

BRUNO MESSIGA *

EVIDENZE STRUTTURALI E PARAGENETICHE DELL'EVOLUZIONE POLIFASICA PRE-ALPINA DEL MASSICCIO CRISTALLINO DI SAVONA **

RIASSUNTO. — Le sequenze di gneiss ed anfiboliti del Massiccio Cristallino di Savona, fino ad ora interpretate come prodotte da un metamorfismo di tipo ercinico, rivelano una più complessa storia pre-alpina polifasica.

Sono state infatti riconosciute, sulla base di nuove ricerche meso e microstrutturali, tre generazioni di pieghe e la successione di almeno due paragenesi.

Negli gneiss e micascisti:

- lo stadio 1 è caratterizzato dalla associazione di granato + staurolite + cianite + mica bianca (I) ± sillimanite ± biotite (I);
- lo stadio 2 è indicato da biotite (II) + mica bianca (II) + plagioclasio + sillimanite fibrolitica.

Nelle anfiboliti:

- lo stadio 1 è caratterizzato da granato + zoisite + rutilo e probabilmente pirosseno sodico;
- lo stadio 2 inizia con la sostituzione del pirosseno sodico da parte di aggregati simplectitici di orneblenda e plagioclasio e porta ad una paragenesi caratterizzata da orneblenda verde + plagioclasio + epidoto + titanite.

Le litologie investigate mostrano quindi un'evoluzione polimetamorfica da un più antico evento in Facies Anfibolitica di gradiente termico medio-basso nelle sequenze pelitiche e in Facies Eclogitica nelle rocce basiche ($P = 6-8$ kb, $T = 600^{\circ}\text{C}$), ad un evento in Facies Anfibolitica di gradiente termico più elevato ($P = 3-5$ kb, $T = 500^{\circ}\text{C}$).

Si ipotizza quindi per le rocce del Massiccio Cristallino di Savona che la prima fase di riequilibratura metamorfica sia avvenuta in ambiente caratterizzato da un gradiente di tipo caledoniano mentre la seconda fase metamorfica sia avvenuta sotto un gradiente di tipo ercinico.

ABSTRACT. — The amphibolite-gneiss rock sequences of the Savona Crystalline Basement have been, so far, interpreted as produced by an ercynian-type metamorphism. The present paper, on the basis of new available meso- and micro-structural data, reveals a more complex polymetamorphic pre-alpine evolution.

The time relationships between folding and metamorphic evolution have been investigated: three fold generations have been recognized.

The B1 folds are isoclinal and commonly rootless. A mineral layering parallel to the axial plane in the amphibolites forms and in the gneiss. Small scale mineral layering associated with axial plane schistosity is common.

The B2 are tight or isoclinal, hinge shapes are acute or rounded depending on lithology and scale of fold; the B2 axes dip strongly, a mineral layering associated with axial plane schistosity is common in amphibolitic rocks.

The interference pattern between B1 and B2 folds provides a megascopic «schlingentektonic» features and generates a composite regional layering.

The B3 folds are open and closer to a chevron style and only locally they are penetrative.

The regional layering consists of the following prevailing rock-types:

* Istituto di Petrografia dell'Università di Genova, Corso Europa, 16132 Genova. ** Il lavoro è stato eseguito con il contributo finanziario del C.N.R. «Gruppo Alpi». Gli argomenti trattati rientrano anche nelle tematiche del Progetto I.G.C.P. n. 5.

- gneiss, containing quartz, plagioclase (An_{15-25}), biotite and white micas, and minor garnet, staurolite, kyanite and sillimanite; the microfabric of gneisses is characterized by quartz-rich and plagioclase-rich lamellae interlayered with mica-rich films and porphyroblastic garnet, staurolite, kyanite and sillimanite;
- micaschists, consisting of quartz, plagioclase, biotite and white micas, and significant amounts of garnet, staurolite, kyanite and sillimanite; they show a well developed preferred orientation of sheet-silicates; garnet, staurolite, kyanite, sillimanite and plagioclase occur as porphyroblasts;
- plagioclase amphibolites, characterized by abundant green hornblende generally accompanied by plagioclase, epidote, clinopyroxene (diopside-salite) and sphene; microtextural features consist of thin interlayers, made by hornblende-rich and clinopyroxene- or epidote-rich domes; plagioclase is ubiquitous. A planar fabric is generated by a preferred orientation of hornblende crystals, preserving sometimes coarse hornblende porphyroclasts;
- garnet amphibolites, mainly constituted by a matrix of green hornblende crystals, porphyroblastic garnet, symplectites of hornblende and plagioclase with minor quartz, zoisite and rutile.

On the basis of paragenetic and micro-textural observations, two main stages of metamorphic evolution can be recognized.

