calcarei e marnosi. Dalle argille più pure, molto alluminifere, hanno avuto origine i micascisti e paragneiss muscovitico-biotitico-cianitico-granatiferi; con l'aumento della frazione limoso-arenacea nei terreni argillosi si passa ai micascisti gneissici e paragneiss ricchi di quarzo che rappresentano i termini più diffusi.

Anche questi in genere sono ancora tanto alluminiferi da consentire la cristallizzazione di quantità cospicue di cianite. Solo in intercalazioni piuttosto modeste per potenza e frequenza scompare questo caratteristico silicato di alluminio e si hanno così i paragneiss muscovitico-biotitico-granatiferi.

L'aumento progressivo di carbonati nei sedimenti originari si manifesta con la comparsa di epidoto dapprima, poi di anfibolo, che infine viene a prevalere sulla biotite che può anche scomparire; si arriva così, ora per gradi, ora con passaggi netti, alle anfiboliti epidotico-granatifere. I terreni calcarei più puri sono rappresentati da marmi saccaroidi.

Altre rocce anfiboliche, indistinguibili in alcuni casi dai tipi « para », vanno probabilmente riferite al metamorfismo di originarie rocce eruttive basiche.

In base alle associazioni mineralogiche riscontrate, tutte queste rocce vanno riferite alla *facies anfibolitica*, *subfacies a staurolite-cianite* della classificazione di ESKOLA e talora a condizioni intermedie fra quelle di questa subfacies e quelle della *subfacies a sillimanite-almandino*; fanno eccezione poche rocce originariamente ricche in carbonati che, pur appartenendo alla stessa facies, si inquadrano meglio nella *subfacies ad almandino-diopside-orneblenda*.

Per dare una visione più immediata della corrispondenza fra i tipi petrografici osservati nell'area di rilevamento e le *facies metamorfiche* della classificazione di ESKOLA, riporto il quadro alla pagina seguente.

Poichè questa memoria rappresenta uno studio particolare nel quadro delle indagini svolte su un'area ben più vasta di quella ora presa in considerazione, ritengo opportuno ricordare che le rocce ora definite dal punto di vista delle facies metamorfiche rappresentano solo un termine di una più complessa serie di terreni che, nel loro insieme potrebbero venire attribuiti alla *facies granulitica* di ESKOLA. Ciò non è in contraddizione con la classificazione riportata sopra in quanto la *facies granulitica* di ESKOLA comprende più termini, ognuno dei quali, considerato a sè, può figurare come appartenente ad una facies diversa, sempre però di alta temperatura.

QUADRO SISTEMATICO DEI PRINCIPALI TIPI PETROGRAFICI OSSERVATI E DELLE CORRISPONDENTI « FACIES METAMORFICHE » DI RIFERIMENTO

| <i>Facies petrografiche osservate</i> | <i>Facies metamorfiche di riferimento</i> |
|---|---|
| Micascisti e paragneiss a muscovite, biotite, cianite, granato, quarzo ; micascisti e paragneiss a muscovite, biotite, granato, quarzo ; paragneiss a biotite, epidoto granato. | Facies anfibolitica, subfacies a staurolite-cianite. |
| Paragneiss a muscovite, biotite, cianite, granato, ortoclasio (sanidino). | Facies anfibolitica, fra subfacies a staurolite-cianite e subfacies a sillimanite-almandino. |
| Anfiboliti granatifere, cornubianiti e calciferi a biotite, epidoto, pirosseno, granato. | Facies anfibolitica, fra subfacies a staurolite-cianite e subfacies ad almandino-diopside-orneblenda. |

CHIMISMO DELLA FORMAZIONE MIGMATITICA

Le analisi chimiche, eseguite su tre rocce caratteristiche della formazione migmatitica di Stak, sono riunite, assieme alle corrispondenti formule « NIGGLI », nella Tabella 4.

L'analisi 1 si riferisce ad una roccia che rappresenta la facies migmatitica interessata in minor grado dall'introduzione di sostanze estranee. Sarebbe stato più interessante disporre di un campione « puro », formatosi cioè per semplice metamorfismo di un sedimento originario, ma, come ho già detto, in tutta l'area di Stak non ho rintracciato rocce che non siano in qualche misura permeate dal materiale sialico, quarzoso-feldispatico.

L'analisi 3 si riferisce ad una roccia praticamente priva di elementi colorati, costituente una massa di notevole estensione che affiora nella parte più elevata del crinale di separazione dei Ghiacciai Kutiah e Goropha; si tratta quindi dei termini più sialici che siano stati osservati nell'area di Stak.

L'analisi 2 è stata eseguita invece su una limitata banda sialica delle più tipiche migmatiti arteritiche. Scopo di quest'ultima analisi era di stabilire un confronto fra queste bande sialiche intercalate fittamente ai letti di paleosoma e le masse sialiche maggiori nelle quali il paleosoma può essere assente su vasta superficie, o molto scarso e talmente permeato dal materiale quarzoso-feldispatico da non permettere un facile e sicuro riconoscimento della sua natura di parascisto.

Non ho ritenuto opportuno effettuare ricerche chimiche sulle rocce costituite da una fitta alternanza di paleosoma e neosoma, in quanto, nota la composizione di questi due termini antitetici, il risultato dipende unicamente dal loro rapporto quantitativo.

Le formule « NIGGLI » dedotte dall'analisi 1 non trovano, com'è logico, un equivalente in alcuno dei tipi magmatici noti, trattandosi di un paragneiss ad « occhi » e letti feldispatici (Tav. I, fig. 1).

A risultati analoghi era giunto anche C. ANDREATTA (bibl. 1, pag. 137) in base alle analisi di alcune *kinzigite* e *gneiss kinzigitici* di Val d'Ultimo; a tale proposito ricordo anzi che le formule « NIGGLI » relative a questi tipi kinzigitici mostrano una evidente concordanza con quella dedotta dalla analisi della roccia in discussione, con eccezione dei valori di *si* e di *k*, sempre notevolmente più bassi per le rocce di Val d'Ultimo ⁽¹⁾.

E' da rilevare l'elevato contenuto in K_2O di questa roccia; in parte esso è riferibile alle miche, biotite e muscovite, in parte al feldispato potassico che rappresenta il minerale quasi esclusivo degli « occhi » e dei letti di neosoma. Naturalmente non è possibile precisare quanto di questo potassio sia originario del parascisto e quanto di apporto successivo. Anche per l'origine di Na_2O (presente in quantità inferiore ad un terzo del valore di K_2O) sussiste la stessa incertezza.

Interessante è la strettissima analogia dei dati forniti dalle analisi delle rocce 2 e 3, appartenenti entrambe ai magmi leucogranitici: la prima corrispondente al tipo granitico engadinitico, la seconda compresa fra i tipi aplitico granitico ed aplitico yosemitico. L'unica differenza sensibile fra le due rocce riguarda il contenuto in FeO (che, per i valori bassissimi di Fe_2O_3 , MnO ed MgO , si ripercuote in modo evidente su *fm* delle formule « NIGGLI »); tale differenza è giustificata dal fatto che nella roccia a basso tenore di FeO (0,43 %) i minerali del paleosoma sono praticamente scomparsi, ad eccezione di rari, piccoli granati e di resti appena percettibili di biotite, mentre in quella più ricca in FeO (2,08 %) sono ancora ben visibili al microscopio le scie biotitiche ed i granati dell'antico parascisto.

Un altro punto di contatto fra le due rocce sialiche analizzate è dato dal valore di *al* delle formule NIGGLI, superiore in entrambe alla somma *c + alc*; motivo che assume un certo interesse nei riflessi del problema genetico che verrà discusso nel seguente capitolo.

| (¹) | si | al | fm | c | alc | k | mg |
|--|-----|------|------|-----|------|------|------|
| Paragneiss occhiadino di Stak | 260 | 46.4 | 38.1 | 2 | 12.4 | 0.67 | 0.27 |
| Kinzigite di Proves (C. ANDREATTA) | 106 | 51 | 37.7 | 4.3 | 7 | 0.23 | 0.31 |
| Kinzigite di Passo Brez (C. ANDREATTA) | 145 | 43 | 33 | 9.8 | 13.6 | 0.10 | 0.19 |
| Gneiss kinzigitico di C. Mandel (C. ANDREATTA) | 183 | 47 | 30.3 | 5 | 16.8 | 0.48 | 0.48 |

TABELLA 4.

Rocce analizzate

- 1 - Paragneiss biotitico-cianitico-granatifero con lenti e letti feldispatici; (*bassa Valle Stak, versante sinistro*).
- 2 - Gneiss leucogranitico a biotite, granato e cianite; (*media Valle Stak, versante sinistro*).
- 3 - Gneiss leucogranitico muscovitico; (*crinale di separazione fra i Ghiacciai Kutiah e Goropha*).

Composizione chimica

| | 1 | 2 | 3 |
|--------------------------------|-------------|-------------|-------------|
| SiO ₂ | 62.72 % | 72.52 % | 73.28 % |
| Al ₂ O ₃ | 18.86 | 14.75 | 15.21 |
| Fe ₂ O ₃ | 1.17 | 0.06 | 0.08 |
| FeO | 6.91 | 2.08 | 0.43 |
| MnO | 0.07 | tracce | tracce |
| MgO | 1.66 | 0.06 | 0.18 |
| CaO | 0.44 | 1.35 | 1.16 |
| Na ₂ O | 1.08 | 3.62 | 3.84 |
| K ₂ O | 3.39 | 4.72 | 4.74 |
| TiO ₂ | 1.61 | tracce | tracce |
| P ₂ O ₅ | 0.12 | 0.28 | 0.24 |
| H ₂ O— | 0.34 | 0.24 | 0.26 |
| H ₂ O + | 1.55 | 0.26 | 0.22 |
| | <hr/> 99.92 | <hr/> 99.94 | <hr/> 99.64 |

Formule « NIGGLI »

| | si | al | fm | c | alc | k | mg |
|--|-----|------|------|-----|------|------|------|
| 1 - Paragneiss biotitico-cianitico-granatifero | 262 | 46.4 | 38.1 | 2 | 13.4 | 0.67 | 0.27 |
| 2 - Gneiss leucogranitico a biotite, granato e cianite | 391 | 46.8 | 10.2 | 7.8 | 35.2 | 0.46 | 0.47 |
| 3 - Gneiss leucogranitico muscovitico | 416 | 50.9 | 3.9 | 7 | 38.2 | 0.45 | 0.39 |
| Tipo granitico engadinitico | 380 | 43 | 13 | 8 | 36 | 0.5 | 0.25 |
| Tipo aplitico granitico | 460 | 47 | 8 | 5 | 40 | 0.45 | 0.25 |
| Tipo aplitico yosemitico | 350 | 45 | 6 | 13 | 36 | 0.4 | 0.3 |

CONSIDERAZIONI GENETICHE SULLA FORMAZIONE MIGMATITICA

Riconosciuta in modo indubitabile l'originaria natura sedimentaria, argillosa, del paleosoma, definita dal punto di vista petrografico e chimico la porzione leucocratica, individuate le condizioni generali piezotermiche sotto le quali si è sviluppato il metamorfismo delle rocce di Stak, rimane da stabilire attraverso quali processi si sia costituita la formazione migmatitica e, per quanto possibile, quale sia stata la successione cronologica di tali processi.

