

MARIO BERTOLANI

LE STRONALITI (*)

Riassunto. — Il termine «stronalite» è stato introdotto nella nomenclatura petrografica da Artini e Melzi nel 1900. Secondo questi Autori le stronaliti, così chiamate dalla zona di maggiore diffusione, la valle Strona in provincia di Novara (Italia), sono variazioni acide di gabbri e noriti.

La presente ricerca ha preso in esame stronaliti della Valle Strona, della Valsesia, della val d'Ossola e della Valpelline, sottoponendole a ricerche microscopiche, chimiche e di giacitura. Sono stati inoltre determinati spettrograficamente i costituenti minori e sono state eseguite misure di radioattività.

In base a queste ricerche le stronaliti sono risultate di due tipi diversi: stronaliti acide, costituite da feldspato spesso micropertitico, granato di costituzione almandino-piropo e quarzo, ai quali si uniscono frequentemente sillimanite in grandi cristalli, grafite, biotite e, più raramente, iperstene, ortite, rutilo e stronaliti basiche, formate da plagioclasio, granato, pirosseno o anfibolo.

Le stronaliti acide derivano principalmente dalla trasformazione in zona profonda di gneiss biotitico-sillimanitici; appartengono alla famiglia delle granuliti acide e si possono identificare con le khondaliti ricristallizzate della serie charnockitica indiana. Le stronaliti basiche derivano da una modificazione paragenetica di rocce femiche e appartengono alla famiglia delle granuliti basiche.

Abstract. — The term «stronalite» has been introduced in petrographic terminology by Artini and Melzi in 1900. Following these authors, stronalites, so called after the name of the area of more frequent occurrence (valle Strona, near Novara, Italy), are acid modifications of gabbros and norites.

In this research stronalites from Valle Strona, Valsesia, Val d'Ossola, Valpelline have been studied with microscopic and chemical methods, and their mode of occurrence has been considered. Moreover, minor constituents have been determined spectrographically, and radioactivity measurements have been performed.

These studies have demonstrated the existence of two types of stronalites: *acid stronalites*, whose constituents are feldspar, very often micropertitite, an almandine-pyropo garnet, quartz, frequently also large crystals of sillimanite, graphite, biotite, and more rarely hyperstene, allanite, rutile; *basic stronalites*, whose constituents are plagioclase, garnet, pyroxene or amphibole.

(*) Lavoro eseguito col contributo del Comitato per le Scienze Geologiche e Minerarie del C.N.R.

Acid stronalites derive mainly from injection metamorphism of biotite-sillimanite-gneisses; they must be referred to the family of acid granulites and can be identified with the recrystallized khondalites of the indian charnockite series. Basic stronalites derive from the paragenetic transformation of mafic rocks and they must be referred to the family of basic granulites.

Introduzione.

Il nome « stronaliti » è stato creato da Artini (1900), che, pur essendo poco favorevole all'introduzione di nuovi termini per designare tipi petrografici particolari, ritenne opportuno proporlo, in via eccezionale, per un tipo di rocce caratteristiche della parte alta della valle Strona. Secondo Artini, che effettuò lo studio petrografico della val Sesia e valle Strona insieme a Melzi, le stronaliti sono intimamente connesse ai gabbri della formazione basica Ivrea-Verbanò; entrano quindi, secondo detto Autore, a far parte di un complesso magmatico. In accordo con questa ipotesi, nel manuale « Le Rocce » (1919) egli pone le stronaliti in appendice ai gabbri ed accenna alla differenziazione di un magma gabbrodioritico reso più acido per assimilazione di lembi sedimentari. Artini si basa quindi, nel definire le stronaliti, prevalentemente sulle condizioni di giacitura, mettendo in evidenza, dal punto di vista mineralogico, che, rispetto ai gabbri e alle noriti, le stronaliti sono caratterizzate da « la presenza di granato e di sillimanite e l'assenza totale o quasi, di anfiboli e pirosseni, mentre la biotite può essere presente in quantità sensibile; il quarzo v'è frequente, e non raro l'ortoclasio in piccole quantità ». Secondo Artini « la composizione mineralogica ricorda molto da vicino alcune granuliti di Sassonia ». Afferma inoltre che « nel suo sviluppo più tipico la serie gabbro-stronalitica della val Sesia ha una certa analogia con la serie charnockitico-anortositica ». Volendole definire più particolarmente, Artini, dopo aver insistito sulle difficoltà di dare loro una caratteristica, le descrive come « rocce massicce quarzoso-feldspatico-granatifere, generalmente ricche di sillimanite, spesso biotitiche, altre volte quasi completamente prive anche di questo elemento ».

Precedentemente queste rocce, che ancora non costituivano un'entità petrografica, erano state notate e indicate con nomi diversi. Traverso, che le aveva incontrate nell'Ossola, le chiama « leptiniti » (Traverso 1895), sinonimo, nella letteratura petrografica francese di « granuliti ». Schaefer (1898) le comprendeva negli « Granat-Sillimanit-Gneise » e

Porro (1898) le indicava « Die in den basischen Gesteinen auftretenden kieselsäurereichen Gesteine » e diceva « Gesteine . . . deren Lagerung mir noch nicht vollkommen klar ist ».

Il nome di « stronaliti » anche se non grandemente diffuso nella letteratura petrografica, non è stato completamente abbandonato. Lo ricorda Franchi (1905) ponendo tuttavia in dubbio la possibilità di separare stronaliti e gneiss kinzigitici da una parte e stronaliti e noriti dall'altra e propendendo, a differenza di Artini, per una genesi metamorfica.

Anche Novarese (1931) cita brevemente le stronaliti e così le definisce: « Stronaliti, nel senso Artini-Melzi, quando la mica scarseggia o scompare e predominano il granato e la sillimanite sul feldspato. Generalmente di aspetto massiccio ». Tale definizione, attribuita ad Artini e Melzi, non è in effetti del tutto aderente al pensiero di questi due Autori su tale gruppo di rocce.

Andreatta, nello studio petrografico della formazione gneissico-kinzigitica della val d'Ultimo (Andreatta 1935), pensa di identificare le stronaliti con le kinzigiti, facendo notare che al posto della sillimanite, nel suo caso, vi è cianite.

Huttenlocher (1942) ricorda le stronaliti di Artini e Melzi, comprendenti, vari tipi di rocce e nota per esse, in molti casi « una costituzione birkremetica e un corrispondente chimismo ».

Recentemente Schilling (1957) ha parlato di stronaliti della val d'Ossola, riprendendo il concetto di Artini della scarsità di biotite e della stretta relazione con le rocce gabbriche. Riporta come esempio la stronalite della Madonna dello Scopello presso Cuzzago e la composizione mineralogica quantitativa di 8 campioni, di cui alcuni con percentuale di biotite talmente elevata da non rientrare certamente nel concetto sopra esposto da questo Autore per le stronaliti.

In un lavoro sulla petrografia della val Sabbiola (Bertolani, 1954), feci notare, analogamente a Franchi, la stretta parentela tra gneiss sillimanitici, indicati comunemente come gneiss kinzigitici, e stronaliti, tanto da rendere difficile in quella zona una netta separazione tra i due tipi, causa le innumerevoli forme di passaggio.

Nella carta geologica ufficiale al 100.000, fogli Varallo e Domo-dossola, rilevati da Franchi, Stella e Novarese, le stronaliti sono indicate a parte, in un modo però che non corrisponde alla reale loro distribuzione. Ad esempio nella valle Strona figurano due soli lembi: al Colle

dei Rossi e all'Alpe Soggetti, mentre tale tipo di roccia si estende, come vedremo e come già dissero Artini e Melzi, in tutta la parte alta della valle, a monte di Forno; inoltre non figura alcun affioramento nella formazione basica Ivrea-Verbano.

Mentre la letteratura petrografica regionale, anche straniera, non ignora le strolaliti, questo termine non compare, per quel che mi risulta, nei trattati di petrografia, salvo s'intende quello, già citato, di Artini.

Distribuzione geografica e campionatura.

La distribuzione delle Strolaliti data da Artini e Melzi (1900) riguarda la Valsesia e l'attigua valle Strona. Essi segnalano strolaliti sia tra le rocce massicce della formazione basica Ivrea-Verbano, sia nelle alternanze gneissiche e gabbriche della formazione da essi indicata come « Gneiss-Strona occidentali ».

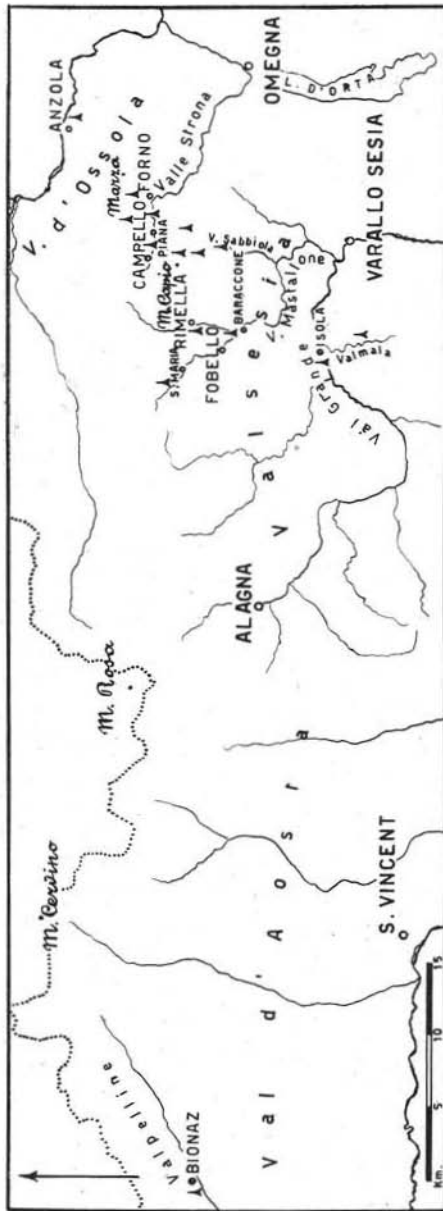
Per la valle Strona è indicato tutto il tratto di valle da Campello fin quasi a Forno, con variazioni di facies. Le più acide e massicce sarebbero nella parte alta tra Campello e Tappone. All'alpe Soggetti (zona del M. Capio) avrebbero « aspetto quasi dioritico » e conterrebbero spinello.

In Valsesia le località indicate sono: mezzo chilometro a monte del Baraccone in val Mastallone; Presso Isola in val Grande. In val Sabbiola dal M. Capio fin quasi a Montata. Presso Rimella, sia salendo verso S. Gottardo, sia scendendo verso la Madonna del Rumore. A N di Fobello, verso il passo di Baranca.

Schilling cita per la val d'Ossola la Madonna dello Scopello presso Cuzzago.

Per uno studio generale sulle strolaliti ho raccolto campioni nelle zone classiche di Artini, ossia nella valle Strona tra Campello Monti e Forno, alla Bocchetta di Cevia (sopra Rimella), al Baraccone, ad Isola, alla Madonna del Rumore presso Rimella, a S. Maria di Fobello e anche nella Valmala, in un affioramento da me individuato tra le noriti della formazione basica Ivrea-Verbano.

Ho preso inoltre in esame una strolalite di Anzola, nell'Ossola, compresa nella massa gabbro-dioritica nota col nome di « granito nero di Anzola » e alcune strolaliti della Valpelline raccolte nei pressi di Bionaz (Fig. 1).



▲ Località di raccolta dei campioni

Fig. 1. — Distribuzione delle località di provenienza dei campioni di stromatolite.

Ho sottoposto queste rocce, previa osservazioni sulle condizioni di giacitura, a un esame petrografico il più completo possibile, unendo all'indagine microscopica e chimica la ricerca spettrografica dei costituenti minori, in qualche caso quantitativa, e la misura della radioattività totale.

Condizioni di giacitura.

Le stronaliti hanno effettivamente sempre rapporti di giacitura con rocce anfibolico-piroseniche, sia che dette rocce possano considerarsi masse di genesi magmatica, come i gabbri e le noriti della formazione basica Ivrea-Verbanò, sia che appartengano a quelle intercalazioni anfibolico-plagioclastiche nelle formazioni kinzigitiche, note con varie denominazioni, ma, come ho avuto occasione altrove di precisare, da considerarsi para-anfiboliti (Bertolani, Tognetti, ecc., 1963).

Quando si tratta di roccia magmatica femica, come nel caso di Isola, del Baraccòne, di Rimella, di Valmala, di Anzola, le stronaliti si presentano come variazioni lentiformi allungate, di aspetto quasi filoniano, della roccia principale. In alcuni casi vi è un netto stacco di colore, che diviene molto più chiaro per arricchimento quarzoso-feldspatico, come a Isola, Valmala, Anzola. Inoltre può comparire una marcata zonatura, pur mantenendosi la roccia stronalitica assai compatta.