Gneiss and micaschists:

- *stage 1*: garnet + staurolite + kyanite + white mica (I) $\pm$ sillimanite assemblage; garnet, staurolite and kyanite porphyroblasts predate an oldest S_1 schistosity;
- *stage 2*: biotite (II) + white mica (II) + plagioclase + fibrolitic sillimanite + ores assemblage which grown during B2 deformation and post-date the B2 folds.

Amphibolites:

- *stage 1*: garnet + zoisite + rutile and probably Na-clinopyroxene assemblage; relics of S_1 schistosity are indicated by preferred orientation of rutile and zoisite crystals; before the B1 deformation the substitution of Na-clinopyroxene by symplectitic aggregates took place;
- *stage 2*: hornblende (II) + plagioclase + epidote + titanite assemblage; this stage begins with a deformation phase B1: a planar and probably linear fabric of hornblende (I) and Ca-clinopyroxene was formed and a metamorphic segregation generates the compositional layering. During a second deformative event (F2) the hornblende (I) porphyroclasts were replaced by hornblende (II) crystals which make a mineral lineation.

The investigated rock-types indicate a evolution from early event in Amphibolite Facies conditions whit low-medium thermal gradient in pelitic sequences and in Eclogitic Facies conditions in basic rock ($P = 6-8$ kb, $T = 600^\circ\text{C}$) to a later in Amphibolite Facies conditions whit an higher thermal gradient ($P = 3-5$ kb, $T = 500^\circ\text{C}$).

The above investigations reveal a composite pre-Alpine history for the Savona Crystalline Basement, consisting of an older stage of equilibration under Caledonian-type metamorphic conditions followed by an younger stage under Ercynian-type metamorphic conditions.

Introduzione

Nel Massiccio Cristallino di Savona le rocce gneissiche e le anfiboliti sono già state da tempo indicate come i prodotti di un metamorfismo di tipo regionale che si esplicò in tempi precedenti le intrusioni delle maggiori masse granitiche (MESSIGA et al., 1975; CIMMINO et al., 1976; GALLI et al., 1978). Il metamorfismo pre-alpino, fino ad ora riconosciuto in queste litologie, era genericamente indicato come un metamorfismo ercino-tipo sulla base dei caratteri termobarici delle associazioni mineralogiche presenti nei vari litotipi.

In questo lavoro vengono presentati i primi risultati di un programma di

indagini meso- micro-strutturali, petrologiche e geocronologiche sulle differenti litologie che affiorano nel Massiccio Cristallino di Savona. Lo studio mesostrutturale, basato sul criterio di sovrapposizione (Hobbs et al., 1976), è stato iniziato su alcuni affioramenti particolarmente significativi e verrà esteso in seguito ad un'area più grande. Si intende ora mettere solo in evidenza alcuni elementi su cui è stato possibile individuare una successione di paragenesi e di eventi deformativi che consentono di ricostruire una più complessa storia evolutiva pre-alpina in queste rocce.