Ricordo che P. MISCH ha già trattato ampiamente il problema genetico della formazione del Nanga Parbat giungendo a conclusioni che io accolgo, almeno nella loro parte essenziale. A dimostrazione della fondatezza delle sue ipotesi egli porta delle prove di carattere geologico e petrografico (in gran parte riconfermate dalle mie indagini) che riporterò o riassumerò solo in nota, ove sia necessario, riservandomi di fornire per mio conto nuove prove o di apportare, attraverso la discussione di dati già noti, nuovi elementi di interesse generale per l'interpretazione genetica di queste rocce. Le conclusioni che sto per esporre rappresentano quindi un contributo originale alla soluzione di questo problema.

Anzichè presentare direttamente gli argomenti a favore del processo genetico che ritengo più probabile, penso sia opportuno (dato l'interesse che suscitano le ipotesi riguardanti la formazione di rocce granitiche o di composizione prossima a queste) e forse più convincente, indicare e discutere brevemente anche quelle ipotesi che, in base ad una prima, sommaria indagine degli elementi offerti dalle rocce in esame, si propongono come possibili.

Tali ipotesi, schematizzate nelle loro fasi essenziali, sono:

1) Iniezione di magmi acidi entro alla formazione dei micascisti e paragneiss e contemporaneo o successivo metamorfismo regionale che avrebbe impartito la scistosità attuale al complesso migmatitico con formazione di metascisti.

2) Introduzione di sostanze estranee (di origine magmatica, *lato sensu*), con intervento di reazioni metasomatiche, nella formazione dei parascisti in condizioni « statiche » d'ambiente e successivo metamorfismo regionale che avrebbe dato luogo a metascisti.

3) Introduzione di sostanze estranee (di origine magmatica, *lato sensu*), con intervento di reazioni metasomatiche, nella formazione dei parascisti sotto l'azione di spinte orientate, vale a dire contemporaneità dell'apporto metasomatico e della cristallizzazione metamorfica.

Una quarta ipotesi, possibile a priori, quella di una *genesì per differenziazione metamorfica*, non viene discussa in quanto P. MISCH (bibl. 8, pag. 226) ha già dato sicura dimostrazione che l'alternanza di bande chiare e scure nelle migmatiti del Nanga Parbat non può essere dovuta ad un simile processo in quanto esiste perfetta analogia di composizione fra argilloscisti delle aree non migmatitiche e gli scisti biotitico-cianitico-granatiferi presenti nell'area delle migmatiti, mentre le bande sialiche intercalate a questi ultimi sono più ricche in potassio.

Rimangono quindi in discussione tre ipotesi: alla prima ipotesi, che prevede la formazione delle migmatiti di Stak per iniezione magmatica, si contrappongono le altre due che prospettano la possibilità che la porzione leucocratica di questa formazione si sia costituita attraverso processi di tipo metasomatico.

La possibilità che le rocce sialiche del complesso migmatitico rappresentino il prodotto di una diretta solidificazione di un magma puro iniettatosi « letto a letto » nella formazione dei parascisti si può escludere sia in base ai rapporti esistenti fra le porzioni sialiche e le porzioni scure, di origine pelitica, già ampiamente descritti nei precedenti capitoli (contatti sfumati, gradazionali, fittissime alternanze, ecc.) sia per la quasi costante presenza nelle bande sialiche di minerali caratteristici del paleosoma ⁽¹⁾.

Anche l'ipotesi che l'introduzione di magma si sia verificata per intima permeazione di porzioni variamente estese di parascisti (senza intervento di processi di assimilazione) non è in accordo con le osservazioni compiute. Un simile meccanismo si concreterebbe infatti nell'interposizione di cristalli di origine magmatica (nel caso in questione si tratterebbe di feldispato potassico, di plagioclasti e di quarzo) fra i minerali originari delle rocce metamorfiche di natura argillosa; ciò comporterebbe una « diluizione » di questi in proporzione alla quantità dei componenti sialici introdotti.

Se ciò fosse avvenuto dovremmo ritrovare nelle rocce chiare della formazione di Stak tutti i minerali originari dei parascisti, « diluiti » in modo vario, ma ancora negli stessi rapporti quantitativi medi. Come s'è visto dalle descrizioni petrografiche, nelle rocce da me raccolte tale evento non è mai stato riscontrato; al contrario alcuni minerali (miche) sono rari o assenti nelle intercalazioni leucocratiche, mentre altri (cianite e granato) vi si trovano di regola, spesso anzi in quantità non molto diversa da quella presentata nel paleosoma.

E' logico quindi dedurre che nella genesi delle migmatiti di Stak siano avvenute reazioni fra sostanze introdotte e minerali preesistenti con più o meno avanzati fenomeni di assimilazione e comparsa di nuovi minerali: cioè, in altre parole, ammettere l'intervento di processi metasomatici.

L'insieme di questi atti (apporto di sostanze, assimilazioni e reazioni metasomatiche), che ha determinato nel complesso migmatitico la formazione di bande o lenti chiare di composizione granitoide, si può indicare col termine di « granitizzazione », lasciando impregiudicato lo stato fisico e la natura della materia che la ha provocata ed il meccanismo con cui si è prodotta.

Che tali sostanze siano state introdotte allo stato magmatico, o come residui pegmatitico-pneumatolitici, piuttosto che come soluzioni idrotermali, è problema che sarà ripreso nel capitolo finale.

⁽¹⁾ Ricordo che negli affioramenti osservati nell'area rilevata, e precisamente nella porzione più settentrionale di questa (in Val Goropha e nella zona di confluenza fra le valli Stak, Goropha e Kutiah) sono stati osservati filoncelli, per lo più esili, di aspetto aplitico ed anche pegmatitico, che intersecano in discordanza le migmatiti arteritiche. Tali filoncelli sono quindi riferibili ad un processo successivo a quello che ha determinato la formazione delle migmatiti, e sono perciò esclusi dalla presente discussione.

MOTIVI A SOSTEGNO DELLA GENESI DELLE MIGMATITI PER
«GRANITIZZAZIONE» ACCOMPAGNATA DA PROCESSI METASOMATICI

La porzione sialica del complesso migmatitico, almeno nelle sue facies arteritiche prevalenti, sarebbe quindi costituita in parte da elementi preesistenti nelle rocce derivate dal metamorfismo di rocce di natura argillosa, in parte da elementi introdotti successivamente alla costituzione di tali rocce metamorfiche; questa porzione sialica non potrà perciò essere indicata con il termine di *neosoma* nel senso più comune ad esso attribuito, cioè di corpo nuovo introdotto in rocce preesistenti, ma, più correttamente, come *metasoma* ⁽¹⁾, nel significato assegnatogli da H. K. SCHEUMANN, cioè di parte antica di una migmatite nella quale siano intervenuti scambi di sostanze, e quindi modificazioni della composizione chimica e mineralogica.

Le prove favorevoli ad una origine del complesso migmatitico di Stak per « granitizzazione » accompagnata da processi metasomatici sono numerose ed abbastanza convincenti e sono basate sia sui rapporti « geometrici » fra porzioni di paleosoma e metasoma osservati sul terreno, sia su alcuni caratteri petrografici rilevati all'osservazione microscopica ⁽²⁾.

Fra le prove ricordate da P. MISCH e riportate in nota vale la pena di mettere in rilievo l'importanza presentata dallo sviluppo porfiroblastico assunto di frequente dal feldispato potassico, e talora dal plagioclasio, nei vari tipi petrografici individuati nella formazione in studio; l'accrescimento di questi porfiroblasti è avvenuto evidentemente a

⁽¹⁾ Ricordo, ad evitare malintesi, che il termine *metasoma* è usato da H. RAMBERG (bibl. 11) per indicare un granulo minerale formato per metasomatismo. Egli chiama *metasomatite* il metasoma nel senso di SCHEUMANN.

⁽²⁾ A favore dell' « origine migmatitica-metamorfica piuttosto che intrusiva », dei « graniti gneissici migmatitici », P. MISCH (bibl. 8, p. 235-236) porta i seguenti argomenti, validi, in generale, anche per le rocce di Stak: « la variabilità di composizione, la grana, la natura poco uniforme della tessitura, la presenza di porfiroblasti, la struttura cristalloblastica »

Oltre al carattere dei graniti gneissici ci sono altri e più forti argomenti a favore di una simile origine.

Il primo è la presenza di sicuri sedimenti metamorfosati e di alcune rocce basiche che, quantunque subordinate quantitativamente, si trovano nella vasta area dei gneiss granitici.

Queste intercalazioni sono strutturalmente concordanti con i gneiss granitici. La maggior parte di esse è sottile e molte possono essere seguite per lunghe distanze.

È difficile immaginare che un'intrusione meccanica di magma possa averle risparmiate e, anche se ciò fosse avvenuto, possa averle lasciate strutturalmente intatte senza disturbarle. Se, invece, queste intercalazioni sono interpretate come bande relitte sfuggite alla granitizzazione metasomatica, la loro presenza ed il loro modo di presentarsi si comprende facilmente.

Di particolare interesse sono i sottili letti di marmo e le bande a silicati di calcio ad essi associate che formano intercalazioni concordanti regolari che si possono seguire su grandi distanze entro ai gneiss. Nessuno di questi letti di marmo supera i cento piedi di spessore e la maggior parte di essi è più sottile. Nessuna intrusione potrebbe aver lasciato strutturalmente intatte queste bande; inoltre è difficile comprendere come i marmi potrebbero essere sfuggiti alla fusione se la temperatura fosse stata tanto alta da tenere dei silicati allo stato fuso per un tempo considerevole nelle grandi masse magmatiche circostanti.

Nell'interno del massiccio gneissico il marmo è più abbondante, rispetto alle argilliti metamorfiche, che nella zona delle filladi non granitizzate. La proporzione assoluta di marmo è invece all'incirca la stessa nell'interno del massiccio e nell'area non granitizzata.

Ciò prova che la maggior parte delle argilliti, che predominano negli affioramenti delle originarie rocce sedimentarie, fu trasformata in gneiss granitici, mentre la maggior parte dei marmi, se non tutti, sfuggirono alla granitizzazione; un vero processo metasomatico a carattere differenziale „

spese dei minerali preesistenti, alcuni dei quali sono rimasti in essi incapsulati (Tav. IV, figg. 1-2).

Altre prove dell'intervento di un meccanismo metasomatico nella costituzione di questo complesso migmatitico himalayano sono le seguenti:

— *la presenza di cianite*, in scie parallele alla scistosità generale della formazione, *entro le bande sialiche*. Poichè la cianite non cristallizza direttamente da magmi di composizione granitica, nè si forma per metamorfismo regionale di rocce granitiche essendo caratteristica di rocce di natura argillosa o comunque ricche di allumina, si deve concludere che tale minerale, quando sia presente nelle bande a composizione granitoide, rappresenta un *relietto* degli originari scisti cianitici granitizzati: per metasomatosi si è avuta la trasformazione totale o parziale dei minerali micacei in feldispato, mentre la cianite, più stabile, si è conservata.

Ogni altra spiegazione della sua presenza sarebbe più laboriosa ed improbabile di questa, che può essere suffragata da un'altra prova indiretta: *la totale assenza di cianite nelle bande di composizione granitoide intercalate agli scisti privi di cianite*.