In ltri casi, come al Baraccòne e a Rimella, la roccia varia di colore, ma in modo non molto netto e quasi esclusivamente per un arricchimento in granato, mantenendo la stronalite, per il resto, gli stessi componenti della roccia basica principale.

Nel caso delle stronaliti in alternanza periodica con le anfiboliti, vediamo che il distacco tra le due rocce può essere netto. Si passa cioè dalla stronalite quarzoso-feldspatico-granatifera all'anfibolite, in generale fortemente anfibolica, attraverso piani di discontinuità paralleli, rigidamente concordanti con la scistosità, come accade al M. Capiro, a Fobello, in Valpelline e in molte zone della valle Strona. In altri casi invece, e ciò si verifica di frequente nel fondovalle Strona tra Forno e Piana, la stronalite è come una rete di vene e filoncelli, aventi sempre le stesse caratteristiche di roccia massiccia quarzoso-feldspatico-granatifera, che inglobano corpi, per lo più lenticolari di anfibolite trasformata, con un rapporto quantitativo tra stronalite e anfibolite molto variabile. Evidenti sono in questo caso i fenomeni di riassorbimento dei

nuclei basici da parte della stronalite acida, con formazione di aureole fortemente granatifere (Tav. I, fig. 3).

Scendendo nella valle Strona oltre una linea Cima Scaravini - Rosarolo - Massa del Turlo e, analogamente nella val Sabbiola, oltre Erbareti e nella Valbella le stronaliti tendono a perdere la caratteristica compattezza, il granato viene sostituito gradualmente dalla biotite e si passa così nello spazio di meno di un chilometro agli gneiss biotitico-sillimanitici, detti anche kinzigitici, anch'essi sempre alternati con le anfiboliti, ma non presentanti il fenomeno dell'inglobamento di dette rocce.

Le stronaliti, oltre che con le anfiboliti, possono venire a contatto coi calcefiri e, anche in questo caso, può accadere che del calcefiro non resti che qualche vestigia, essendo il resto sostituito dalla neoformazione di stronalite.

E' rara la presenza, così frequente invece negli gneiss kinzigitici, di filoni o vene pegmatitiche o microgranitiche, attraversanti le stronaliti.

L'andamento delle stronaliti, posto in evidenza dalla frequente zonatura, rispetta, nelle sue grandi linee, i motivi tettonici fondamentali della formazione in cui si trovano, quindi, sia in valle Strona, sia nelle altre zone, direzione, immersione e inclinazione concordano, salvo le frequenti pieghettature locali (Tav. I, fig. 3 e 4), con quelle delle altre rocce metamorfiche o con le grandi linee di frattura della regione.

Descrizione petrografica dei vari affioramenti di stronalite.

Valmala.

La Valmala è un vallone che sbocca sulla destra della val Grande (Valsesia) all'altezza di Morca.

I campioni sono stati raccolti sul fianco destro del vallone, lungo l'unico sentiero che ne percorre la metà inferiore, in corrispondenza della Comba Ruschera. Alcuni campioni sono compatti, non orientati, bianco-grigi, altri sono zonati, col granato raggruppato in liste; il colore è sempre biancastro. La roccia dominante nel vallone è una norite, generalmente molto scura e compatta.

Al microscopio si osserva una tessitura granoblastica, con cristalli mai idiomorfi e frequente compenetrazione fra quarzo, feldspato e granato. In alcune parti la tessitura diviene cataclastica (Tav. II, fig. 1).

I campioni non orientati risultano costituiti da *ortoclasio*, *plagioclasio*, *quarzo*, *granato*, cui si associa poco *iperstene*. Accessori: *clorite*,

zircono e pochi minerali opachi. L'*ortoclasio* è micropertitico o criptopertitico e presenta un angolo assiale ottico $2V$ di $-63^{\circ}30'$ ($\pm 30'$).

Il *plagioclasio* non si presenta mai in cristalli isolati, ma è sempre associato all'*ortoclasio*, sia formando strutture micropertitiche, sia anti-pertitiche. Spesso le quantità di *ortoclasio* e *plagioclasio* associati sono simili, tanto da poter definire queste associazioni come mesopertiti (Tav. III, fig. 1) (Michot, 1951). Queste mesopertiti sono state arricchite con metodi meccanici (separatore magnetico e liquidi pesanti); in esse la Dott. Rosati (1963) ha determinato, per via spettrofotometrica, il sodio e il potassio e per via chimica il calcio, e dai risultati ha calcolato la seguente composizione mineralogica:

ortoclasio	30,32 %
albite	44,95 »
anortite	24,73 »

Determinazioni quantitative del contenuto in bario eseguite nello Istituto di Mineralogia dell'Università di Modena dal Dott. Sighinolfi, con spettrografo Hilger e watts, hanno permesso di stabilire che questo elemento è contenuto nelle mesopertiti delle stronaliti di Valmala con una percentuale dello 0,23% Ba = 0,256% BaO. L'angolo assiale ottico della parte plagioclasica delle mesopertiti è risultato al Fedoroff $2V = 81^{\circ}30'$ ($\pm 30'$).

Il *quarzo* è spesso microcristallino. Il *granato* è irregolare, quasi incolore in sezione. L'*iperstene* è spesso alterato in *clorite* fibrosa. I lembi non alterati presentano il seguente pleocroismo: α rosa pallido, β giallino, γ verde azzurrino pallido. $2V = -68^{\circ}$, corrispondente a un *iperstene* col 32% di *ferrosilite* (Winchell, 1951).

I minerali opachi sono rappresentati esclusivamente da *rutilo*.

Al tavolino integratore per punti sono state misurate le seguenti percentuali in volume:

quarzo	31,59 %
mesopertite	53,16 »
granato	5,90 »
iperstene	5,26 »
accessori	4,09 »

I campioni zonati hanno più o meno la stessa composizione mineralogica. Il *plagioclasio* qui è qualche volta geminato polisinteticamente,

cosa che consente misure al Fedoroff e permette di stabilire una percentuale di anortite del 40-42% An.

L'*ortoclasio* ha $2V = -67^\circ$. Il *granato* è leggermente roseo in sezione sottile al microscopio. Il *pirosseno rombico*, molto scarso, è meno pleocroico di quello dei campioni non zonati.

Inoltre sono presenti, in piccole quantità, *biotite*, *clinozoisite* e *rutilo* in aghetti nel quarzo.

Isola.

I campioni provengono dalla località « La Morella », sul fianco sinistro della val Grande (Valsesia), poco a valle delle peridotiti di Balmuccia. La stromalite è inserita nelle noriti della formazione basica Ivrea-Verbanò come una fascia quasi verticale di rocce quarzoso-granatifere, grigio-violacee. Anche questa roccia presenta facies zonate e non zonate. Le facies zonate, che alternano straterelli bianchi e grigio-violacei, sono compatte, durissime.

Al microscopio presentano: *plagioclasio*, *ortoclasio*, *quarzo*, *granato*, *sillimanite*. Come accessori abbiamo *biotite*, *zircone*, *rutilo* e minerali opachi. La tessitura è granoblastica.

Il *plagioclasio* è antipertitico; non è geminato. Gli indici sono superiori a quello del balsamo. $2V = +82^\circ$. L'*ortoclasio* è frequentemente micropertitico. $2V = -47^\circ$. Si possono osservare tutti i passaggi dal plagioclasio antipertitico all'*ortoclasio* micropertitico, in modo che il tipo medio risulta una mesopertite (Tav. III, fig. 2). Anche queste mesopertiti sono state sottoposte, da parte dei Dott. Rosati e Sighinolfi (Rosati, 1963), a ricerche analoghe a quelle effettuate per le stromaliti di Valmala e a ulteriori determinazioni di controllo eseguite su granuli separati direttamente al binoculare. I risultati ottenuti sono:

ortoclasio	31,64 %
albite	41,80 »
anortite	26,56 »

Contenuto in Ba: $0,32\% = 0,36\% \text{ BaO}$.

Il *quarzo* generalmente presenta cristallizzazione minuta. I cristalli più grandi includono aghetti di *rutilo*.

Il *granato* è quasi incolore, irregolare, fratturato; mostra inizi di alterazione in *clorite*. Può includere laminette di *biotite*.

La *sillimanite* è in cristalli eccezionalmente grandi (Tav. II, fig. 2). Talvolta presenta alterazione periferica in sericite.

Tra i minerali opachi, osservati in sezione lucida, si notano *ilmenite*, *pirrotina*, in parte trasformata in *limonite*, e *rutilo*.

Non mancano anche qui i segni di intense azioni dinamiche.

Le misure al tavolino integratore hanno dato in volume:

quarzo	23,96%
mesopertite	35,93 »
granato	29,19 »
sillimanite	5,93 »
accessori	4,99 »

I campioni non zonati si differenziano anche nella paragenesi. In essi manca la sillimanite. E' presente invece un po' di *pirosseno rombico* in piccoli cristalli nei granati, qualche cristallo di *ortite*, molto bruna e *apatite*.

Il *plagioclasio* qui si presenta talvolta geminato secondo le leggi dell'albite e dell'albite pericline. Ha $2V = +83^{\circ}30'$ ($\pm 30'$), il percento di anortite è del 43%. E' meno antipertitico del precedente. Il *quarzo* è molto ricco di inclusioni di *rutilo*. L'*ortoclasio* è in lembi piccoli e frastagliati o in vene. Il *granato* è in cristalli piccoli e tondeggianti.

Baraccone.

La località « Baraccone » è nella val Mastallone (Valsesia), poco a valle della biforcazione della strada provinciale per Fobello e Rimella. Le rocce della zona sono gabbri e noriti. Intercalata ad esse vi è una fascia di roccia granatifera, compatta, non orientata.

Al microscopio presenta una paragenesi assai diversa da quella delle stromboliti delle due località precedenti. Infatti sono presenti i seguenti minerali: *plagioclasio*, *pirosseno monocline*, *granato* e, come accessori, *iperstene*, *orneblenda bruna*, *apatite*, *epidoto* e minerale opaco. La tessitura granulitica non è chiaramente di tipo granoblastico come quella di Valmala e Isola.

Il *plagioclasio* è abbondantemente geminato albite-pericline, con le caratteristiche lamelle a foglia di oleandro. La percentuale di anortite è del 60%. $2V = +82^{\circ}$.

Il *pirosseno monocline* è di colore bruno-roseo. Ha alta birifrazione, $2V = +57^{\circ}$, e $\gamma = 42^{\circ}$. Si tratta di *augite*.

Il *granato* è roseo anche in sezione sottile. Presenta contorno irregolare (Tav. II, fig. 3).

L'*iperstene* ha α roseo, γ verde-azzurro. $2V = -66^\circ$, corrispondente al 34% di ferrosilite.

I minerali opachi, esaminati in sezione lucida, sono: *ilmenite*, in grossi cristalli, *pirrotina*, secondaria, in masserelle e in vene, *pirite* associata alla pirrotina, *calcopirite*, anch'essa associata a pirrotina, *magnetite*, spesso con calcopirite.

La roccia basica nella quale sfuma la stronalite è una norite che si differenzia dal tipo esaminato precedentemente per la mancanza del granato e del pirosseno monoclinico e per la percentuale di anortite del plagioclasio che raggiunge il 75% An.

Queste rocce basiche sono fortemente tettonizzate. Possono contenere quarzo secondario e talvolta raggiungono lo stadio di milonite.

I minerali opachi sono: *ilmenite* abbondante, *pirrotina*, in parte trasformata in *marcasite*, in parte in *pirite*.

Anzola.

La stronalite di Anzola (Val d'Ossola) forma una fascia che passa lateralmente, nel lato W, della nota cava di granodiorite appartenente alla formazione basica Ivrea-Verbanò. Al contatto, nella granodiorite, si formano concentrazioni di granato.

La stronalite si presenta come una roccia biancastra, punteggiata, zonata.

Al microscopio la tessitura appare granoblastica, formata da *quarzo*, *plagioclasio*, *ortoclasio*, *iperstene*, *granato*, e, come accessori, *biotite*, *zircono*, *apatite*, *rutilo*, minerali opachi.

Il *quarzo* ha forma irregolare ed è ricco d'inclusioni, sia liquide, sia formate da aghetti di *rutilo*. Presenta estinzione ondulata.

Il *plagioclasio* è abbondante, geminato albite o albite-pericline. Le lamelle sono spesso incurvate; l'estinzione ondulata. Frequenti i cristalli antipertitici. Si tratta di un termine col 48% An.

Il *feldspato potassico* è quasi sempre associato al plagioclasio nelle strutture antipertitiche. Nei lembi maggiori compare la struttura a grata del *microclino*.

Il *pirosseno rombico* è leggermente pleocroico dal rosa (α), all'azzurro (γ); l'angolo $2V$ è -68° , corrispondente a un'*iperstene* col 32% di ferrosilite. Esistono lamelle di pirosseno monoclinico intercalate tra i piani di sfaldatura del pirosseno rombico per smescolamento.