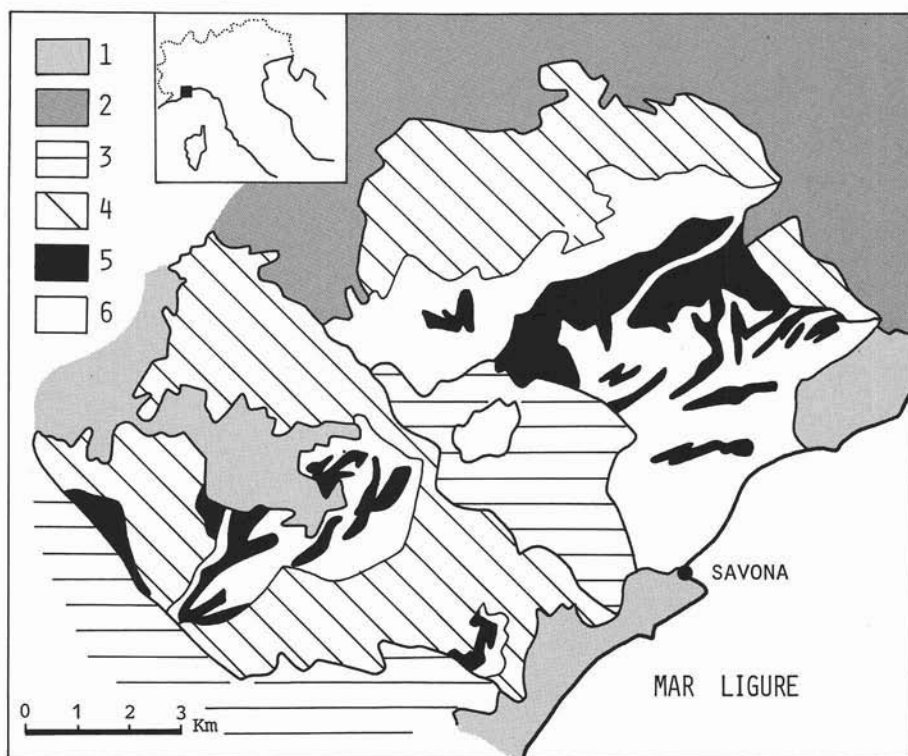


Fig. 1. — Schema geologico del Massiccio Cristallino di Savona: 1 - Molasse terziarie; 2 - Ofioliti metamorfiche del Gruppo di Voltri e della Falda di Montenotte; 3 - Parascisti delle coperture permo-carbonifere; 4 - Rocce granitiche; 5 - Anfiboliti; 6 - Gneiss. (Ridisegnata dalla II ed. della Carta Geologica d'Italia, fogli *Genova, Albenga-Savona, Ceva*).

Assetto mesostrutturale

In affioramento le rocce gneissiche e le anfiboliti sono in genere associate e compaiono in bande intercalate di dimensioni ettometriche (fig. 1), tali intercalazioni diventano più fitte lungo i contatti tra le masse maggiori: i livelli di gneiss (fino ad 1 m) si alternano a più potenti livelli di anfiboliti (fino a 5 m) rappresentando verosimilmente la trasposizione del contatto originario.

La forma degli affioramenti è infatti controllata da fasi di piegamento sovrapp-

poste con assi fortemente inclinati che danno luogo alla tipica «schlingentektonic»; le pieghe a laccio, di dimensioni ettometriche, generano un layering regionale composito.

L'analisi geometrica del layering litologico fondamentale, dato dalla alternanza di gneiss ed anfiboliti, permette di riconoscere, in campagna, tre generazioni di pieghe (da B1 a B3).

Le pieghe B1 sono isoclinali senza radice, molte sono intrafoliali ma possono anche essere presenti pieghe chiuse di tipo simile che, alla scala dell'affioramento, hanno dimensioni decimetriche. La scistosità di piano assiale S1 è generalmente molto accentuata in anfiboliti e rocce gneissiche e ne costituisce il più importante carattere del fabric sia meso- che microscopico.

Le pieghe B2 sono ancora di tipo simile, chiuse e sovente isoclinali. Le dimensioni, sull'affioramento, sono metriche e presentano assi molto inclinati fino a verticali. Sono in genere disarmoniche nelle anfiboliti mentre negli gneiss presentano piani assiali paralleli. Negli gneiss, quando sono chiuse, le pieghe B2 generano una foliazione di piano assiale S2: l'interferenza tra la S1 e la S2 produce di solito un crenulation cleavage.

Le pieghe B3 sono in genere aperte di tipo kink asimmetriche, prive di una foliazione di piano assiale, e determinano una lineazione di crenulazione nelle rocce gneissiche.

I litotipi fondamentali

Quello che viene fornito rappresenta un quadro sintetico e qualitativo delle paragenesi e delle composizioni mineralogiche delle rocce studiate, trattandosi di associazioni di rocce non omogenee nei parametri chimici dei protoliti originari si rimanda a prossimi lavori specifici la trattazione petrologica di questi sistemi.

LE ROCCE GNEISSICHE

Il principale carattere del fabric mesoscopico è dato da una scistosità accentuata dovuta alla isoorientazione delle miche e da un layering composizionale alla scala 1-2 mm, marcato da variazioni nelle percentuali dei minerali costituenti (soprattutto quarzo, feldspato e miche).

I litotipi prevalenti sono:

Gli gneiss

Contengono in genere sia biotite che muscovite con quarzo e feldspati; hanno una fine tessitura a bande sottolineata da microliti a quarzo e feldspati alternati a microliti a miche prevalenti, la scistosità è marcata dall'isoorientazione delle miche, la grana è di solito fine; nei litotipi a grana più grossa sono comuni tessiture occhiadine. In sezione sottile mostrano quarzo generalmente abbondante, raramente in porfiroclasti con estinzione ondulata e contorni di sub-granuli, sovente in aggregati granoblastici di piccoli individui. Il plagioclasio è anche di dimensioni

medio-fini, in genere molto sericitizzato, ove non è trasformato mostra un contenuto in An variabile tra il 15-25 % nei diversi campioni. Cianite e sillimanite sono in genere presenti in piccole percentuali, il granato è molto diffuso ma mai percentualmente abbondante, i cristalli sono in genere porfiroblastici con inclusioni di quarzo e miche; la sillimanite fibrolitica è rara. Gli accessori sono: epidoti, apatite, titanite, rutilo, zirconio, tormalina; clorite e calcite sono secondari.