• Un altro minerale molto comune e che, al pari della cianite, può essere considerato come un relietto quando appaia nelle bande sialiche, è il granato.

— *la persistenza, nelle porzioni sialiche, di alcuni caratteri tessiturali del paleosoma*. Al microscopio si è riscontrato che le porzioni più chiare della formazione migmatitica sono costituite da una alternanza di letti puramente quarzosi, molto allungati, e da letti paralleli ai primi nei quali granuli di quarzo e plagioclasti di tipo sodico si associano al feldispato potassico presente in grandi quantità, sia in porfiroblasti che in individui più minuti (Tav. III, figg. 2-3-4); poichè nel paleosoma letti quarzosi a grana piuttosto minuta si alternano a letti più o meno micacei includenti quantità variabili di granuli di quarzo e di plagioclasti, non è difficile arguire che i letti quarzosi del paleosoma corrispondono ai letti quarzosi del metasoma (più completamente ricristallizzati) ed i letti micacei del primo ai letti feldispatici del secondo. Ciò, molto semplicemente, deve essere avvenuto per trasformazione delle miche in feldispato per reazione con sostanze (alcali) introdotte: trattasi cioè di un processo di sostituzione metasomatica.

Un simile meccanismo appare ancor più verosimile quando bande micaceo-cianitico-granatifere del paleosoma passino lateralmente a bande feldispatiche includenti cianite e granato.

— *L'eccesso di allumina riscontrato nella composizione chimica delle bande sialiche*. Un altro elemento di appoggio all'ipotesi qui sostenuta potrebbe essere considerato il sia pur leggero eccesso di allumina riscontrato in entrambe le rocce sialiche analizzate, come già ho avuto occasione di rilevare nel capitolo sul « Chimismo della formazione migmatitica » (vedi pag. 28). Tale eccesso, che non dipende da fenomeni di sericitizzazione o di alterazione dei feldispati, può essere attribuito al persistere, in questi gneiss granitoidi, di minerali originari dei parascisti ricchi di allumina o a prodotti di incompleta trasformazione di questi ad opera delle sostanze introdotte.

MOTIVI A SOSTEGNO DI UNA « MIGMATITIZZAZIONE SINCINEMATICA »

Le ipotesi genetiche proposte ai punti 2) e 3) contemplano, come elemento comune, un processo di « granitizzazione » con intervento di reazioni metasomatiche; affermata ora la probabilità di tale processo, si tratta di stabilire quale delle due ipotesi sia più aderente ai fenomeni osservati.

Il problema, ricordo, è il seguente: la struttura attuale degli gneiss granitoidi di Stak è stata assunta dopo o contemporaneamente al processo di granitizzazione?

Ecco quali sono i motivi che, nel loro assieme, mi hanno indotto ad accettare la seconda soluzione, cioè la migmatitizzazione sincinemica (sinorogenica) ⁽¹⁾.

Nelle formazioni di Stak non si osservano giaciture discordanti (ad eccezione di rarissimi filoncelli aplitici sicuramente tardivi); scisti biotitici e gneiss granitoidi mantengono sempre un rigoroso parallelismo. Se il fenomeno metasomatico fosse avvenuto in condizioni « statiche » la granitizzazione avrebbe bensì dato luogo a tessiture prevalentemente concordanti (in quanto le vie di più facile accesso del materiale introdotto sarebbero state in ogni caso quelle delle superfici di scistosità), ma non sarebbero certo mancati anche andamenti di tipo discordante, come normalmente avviene e come ho potuto osservare anche in zone prossime al bacino di Stak (in Valle dell'Indo, a Sud di Tungas, nei paragneiss anfibolico-biotitici).

Tanto meno comprensibile appare, per le stesse ragioni ora esposte, la presenza di quei lunghi e sottili letti micacei che, direttamente saldati agli scisti scuri, si intercalano, più o meno fitti, nelle bande sialiche e rappresentano dei tipici relitti degli scisti biotitico-cianitico-granatiferi; un processo di granitizzazione che si fosse svolto in condizioni « statiche » d'ambiente non avrebbe potuto preservare con una frequenza tale da divenire

⁽¹⁾ Riporto le considerazioni in base alle quali P. MISCH arrivava ad analoghe conclusioni:

« Che i gneiss siano sincinematici è dimostrato dall'allungamento ed allineamento che i porfiroblasti hanno acquisito durante la loro crescita cristalloblastica e dalle deformazioni cataclastiche che i porfiroblasti hanno sofferto ove il movimento è durato oltre la crescita, mentre in altri punti tutte le strutture cataclastiche sono state risanate dalla cristallizzazione », (bibl. 8 pag. 227).

« Le prove di cristallizzazione sincinemica nelle rocce metamorfiche di più alto grado sono anche prove del carattere sincinemico del metamorfismo nelle associate rocce granitizzate », (poiché il metamorfismo di grado più elevato dei parascisti è connesso con la granitizzazione). « Infatti, nelle rocce granitizzate e non granitizzate che si trovano insieme la cristallizzazione differisce solo perché nelle prime, in aggiunta alle sostanze delle rocce originali, vi ha preso parte anche il materiale introdotto. Entrambi i gruppi di rocce mostrano quindi caratteri strutturali indicativi di una origine sincinemica. I criteri principali sono: scistosità ben sviluppata ed un generale netto parallelismo di elementi quali bande, liste di porfiroblasti ecc. ed assenza di rapporti discordanti.

Numerosi sono i criteri microscopici. Molti di questi sono stati descritti da B. SANDER per le rocce di metamorfismo regionale. Caratteri simili sono spesso presenti nelle rocce granitizzate sincinematicamente come quelle del Nanga Parbat. I criteri generali per la cristallizzazione sincinemica sono: granati a « palla di neve », ed altri porfiroblasti ruotati durante la crescita; la presenza, in una stessa sezione sottile, di pieghe composte di minerali deformati, quali miche, e da altre pieghe costituite da miche indeformate in archi poligonali (continua la elencazione di motivi strutturali analoghi) « inoltre la comune struttura metamorfica detta « fogliazione per cristallizzazione », (scistosità ben sviluppata senza disturbi meccanici dei reticoli cristallini), è difficilmente dovuta per intero a granitizzazione mimetica statica; di solito sotto condizioni statiche si sviluppano alcuni cristalli orientati trasversalmente. La tipica fogliazione per cristallizzazione può essere considerata come il risultato di una cristallizzazione essenzialmente sincinemica che fu capace di risanare i disturbi reticolari causati da deformazioni contemporanee e che generalmente durò un po' più a lungo delle deformazioni », (bibl. 8 pag. 692-693).

regola porzioni di paleosoma di simile forma, ma i singoli letti sarebbero stati, secondo ogni verosimiglianza, ridotti a dei brandelli isolati, fra loro allineati; ciò che invece avviene solo quando i letti assumono spessori minimi, in una fase che precede immediatamente la loro totale scomparsa.

Che la concordanza dei vari termini della formazione migmatitica non possa essere considerata come un carattere acquisito con atto metamorfico posteriore alla granitizzazione dei parascisti pelitici sembra dimostrato sia dall'osservazione macroscopica della tessitura generale delle migmatiti che non mostra piegheature e arricciamenti dei letti sialici, sia dall'esame microscopico che non rivela fenomeni evidenti di deformazione post-cristallina, ma offre invece un quadro di moderate deformazioni paracristalline nell'aggregato mineralogico.

E' da ricordare inoltre che a Sud dell'area del Nanga Parbat (bibl. 8) i sedimenti argillosi (rappresentanti le facies non metamorfiche e non « granitizzate » dei micascisti e paragneiss biotitico-granatiferi) non mostrano alcuna traccia di metamorfismo; se non si ammettesse la contemporaneità della granitizzazione e della cristallizzazione metamorfica si dovrebbe concludere che poco più a Nord, nella zona Nanga Parbat - Stak, gli stessi sedimenti abbiano subito invece due successivi metamorfismi; ciò è per lo meno poco probabile. Più semplice è, senza dubbio, pensare ad una migmatitizzazione sincinemica.

L'argomento decisivo a favore di questa ipotesi è rappresentato dal fatto che i più alti gradi del metamorfismo sono raggiunti dagli originari sedimenti in corrispondenza alle zone « granitizzate », come è stato rilevato in maniera indubbia non solo nell'area del Nanga Parbat, ma anche nella formazione gneissico-kinzigitica di Val d'Ultimo (vedi pagg. 8-9) ⁽¹⁾. Sia P. MISCH che C. ANDREATTA (bibl. 1, pagg. 140-143) attribuiscono al materiale introdotto, e in primo luogo al calore da questo convogliato nelle rocce scistose, la responsabilità della comparsa dell'associazione caratteristica biotite-cianite-granato (eventualmente sillimanite); ovunque sia mancata tale azione termica il metamorfismo appare di grado decisamente inferiore.

Se ne può dedurre che se la migmatitizzazione fosse avvenuta in condizioni statiche, senza l'intervento di spinte orientate, non si sarebbe potuta formare la cianite, tipico minerale « stress », nè, infine, quella associazione mineralogica rappresentativa della *facies anfibolitica*, *subfacies a staurolite-cianite* che, come s'è detto, implica deformazioni sotto alte pressioni e spinte di taglio, ma si sarebbe invece costituita una associazione caratteristica delle facies di contatto, nella quale al posto della cianite si sarebbe formata l'andalusite.

Un successivo metamorfismo avrebbe bensì potuto determinare una radicale modificazione delle associazioni mineralogiche « di contatto » con la comparsa di una facies a biotite-cianite-almandino analoga alla attuale, ma, probabilmente, qualche relitto di andalusite (minerale a bassa velocità di trasformazione) sarebbe rimasto a testimonianza del precedente atto metamorfico; invece, nè nell'area di Stak, nè nel gruppo del Nanga Parbat è mai stata riscontrata traccia di andalusite.

Inoltre quest'ultimo processo metamorfico si sarebbe dovuto esplicare con effetti di

⁽¹⁾ Poichè i parascisti di Stak sono sempre più o meno intensamente granitizzati, tale constatazione non è possibile nell'area da me studiata, comparendo qui solo le facies di più elevato metamorfismo.

grado più elevato (*facies anfibolitica, subfacies a staurolite-cianite*), corrispondenti a condizioni di cata-mesozona, in coincidenza con l'area delle migmatiti, e con intensità gradualmente decrescenti in zone periferiche via via più lontane. Una tale complessa interpretazione richiede una coincidenza di eventi geologici che possiamo considerare almeno poco probabile, non avendo allo stato attuale delle conoscenze regionali alcun elemento indicativo favorevole.

Si può quindi ritenere che la facies attuale degli scisti biotitici di Stak si sia costituita per l'azione combinata, contemporanea, delle spinte orientate e della temperatura fornita dal materiale granitizzante, cioè, invertiti i termini, la « granitizzazione » si sia compiuta sotto l'azione delle spinte orientate: ciò significa migmatitizzazione sincinemica.