Il *granato* è in cristalli irregolari, leggermente rosei anche al microscopio.

I minerali opachi sono *ilmenite*, *pirrotina*, *grafite*, *magnetite*, *rutilo*.

Misure al tavolino integratore per punti hanno dato in volume:

quarzo	63,46 %
feldspato	31,34 »
pirosseno	3,29 »
granato	1,17 »
accessori	0,74 »

Rimella.

Nel territorio di Rimella le stromboliti compaiono sia nella parte bassa della valle del Landwasser, preso la Madonna del Rumore, a SE degli abitati del paese, sia nella parte alta, alle falde del M. Capiro, presso la Bocchetta di Cevia. Tra le stromboliti delle due località vi è notevole differenza. I campioni della madonna del Rumore si presentano granulari a grana media, non orientata, biancastri a chiazze verde cupo, con grossi idioblasti rossi di granato. Al microscopio la tessitura appare simile a quella del Baraccone.

I costituenti principali risultano: *granato*, *plagioclasio*, *pirosseno monoclinico*, *pirosseno rombico*, i costituenti accessori: *apatite* e minerali opachi.

Il *granato* è in cristalli grandi, lobati, ricchi d'inclusioni. All'osservazione microscopica il colore è roseo.

Il *plagioclasio* è fresco, per lo più geminato albite-pericline. Ha $2V = +83^\circ (\pm 1^\circ)$ e una percentuale di $An = 61\%$.

Il *pirosseno monoclinico* ha alti colori d'interferenza, colore brunoroseo, $2V = +55^\circ (\pm 3^\circ)$, $c : \gamma = 43^\circ$. Si tratta di un termine augitico.

Il *pirosseno rombico* ha colori d'interferenza non molto elevati. È otticamente negativo, poco colorato e poco pleocroico. È molto scarso e assai alterato con formazione di *anfibolo* fibroso, incolore, ad alti colori di interferenza, di tipo tremolitico.

L'*apatite* è relativamente abbondante.

I minerali opachi sono rappresentati da *ilmenite* in grossi cristalli, prevalentemente disposti all'interno dei granati. Inoltre vi è *pirite* secondaria.

Misure quantitative al tavolino integratore per punti hanno dato, in volume:

plagioclasio	52,34 %
pirosseno	14,07 »
granato	30,28 »
accessori	3,31 »

I campioni della Bocchetta di Cevia sono compatti, biancastri, con piccole chiazze brune di granato.

Al microscopio la tessitura appare granoblastica. I costituenti principali sono: *quarzo*, *ortoclasio*, *plagioclasio*, *granato*; accessori: *biotite*, *ortite*, *grafite*, *rutilo*, *apatite*, *zircono*.

Il *quarzo* è ricco d'inclusioni aghiformi di rutilo. L'*ortoclasio* è micropertitico; $2V = -56^\circ$; il *plagioclasio* è geminato albite, albite-pericline, a volte si presenta antipertitico. La percentuale di anortite è del 39%. Il *granato* è in cristalli abbastanza regolari, allineati in bande, incolori in sezione sottile.

La *biotite* è in resti nel granato. L'*ortite* è relativamente abbondante, anisotropa, di colore bruno intenso.

Misure quantitative al tavolino integratore per punti hanno dato in volume:

quarzo	33,18 %
feldspato	41,33 »
granato	23,29 »
biotite	0,73 »
accessori	1,47 »

Val Sabbiola.

Le stronaliti della val Sabbiola (Valsesia), furono da me prese in considerazione in un lavoro petrografico su quella valle (Bertolani 1954). Sono tutte fuori dalla formazione basica Ivrea-Verbanò. Come scrissi allora, alle stronaliti si passa per gradi, dagli gneiss kinzigitici, che divengono sempre più massicci, feldspatici e granatiferi, man mano che si risale la valle. Si può già parlare di stronaliti a Massera, ma lo sviluppo maggiore si ha sulle pendici del M. Capio.

L'aspetto è molto variabile. Si passa da rocce quasi bianche, povere di biotite e scarse anche di granato a rocce fortemente biotitiche e granatifere.

L'osservazione microscopica su 13 campioni ha mostrato la costante presenza di *quarzo* e di *plagioclasio*. Componenti comuni sono anche la *biotite*, il *granato*, l'*ortoclasio*. Spesso presente è anche la *sillimanite*. Gli accessori più comuni sono *zircono* e *apatite* e inoltre *rutilo*, *muscovite*, *epidoto*. Il *plagioclasio* è variabile, anche nello stesso campione, ma non raggiunge mai forti percentuali di anortite. I suoi limiti sono tra 15% An e 45% An. La tessitura è granoblastica.

Una stronalite di Massera, misurata al tavolino integratore per punti, ha dato in volume:

quarzo	31,14 %
feldspato	63,72 »
granato	2,82 »
sillimanite	0,83 »
biotite	0,45 »
accessori	1,04 »

S. Maria di Fobello.

La zona di Fobello è costituita da una fascia di scisti di epizona interposta tra la formazione basica Ivrea-Verbano a S e la seconda zona kinzigitica a N. E' in questa seconda zona kinzigitica che si hanno le stronaliti. La situazione petrografica è simile a quella già vista in val Sabbiola, ossia di un'alternanza di anfiboliti e gneiss sillimanitici (gneiss kinzigitici). Spesso questi ultimi presentano forme massicce quarzoso-feldspatiche, più granatifere che biotitiche, simili in tutto alle stronaliti della val Sabbiola.

I campioni studiati provengono da S. Maria di Fobello, una frazione posta lungo la mulattiera che conduce al lago Baranca. La roccia è biancastra, compatta, con lembi biotitici scuri e idioblasti rosso chiaro di granato.

I costituenti principali sono: *granato*, *plagioclasio*, *quarzo*. Gli accessori: *biotite*, *ortite*, *apatite*, *zircone*, *minerali opachi*.

La tessitura è granoblastica.

Il *granato* è quasi incolore e ha contorni subgeometrici. Il *plagioclasio* è molto sericitizzato, scarsamente geminato albite. La percentuale di anortite è del 14%. Si tratta, con tutta probabilità, di chiazze di plagioclasio rigenerato nel corso di processi diaforetici, che interessano tutta la roccia.

La *biotite* è spesso cloritizzata. L' *ortite* è bruna, quasi isotropa.

Valle Strona.

La valle Strona è la zona originaria delle Stronaliti, dove queste rocce hanno la maggiore diffusione.

La valle Strona inizia dal M. Capezzone (q. 2421 s. m.) e termina a Gravellona, dove lo Strona sbocca nel Toce. Essa è compresa tra la val d' Ossola a N e la Valsesia a S. Tranne nella parte più alta, a monte di

Campello, dove affiorano scisti di epizona della falda del Canavese, incide la formazione kinzigitica, costituita da un'alternanza di anfiboliti, calcefiri e gneiss sillimanitici, attraversati, nella parte bassa, da filoni pegmatitici e microgranitici.

Le stronaliti compaiono all'altezza di Forno, nel fondovalle; sul fianco sinistro si spingono fin sotto cima Scaravini e su quello destro fino all'Alpe Francesca. La loro comparsa non è improvvisa, ma il passaggio è graduale. Aumentano negli gneiss sillimanitici i lembi neosomici quarzoso-feldspatici; compaiono, con una certa abbondanza, i granati, diminuiscono biotite e sillimanite. Quando le rocce divengono massicce e la biotite quasi scompare, sostituita dal granato, si può parlare di stronaliti (Tav. I, fig. 1).

Le stronaliti della valle Strona non si possono presentare con una unica descrizione; i tipi sono variabili, pur restando in un campo delimitato da un arricchimento di feldspato e granato e relativa diminuzione di biotite. Anche l'aspetto macroscopico è assai diverso e varia entro breve spazio. Vi sono stronaliti non zonate, quarzoso-feldspatiche, oppure solo feldspatiche, con porfiroblasti di granato (Tav. I, fig. 2). Vi sono stronaliti zonate con bande di feldspato e di granato, a volte di biotite, parallele, rettilinee; oppure con zonature contorte, irregolari. (Tav. I, fig. 3 e 4). Il colore, che talvolta è quasi bianco, può divenire grigio, giallognolo, azzurrino. In alcuni casi la zonatura comprende anche bande pirossenico-anfiboliche, oppure, fasciate dalle zonature feldspatico-granatifere, possono comparire mandorle di granulite pirossenica (Tav. I, fig. 3). In alcuni casi la roccia pirossenica è tanta da fare assumere all'insieme un aspetto agmatitico di roccia verde legato da vene neosomiche di stronalite feldspatico-granatifera. In qualche caso, ad esempio all'Alpe Campo, le stronaliti contengono abbondante grafite, ben visibile ad occhio nudo.

In alternanza con le stronaliti e, come ho accennato, spesso intimamente associate ad esse, vi sono anfiboliti, generalmente zonate, talvolta granatifere. Masse notevoli di anfibolite fortemente granatifera esistono alla Mazza dell'Inferno, con propaggini fin quasi a Forno, all'Alpe Soggetti, a Campello Monti.

In alternanza con le stronaliti vi sono anche calcefiri, spesso ridotti a poche vestigia impigliate nelle maglie della roccia feldspatico-granatifera.

Stronaliti propriamente dette.

L' esame microscopico mostra una tessitura granoblastica, qua e là cataclastica. Gli unici minerali sempre presenti, come costituenti principali, sono il *granato* e il *plagioclasio*.

Il *granato* è generalmente di colore bruno, che può passare al roseo secondo chiazze irregolari. Le analisi chimiche di questi due tipi (bruno = 1, roseo = 2) hanno dato i seguenti risultati:

	1	2
SiO ₂	38,92	37,94
TiO ₂	0,24	0,24
Al ₂ O ₃	21,79	21,38
Cr ₂ O ₃	tr.	tr.
Fe ₂ O ₃	5,44	6,01
FeO	20,36	20,10
MnO	0,56	1,97
CaO	1,76	1,84
MgO	10,22	9,71
H ₂ O ⁺	0,86	0,24
H ₂ O ⁻	0,06	0,04
	100,21	99,47

Questi granati differiscono tra loro quasi unicamente per la percentuale di manganese. Essi risultano così composti:

	1	2
Piropo	38,3	35,9
Almandino	52,6	51,2
Andradite	7,6	8,0
Spessartite	1,5	4,9

Forse non è casuale l' analogia di questi granati con quelli delle rocce della formazione charnockitica indiana (Howie e Subramaniam 1957).

Il *plagioclasio* è sempre un termine di media acidità, con percentuali di anortite che variano dal 37% al 40%. Per lo più è scarsamente geminato albite o albite-periclino, eccezionalmente albite-Carlsbad. Sono molto frequenti le strutture antiperitiche, che possono arrivare fino a

mesopertiti. L'alterazione, quando esiste, è di tipo sericitico; solo eccezionalmente può essere totale, evidentemente legata a fenomeni di retrocessione.

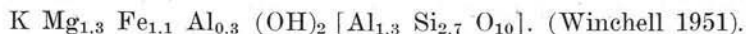
Il *quarzo* è generalmente ben rappresentato, ma in qualche caso può comparire solo come accessorio. Si presenta in cristalli grandi, irregolari, oppure in aggregati microcristallini. L'estinzione è sempre ondulata. Non sono rari gli aghetti di *rutilo* inclusi.

L'*ortoclasio* a volte è abbondante, a volte compare unicamente come prodotto smescolato nelle antipertiti, a volte manca. Quando abbondante è fortemente micropertitico; in qualche caso abbiamo mesopertiti (Tav. III, fig. 3). L'angolo degli assi ottici varia da $2V = -58^\circ$ a -60° .

Misure spettrofotometriche sul contenuto in bario, eseguite dai Dott. Sighinolfi e Rosati (Rosati, 1963) sul feldspato mesopertitico di una stronalite di Piana di Forno avente composizione: ortoclasio 29,55%, albite 54,02%, anortite 16,43%, hanno portato alla determinazione dello 0,055% in $Ba = 0,0615\% BaO$; nettamente inferiore quindi alla percentuale esistente nel feldspato, pure mesopertitico, delle stronaliti di Valmala e di Isola.

La *sillimanite* non è necessariamente presente, ma nei campioni in cui compare (una metà circa di quelli esaminati), si presenta in cristalli grandi, molto maggiori di quelli che s'incontrano negli gneiss sillimanitici della parte media e bassa della valle. E' frequente un inizio di sericitizzazione di questi cristalli.