I micascisti

Sono caratterizzati da una maggiore quantità di miche e mostrano quindi una scistosità più accentuata, presentano frequentemente tessiture occhiate date sia da individui di granato che di feldspato; cristalli allungati di Al-silicati e staurolite sono sovente visibili in affioramento. Biotite e/o muscovite sono i minerali più abbondanti e al microscopio si presentano in grosse lamine con estinzione ondulata e kink-bands. Il plagioclasio porfiroblastico può costituire fino al 30 % della roccia dando luogo ad una tessitura occhiadina, presenta raramente strutture mirmekitiche, più sovente il plagioclasio è zonato con nuclei albitici e bordi di oligoclasio. Il quarzo è in forme allungate costituite da numerosi granuli con forma poligonale. Grossi sono i porfiroblasti di granato che presentano fini inclusioni rettilinee di quarzo. Cianite e staurolite, pure porfiroblastici, hanno sovente una corona di sostituzione da parte di mica bianca, la sillimanite è presente sia in cristalli porfiroblastici che come aggregati fibrolitici. Minerali accessori sono apatite, tormalina, opachi, rutilo e zirconio; epidoti, carbonati e cloriti si trovano in piccole quantità.

LE ROCCE ANFIBOLITICHE

I caratteri mesoscopici di queste rocce sono evidenziati da un layering compositivo, da una tessitura a bande e da una lineazione minerale dell'anfibolo.

I litotipi principali sono:

Anfiboliti a plagioclasio

Presentano un layering alternato con bande ad anfibolo (con spessore variabile da alcuni m fino a pochi cm) intercalate a più sottili bande a epidoto, plagioclasio o a clinopirosseno (1-2 cm di spessore); bande leucocratiche a quarzo e feldspati (con dimensioni fino a 50 cm) sovente più sottili ma riunite in fasci paralleli alla foliazione caratterizzano il fabric mesoscopico di queste rocce; spesso in queste bande sono presenti grossi cristalli di orneblenda verde. L'orneblenda verde è il minerale più abbondante e si trova in cristalli equidimensionali ed isoorientati. Nella stessa roccia sono non di rado presenti due classi dimensionali di individui: grossi cristalli ad estinzione ondulata a contorni irregolari e privi di orientazione preferenziale si rinvencono isolati entro aggregati di numerosi individui più piccoli e con contorni razionali. Un clinopirosseno (della serie diopside-salite, dati chimici inediti) è presente in bande o disperso nella roccia, sovente esso presenta una corona di sostituzione da parte di orneblenda verde. Il pla-

gioclasio in cristalli regolari non è zonato e sovente saussuritizzato. Gli epidoti sono ricchi in pistacite, ma sovente zonati con nuclei meno feriferi. Titanite, biotite e quarzo sono i comuni minerali accessori; clorite e calcite sono generalmente secondari.

Anfiboliti a granato

Sono tessituralmente più omogenee, a grana fine, con una tessitura occhiadina dovuta ai porfiroclasti di granato, sovente abbondanti; in questi casi la foliazione della roccia è meno marcata e le anisotropie rappresentate esclusivamente dalla isoorientazione degli anfiboli. In sezione sottile sono costituite da una matrice di orneblenda verde, da symplectiti di orneblenda verde e plagioclasio, da numerosi granati e da quarzo, i cristalli di orneblenda mostrano contorni regolari e dimensioni uniformi. Il granato, in genere peciloblastico su quarzo, presenta corone di sostituzione da parte di aggregati symplectitici di orneblenda verde con epidoto e talvolta biotite. Zoisite e rutile sono presenti inclusi nell'orneblenda.

Negli affioramenti i contatti tra le rocce gneissiche e le rocce anfibolitiche sono in genere netti e visibilmente anteriori alle fasi deformative, alcuni contatti transizionali tra anfiboliti e micascisti sono evidenziati dalla presenza di litologie intermedie costituite da micascisti nei quali aumenta progressivamente la percentuale di orneblenda.

Nell'ambito delle rocce gneissiche si osservano, in campagna, bande di micascisti e di gneiss intercalate e con contatti sovente transizionali.

Microstrutture ed evoluzione metamorfica

L'analisi microstrutturale di ogni campione è stata condotta qualitativamente al microscopio su tre sezioni tagliate perpendicolarmente agli assi cinematici delle pieghe.

Sono state studiate le microstrutture dei minerali che corrispondono a stadi critici dell'evoluzione metamorfica della roccia e sono state analizzate al microscopio quando i minerali contribuivano a costituire un fabric legato a pieghe o scistosità di età relativa conosciuta.

Nelle associazioni di rocce gneissiche ed anfibolitiche si hanno intense riorganizzazioni tessiturali, con sviluppo di foliazioni pervasive, quando pieghe chiuse portano alla trasposizione della litologia originaria.