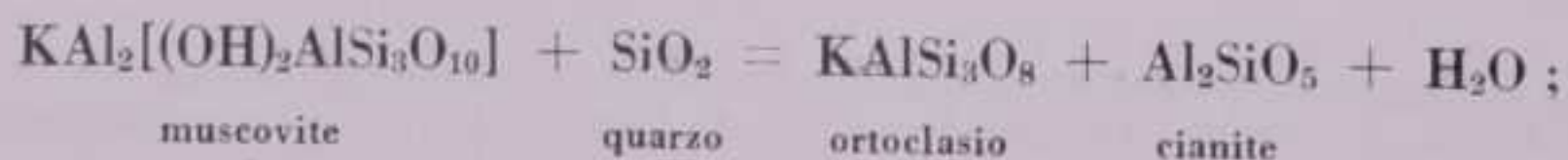
QUADRO GENETICO RIASSUNTIVO

Sulla base delle conoscenze di ordine genetico acquisite mediante la discussione dei caratteri geologici e petrografici offerti dalla formazione migmatitica di Stak e richiamandomi alle considerazioni relative all'influenza della temperatura sul metamorfismo ed al legame esistente fra metamorfismo e granitizzazione (P. MISCH, bibl. 8; C. ANDREATTA, bibl. 1), cercherò di dare un quadro schematico, il più possibile approssimato, degli eventi essenziali che hanno portato alla costituzione delle rocce migmatitiche di Stak.

Tale quadro è semplificato dalla conoscenza che uno dei fattori che hanno provocato l'evoluzione di questi terreni, la pressione, si è mantenuta abbastanza uniforme durante tutto il tempo in cui sono venuti sviluppandosi i vari atti genetici.

Secondo P. MISCH (bibl. 8, pag. 242) le rocce sottoposte al solo metamorfismo regionale, che non hanno cioè risentito degli effetti termici indotti dalle fasi granitizzanti, dovevano corrispondere a scisti di epizona, o, al massimo, di mesozona superiore. Si potrà perciò immaginare che in un primo momento tutte le rocce del bacino di Stak, ad eccezione delle intercalazioni calcarifere, fossero rappresentate da micascisti e paragneiss muscovitico-biotitici contenenti del granato sviluppatosi a spese della clorite inizialmente presente nei terreni di origine argillosa.

Il progressivo aumento di temperatura provocato dall'avvicinarsi dei convogli granitizzanti avrebbe causato un corrispondente aumento del grado metamorfico, finchè, a determinati valori della temperatura, le originarie rocce argillose avrebbero assunto l'attuale facies, caratterizzata dalla presenza di cianite e di granato, sviluppatisi entrambi a spese degli elementi micacei (*facies anfibolitica, subfacies a staurolite-cianite*). Con un ulteriore aumento della temperatura sarebbe comparso anche un po' di feldispato potassico sviluppatosi per semplice metamorfismo secondo reazioni del tipo:

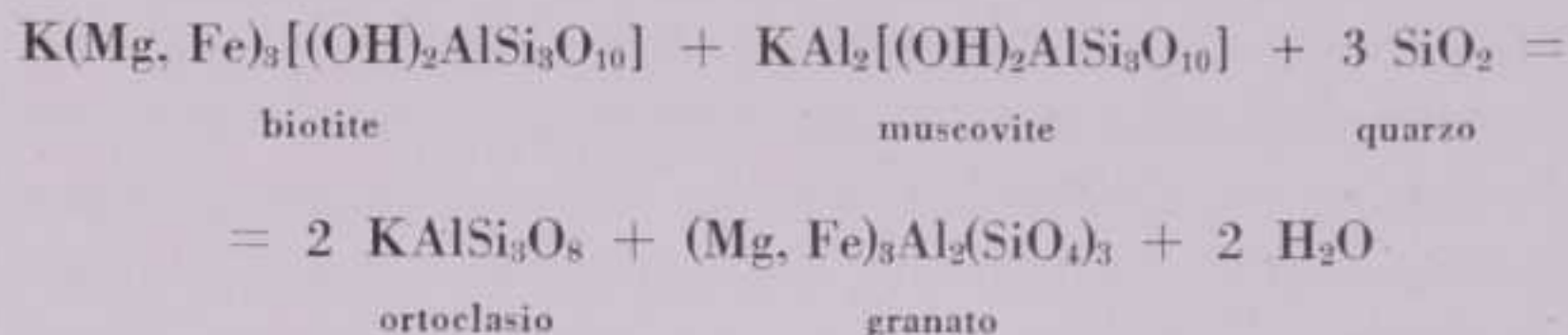


muscovite

quarzo

ortoclasio

cianite



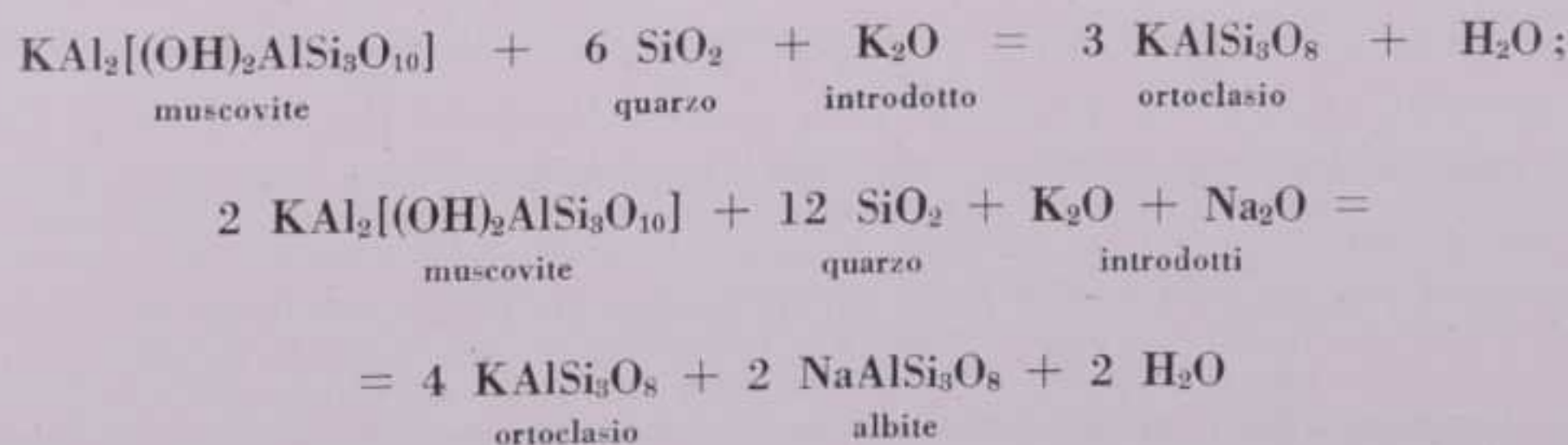
Il puro silicato di alluminio sviluppatosi in associazione con l'ortoclasio dovrebbe essere sillimanite, ma evidentemente non è stata raggiunta la temperatura necessaria alla sua formazione; le condizioni sotto le quali hanno avuto luogo simili reazioni dovevano essere intermedie fra quelle delle *subfacies a staurolite-cianite* ed a *sillimanite-almandino*.

Rocce riferibili a quest'ultima subfacies, molto ricche in sillimanite ed in feldispato potassico, sono frequenti nella zona più interna del Nanga Parbat e non è escluso che possano essere presenti anche nel bacino di Stak, in corrispondenza alle pareti orientali dell'Haramosh, ma non mi è stato possibile prelevare qui dei campioni.

Contemporaneamente alla formazione della cianite compaiono i primi porfiroblasti di feldispato, formati per reazione fra i minerali preesistenti nei parascisti e le sostanze introdotte (Tav. I, figg. 1-2), i primi letti leucocratici che vanno via via ispessendosi fino a formare delle bande di notevole potenza ed infine delle zolle più estese di gneiss granitoidi includenti lembi concordanti di paragneiss biotitico-cianitico-granatiferi. Ciò significa che le sostanze « granitizzanti » compenetrano intimamente le rocce scistose sfruttando i piani di scistosità, probabilmente corrispondenti a piani di movimento differenziale, reagendo con i minerali micacei e determinandovi una trasformazione metasomatica.

Dal confronto fra la composizione dei parascisti biotitici scuri e quella delle bande sialiche formate essenzialmente da feldispato potassico, da quarzo e da plagioclasti di tipo oligoclasico, si può arguire che i « convogli granitizzanti » dovevano essere costituiti da sostanze alcaline e da una certa quantità di silice; o, almeno, indipendentemente dalla reale natura dei convogli, sono stati questi gli elementi fissati dalle rocce di origine argillosa, essendo i soli necessari per ottenere le trasformazioni osservate.

Il processo può essere indicato nel modo seguente, dal punto di vista chimico ⁽¹⁾:



⁽¹⁾ Le reazioni riportate sono semplicemente indicative, qualitative; in realtà, poichè si è visto che la granitizzazione avviene senza aumento notevole di volume, i rapporti quantitativi fra le sostanze reagenti devono essere tali che la somma dei volumi delle sostanze poste a sinistra dell'equazione deve equivalere la somma dei volumi delle sostanze poste a destra.

L'introduzione di potassio determina quindi la sostituzione della muscovite da parte dell'ortoclasio; in presenza di quantità sufficienti di K, di Na (e Ca) e di silice (quest'ultima sia sotto forma di quarzo che apportata dall'esterno) può avvenire che intere bande micacee siano trasformate in bande feldispatiche entro le quali potranno rimanere come *reliitti* quei minerali che non abbiano partecipato alla reazione o siano più stabili delle miche all'azione delle sostanze alcaline; si spiega così la presenza, entro alle bande sialiche, di quarzo in letti allungati e di minerali più caratteristici, quali granato e cianite ⁽¹⁾.

La presenza di minerali micacei entro a bande più o meno profondamente sostituite si può quindi spiegare con una locale deficienza delle sostanze necessarie alla trasformazione, deficienza che si manifesta di solito per porzioni molto estese in direzione, dato che l'introduzione del materiale granitizzante viene guidata lungo i piani di scistosità dalle spinte orientate.

Avvenendo tali trasformazioni mentre perdura l'azione di queste spinte, i metacristalli si sviluppano con una orientazione definita rispetto ai piani di scistosità, impartendo quindi alla roccia, unitamente ai letti reliitti di mica, una tessitura orientata.

Quando le sostituzioni sono limitate ad alcune bande dei parascisti scuri si ha la formazione delle caratteristiche migmatiti listate, ma quando il convoglio « granitizzante » compenetra in modo più intimo ed uniforme intere porzioni della formazione dei parascisti si formano con lo stesso meccanismo masse gneissiche di aspetto granitoide. Tali masse costituiscono buona parte dei due versanti di Val Goropha (ove le rocce leucocratiche possono assumere localmente caratteri di pegmatite, con comparsa di tormalina); in queste sono ancora riconoscibili letti di parascisti scuri sfuggiti alla « granitizzazione » e banchi calcarei metamorfosati.

Col variare dell'intensità della granitizzazione sembra variare anche la natura dei prodotti delle reazioni metasomatiche intervenute: nel tronco inferiore della Valle Stak, ove si trovano migmatiti povere di metasoma, il feldispato potassico costituisce quasi da solo il minerale di neoformazione, mentre nelle zone più settentrionali, soprattutto in Val Goropha, ove le rocce sialiche predominano nettamente sull'originario materiale argilloso, oltre al feldispato potassico compare in quantità notevoli anche il plagioclasio sodico (oligoclasio) e, in rocce di aspetto pegmatitico, la tormalina, talvolta in cristalli vistosi disposti in concordanza con la scistosità generale della formazione.