La *biotite* è da considerarsi costituente fondamentale solo in pochi casi e anche in questi non raggiunge mai l'abbondanza osservata negli gneiss sillimanitici di tipo kinzigitico. Spesso è ridotta in poche lamine incluse nel granato o nel quarzo. A volte manca. Il pleocroismo non varia da campione a campione e si presenta con α giallino chiaro, $\beta = \gamma$ bruno rosso. L'indice di rifrazione medio n_β è di 1,637, il potere birifrattivo $\gamma - \alpha = 0,05$. Si tratta quindi di un termine scarsamente alluminifero e sensibilmente ferriero, rispondente approssivamente a questa formula:



Gli accessori più comuni sono: *zircono*, *ortite* e *clinozoisite*. Lo *zircono* di solito non è incluso nella biotite, l'*ortite*, con la sua presenza quasi costante, e con la sua relativa abbondanza, rappresenta una carat-

teristica di queste rocce. In qualche caso è sensibilmente anisotropa, con pleocroismo dal bruno al bruno scuro, in qualche altro praticamente isotropa.

Meno frequenti sono il *rutilo* in aghetti nel quarzo e nel granato, l'*apatite* e la *muscovite*, forse di genesi secondaria per trasformazione del plagioclasio.

Accessori occasionali sono l'*iperstene* e la *titanite*. La prima è presente in una roccia dei dirupi che sovrastano la strada provinciale tra Forno e Campello Monti. Il colore è tenue, con un lieve pleocroismo α rosa, β giallino, γ verde azzurrino; il segno della birifrazione è negativo; il colore d'interferenza massimo sul giallo di 1° ordine.

I minerali opachi, osservati in sezione lucida, sono caratterizzati dalla costante presenza di *grafite*, non arricchita però rispetto agli gneiss biotitico-sillimanitici. Spesso si ha *ilmenite*, ma questo minerale tende a trasformarsi prevalentemente in *rutilo* e, qualche volta, in *titanite*. Non molto costante è la presenza di *pirite* e di *pirrotina*, più rara la *calcopirite*. Originata dalla trasformazione dei solfuri si può trovare anche *limonite*.

Tre campioni di stronaliti di Forno, S. Anna e S. Lucia, misurati al tavolino integratore per punti; hanno dato in volume:

	Forno	S. Anna	S. Lucia
quarzo	25,61	22,09	1,29
feldspato	54,39	51,10	49,00
granato	8,25	20,27	44,62
biotite	8,55	2,45	—
sillimanite	—	—	0,25
accessori	3,20	4,09	4,84

Forme di passaggio tra stronaliti e gneiss biotitico-sillimanitici.

Come si è detto il passaggio tra gli gneiss biotitico-sillimanitici e le stronaliti nella valle Strona non è improvviso, ma si arriva alle stronaliti attraverso una serie di forme di transizione, in cui biotite e sillimanite vanno diminuendo gradatamente e corrispondentemente aumentano granato e feldspati.

Esistono rocce a cima Scaravini, Alpe Varzo, Rosarolo, che non si possono assegnare senz'altro al tipo stronalite o al tipo gneiss-biotitico-

sillimanitico. Una di queste forme di passaggio, raccolta tra Alpe Gatto e Alpe Varzo, presenta abbondante *quarzo*, *plagioclasio*, pure abbondante, geminato albite e albite-periclino, con percentuale di anortite del 42%. Il terzo componente fondamentale è il *granato*, lievemente roseo.

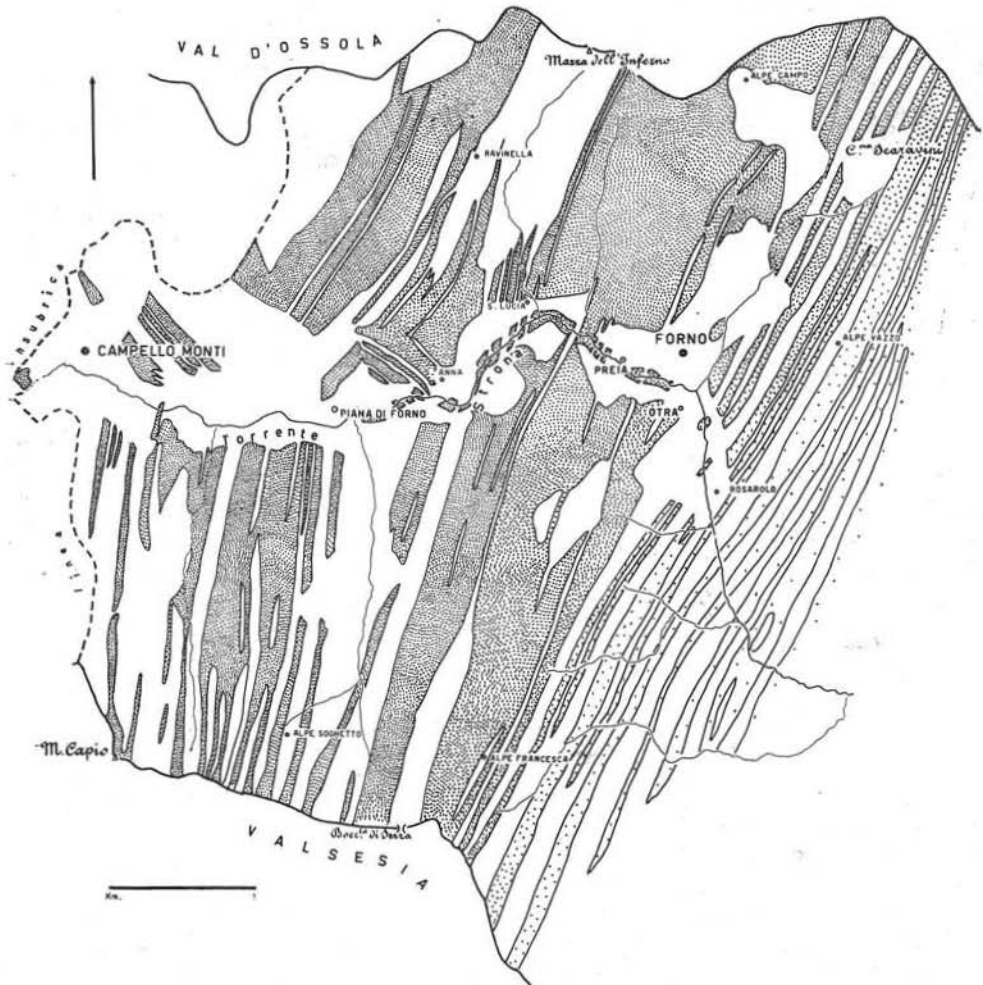


Fig. 2. — Estensione degli affioramenti di stromatolite nella zona originaria della valle Strona (punteggiata). Con punteggiatura rada le forme di passaggio a gneiss biotitico-sillimanitici.

Come accessori si ha *biotite*, a volte trasformata in *clorite*, *moscovite* in quantità minime, *apatite* e *grafite*.

La tessitura presenta ancora in parte aspetto nematoblastico.

Spostandosi verso E la roccia subisce variazioni. Un campione proveniente da una zona posta 300 metri a NE di alpe Varzo, contiene *quarzo*; predominante; *granato*, pure abbondante, attraversato da vene di *biotite*; *biotite* ben rappresentata, dello stesso tipo di quella riscontrata nelle stromboliti; *plagioclasio*, non geminato, spesso antiperititico, contenente il 42% An; *sillimanite* sia in ciuffi di aghetti, sia in cristalli grandi.

Tra gli accessori si notano *ortoclasio* in lacinie nel *plagioclasio* e *grafite*.

Granuliti pirosseniche.

In molti casi, specialmente, come si è detto, nel tratto di valle che da Forno va a Piana di Forno, rocce strombolitiche e anfibolico-pirosseniche sono intimamente associate. Lembi semidigeriti di roccia femica chiazzano, a guisa di « schlieren » la roccia strombolitica feldspatico-granatifera. Questi lembi, che appaiono derivati dalle anfiboliti, intercalate agli gneiss-kinzigitici, assumono un aspetto microgranulare compatto. La loro paragenesi è mutata rispetto alle primitive anfiboliti e appare non in equilibrio, presentando minerali che difficilmente si accompagnano, come iperstene e quarzo, *plagioclasio* calcico e *ortoclasio*.

I minerali caratteristici di questi lembi trasformati sono: *plagioclasio*, *iperstene*, *quarzo*, *biotite* tra i costituenti principali, *apatite*, *titanite*, *zircone*, *ortoclasio*, *clinozoisite*, *ortite*, e talvolta, *clorite* e *sericite* tra gli accessori.

La tessitura è granoblastica.

Il *plagioclasio*, imperfettamente geminato secondo le leggi dell'albite e del periclino è fortemente deformato. La percentuale di anortite è del 62%.

L'*iperstene* è abbondante, incolore, a colori d'interferenza massimi sul giallo di 1° ordine. L'angolo 2V è -62° , corrispondente a un'iperstene col 38% di ferrosilite. Negli schlieren il pirosseno è talvolta trasformato in un aggregato sericitico.

La *biotite* talvolta è presente in poche lamine pleocroiche dal giallino (α) al rosso bruno ($\beta = \gamma$), ma negli schlieren forma vene parallele, discordanti con l'orientazione dell'iperstene. La *biotite* di queste vene può presentarsi trasformata in *clorite*.

Il *quarzo* non è abbondante, ma sempre presente; l'estinzione è ondulata.

La *titanite* è eccezionalmente pleocroica dal bruno chiaro al bruno rosso.

Granuliti anfibolico-granatifere.

Intercalate con le stronaliti vi sono spesso rocce plagioclasico-anfiboliche ricche di granato. A queste rocce Artini e Melzi hanno dato spesso la denominazione di gabbri granatiferi, ma talvolta li hanno citati, come nel caso di Alpe Soggetti, come stronaliti (Artini e Melzi 1900). D'altra parte le analogie petrografiche tra queste rocce e le stronaliti di Rimella e del Baraccione sono manifeste. Si tratta di rocce generalmente massicce, granulari, spesso zonate. Gli affioramenti principali sono nella zona del M. Capiro, sul fianco destro della valle e alla Mazza dell'Inferno, sul fianco sinistro, da dove scendono però fino al fondovalle.

Campioni provenienti dal fianco sinistro della valle, tra Forno e Campello Monti e dalla Mazza dell'Inferno hanno mostrato la seguente composizione: *orneblenda bruna*, *granato*, *plagioclasio*. Tra i componenti accessori si hanno: *pirosseno monoclinico*, *anfibolo sodico*, *epidoto*, *apatite*, *zircono*, *clorite*, minerali opachi. La tessitura è granulare.

L'*orneblenda* è assai abbondante e mostra un pleocroismo α giallino, β bruno scuro, γ bruno. $2V = -83^\circ$; $c : \gamma = 12^\circ$. Si tratta di *orneblenda* basaltica o bruna, mentre nelle normali anfiboliti di solito si trova *orneblenda* comune.

Il *granato*, anche in sezione sottile, risulta roseo all'osservazione microscopica contrariamente a quello delle stronaliti acide che appare incolore. E' ricco d'inclusioni. Si trova intimamente associato all'*orneblenda* (Tav. II, fig. 4). A volte è alterato in *clorite*.

L'analisi chimica su cristalli accuratamente separati di un campione della Mazza dell'Inferno ha dato:

SiO ₂	37,86	MnO	1,08
TiO ₂	0,25	CaO	7,34
Al ₂ O ₃	20,74	MgO	7,48
Cr ₂ O ₃	tr.	H ₂ O +	0,60
Fe ₂ O ₃	5,13	H ₂ O —	0,12
FeO	19,84		
			100,44

Rispetto ai granati delle stronaliti acide, questo contiene meno piropo, ma una percentuale assai più elevata di andradite e inoltre grossularia. La sua composizione risulta infatti:

piropo	26,4
almandino	48,3
andradite	17,2
spessartite	2,6
grossularia	5,5

Il *plagioclasio* è fresco, abbondantemente geminato albite o albite-periclino, irregolarmente alterato in *epidoto*. La percentuale di anortite è del 65%, l'angolo $2V = + 84^\circ$.

Il *pirosseno monoclinico* è poco frequente, mai abbondante; il leggero colore, l'alta birifrazione e il grande angolo di estinzione lo fanno riferire a un' *augite diopsidica*.

Inoltre possono essere presenti rari cristalli di *anfibolo azzurro* di neoformazione, troppo piccoli per essere separati o sottoposti a determinazioni ottiche particolari. Il pleocroismo, che va dal verde giallino (α) all'azzurro violaceo (γ), l'alta birifrazione, il segno positivo dell'allungamento, l'angolo di estinzione piccolo ($e : \gamma = 12^\circ$), potrebbero far pensare a miscele di *actinoto* con *glaucofane*.

Una *clorite* pleocroica dall'incolore al giallino, a colori grigio-azzurri d'interferenza, può far pensare alla passata esistenza, in qualche campione, di poca biotite.