Alla microscala il layering metamorfico differenziato è parallelo al piano assiale delle pieghe B1 e traspone una più antica scistosità S₁, i cui relitti sono raramente conservati. La foliazione di piano assiale delle B2 è poco pronunciata nelle rocce gneissiche mentre nelle anfiboliti si ha una ricostruzione tessiturale e l'orneblenda ha un'orientazione preferenziale dell'asse *c* secondo l'asse di tali pieghe.

Il fabric composito di queste rocce è evidente in quanto i relitti mineralogici più antichi possono essere messi in relazione a porzioni preservate delle più antiche microstrutture.

A) *La storia metamorfica e microstrutturale degli gneiss e dei micascisti comprendeva:*

- una più antica scistosità S_1 è testimoniata da inclusioni di mica, quarzo e rutilo nei porfiroblasti di granato e di staurolite;
- i porfiroblasti di granato, staurolite, cianite e sillimanite vengono ruotati passivamente e deformano i piani di scistosità S_1 (fig. 2);

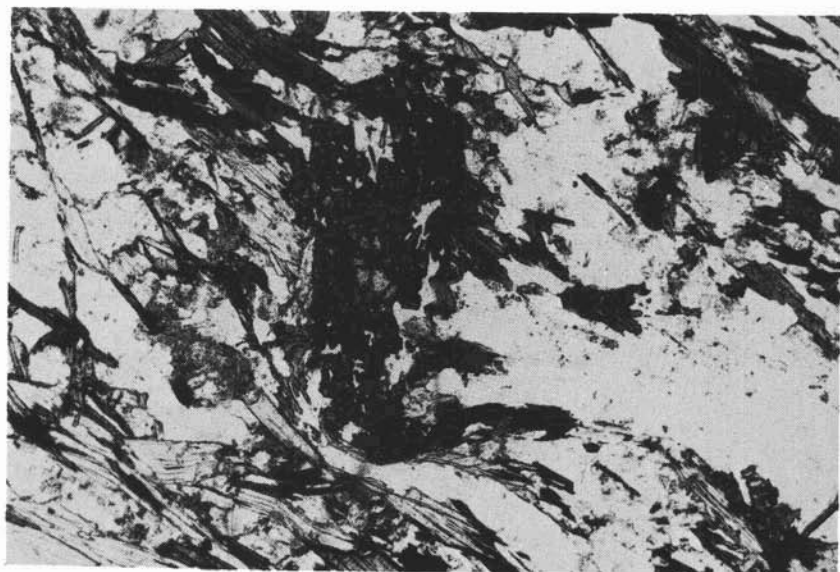


Fig. 2. — Individuo di staurolite ruotato passivamente durante la deformazione F_1 . La scistosità S_1 (trasversale alla foto) è indicata dalla isoorientazione delle miche. $I = 90^\circ$; N. paralleli.

- durante la fase F_1 si ha la generazione del layering differenziato per migrazione dei minerali leucocratici e principalmente del quarzo dai fianchi delle micropieghe. Le miche sono sempre isoorientate secondo la scistosità S_1 , la loro configurazione è controllata da bassi angoli tra i piani (001) dei diversi individui che presentano contorni serrati e assumono una microstruttura decussata. Nelle cerniere delle pieghe B_1 si hanno archi poligonali serrati di mica e nuove miche (sia muscovite II che biotite) nucleano sui siti già occupati dalle miche più antiche;
- successivamente alla deformazione B_1 , granato, staurolite e cianite diventano instabili, il granato viene sostituito da biotite, plagioclasio, opachi e sillimanite fibrolitica mediante reazioni che coinvolgono la mica bianca (I); staurolite e cianite vengono sostituite da mica bianca (II) (fig. 3);
- il plagioclasio composizionalmente zonato, contiene nei nuclei la scistosità S_1 ma continua la sua crescita durante la formazione della S_2 . Mostra infatti un fabric interno dato da una scistosità rettilinea al nucleo che si incurva poi



Fig. 3. — Sostituzione della staurolite da parte di mica bianca. $I = 90 \times$; N. paralleli.