Nel complesso la composizione mineralogica va accostandosi in modo via via più evidente a quella dei veri graniti. Ricordando che l'intensità delle azioni esercitate sui parascisti dalle sostanze introdotte è in rapporto diretto con il grado di metamorfismo, si

⁽¹⁾ Un caso particolare, a sè stante, è quello della presenza entro alle bande acide di cianite e granato in quantità assolute superiori, talora notevolmente superiori, a quelle che si riscontrano nel paleosoma; la cosa è ben visibile ove delle bande micacee più conservate siano poste a pochi mm di distanza da quelle più sostituite, in quanto è possibile allora un diretto confronto quantitativo. Si potrebbe pensare che tali minerali rappresentino i reliitti di originari letti particolarmente ricchi di miche (ora trasformate in feldispato per metasomatosi), ma ciò è poco probabile poichè negli scisti non granitizzati i letti più micacei non sono i più ricchi in cianite e granato per il fatto che la trasformazione metamorfica delle miche in cianite e granato richiede una certa quantità di quarzo (vedi reazioni riportate) mentre questo minerale è più abbondante e più uniformemente distribuito nelle bande quarzoso-micacee. Possibile è invece che nuova cianite e nuovo granato si siano formati nel corso della trasformazione metasomatica delle miche per reazioni che avvengono in presenza di quantità sufficienti di alcali ma in difetto di silice; può avvenire allora che le miche diano luogo a quantità proporzionalmente minori di ortoclasio e determinino contemporaneamente la formazione di nuovi minerali (cianite e granato) stabili sotto determinate condizioni metamorfiche.

potrà dire che il processo metasomatico si è iniziato ad una certa temperatura dei convogli granitizzanti, intensificandosi poi con il progressivo aumento di temperatura che ha raggiunto il suo limite massimo a valori corrispondenti a quelli dello stadio pneumatolitico o pneumatolitico-pegmatitico come sta ad indicare l'apporto di tormalina.

Ricordo che anche questi termini pegmatitici hanno dato luogo a reazioni metasomatiche, come è dimostrato dalla presenza di minerali relitti dei parascisti, quali granato e cianite, distribuiti in scie parallele, e dalla peciloblastesi della tormalina.

Che la formazione delle rocce più intensamente metasomatizzate sia avvenuta sotto condizioni chimico-fisiche un po' diverse da quelle che hanno presieduto alla costituzione delle esili bande acide incluse negli scisti biotitici sembra dimostrato anche dalla progressiva rarefazione della cianite che, abbondante nelle bande leucocratiche delle migmatiti listate va facendosi via via più rara nelle rocce di tipo pegmatitico, fino a scomparire.

Le ultime trasformazioni mineralogiche essenziali devono essersi compiute quando il metamorfismo raggiunse i massimi valori; non sono state riscontrate infatti associazioni indicative di un metamorfismo regressivo, ma solo rari fenomeni di alterazione superficiale. Solo la trasformazione più o meno progredita della cianite in sericite e muscovite (Tav. IV, fig. 4) (vedi pag. 17), osservata localmente in rocce a facies tormalinifera, può essere attribuita a condizioni metamorfiche di grado inferiore a quelle che determinarono la formazione di cianite nel corso del metamorfismo progressivo; la reazione è proceduta infatti in senso opposto a quello indicato nell'equazione sopra riportata (pag. 37) e deve essere stata provocata dall'introduzione di soluzioni in quanto nella stessa roccia i cristalli di cianite incapsulati nei granuli di quarzo sono rimasti del tutto inalterati.

Se, in base a semplici considerazioni di ordine chimico, è relativamente agevole trarre delle deduzioni circa la composizione delle sostanze introdotte che hanno determinato le trasformazioni nelle originarie rocce scistose, non è altrettanto facile precisare il loro stato fisico, in quanto non sono riuscito a rintracciare elementi atti a fornire utili indicazioni in merito. Del resto, la soluzione di questo problema di carattere generale difficilmente potrà scaturire dalle sole osservazioni geologiche e petrografiche di una formazione limitata come quella in questione, per cui le opinioni che esprimerò in proposito hanno un valore puramente soggettivo.

La conservazione di tessiture originarie, anche in finissimi motivi, e l'intima permeazione del neosoma nel paleosoma, fa ritenere poco attendibile una diretta iniezione di sostanza allo stato magmatico; l'ipotesi più probabile è che le sostanze granitizzanti si siano introdotte in uno stato molto fluido, sotto forma di soluzioni termali, o di vapori, o, al massimo (in coincidenza con facies pegmatitiche) sotto forma di residui magmatici ricchi di componenti volatili.

Altro problema fondamentale strettamente connesso con lo studio delle formazioni migmatitiche e con le ipotesi relative al meccanismo di introduzione di sostanze ed al loro stato fisico è quello riguardante la provenienza dei « convogli granitizzanti »; problema di vasta portata e di non facile soluzione, che richiede una più approfondita conoscenza delle formazioni circostanti.

Riservandomi di riprendere in esame la questione in successivi lavori di carattere regionale, ritengo opportuno esprimere fin d'ora l'opinione che l'ipotesi meno improbabile sia quella che connette il fenomeno della migmatizzazione con la presenza di masse magmatiche profonde; tale origine avrebbe un suo punto di sostegno nel fatto che nel corso della formazione delle varie facies migmatitiche, al metasomatismo alcalino si aggiunse quello caratterizzato dall'apporto di boro e fluoro (tormalina) in coincidenza con la comparsa di rocce pegmatitiche, così definite non solo per la presenza di tormalina, ma anche per la grana e la struttura.

P. MISCH immagina che la tormalina fosse originariamente presente nelle rocce pelitiche, ma il fatto che questo minerale si trovi concentrato nelle zone a facies pegmatitica in modo del tutto simile a quanto si osserva nelle analoghe rocce differenziate da masse granitiche sicuramente magmatiche, mi induce a non accettare la soluzione da lui proposta.

Al termine dello studio geologico-petrografico sul bacino di Stak ricordo che dei punti di contatto sono stati riscontrati fra queste formazioni e le formazioni kinzigitiche alpine; le mie conoscenze su queste ultime sono tuttavia insufficienti per poterle accostare anche geneticamente. Ho già detto tuttavia che la formazione gneissico-kinzigitica di Val d'Ultimo, per quanto differisca da quella di Stak per alcuni caratteri (quali il sovrapporsi in essa di più metamorfismi), sembra essersi costituita in modo fundamentalmente analogo; anzi la descrizione e la trattazione fattane da C. ANDREATTA possono essere citate a sostegno delle ipotesi da me espresse; l'interpretazione dei fenomeni non differisce essenzialmente che nei termini usati. Infatti in lavori successivi (bibl. 2, pag. 9; bibl. 3, pag. 119), accennando alla formazione delle rocce di tipo kinzigitico di Val d'Ultimo e della zona che si sviluppa a NE della Val di Rabbi, questo A. parla espressamente di « granitizzazione » e cita: « parascisti..... granitizzati e trasformati in parte in gneiss kinzigitici »; « paragneiss e micascisti di catazona granitizzati a chiazze irregolari o a nuvole allungate, con produzione di paragneiss feldispatizzati ricchi di granato, cianite e sillimanite, che si possono definire tipi kinzigitici ». Anche nei rilevamenti geologici dello stesso C. ANDREATTA queste formazioni di Val d'Ultimo sono indicate come « formazioni granitizzate ».

Padova, Istituto di Mineralogia e Petrografia dell'Università e Centro Studi di Petrografia e Geologia del C. N. R. - 1957.

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

1. ANDREATTA C. - *La formazione gneissico-kinzigitica e le oliviniti di Val d'Ultimo (Alto Adige)*. Mem. Museo St. Nat. Venezia Trid., Vol. III, fasc. 2, 1935.
2. ANDREATTA C. - *Il metamorfismo delle formazioni del gruppo dell'Ortler*. La Ricerca Scient., anno 21, n. 2, Febbr. 1951.
3. ANDREATTA C. - *La Val di Peio e la catena Vioz-Cevedale. Studio geo-petrotettonico di una parte del massiccio dell'Ortles*. Acta Geol. Alpina, n. 5, Bologna, 1954.
4. ANDREATTA C. - *Appunti sul metamorfismo: I - Mobilizzazione e movimenti di materia nel metamorfismo tettonico*. Rend. S.M.I., Anno X, 1954, p. 45-61.
5. ARTINI E. - MELZI G. - *Ricerche petrografiche e geologiche sulla Valsesia*. Mem. R. Ist. Lomb. Sc. Lett., Milano, 1900.
6. BERTOLANI M. - *Contributo allo studio petrografico della cosiddetta "formazione dioritico-kinzigitica", : Ricerche in Val Sabbiola (Valsesia)*. Rend. S.M.I., anno X, 1954, p. 91-207.
7. HARKER A. - *Metamorphism*, London, Methuen, 1950.
8. MISCH P. - *Metasomatic granitisation of batholithic dimensions*. Amer. Journ. Science, Part 1, p. 209-245; Part 3, p. 673-705, Vol. 247, 1949.
9. NOVARESE V. - *La formazione diorito-kinzigitica in Italia*. Boll. R. Uff. Geol. Italia, Vol. LVI, n. 7, 1931.
10. PICCOLI G. - *Il problema delle migmatiti attraverso mezzo secolo di ricerche*. Period. Miner., in corso di stampa.
11. RAMBERG H. - *The origin of metamorphic and metasomatic rocks*. Chicago, University, 1952.
12. TERMIER H. - TERMIER G. - *L'évolution de la lithosphère. I: Pétrogénèse*. Paris, Masson, 1956.
13. TURNER F. J. - *Mineralogical and structural evolution of the metamorphic rocks*. Geol. Soc. Amer., Mem. 30, Baltimore, 1948. Sull'argomento vedi anche
ESKOLA P. - *Die Entstehung der Gesteine*. Berlin, Springer, 1939.
14. WADIA D. N. - *Note on the geology of Nanga Parbat (Mt. Diamir) and adjoining portions of Chilas, Gilgit district, Kashmir*. Rec. Geol. Survey India, Vol. LXVI, Part 2, 1932.
15. WADIA D. N. - *Geology of India*. London, MacMillan, 1939.
16. ZANETTIN B. - *Spedizione italiana al Karakorum 1953-1955. Notizie petrografiche sul territorio compreso fra i gruppi dell'Haramosh e del Koser Gunge (versante settentrionale dell'Indo Balti)*. La Ricerca Scient., anno 26, n. 11, Novembre 1956.
17. ZANETTIN B. - *Motivi petrografici essenziali osservati nella regione del Karakorum*. Rend. S. M. I., Anno XIII, 1957.