La composizione mineralogica quantitativa di una di queste rocce, desunta da misure al tavolino integratore per punti, è la seguente:

plagioclasio	37,91 % in volume
anfibolo	39,53 » » »
granato	19,29 » » »
pirosseno	0,49 » » »
accessori	2,78 » » »

Valpelline

Le rocce della serie kinzigitica compaiono nella media e alta Valpelline. I campioni più freschi si possono raccogliere in corrispondenza dei tagli della nuova strada presso Bionaz. In essi si notano calcefiri sia di tipo marmoreo, bianco, a grana grossa, sia scuri, microcristallini. In alternanza vi sono rocce fortemente granatifere con rapporti tra neosoma e paleosoma assai variabili. L'iniezione quarzoso-feldspatica è a volte lit-par-lit, a volte invece lembi irregolari di paleosoma sono sparsi nel neosoma fortemente granatifero e aureole di granati sono intorno ai lembi di paleosoma.

Sempre in alternanza vi sono anfiboliti, generalmente zonate, granatifere presso il contatto. Ancora presso il contatto tra anfiboliti e rocce feldspatico-granatifere, vi sono lembi di epidotiti.

Esistono anche filoni di tipo pegmatitico, ma gli spostamenti dovuti a tettonizzazione, hanno diviso i filoni in molti tronconi.

Non tutte le rocce feldspatico-granatifere rientrano nel tipo strolalite inteso nel senso di Artini. Alcune, per la presenza di biotite ancora in notevole quantità (tav. III, fig. 4) rappresentano termini di passaggio agli gneiss biotitico-sillimanitici, detti anche kinzigitici.

I tipi più caratteristici si presentano massicci, biancastri, con grossi idioblasti di granato violaceo.

Al microscopio si nota la seguente composizione mineralogica: *plagioclasio*, *granato*, *sillimanite*, come costituenti principali; *quarzo*, *biotite*, *zircono*, *apatite*, *clinozoisite*, *clorite*, minerali opachi, come costituenti accessori.

Il plagioclasio è il costituente più abbondante. E' in grossi cristalli geminati albite, albite-pericline, fratturati, deformati, a estinzione ondulata. Misure al Fedoroff hanno dato una percentuale di anortite del 50%.

Il *granato* è in grossi cristalli cribrosi, quasi incolori. La *sillimanite* è, come di regola nelle strolaliti, in cristalli grandi, che si presentano in raggruppamenti.

Il *quarzo* è scarso e può quasi scomparire. La *biotite* è in poche lamine pleocroiche dal giallino al bruno-rosso. In qualche caso tende a trasformarsi in *clorite*.

Tra i minerali opachi predomina la *grafite*; si notano inoltre *pirrotina*, *ilmenite*, e *rutile*.

Col tavolino integratore per punti si sono misurate le seguenti percentuali in volume:

quarzo	1,80%
plagioclasio	60,45 »
granato	29,57 »
biotite	4,14 »
sillimanite	1,14 »
accessori	2,90 »

Nei termini di passaggio il *quarzo* diviene abbondante. Il *plagioclasio* si presenta spesso antipertitico. La *biotite* aumenta fino a divenire uno dei costituenti principali, mantenendo però le stesse caratteristiche ottiche (Tav. III, fig. 4). Il *granato* è in cristalli più piccoli, meno numerosi, sempre incolori al microscopio. La *sillimanite* può anche mancare.

Caratteristiche chimiche.

Sono state sottoposte ad analisi chimica otto stronaliti, una granulite anfibolico-granatifera, una granulite pirossenica e una norite e precisamente: le stronaliti di Valmala (1), di Isola (2), del Baraccone (8), di Rimella (9), tutte della Valsesia; di Anzola (3) nella val d'Ossola. Si tratta di stronaliti comprese nella formazione basica Ivrea-Verbano. Le stronaliti della cappella di S. Lucia (4), di Forno (5) (Valle Strona), di Bionaz (6) (Valpelline), intercalate nella formazione kinzigitica. La granulite anfibolico-granatifera analizzata è quella di Forno (10), alternata con le stronaliti. La granulite pirossenica (11) è pure di Forno, sempre in alternanza con le stronaliti e in via di assimilazione da parte di queste. E' stata eseguita un'analisi anche su una norite del Baraccone (12), situata nelle immediate vicinanze della stronalite.

Riporto qui di seguito i risultati unitamente a quelli dell'analisi di una stronalite di Massera in Val Sabbiola (7) pubblicata in un mio lavoro del 1958 (Bertolani 1958).

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
SiO ₂	63,98	59,74	71,54	44,76	61,26	43,98	70,34	43,90	44,74	43,56	48,24	46,84
TiO ₂	1,10	1,10	0,92	2,18	1,20	1,68	0,31	1,69	1,89	1,36	1,92	1,64
Al ₂ O ₃	17,98	19,50	11,75	26,69	16,20	27,52	16,11	23,55	21,72	22,82	21,81	18,01
Fe ₂ O ₃	1,08	0,73	1,03	2,60	2,15	0,94	0,36	1,00	2,00	3,25	1,03	3,18
FeO	6,16	7,01	4,06	10,54	5,83	12,53	3,10	9,81	10,50	9,86	6,08	12,64
MnO	0,22	0,05	0,06	0,16	0,09	0,12	0,05	0,20	0,20	0,20	0,09	0,16
CaO	2,52	2,40	4,30	3,70	1,82	2,42	1,74	10,55	9,63	10,30	10,20	9,18
MgO	2,60	3,40	1,78	4,30	3,49	4,14	1,13	5,47	5,30	3,77	7,61	5,40
Na ₂ O	1,90	2,50	1,35	2,70	2,30	1,78	3,32	2,30	2,20	2,55	1,45	1,13
K ₂ O	1,73	2,20	1,56	0,57	2,86	1,05	2,31	0,10	0,35	0,59	0,19	0,06
P ₂ O ₅	—	—	0,07	—	—	0,15	—	0,10	—	—	0,27	—
H ₂ O+	1,03	2,01	1,59	2,37	2,13	3,00	0,92	1,68	2,10	2,28	1,60	2,29
H ₂ O-	0,10	0,15	0,34	0,18	0,15	0,30	0,04	0,20	0,09	0,12	0,23	0,15
	100,40	100,79	100,35	100,75	99,48	99,61	99,73	100,55	100,72	100,66	100,72	100,68

Formule magmatiche secondo Niggli

	<i>si</i>	<i>ti</i>	<i>al</i>	<i>fm</i>	<i>c</i>	<i>alk</i>	<i>k</i>	<i>mg</i>	<i>c/fm</i>
1)	249	3	41,3	36,7	10,5	11,5	0,37	0,35	0,29
2)	203	3	39,1	39,2	8,7	13,0	0,37	0,44	0,22
3)	345	3	33,4	33,2	22,2	11,2	0,43	0,38	0,67
4)	111	4	39,4	43,2	9,9	7,5	0,12	0,37	0,22
5)	229	3	33,4	44,1	7,3	15,2	0,45	0,44	0,16
6)	114	3	41,9	45,2	6,7	6,2	0,40	0,35	0,15
7)	348	—	46,9	21,1	9,2	22,8	0,31	0,39	0,44
8)	197	3	31,0	38,6	25,3	5,1	0,03	0,47	0,65
9)	102	3	29,2	41,9	23,5	5,4	0,09	0,43	0,56
10)	99	2	30,7	37,6	25,2	6,5	0,13	0,34	0,70
11)	119	2	30,2	40,6	25,6	3,6	0,08	0,66	0,63
12)	109	3	24,9	49,5	23,0	2,6	0,03	0,38	0,46

Norme catamolecolari

1)	<i>Kp</i>	<i>Ne</i>	<i>Cal</i>	<i>Sp</i>	<i>Hz</i>	<i>Fs</i>	<i>Fa</i>	<i>Ru</i>	<i>Q</i>
	6,37	10,64	7,78	9,44	4,83	1,18	5,28	0,80	53,68
	<i>Or</i>	<i>Ab</i>	<i>An</i>	<i>Cord</i>	<i>Fe-Cord</i>	<i>Mt</i>	<i>Hz</i>	<i>Ru</i>	<i>Q</i>
	10,61	17,74	12,96	18,30	8,85	1,18	6,25	0,80	23,31
2)	<i>Kp</i>	<i>Ne</i>	<i>Cal</i>	<i>Sp</i>	<i>Fs</i>	<i>Fo</i>	<i>Fa</i>	<i>Ru</i>	<i>Q</i>
	12,41	13,58	7,21	12,03	0,78	1,09	8,28	0,78	43,84
	<i>Or</i>	<i>Ab</i>	<i>An</i>	<i>Cord</i>	<i>Mt</i>	<i>En</i>	<i>Hy</i>	<i>Ru</i>	<i>Q</i>
	20,69	22,64	12,01	22,03	0,78	1,45	10,52	0,78	9,10
3)	<i>Kp</i>	<i>Ne</i>	<i>Cal</i>	<i>Cs</i>	<i>Fs</i>	<i>Fo</i>	<i>Fa</i>	<i>Ru</i>	<i>Q</i>
	5,89	7,69	13,52	0,02	1,15	3,89	5,06	0,67	62,11
	<i>Or</i>	<i>Ab</i>	<i>An</i>	<i>Cord</i>	<i>Mt</i>	<i>En</i>	<i>Hy</i>	<i>Ru</i>	<i>Q</i>
	9,82	12,82	22,53	0,04	1,15	5,19	5,99	0,67	41,79
4)	<i>Kp</i>	<i>Ne</i>	<i>Cal</i>	<i>Sp</i>	<i>Hz</i>	<i>Fs</i>	<i>Fa</i>	<i>Ru</i>	<i>Q</i>
	2,09	14,93	11,30	18,27	6,92	2,79	9,30	1,56	32,84
	<i>Or</i>	<i>Ab</i>	<i>An</i>	<i>Cord</i>	<i>Fe-Cord</i>	<i>Mt</i>	<i>Hz</i>	<i>Fa</i>	<i>Ru</i>
	3,48	24,88	13,83	33,49	0,31	2,79	6,75	7,91	1,56

5)	<i>Kp</i>	<i>Ne</i>	<i>Cal</i>	<i>Sp</i>	<i>Fs</i>	<i>Fo</i>	<i>Fa</i>	<i>Ru</i>	<i>Q</i>	
	10,75	13,12	5,75	8,65	2,39	3,33	7,30	0,88	47,83	
	<i>Or</i>	<i>Ab</i>	<i>An</i>	<i>Cord</i>	<i>Mt</i>	<i>En</i>	<i>Hy</i>	<i>Ru</i>	<i>Q</i>	
	17,92	21,87	9,58	15,86	2,39	4,44	8,15	0,88	18,91	
6)	<i>Kp</i>	<i>Ne</i>	<i>Cal</i>	<i>Sp</i>	<i>Hz</i>	<i>Fs</i>	<i>Fa</i>	<i>Ru</i>	<i>Q</i>	
	3,85	9,88	7,44	17,68	14,49	1,03	7,91	1,20	36,52	
	<i>Or</i>	<i>Ab</i>	<i>An</i>	<i>Cord</i>	<i>Fe-Cord</i>	<i>Mt</i>	<i>Hz</i>	<i>Fa</i>	<i>Ru</i>	
	6,42	16,47	12,40	32,41	18,00	1,03	4,67	7,40	1,20	
7)	<i>Kp</i>	<i>Ne</i>	<i>Cal</i>	<i>Sp</i>	<i>Hz</i>	<i>C</i>	<i>Fs</i>	<i>Fo</i>	<i>Ru</i>	<i>Q</i>
	7,98	17,46	5,05	4,56	7,15	0,71	0,37	2,28	0,21	54,23
	<i>Or</i>	<i>Ab</i>	<i>An</i>	<i>Cord</i>	<i>Fe-Cord</i>	<i>Fs</i>	<i>Fo</i>	<i>Sil</i>	<i>Ru</i>	<i>Q</i>
	13,30	29,10	8,42	8,36	13,11	0,37	3,04	1,06	0,21	23,03
8)	<i>Kp</i>	<i>Ne</i>	<i>Cal</i>	<i>Sp</i>	<i>Fe</i>	<i>Fo</i>	<i>Fa</i>	<i>Ru</i>	<i>Q</i>	
	0,37	12,60	31,95	0,80	1,07	11,13	11,84	1,20	29,04	
	<i>Or</i>	<i>Ab</i>	<i>An</i>	<i>Sp</i>	<i>Mt</i>	<i>Fo</i>	<i>Fa</i>	<i>Ru</i>		
	0,62	20,05	53,25	0,80	1,07	11,13	11,31	1,20		
9)	<i>Kp</i>	<i>Ne</i>	<i>Cal</i>	<i>Sp</i>	<i>Fs</i>	<i>Fo</i>	<i>Fa</i>	<i>Ru</i>	<i>Q</i>	
	1,27	12,17	29,43	0,38	2,14	11,08	12,77	1,35	29,45	
	<i>Or</i>	<i>Ab</i>	<i>An</i>	<i>Cord</i>	<i>Mt</i>	<i>En</i>	<i>Fo</i>	<i>Fa</i>	<i>Ru</i>	
	2,12	20,28	49,05	0,69	2,14	6,36	6,31	11,70	1,35	
10)	<i>Kp</i>	<i>Ne</i>	<i>Cal</i>	<i>Cs</i>	<i>Fs</i>	<i>Fo</i>	<i>Fa</i>	<i>Ru</i>	<i>Q</i>	
	2,17	14,15	30,38	0,62	3,51	8,04	12,05	0,98	28,10	
	<i>Or</i>	<i>Ab</i>	<i>An</i>	<i>Ne</i>	<i>Mt</i>	<i>Wo</i>	<i>Fo</i>	<i>Fa</i>	<i>Ru</i>	
	3,62	19,85	50,63	2,24	3,51	0,83	8,04	10,30	0,98	
11)	<i>Kp</i>	<i>Ne</i>	<i>Cal</i>	<i>Sp</i>	<i>Fs</i>	<i>Fo</i>	<i>Fa</i>	<i>Ru</i>	<i>Q</i>	
	0,67	7,86	30,54	1,12	1,09	15,28	8,17	1,34	33,93	
	<i>Or</i>	<i>Ab</i>	<i>An</i>	<i>Cord</i>	<i>Mt</i>	<i>En</i>	<i>Hy</i>	<i>Fa</i>	<i>Ru</i>	
	1,11	13,10	50,90	2,07	1,09	20,37	9,56	0,46	1,34	
12)	<i>Kp</i>	<i>Ne</i>	<i>Cal</i>	<i>Cs</i>	<i>Fs</i>	<i>Fo</i>	<i>Fa</i>	<i>Ru</i>	<i>Q</i>	
	0,21	6,40	27,75	0,51	3,50	11,76	15,67	1,20	39,00	
	<i>Or</i>	<i>Ab</i>	<i>An</i>	<i>Wo</i>	<i>Mt</i>	<i>En</i>	<i>Hy</i>	<i>Ru</i>	<i>Q</i>	
	0,35	10,67	46,25	0,68	3,50	15,68	18,56	1,20	3,11	