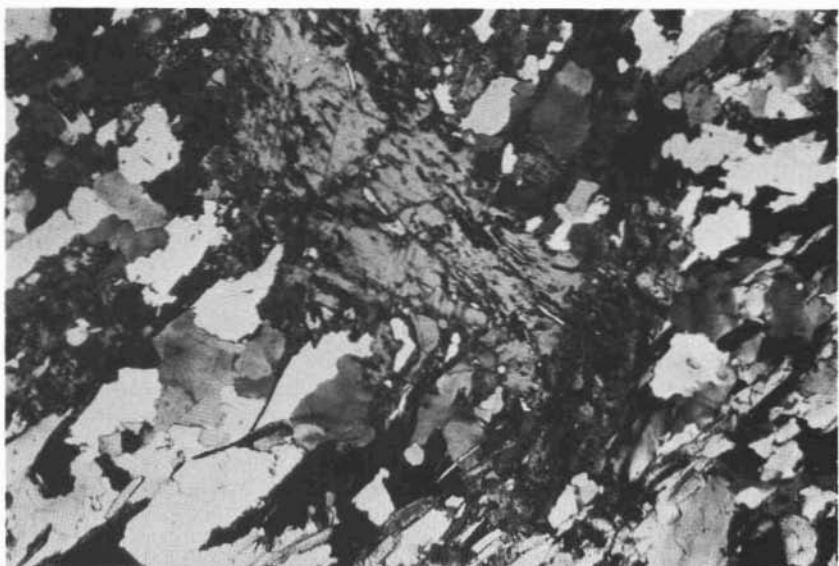


Fig. 4. — Plagioclasio zonato porfiroblastico, le inclusioni di mica bianca, opachi e quarzo si raccordano con la scistosità S_2 . $I = 80 \times$; N. incrociati.

verso i bordi raccordandosi perfettamente alla nuova scistosità S_2 . Le inclusioni sono costituite da mica bianca, quarzo e talora cianite (fig. 4);
 — durante la fase F2 il quarzo (II) in aggregati granoblastici con punti tripli ricristallizza a spese dei porfiroclasti di quarzo (I); la biotite è meccanicamente

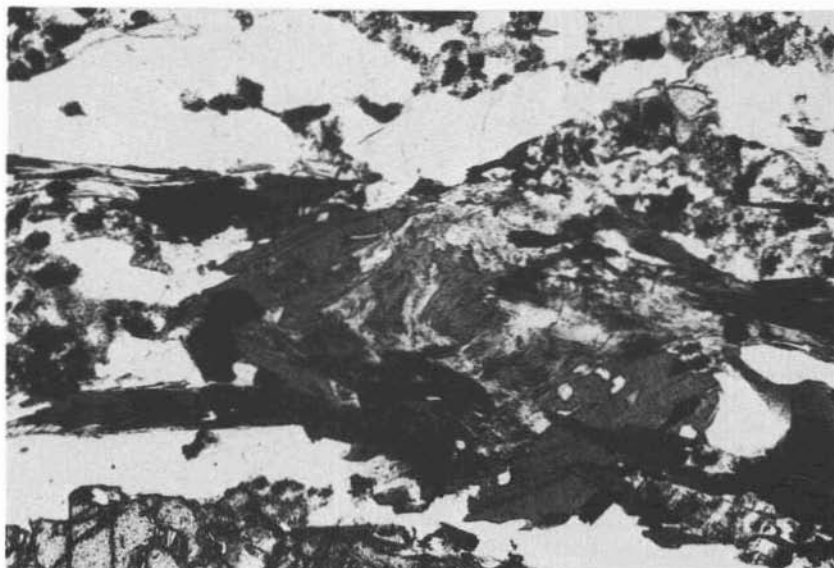


Fig. 5. — Micropiegia di fase F_2 individuata da archi poligonali di biotite, la sillimanite fibrolitica cresce nelle zone di dilatazione della piega. $I = 90 \times$; N. paralleli.



Fig. 6. — Archi poligonali di mica bianca dovuti alla deformazione F_3 , la clorite (più scura) nuclea nelle zone di dilatazione. $I = 90 \times$; N. paralleli.

ruotata e produce aggregati con microstrutture decussate con angoli aperti tra i piani (001) di sfaldatura dei cristalli, tra gli aggregati si ha la blastesi di sillimanite fibrolitica (fig. 5);

- le strutture legate alla deformazione B3 sono poco appariscenti in quanto danno luogo ad una crenulazione delle precedenti foliazioni, raramente si sviluppa una grossolana scistosità S3 parallelamente ai piani assiali delle pieghe, alla microscala si verificano deformazioni meccaniche delle miche, contorni di kink-bands si formano quando lo schiacciamento è perpendicolare ai piani di sfaldatura (001), nelle zone di dilatazione degli archi poligonali nucleano cloriti ed epidoti (fig. 6).