I N D I C E

| | |
|--|--------|
| PREMESSA | pag. 3 |
| CONDIZIONI GEOLOGICHE D'AMBIENTE | » 3 |
| ANALOGIE CON ALTRE FORMAZIONI MIGMATITICHE | » 9 |
| ESAME DEI PRINCIPALI TIPI PETROGRAFICI RILEVATI | » 10 |
| Paragneiss biotitico-cianitico-granatiferi e biotitico-granatiferi con lenti o sottili letti di neosoma | » 11 |
| Paragneiss biotitico-cianitico-granatiferi in fitta alternanza con gneiss granitoidi | » 14 |
| Gneiss granitici, aplitici, pegmatitici con intercalazioni di paragneiss. | » 19 |
| Cornubianiti e calcefiri a biotite, epidoto, pirosseno e granato; anfiboliti granatifere intercalate ai paragneiss | » 21 |
| LE FACIES METAMORFICHE DELLA FORMAZIONE DI STAK | » 23 |
| CHIMISMO DELLA FORMAZIONE MIGMATITICA | » 27 |
| CONSIDERAZIONI GENETICHE SULLA FORMAZIONE MIGMATITICA | » 30 |
| MOTIVI A SOSTEGNO DELLA GENESI DELLE MIGMATITI PER "GRANITIZZAZIONE", ACCOMPAGNATA DA PROCESSI METASOMATICI | » 32 |
| MOTIVI A SOSTEGNO DI UNA "MIGMATITIZZAZIONE SINCINEMATICA" | » 34 |
| QUADRO GENETICO RIASSUNTIVO | » 36 |
| BIBLIOGRAFIA | » 41 |

TAVOLA I.

SPIEGAZIONE DELLA TAVOLA I.

TIPI PETROGRAFICI PRINCIPALI DELLA FORMAZIONE MIGMATITICA

1. - *Paragneiss biotitico-cianitico granatifero con lenti e letti quarzoso-feldispatici*; bassa Valle Stak, versante sinistro, 2 Km. a valle del villaggio di Kurchung. Questa roccia rappresenta la facies migmatitica a quantità minima di neosoma. (Roccia analizzata).
2. - *Paragneiss biotitico-granatifero con lenti e liste quarzoso-feldispatiche*; alta Valle Stak, versante sinistro, a monte di Kulankae. Gli "occhi", feldispatici ed i sottili letti presentano dimensioni maggiori che nella roccia riprodotta nella foto precedente.
3. - *Migmatite derivata dall'intima compenetrazione di paleosoma e neosoma*; costone a Sud di Kulankae, nell'alta Valle Stak, a q. 3500 c. Sono da notare i letti scuri, biotitico-granatifero-cianitici che si assottigliano e scompaiono lateralmente entro il neosoma (metasoma).
4. - *Migmatite arteritica*; versante destro della bassa Valle Stak, a q. 3500 c. Alternanza fittamente ripetuta di neosoma e paleosoma. Da notare i granati presenti anche nelle porzioni sialiche.

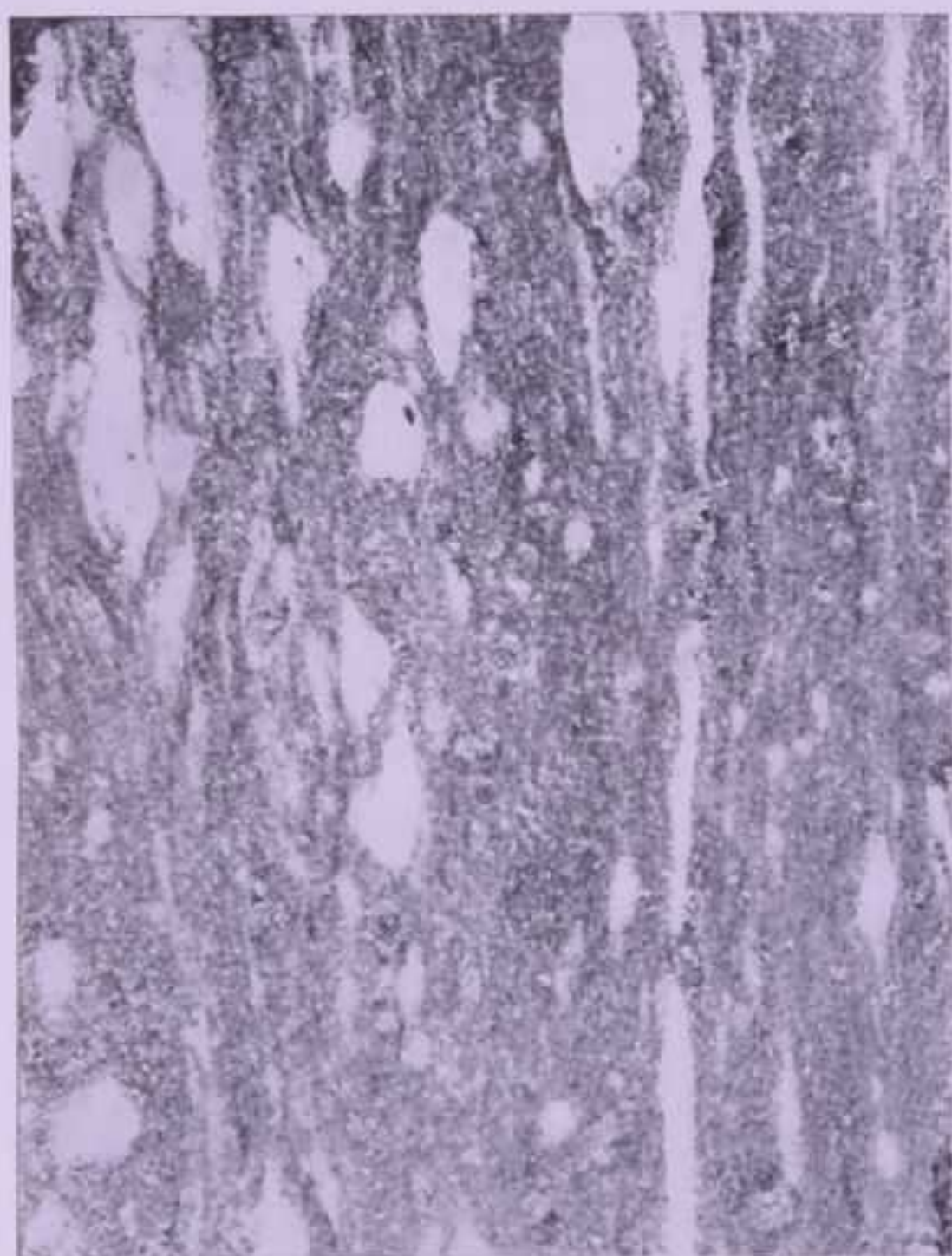


FIG. 2



FIG. 4

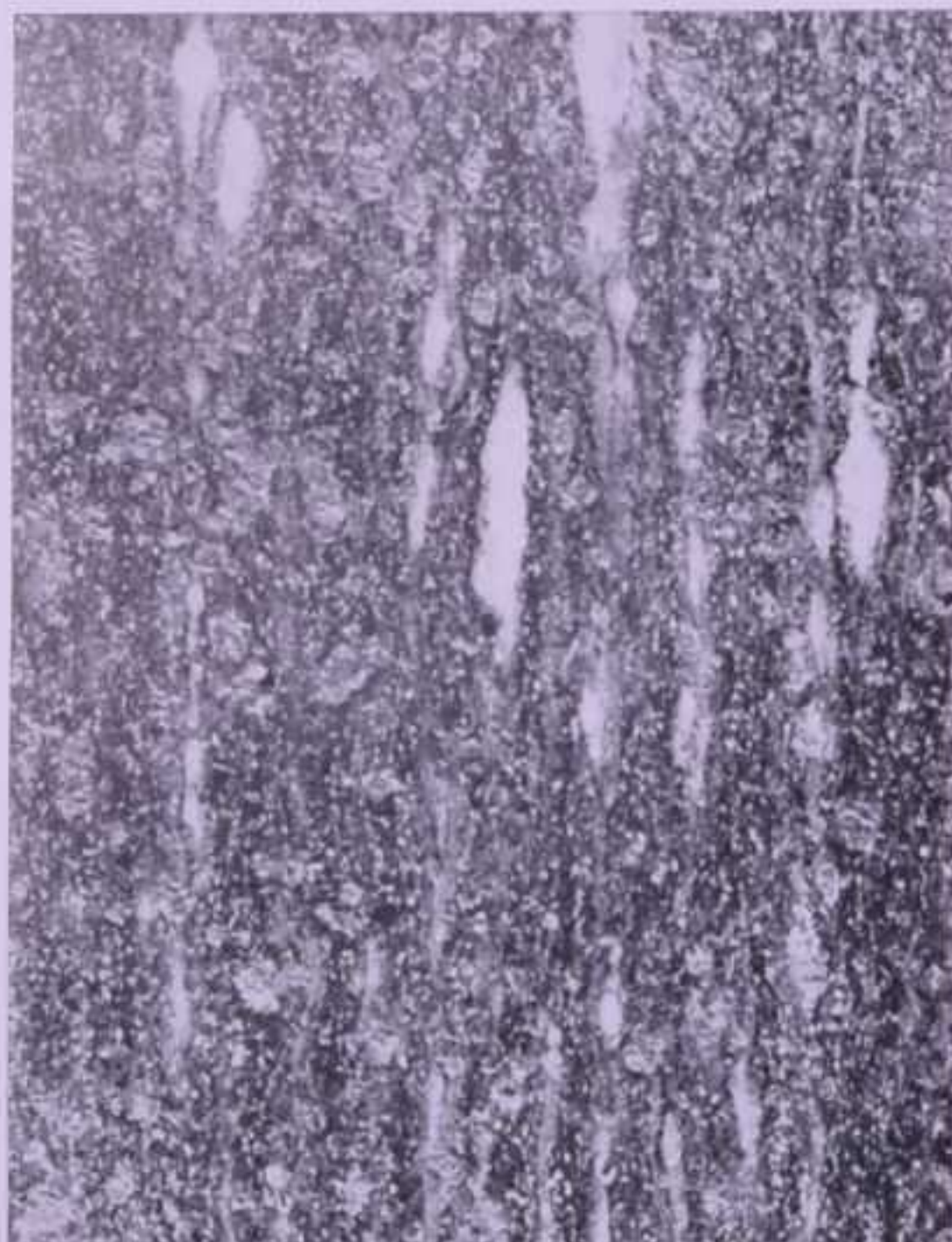


FIG. 1



FIG. 3

TAVOLA II.

SPIEGAZIONE DELLA TAVOLA II.

TIPI PETROGRAFICI PRINCIPALI DELLA FORMAZIONE MIGMATITICA

1. - *Migmatite arteritica*; alta *Valle Stak*, versante sinistro, q. 4000 c. I letti degli originali parascisti scuri stanno perdendo la loro individualità; le miche formano ora delle scie, spesso discontinue, nella porzione quarzoso-feldispatica, decisamente prevalente. Entro a quest'ultima persistono tuttavia, come relitti, granato e cianite del paleosoma.
2. - *Gneiss aplitico (leucogranitico) granatifero-cianitico con una lente residua di paragneiss biotitico-cianitico-granatifero*; media *Valle Stak*, versante sinistro, 3 Km. a monte del villaggio di *Kurchung*. Nelle migmatiti arteritiche le bande sialiche possono avere la potenza di più centimetri. Notare la relativa ricchezza in granato della porzione chiara e la gradualità del passaggio fra neosoma ed il paleosoma residuo. (Sulla porzione chiara di questa roccia è stata eseguita l'analisi chimica).
3. - *Gneiss pegmatitico tormalinifero a granato e cianite*; versante sinistro di *Val Goropha*. La tormalina è disposta in concordanza con la scistosità generale della formazione migmatitica nella quale compare questa facies pegmatitica. Cianite e granato rappresentano i relitti di preesistenti scisti cianitico-granatiferi.
4. - *Gneiss aplitico (leucogranitico) muscovitico a granato*; crinale di separazione fra i Ghiacciai *Kutiah* e *Goropha*. La roccia è costituita quasi esclusivamente da quarzo, feldispato potassico, plagioclasio di tipo oligoclasico e muscovite. Scarso il granato; rarissima la biotite. (Roccia analizzata).