Il calcolo della rappresentazione diagrammatica triangolare A C F secondo Eskola (1939), usata anche da Turner per la classificazione della facies granulitica (Turner, Verboogen, 1951) ha dato:

	A	C	F		A	C	F
1)	41,59	13,93	44,48	7)	44,41	16,75	38,84
2)	36,97	11,97	51,06	8)	30,06	28,40	41,54
3)	31,84	29,32	38,84	9)	29,19	26,89	43,92
4)	41,62	11,98	46,40	10)	32,06	29,91	38,03
5)	32,01	10,96	57,03	11)	29,94	27,91	42,15
6)	42,30	7,74	49,96	12)	27,20	25,04	47,76

L'esame dei risultati analitici e delle relative formule magmatiche e norme pone in luce l'esistenza di due chimismi nettamente differenziati: uno caratterizzato da un valore relativamente basso di c e alto di al , l'altro da valori di c notevolmente più alti e di al sempre più bassi dei precedenti. Le stronaliti del primo tipo sono quelle di Valmala (1), Isola (2), S. Lucia di Forno (4), Forno (5), Bionaz (6), Massera (7) e cadono nel campo dei sedimenti argillosi. Quelli del secondo tipo sono: Baraccone (8), Rimella (9), Anzola (3). Esse cadono nel campo delle rocce magmatiche basiche in posizione quasi coincidente con la granulite anfibolico-granatifera (10), con la granulite pirossenica di Forno (11) e col gabbro del Baraccone (12).

Nel diagramma ACF la separazione tra i due gruppi è netta: 1, 2, 4, 5, 6, 7 cadono nel campo delle tipiche granuliti acide (Weiss-stein della Sassonia); 8, 9, 3, 11, unitamente al gabbro 12, nel campo delle charnockiti, allineate lungo il confine del campo assegnato alle granuliti pirosseniche.

I due gruppi sono indipendenti dalle condizioni di giacitura, infatti nel primo gruppo troviamo 2 stronaliti inserite nella formazione basica Ivrea-Verbanò e 4 appartenenti alle formazioni kinzigitiche della Valsesia-Valle Strona e della Valpelline. Nel secondo abbiamo unicamente stronaliti immerse nella formazione basica Ivrea-Verbanò.

Queste differenze si riscontrano assai bene anche con le norme. Ad eccezione di Anzola (3), Or si mantiene molto basso, vicino al valore dei gabbri, nelle stronaliti fortemente pirosseniche: An raggiunge valori alti. Nell'altro gruppo, l'elemento caratteristico, costantemente

presente, è *Cord.* Anzola rappresenta un termine di passaggio, presentando *Or* abbastanza alto, *An* non così abbondante come al Baraccone e a Rimella, *Q* molto elevato.

I costituenti minori di alcune stronaliti.

I costituenti minori sono stati cercati su campioni di roccia non sottoposti a separazione differenziata, mediante spettrografo Hilger e Watts, modello E 742, con ottica in vetro e ottica in quarzo. Le analisi spettrografiche sono state eseguite sui campioni 1 (Valmala), 3 (Anzola), 4 (S. Lucia), 5 (Forno), 6 (Bionaz), 8 (Baraccone), 9 (Rimella), dal Dott. G. Paolo Sighinolfi, che sta attualmente conducendo ulteriori e più particolari ricerche sullo stesso materiale, opportunamente separato, di cui darà notizia in altra sede.

Gli elementi riconosciuti, oltre quelli individuati per via chimica normale, sono stati:

	<i>Li</i>	<i>Sc</i>	<i>V</i>	<i>Cr</i>	<i>Co</i>	<i>Ni</i>	<i>Cu</i>	<i>Ga</i>	<i>Sr</i>	<i>Zr</i>	<i>Ba</i>	<i>Pb</i>
1)	—	m	f	f	dd	d	f	f	f	tr	f	dd
3)	—	m	m	m	tr	m	f	m	f	d	f	tr
4)	—	d	m	f	tr	d	m	f	f	tr	m	tr
5)	tr	m	m	m	—	d	f	m	f	tr	f	d
6)	tr	dd	m	m	tr	dd	m	m	f	tr	m	tr
8)	—	d	f	m	f	f	f	ff	m	—	m	—
9)	—	—	f	m	ff	mf	f	ff	dd	—	d	—

ff = intensità fortissima, f = forte, m = media, d = debole, dd = debolissima, tr = tracce spettroscopiche.

La presenza di minerali ferro-magnesiaci tipo biotite, anfibolo, pirosseno, giustifica la presenza di *Sc*, *V*, *Cr*. *Co* e *Ni* sono invece imputabili a minerali specifici, associati alla pirrotina, che rappresenta un costituente accessorio diffuso. E' da notare che questi due elementi presentano interferenze di intensità assai maggiore nelle stronaliti vicine, come composizione, alle rocce gabbriche, che sono appunto quelle in cui la pirrotina arriva a maggiori concentrazioni. Anche il rame può essere dovuto a calcopirite accessoria. Il gallio, legato a minerali alluminiferi, trova qui ampiamente la ragion d'essere per la presenza di feldspato

come costituente principale. La stessa cosa vale per Sr e Ba, mentre Pb scompare nelle stronaliti ricche di minerali femici.

Radioattività totale di alcune stronaliti.

In collaborazione con l'Istituto di Fisica dell'Università di Modena sono state sottoposte a conteggio della radioattività β alcune stronaliti scelte tra quelle studiate otticamente e chimicamente, e precisamente i campioni Valmala (1), Isola (2), Anzola (3), S. Lucia di Forno (4), Valpelline (6), Baraccone (8), Rimella (9), nonchè la granulite anfibolico-granatifera (10) e quella pirossenica (11) di Forno.

Le misure sono state eseguite dalla Sig.na Piera Gallorani dell'Istituto di Mineralogia, sotto la guida del Dr. Ferruccio Zuanni dell'Istituto di Fisica, con contatore per β Philips tipo 18505 a finestra di mica di $1,5 \div 2$ mg/cm², con contatore di guardia Philips 18517. I risultati sono elencati nella seguente tabella, in cui il totale conteggi per minuto primo è indicato con \bar{n} , l'effetto di fondo \bar{n}_0 , il numero effettivo di conteggi per minuto primo dato dalla roccia, con $\bar{n} - \bar{n}_0$:

campione	K ₂ O %	\bar{n}	\bar{n}_0	$\bar{n} - \bar{n}_0$	errore medio probabile *	accessori radioattivi presenti
1	1,73	5,37	1,30	4,07	$\pm 0,2077$	zircone,
2	2,20	4,78	1,13	3,65	$\pm 0,1595$	zircone
3	1,56	4,65	1,31	3,34	$\pm 0,1608$	zircone
4	0,57	2,79	1,26	1,53	$\pm 0,1407$	zircone, ortite
6	1,05	4,12	1,35	2,77	$\pm 0,1541$	zircone
8	0,10	1,32	1,43	0	$\pm 0,1608$	—
10	0,59	2,46	1,13	1,33	$\pm 0,1608$	—
11	0,06	1,99	1,50	0,49	$\pm 0,1742$	ortite, titanite

* Ottenuto con la formula: $0,67 \sqrt{\frac{\bar{n}}{t} + \frac{\bar{n}_0}{t'}}$; essendo t la durata di misurazione del campione, t' la durata di misurazione del fondo espressa in minuti primi.

Riporto anche alcune misure eseguite, nelle stesse condizioni, su altre tre rocce della valle Strona, e precisamente: migmatite di S. Giuseppe (A), pegmatite sotto Chesio (B), contattite, valle del Togala (C).

campione	K ₂ O %	\bar{n}	\bar{n}_0	$\bar{n} - \bar{n}_0$	errore medio probabile	accessori radioattivi presenti
A	3,33	8,92	1,20	7,72	$\pm 0,2345$	muscovite
B	3,95	7,39	1,17	6,22	$\pm 0,1809$	zircone, muscovite
C	0,09	2,55	1,13	1,42	$\pm 0,1675$	titanite

Sul campione 1 (Valmala) è stata eseguita, a titolo esemplificativo, anche la determinazione dell'attività dovuta al potassio, usando per il conteggio quantità di potassio dieci volte superiori a quella determinata spettrofotometricamente nella roccia in esame. In base a tale operazione risulterebbe dovuta ad U e Th e loro discendenti un'attività di 1,32 c/m su un campione di gr. 2,7.

Dai risultati ottenuti si nota che il numero maggiore di impulsi conteggiati si ha nelle stronaliti acide. Si può anzi dire che sarebbe possibile separare le due categorie unicamente attraverso l'emissione di particelle. Questa emissione appare, nella massima parte dei casi, legata alla quantità di potassio esistente nella roccia, senza eccezioni nelle stronaliti, con la sola eccezione della contattite (C) nelle altre rocce della valle Strona.

L'attività dovuta a U, Th e loro discendenti, che la determinazione nel campione 1 (Valmala) indicherebbe modesta, ma molto al disopra dell'errore probabile, è giustificata dalla presenza di pochi minerali accessori, noti per la loro radioattività, tra cui principalmente zircone e subordinatamente ortite e titanite. E' da notare che nel campione 8 (stronalite basica del Baraccone), dove non vi è praticamente potassio e dove mancano accessori radioattivi, l'attività è praticamente nulla; nel campione 11 invece (granulite pirossenica di Forno), malgrado l'assenza del potassio, esiste attività legata ad ortite e titanite.

Le altre rocce della valle Strona, rispetto alle stronaliti, non fanno registrare un conteggio molto più elevato. Due di esse buona parte dell'attività la devono al potassio, l'altra, senza potassio, esclusivamente all'abbondante titanite.

Discussione.

Le rocce che Artini e Melzi hanno definito stronaliti possono venir classificate, come del resto detti Autori avevano accennato (Artini e Melzi 1900), come granuliti. La loro genesi avviene sia attraverso tra-

sformazione di rocce femiche (noriti e paraanfiboliti), sia con profonde modificazioni paragenetico-strutturali di gneiss biotitico-sillimantici, in seguito a un processo che si può definire di granitizzazione.

Il prodotto finale può arrivare a un tipo leucocrato quarzoso-feldspatico-granatifero, frequentemente sillimanitico, classificabile come granulite acida, ben definito anche dal punto di vista chimico e geochimico; oppure se il materiale di origine era una roccia basica, può fermarsi ad un tipo anfibolico-pirosenico-granatifero definibile granulite basica. Le granuliti basiche sono molto vicine chimicamente alle noriti ed ai gabbri, ma presentano nell'associazione granato-anfibolo-piroseno un disequilibrio chimico tra i vari componenti.