B) *La storia metamorfica e microstrutturale delle anfiboliti comprendeva:*

- la paragenesi più antica era costituita da granato, zoisite e rutilo, che sono ancora presenti come relitti. La probabile presenza di pirosseno sodico è riconoscibile sulla base delle pseudomorfofisi di orneblenda e plagioclasio symplectitici (fig. 7);
- la isoorientazione del rutilo e della zoisite costituisce i soli relitti della più antica scistosità S_1 ;
- prima dello sviluppo della deformazione F1 il granato viene sostituito da orneblenda verde, clinozoisite ed opachi con strutture symplectitiche, il pirosseno sodico viene completamente rimpiazzato da symplectiti costituite da orneblenda e plagioclasio (fig. 8);
- durante la fase F1 si ha una riorganizzazione tessiturale della roccia con la creazione di un fabric tettonico e la formazione di un layering per segregazione metamorfica. L'orneblenda (I) in grossi cristalli e il clinopirosseno cristallizzano durante questa fase dando luogo ad una lineazione mineralogica secondo l'asse delle pieghe, il plagioclasio assume strutture a punti tripli granoblastiche;
- la seconda deformazione F2 piega il layering e la scistosità S_1 , durante questa fase si ha la ricristallizzazione di orneblenda (II);
- i porfiroclasti di orneblenda (I) subiscono deformazioni e dislocazioni assumendo estinzioni ondulate, contorni di sub-granuli e subiscono fenomeni di micro-boudinage, la nuova orneblenda (II) nuclea su siti già occupati dalla vecchia e, durante il micro-boudinage, nelle ombre di pressione degli individui deformati (fig. 9). Durante questa fase attorno al clinopirosseno si formano corone di sostituzione da parte di orneblenda (II), e l'epidoto compare tra i prodotti della trasformazione, il rutilo viene sostituito da titanite;
- la deformazione F3 dà luogo, solo localmente, a crenulazioni che deformano rigidamente i minerali ma non si verificano ricristallizzazioni della paragenesi anfibolitica; solo localmente la clorite nasce a suturare le deformazioni nei cristalli di orneblenda.

La storia metamorfica, caratterizzata da almeno due stadi principali di riequilibrio, è ricostruibile dai rapporti di sostituzione dei minerali e dalle relazioni tra paragenesi stabili e microstrutture associate alle differenti generazioni di pieghe (fig. 10).

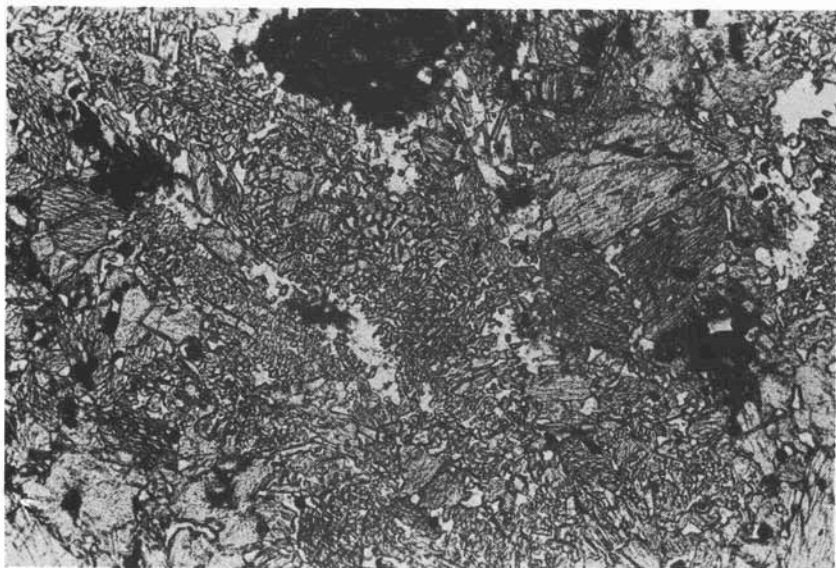


Fig. 7. — Aggregati di orneblenda e plagioclasio con strutture symplectitiche. $I = 120 \times$; N. paralleli.

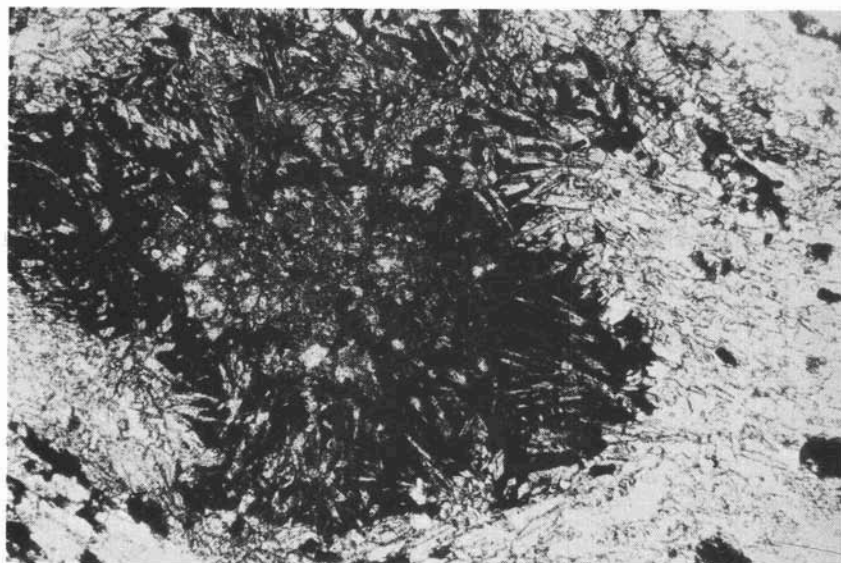


Fig. 8. — Relitto di granato sostituito lungo i bordi da aggregati symplectitici costituiti da orneblenda (in cristalli aciculari chiari) e da clinozoisite ed opachi (aggregati scuri). $I = 120 \times$; N. paralleli.