FIG. 2



FIG. 4



FIG. 1



FIG. 3

TAVOLA III.

SPIEGAZIONE DELLA TAVOLA III.

1. - *Paragneiss biotitico-cianitico-granatifero con letti quarzoso-feldispatici; versante sinistro della bassa Valle Stak.* Nella roccia sono distinguibili larghe bande e sottili letti biotitico-cianitico-granatiferi. Questi ultimi sono intercalati con letti chiari, quarzosi, molto allungati. (Solo polarizzatore; ingr. 26 x).
2. - *Paragneiss biotitico-cianitico-granatifero; versante sinistro della bassa Valle Stak.* Associazione di biotite, granato e cianite. (Solo polarizzatore; ingr. 30 x).
3. - *Letti sialici delle migmatiti arteritiche; versante sinistro della media Valle Stak.* Lenti e letti quarzosi molto allungati alternati a fascie irregolari quarzoso-feldispatiche; in queste sono visibili granato (in grandi cristalli) e cianite, relitti del paleosoma. (Solo polarizzatore; ingr. 24 x).
4. - *Letti sialici delle migmatiti arteritiche; versante sinistro della media Valle Stak.* Motivo analogo a quello presentato nella foto 3. Da notare lo sviluppo porfiroblastico dell'ortoclasio sul fondo minuto quarzoso-feldispatico. (Nicol incrociati; ingr. 22 x).