La distinzione tra stronaliti acide e stronaliti basiche è agevole, spesso anche macroscopicamente, per il colore più scuro di queste ultime. Al microscopio le due paragenesi appaiono assolutamente diverse: infatti nelle stronaliti basiche o granuliti anfibolico-piroseniche non ci sono mesopertiti, sillimanite, grafite, pressochè costantemente presenti nelle stronaliti acide; il quarzo è poco frequente e comunque scarso; il plagioclasio è un termine labradoritico, in contrapposto all'andesina delle stronaliti acide; nelle stronaliti basiche compaiono invece spesso anfibolo, pirosseno e titanite, assenti o scarsi nelle stronaliti acide, dove, come si è visto, può comparire eccezionalmente l'iperstene.

Del chimismo nettamente differenziato si è già parlato in precedenza. Si può aggiungere che anche il granato presente nei due gruppi di stronaliti può venire considerato come elemento di discriminazione. La differenza consiste specialmente nella percentuale di calcio assai più alta nei granati delle stronaliti basiche. Differenze notevoli si riscontrano anche nei costituenti minori: mancanza di Pb, Zr e arricchimento di Co, Ni, Ga nelle stronaliti basiche. Inoltre radioattività assai minore in questo gruppo di rocce.

La caratteristica fondamentale invocata da Artini e Melzi per le stronaliti; quella di trovarsi associate ai gabbri, ha un fondamento, pur non potendosi assumere come regola. Infatti certe stronaliti, come Valmala, Isola, Baraceone, Anzola, Rimella, sono effettivamente trasformazioni o differenziazioni delle noriti e dei gabbri della formazione basica Ivrea-Verbanò. In valle Strona invece la relazione coi gabbri è data dal fatto che già precedentemente al processo di trasformazione stronalitica, processo, che, come si è visto, s'identifica con una vera e propria granitizzazione, le rocce che più facilmente subiscono tale pro-

cesso, gli gneiss biotitico-sillimanitici, sono in alternanza con anfiboliti, un tempo ritenute senza ombra di dubbio gabbri anfibolici di genesi magmatica. In alcune zone della Valle Strona anche queste anfiboliti vengono coinvolte nel processo di trasformazione; subiscono prime profonde modificazioni paragenetiche, con formazione di pirosseno rombico, poi vengono completamente assimilate.

E' caratteristica di tutte le stronaliti, ma in particolare di quelle acide, un'intensa, minuta tettonizzazione, che può aver favorito il processo di granitizzazione, che ha portato, per via metasomatica, alla formazione della nuova roccia stronalitica.

Mentre al microscopio è facilmente avvertibile il cambiamento paragenetico sia nelle granuliti basiche rispetto a noriti ed anfiboliti, sia nelle granuliti acide, rispetto agli gneiss biotitico-sillimanitici, cambiamento caratterizzato dalla scomparsa di minerali ossidrilati, e spesso accertabile anche per via macroscopica, le variazioni della composizione chimica sfuggono, nel complesso, non solo all'esame dei risultati analitici, ma anche a quello della loro rielaborazione in formule magmatiche e norme. Infatti nelle granuliti basiche compare con abbondanza il granato, oppure il pirosseno rombico prende il posto dell'originale orneblenda; nelle granuliti acide scompare o quasi la biotite, sostituita dal granato, mentre la sillimanite perde l'andamento fascicolato, sostituito dalla comparsa di grandi cristalli singoli. Tuttavia confrontando analisi e formule di gabbri e noriti della formazione basica Ivrea-Verbanò di anfiboliti della formazione kinzigitica con granuliti basiche non si nota alcuna variazione. Analogo risultato si ha confrontando gneiss biotitico-sillimanitici con granuliti acide, I parametri del Niggli mantengono uguali ordini di grandezza non rivelano particolari apporti o sottrazioni di sostanza nel processo di trasformazione. Questo confronto è agevole utilizzando i dati analitici di precedenti lavori eseguiti nel corso delle ricerche in Val Sesia e Valle Strona (Bertolani 1954, 1958, 1960, 1961); (Bertolani, Tognetti, Sighinolfi, Loschi 1963). Per maggiore comodità riporto le formule magmatiche secondo Niggli delle stronaliti (granuliti acide) 1, 2, 4, 5, 6, 7, raffrontate con quelle degli gneiss biotitico-sillimanitici della Val Sabbiola (15, 16, 30), della Val Bagnola (19 B, 35 B, 17 B), di Civiasco (CR 1, CR 34, CR 3), di Quarna (Q 82), della valle Strona (VS 1):

		<i>si</i>	<i>ti</i>	<i>al</i>	<i>fm</i>	<i>c</i>	<i>alk</i>	<i>k</i>	<i>mg</i>	<i>c/fm</i>
strolaliti acide	1	249	3	41,3	36,7	10,5	11,5	0,37	0,35	0,29
	2	203	3	39,1	39,2	8,7	13,0	0,37	0,44	0,22
	4	111	4	39,4	43,2	9,9	7,5	0,12	0,37	0,22
	5	229	3	33,4	44,1	7,3	15,2	0,45	0,44	0,16
	6	114	3	41,9	45,2	6,7	6,2	0,4	0,35	0,15
	7	348	—	46,9	21,1	9,2	22,8	0,31	0,39	0,44
	15	285	2	42,5	42,8	2,9	11,8	0,24	0,43	0,07
	16	156	2	46,6	45,7	2,8	4,9	0,44	0,34	0,05
		<i>si</i>	<i>ti</i>	<i>al</i>	<i>fm</i>	<i>c</i>	<i>alk</i>	<i>k</i>	<i>mg</i>	<i>c/fm</i>
Gneiss biotitico - sillimanitici	30	119	3	54,7	38,9	3,6	2,8	0,41	0,36	0,09
	19 B	283	3	44,0	41,2	4,7	10,1	0,66	0,22	0,11
	35 B	767	3	49,5	30,8	3,5	16,2	0,31	0,34	0,11
	17 B	161	2	36,3	36,9	11,1	15,7	0,46	0,46	0,30
	CR 1	191	2	48,7	35,9	5,3	10,1	0,51	0,37	0,15
	CR 34	192	2	48,8	39,6	3,8	7,8	0,57	0,33	0,10
	CR 3	119	2	39,8	35,4	9,3	15,5	0,37	0,46	0,26
	Q 28	221	3	49,2	34,0	6,3	10,5	0,39	0,37	0,19
Vs 1	331	3	46,8	37,3	2,3	13,6	0,55	0,30	0,06	

Allo stesso scopo riporto le formule magmatiche delle strolaliti basiche del Baraccone (8) e di Rimella (9), delle granuliti basiche di Forno (10, 11), del gabbro del Baraccone (12) e quelle delle anfiboliti della val Sabbiola (34), della val Bagnola (21 B, 55 B) di Civiasco (CR 38), di Quarna (Q 77, Q 111), della valle Strona (VS 2):

		<i>si</i>	<i>ti</i>	<i>al</i>	<i>fm</i>	<i>c</i>	<i>alk</i>	<i>k</i>	<i>mg</i>	<i>c/fm</i>
Strolaliti basiche	8	197	3	31,0	38,6	25,3	5,1	0,03	0,47	0,65
	9	102	3	29,2	41,9	23,5	5,4	0,09	0,43	0,56
Granuliti basiche	10	99	2	30,7	37,6	25,2	6,5	0,13	0,34	0,70
	11	119	2	30,2	40,6	25,6	3,6	0,08	0,66	0,63
Gabbro	12	109	3	24,9	49,5	23,0	2,6	0,03	0,38	0,46
	34	104	2	17,8	48,8	28,7	4,7	0,11	0,53	0,59
Anfiboliti	21 B	98	3	39,3	26,2	28,0	6,5	0,36	0,29	1,07
	55 B	100	3	19,7	41,7	33,7	4,9	0,10	0,50	0,81
	CR 38	92	2	22,5	40,2	35,5	1,8	0,22	0,57	0,88
	Q 77	126	2	30,5	37,1	23,3	9,1	0,26	0,55	0,63
	Q 111	95	3	13,0	56,3	28,7	2,0	0,57	0,65	0,51
VS 2	112	3	18,0	49,5	26,2	6,3	0,06	0,53	0,53	

La temperatura di formazione delle stronaliti, con particolare riguardo a quelle acide, è da ritenersi elevata, sia per la presenza di minerali (non sotto forma di relitto) in equilibrio in zone profonde: sillimanite in grandi cristalli di neoformazione, e grafite, sia per la particolare, caratteristica struttura dei feldspati, molto spesso con aspetto mesopertitico, ossia costituiti da quantità non molto diverse di ortoclasio e plagioclasio, che, secondo Michot (1951) sono indice di alta temperatura di smescolamento e che riferite al diagramma di Bowen e Tuttle (1952) porterebbero al di sopra dei 600°C. A questa conclusione sono arrivati anche Tuttle (1952) ed Eskola (1957) per le mesopertiti di rocce charnockitiche.

Le ricerche spettrochimiche quantitative sulla percentuale del bario nel feldspato mesopertitico, hanno rivelato nel campione Valmala e nel campione Isola una quantità del 0,23% e 0,32%, che per il significato stabilito da Engelhardt (1936) conferma la genesi di alta temperatura. La stronalite di Forno invece ha presentato una quantità assai più bassa (0,055% Ba), che, unita alla diversa composizione del feldspato, significherebbe diversità nella genesi della roccia stessa. Analoghe osservazioni, eseguite da Howie (1955) e Subramaniam (1959) per le charnockiti indiane, hanno dimostrato l'esistenza in dette rocce di feldspati ricchi in Ba.

Già dallo stesso Artini era stato accennato a una somiglianza delle stronaliti con le charnockiti dell'India; a questo raffronto non si opponeva la genesi, universalmente ritenuta magmatica per le charnockiti (Holland 1893, 1900), e tale considerata anche per le stronaliti da Artini (1919). Anche Huttenlocher (1942), in una sua nota sulla val d'Ossola, chiama in causa, sia pur di sfuggita, le birkremiti, rocce da alcuni ritenute charnockiti meno quarzifere, da altri poste con esse in sinonimia (Tilley 1936). Effettivamente molti punti di contatto esistono, se non con le charnockiti e birkremiti tipiche, con molte altre facies del complesso charnockitico.

Secondo il recente lavoro di Subramaniam (1959) nella formazione classica indiana originaria si ha:

- a) Una serie charnockitica con alaskiti, charnockiti o birkremiti, anderbite, sieniti quarzifere a iperstene.
- b) Lenti sintettoniche costituite da noriti e pirosseniti.
- c) Rocce ibride granodioritiche, charnockitico-migmatitiche.
- d) Rocce del basamento, formate da granuliti pirosseniche, khon-

daliti e leptiniti (nel senso di Holland (1900)), ossia, secondo Subramaniam (1959), khondaliti ricristallizzate.

Le rocce in esame non corrispondono esattamente a charnockiti o tipi ad essi vicini come enderbiti o sieniti quarzifere, dato che una tipica charnockite dovrebbe rispondere, secondo Subramaniam ai seguenti requisiti:

« roccia a iperstene, quarzo e feldspato, con o senza granato, caratterizzata da feldspato verde-azzurro e quarzo grigio-azzurro, e con microperbite quale feldspato dominante ».

Le stronaliti mancano delle colorazioni caratteristiche del feldspato e del quarzo; inoltre, mentre le charnockiti e tipi simili presentano una struttura granulare che può far pensare a una roccia magmatica, le stronaliti hanno una struttura granoblastica o porfiroblastica che non lascia dubbi sulla loro genesi metamorfica. Campioni di charnockiti indiane, gentilmente inviati dal Servizio Geologico dell'India, hanno rivelato un aspetto inconfondibile, assai diverso da quello delle stronaliti. La composizione mineralogica si può avvicinare solo a quella di alcune stronaliti quarzifere a iperstene, come ad esempio Valmala, Anzola, S. Lucia di Forno. Oltre alla presenza dell'iperstene, caratteri comuni sono il tipo di feldspato, che va dalla micro alla mesoperbite e la composizione del granato.

Una vera e propria identità esiste invece tra le stronaliti basiche e le granuliti pirosseniche e loro variazioni anfiboliche e tra le stronaliti acide e le khondaliti ricristallizzate (leptiniti di Holland (1900)). Le khondaliti hanno tutte le caratteristiche degli gneiss biotitico-sillimanitici, sia come composizione mineralogica, sia come struttura, sia come posizione geologica (rocce più antiche). Anche qui si ha sillimanite in fasci di aghetti, molto quarzo, grafite. Le khondaliti ricristallizzate, come le stronaliti, s'impoveriscono di biotite e si arricchiscono di granato, perdono l'originaria scistosità e presentano sillimanite in grossi cristalli isolati.

E' carattere comune tra stronaliti e formazione charnockitica, l'esistenza di noriti associate e di rocce ibride granulitico-charnockitiche.