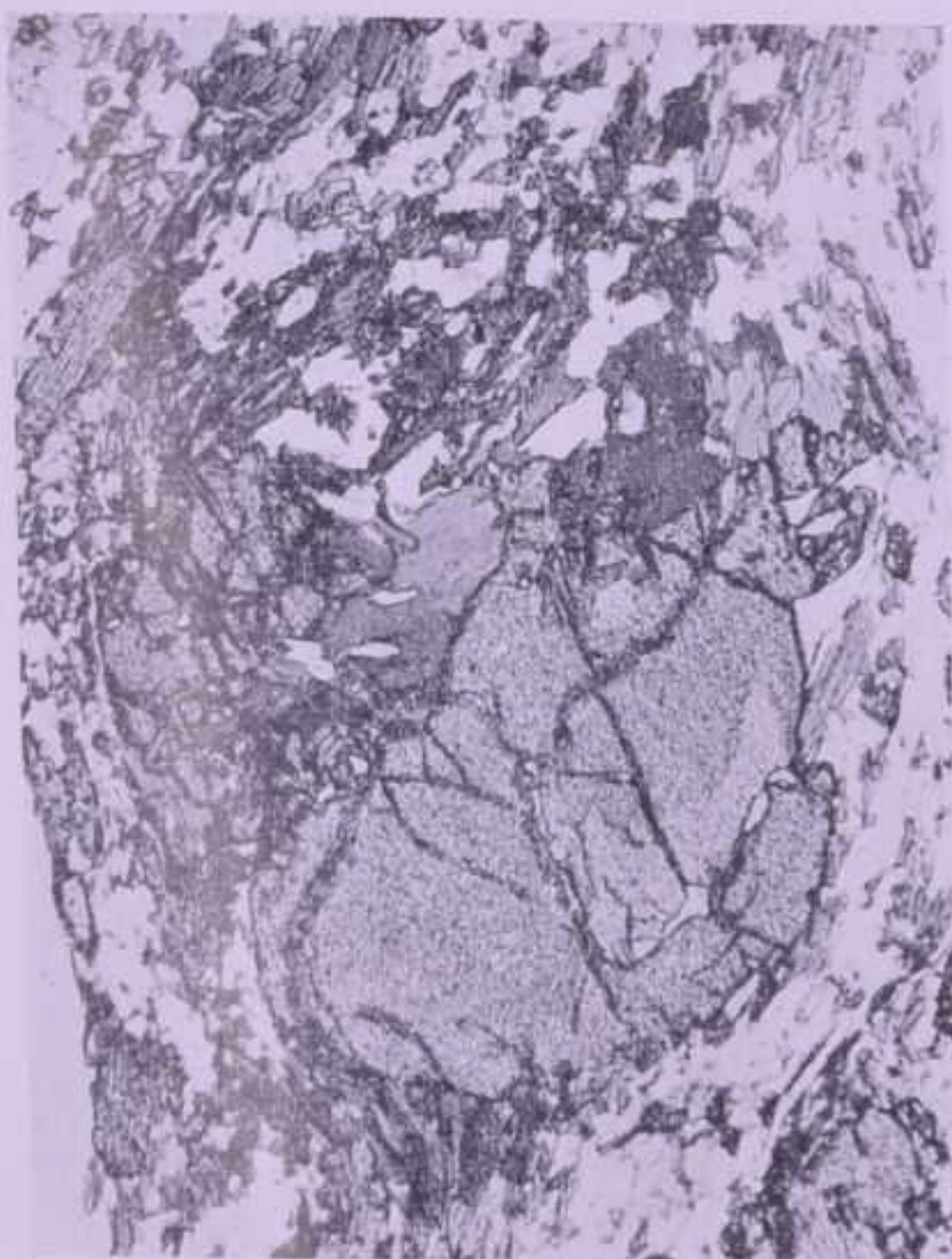


FIG. 2

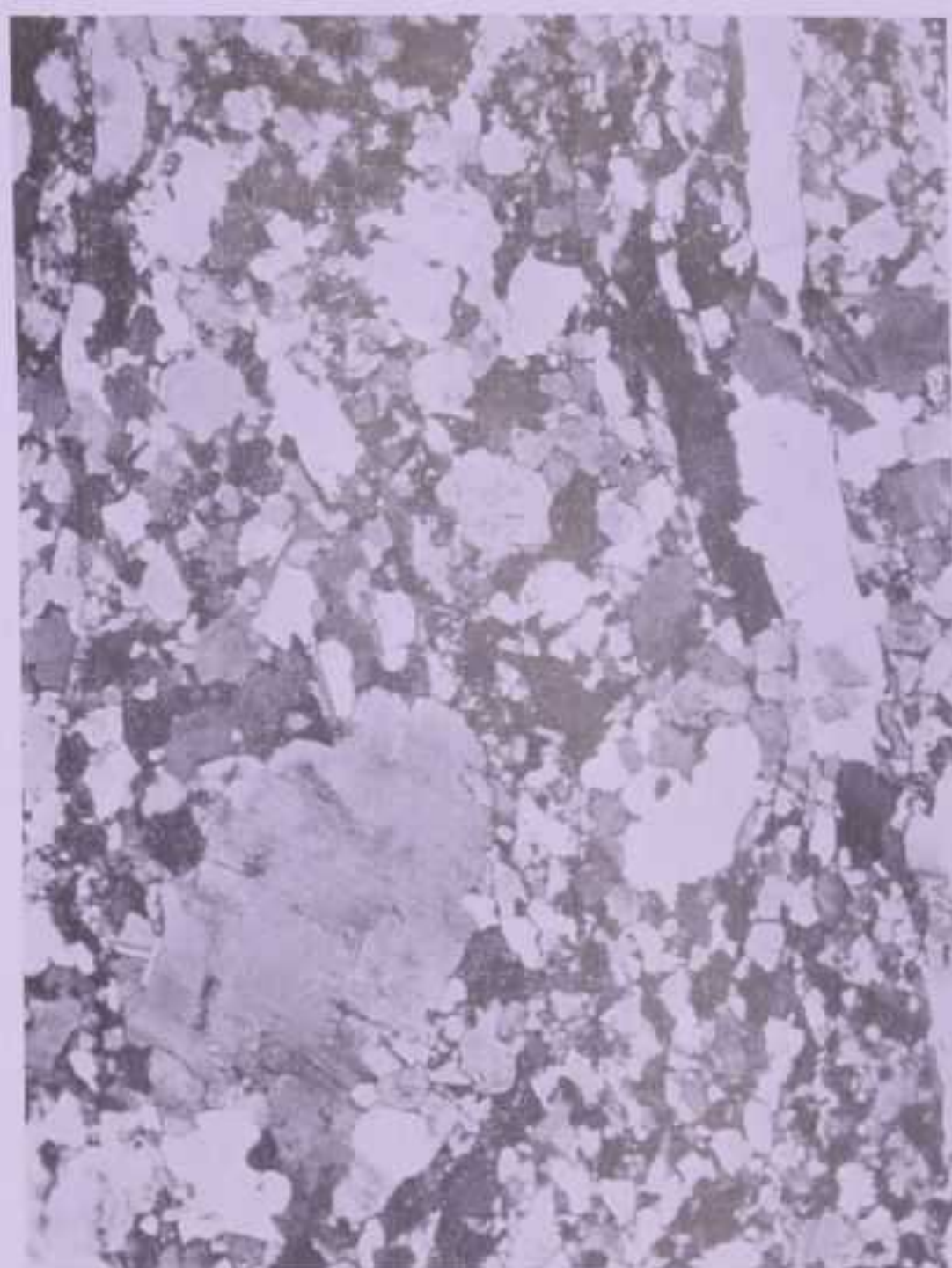


FIG. 4



FIG. 1

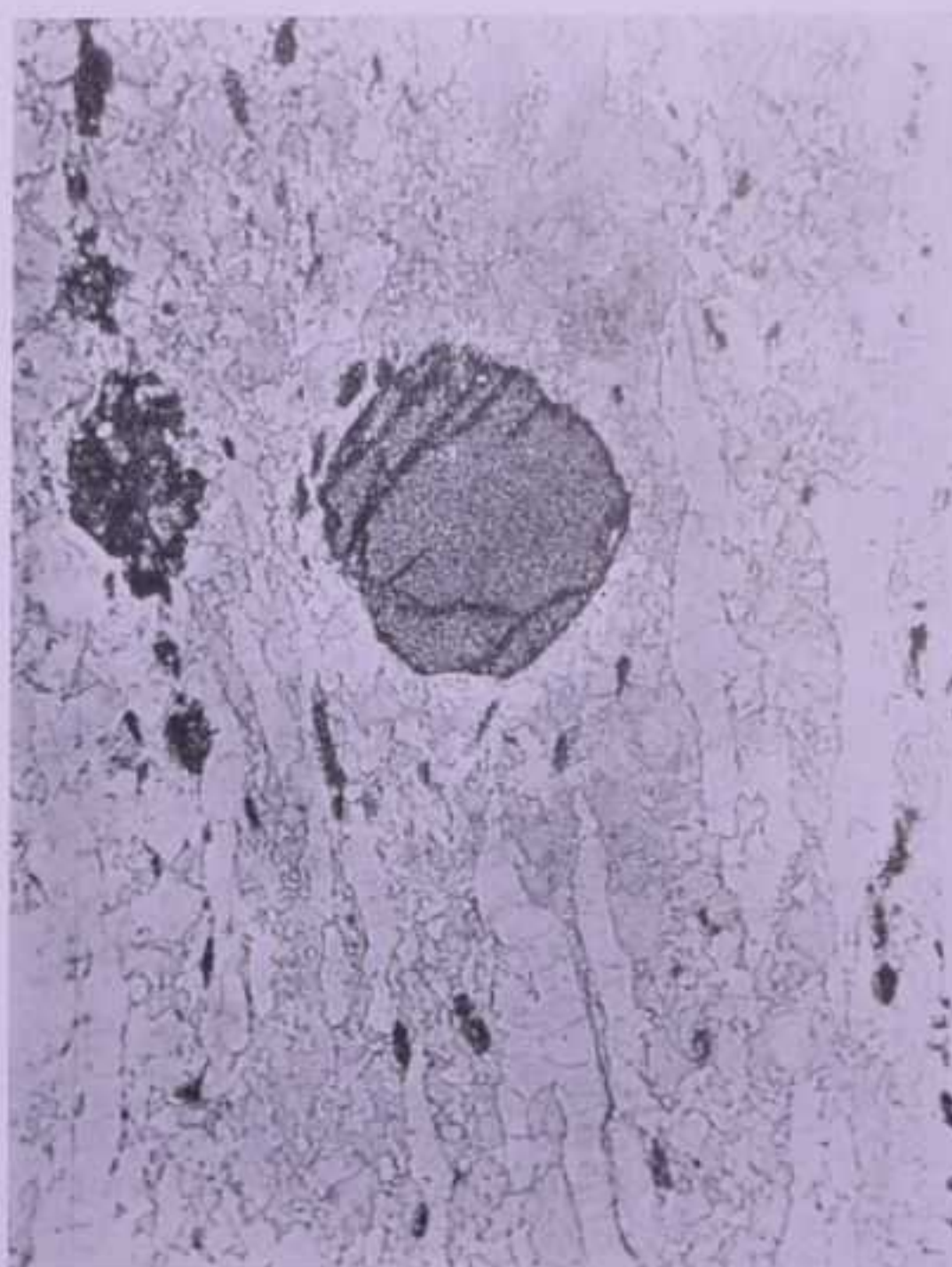


FIG. 3

TAVOLA IV.

SPIEGAZIONE DELLA TAVOLA IV.

1. - *Migmatite arteritica; media Valle Stak.* Porfiroblasto di micropertite sul fondo minuto quarzoso-feldispatico. Da notare i limiti indefiniti del cristallo che alla periferia incapsula anche qualche granulo di quarzo. (Nicol incrociati; ingr. 23 x).
2. - *Paragneiss "occhiadino,,; alta Valle Stak.* Grande porfiroblasto di micropertite includente quarzo, biotite e muscovite, vale a dire i minerali prevalenti della roccia nella quale si sviluppano i cristalli feldispatici. (Nicol incrociati; ingr. 25 x).
3. - *Paragneiss biotitico-cianitico-granatifero; bassa Valle Stak.* Flessione di cristalli di cianite. (Solo polarizzatore; ingr. 150 x).
4. - *Gneiss pegmatitico tormalinifero a granato e cianite; Val Goropha.* Trasformazione di cianite in sericite e muscovite. (Solo polarizzatore; ingr. 36 x).

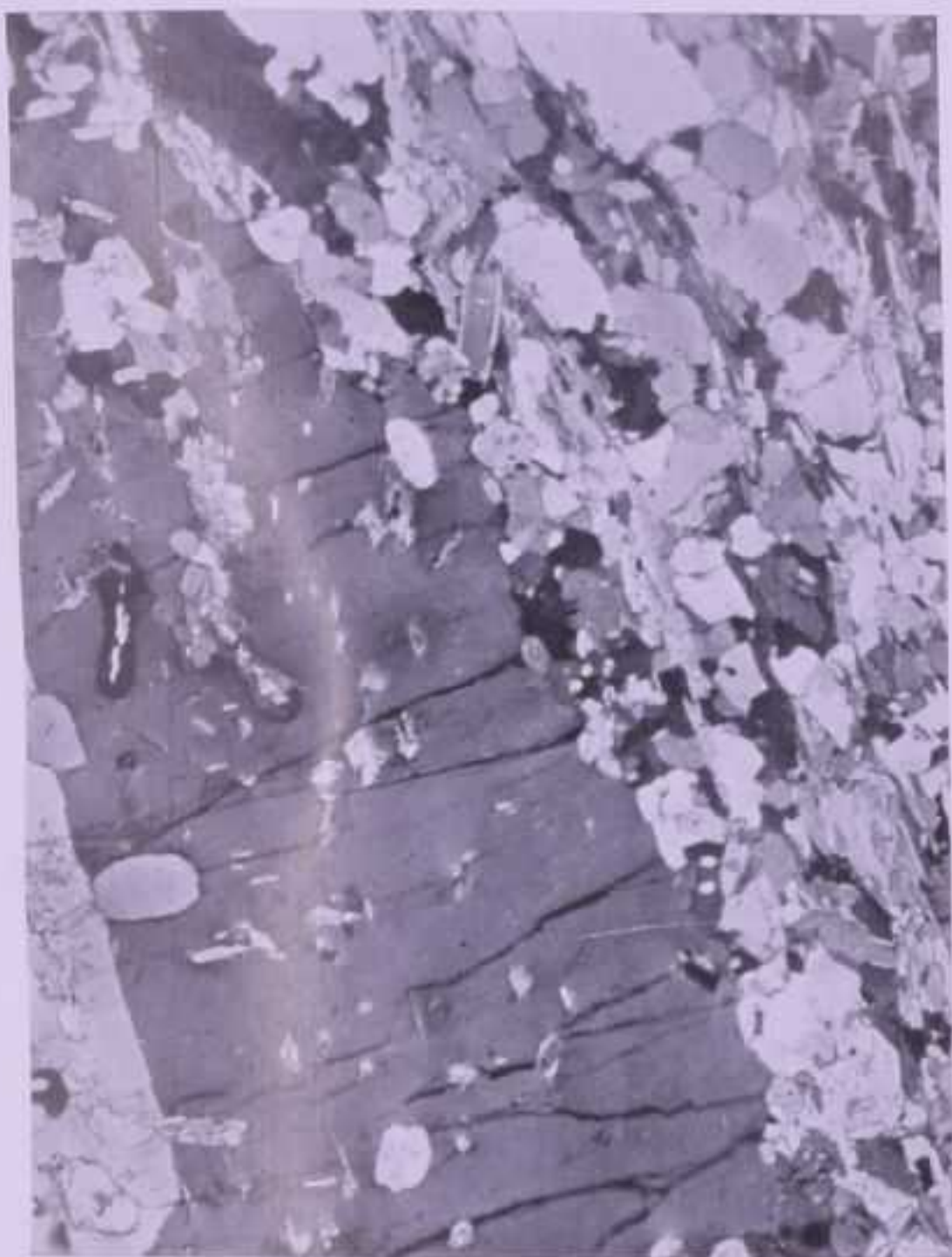


FIG. 2



FIG. 4

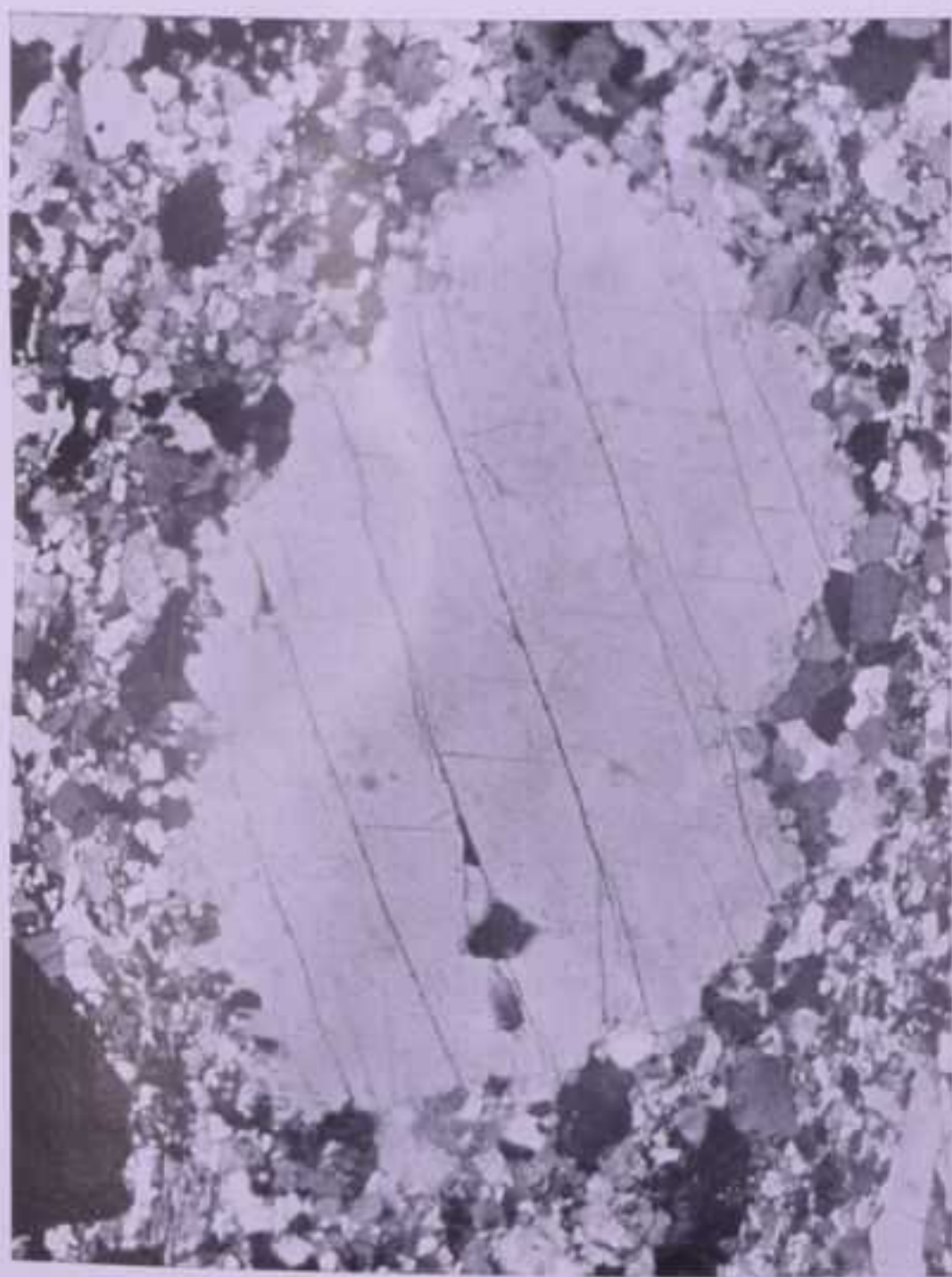


FIG. 1



FIG. 3