In conclusione le stronaliti, nel senso di Artini e Melzi, si possono definire granuliti di due tipi: granuliti basiche, scarsamente quarzifere, anfibolico-granatifere o pirossenico-granatifere; granuliti acide, con feldspato da micro a mesoperbitico, sempre granatifere con quarzo, anche se

non sempre in quantità rilevante, spesso sillimanitiche e grafitiche, qualche volta con iperstene.

Da tutto quanto precede si può quindi ritenere che la genesi delle stronaliti basiche sia da riferire ad un processo di metamorfismo, di iniezione su rocce noritiche, gabbriche e anfiboliche, mentre è da pensare che le stronaliti acide siano dovute ad un analogo processo su gneiss biotitico-sillimanitici; sono possibili anche tipi intermedi.

In entrambi i casi l'azione prevalente è da ritenersi quella metasomatica.

Le stronaliti si possono quindi considerare di genesi successiva agli gneiss biotitico-sillimanitici e alle anfiboliti della serie kinzigitica e, con ogni probabilità, ai gabbrici e alle noriti della formazione basica Ivrea-Verbanese.

Se si ritiene opportuno conservare il nome di stronaliti sarà bene riservarlo ai tipi che in questa nota ho chiamato provvisoriamente stronaliti acide, ossia a quelle rocce massicce, feldspatico-granatifere, che sono il prodotto di particolare granitizzazione della serie metamorfica kinzigitico-anfibolitica ed eccezionalmente anche di quella gabbronoritica Ivrea-Verbanese; rocce che nella formazione charnockitica prendono il nome, piuttosto complesso, di « khondaliti riericristallizzate » e che appartengono, come prodotto finale, alla categoria delle granuliti acide. Oltre al *feldspato* (*andesina* + *ortoclasio*), al *granato* (*almandino* — *piropo*) ed a una quantità assai variabile di *quarzo*, potranno contenere anche, *sillimanite*, in grossi cristalli e, come accessori, *biotite*, *grafite*, e talvolta *ortite*, *iperstene*, *rutile*. Invece le rocce che ho indicato come « stronaliti basiche » dovrebbero essere definite come granuliti anfibolico-pirossenico-granatifere.

Istituto di Mineralogia dell'Università di Modena, dicembre 1963.

BIBLIOGRAFIA

- ANDREATTA C., *La formazione gneissico-kinzigitica e le olivinita di val d'Ultimo (Alto Adige)*. « Mem. Museo Storia Nat. della Ven. Trid. », 3, 1935.
- ARTINI E., MELZI G., *Ricerche petrografiche e geologiche sulla Valsesia*. « Mem. R. Ist. Lomb. di Scienze e Lett. », 18, Milano, 1900. 219-390.
- ARTINI E., *Le rocce. Concetti e nozioni di Petrografia*. Milano, 1919.
- BERTOLANI M., *Contributo allo studio petrografico della cosiddetta « formazione dioritico-kinzigitica »*. *Ricerche in val Sabbiola (Valsesia)*. « Rend. Soc. Miner. Ital. », 10, 1954. 91-207.

- BERTOLANI M., *Contributo allo studio petrografico della cosiddetta « formazione dioritico-kinzigitica »: Le azioni metamorfiche nelle rocce di Val Bagnola (Valsesia)*. « Rend. Soc. Mineral. Ital. », 14, 1958. 55-116.
- BERTOLANI M., *Contributo allo studio petrografico della cosiddetta « formazione dioritico-kinzigitica ». Variabilità petrografica e azioni metamorfiche nella zona di Civiasco (Valsesia)*. « Period. di Mineral. », 29, 1960. 194-268.
- BERTOLANI M., *Fenomeni di granitizzazione e di contatto nella zona di Quarna (Novara)*. « Rend. Soc. Mineral. Ital. », 17, 1961. 65-108.
- BERTOLANI M., TOGNETTI G., SIGHINOLFI G., LOSCHI A. G., *Ricerche petrografiche nella bassa valle Strona (Novara)*. « Rend. Soc. Miner. Ital. », 19, 1963. 41-67.
- BOWEN N. L., TUTTLE O. F., *The system $NaAlSi_3O_8$ - $KAlSi_3O_8$ - H_2O* . « Journ. Geology », 58, 1950. 489-511.
- ENGELHARDT W. (VON), *Die Geochemie des Barium*. « Chemie der Erde », 10, 1936. 187-246.
- ESKOLA P., *Die Entstehung der Gesteine*. Berlin, 1939.
- ESKOLA P., *On the Granulites of Lapland*. « Am. Journ. Sci », 1952. 133-171.
- ESKOLA P., *On the mineral facies of Charnockites*. « Madras Univ. Journ. », 27, B, (Centenary Number), 1957. 101-119.
- FRANCHI S., *Appunti geologici sulla zona diorito-kinzigitica Ivrea-Verbanò e sulle formazioni adiacenti*. « Boll. R. Com. Geol. d'Italia », 36, 1905.
- HOLLAND T. H., *The charnockite series, a group of Archean hypersthene rocks in peninsular India*. « Geol. Surv. India Mem. », 28, 1900. 119-249.
- HOLLAND T. H., *The petrology of Job Charnock's tombstone*. « Jour. Asiatic Soc. Bengal », 62, 1893. 162-164.
- HOWIE R. A., *The Geochemistry of the charnockite series of Madras, India*. « Roy. Soc. Edimburgh », Trans., 62, 1955. 725-768.
- HOWIE R. A., SUBRAMANIAM A. P., *The paragenesis of garnet in charnockite, anderbite and related granulites*. « Mineral. Magaz. », 31, 1957. 565-586.
- HUTTENLOCHER H. F., *Beiträge zur Petrographie des Gesteinzuges Ivrea-Verbanò. Die gabbroiden Gesteine von Anzola*. « Schw. Min. Petr. Mitt. », 22, 1942. 326-366.
- MICHOT P., *Essai sur la géologie de la catazone*. « Acad. Royale de Belgique Bull. », Cl. des sciences. 37, [5], 1951. 271-272.
- NOVARESE V., *La formazione diorito-kinzigitica in Italia*. « Boll. R. Uff. Geol. d'Italia », 56, 1931.
- PORRO C., *Geognostische Skizze der Umgebung von Finero*. « Inaug. Diss. math. naturw. Fak. Univ. Strassburg », Berlin, 1898.
- ROSATI V., *Alcuni dati sulle mesopertiti di rocce stronalitiche della Valsesia e Valle Strona*. « Atti Soc. Nat. e Mat. di Modena », 93, 1963.
- SCHAEFER R. W., *Der basische Gesteinzug von Ivrea im Gebiet des Mastellone-Thales*. « Tscherm. Min. Petr. Mitt. », 17, 1898. 495-517.

- SCHILLING J., *Petrographisch-geologische Untersuchungen in der unteren Val d' Ossola. Ein Beitrag zur Kenntniss der Ivreazone.* « Schw. Min. Petr. Mitt. » 37, 1957. 435-544.
- SUBRAMANIAM A. P., *Charnockites of the type area near Madras - a reinterpretation.* « Am. Journ. of Science », 257, 1959. 321-353.
- TILLEY C. E., *Enderbite. A new member of the charnockite series.* « Geol. Mag. », 73, 1936. 312-316.
- TRAVERSO S., *Geologia dell' Ossola.* Genova, 1895.
- TURNER J., VERHOOGEN J., *Igneous and Metamorphic Petrology.* New York, London, 1951.
- TUTTLE O. F., *Origin of the contrasting mineralogy of extrusive and plutonic salic rocks.* « Journ. Geol. », 60, 1952. 107-124 .
- WINCHELL A. W., *Elements of optical Mineralogy.* London, New York, 1951.

SPIEGAZIONE DELLA TAVOLA I

- Fig. 1. — Marmitte dello Strona nelle stronaliti presso Preia.
- Fig. 2. — Stronalite nel suo aspetto più caratteristico tra Forno e Piana.
- Fig. 3. — Stronalite zonata che ingloba lembi di granulite pirossenica (presso Preia).
- Fig. 4. — Residui di gneiss kinzigitici pieghettati nelle stronaliti.
Cappella di S. Lucia.



Fig. 1.



Fig. 2.



Fig. 3.

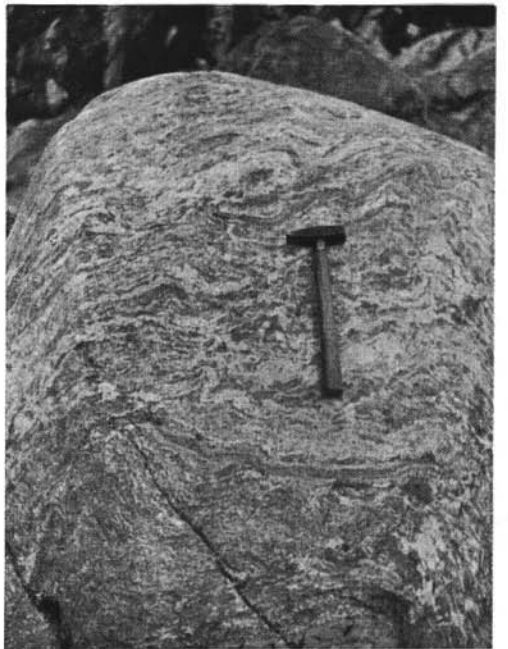


Fig. 4.

SPIEGAZIONE DELLA TAVOLA II

- Fig. 1. — Stronaliti di Valmala. Tessitura granoblastica della roccia.
Niols incr. 66 ingr.
- Fig. 2. — Stronaliti di Isola. Sillimanite in grossi cristalli.
Solo pol. 66 ingr.
- Fig. 3. — Stronaliti del Baraccone. Intima associazione granato (a destra) - pirosseno (a sinistra).
Solo pol. 66 ingr.
- Fig. 4. — Granuliti anfibolico-granatifere di Forno. Intima associazione granato-anfibolo.
Solo pol. 66 ingr.



Fig. 1.



Fig. 2.



Fig. 3.



Fig. 4.

SPIEGAZIONE DELLA TAVOLA III

- Fig. 1. — Stronaliti di Valmala. Mesopertite.
Solo pol. 135 ingr.
- Fig. 2. — Stronaliti di Isola. Mesopertite associata a granato e sillimanite.
Solo pol. 66 ingr.
- Fig. 3. — Stronaliti di Piana di Forno. Mesopertite associata a quarzo e granato
(in nero).
Nicols iner. 66 ingr.
- Fig. 4. — Forma di passaggio tra gneiss biotitico-sillimanitici e stronaliti in Val
pelline. E' presente, unitamente al granato, ancora molta biotite con an-
damento orientato .
Solo pol. 66 ingr.

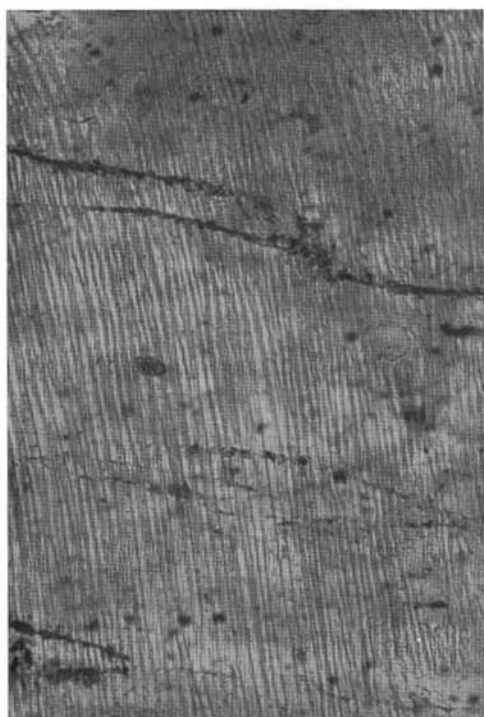


Fig. 1.



Fig. 2.

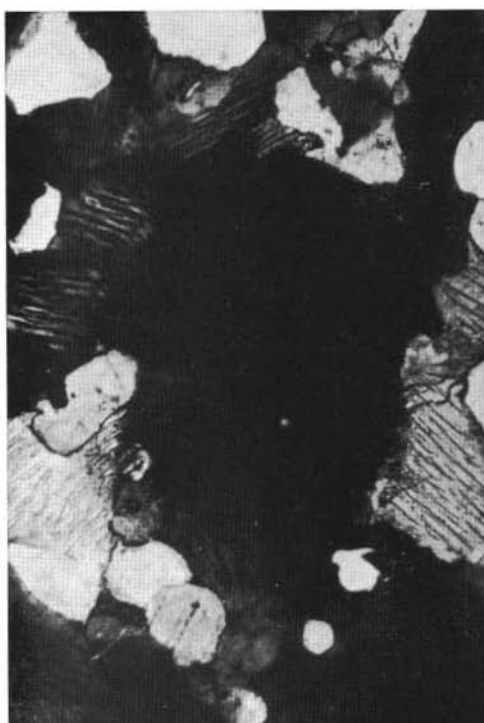


Fig. 3.



Fig. 4.