Nelle rocce gneissiche si può individuare la seguente successione di paragenesi:

— *lo stadio 1*, caratterizzato da granato + stautolite + cianite + mica bianca (I) e/o biotite (I) $\pm$ sillimanite;

— *lo stadio 2*, caratterizzato da mica bianca (II) e/o biotite (II) + plagioclasio + sillimanite fibrolitica + opachi.

Le relazioni microstrutturali mettono in evidenza che almeno granato, staurolite e cianite nascono su una più antica scistosità S_1 e sono pre-cinematici rispetto alla S_1 . Durante la riorganizzazione microstrutturale della roccia, che avviene nella fase F1, la paragenesi dello stadio 1 viene deformata ed alcuni minerali, in particolare le miche, presentano i caratteri di una cristallizzazione sincinemica.

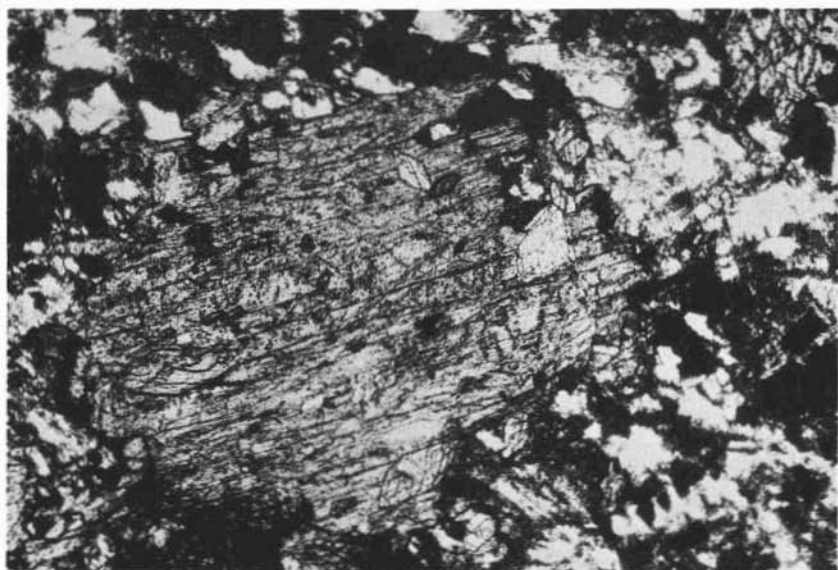


Fig. 9. — Nucleazione di orneblenda (II) (in piccole losanghe con sfaldature basali) su un porfiroclasto di orneblenda (I). La sezione è tagliata perpendicolarmente all'asse b delle pieghe B_2 . $I = 90^\circ$; N. paralleli.

Il plagioclasio albitico inizia a cristallizzare dopo la fase F1 e continua a crescere durante la successiva F2. La sua blastesi è, infatti, inter-cinematica rispetto alla F2: i nuclei albitici contengono la S_1 rettilinea mentre i bordi a composizione di oligoclasio crescono contemporaneamente alla formazione della scistosità S_2 .

L'evoluzione metamorfica delle rocce anfibolitiche può essere riassunta in due stadi principali:

- *lo stadio 1*, è indicato dalla paragenesi più antica a pirosseno sodico + granato + rutilo + zoisite;
- *lo stadio 2*, è caratterizzato dalla successione di due paragenesi, la prima ad orneblenda (I) + plagioclasio + clinopirosseno $\pm$ clinozoisite; la seconda caratterizzata da orneblenda (II) + plagioclasio + epidoto + titanite.

Dalle relazioni microstrutturali risulta che rutilo e zoisite sono contemporanei alla fase F_1 e il granato sin- o post-cinematico.

La trasformazione del pirosseno sodico, in symplectiti di orneblenda e plagioclasio e del granato in symplectiti di orneblenda e clinozoisite, avviene in condizioni

statiche in tempi precoci della storia evolutiva della roccia, prima che si verifichi la deformazione F1.

Durante la fase F1, con la riorganizzazione tessiturale, si ha nelle anfiboliti, la ricristallizzazione di orneblenda (I) in individui talora porfiroblastici e la comparsa del clinopirosseno.

Nella fase F2 una seconda generazione di orneblenda nuclea sui porfiroclasti di orneblenda (I); quando l'orneblenda (II) sostituisce il clinopirosseno viene smescolata una frazione calcica che è fissata dall'epidoto.

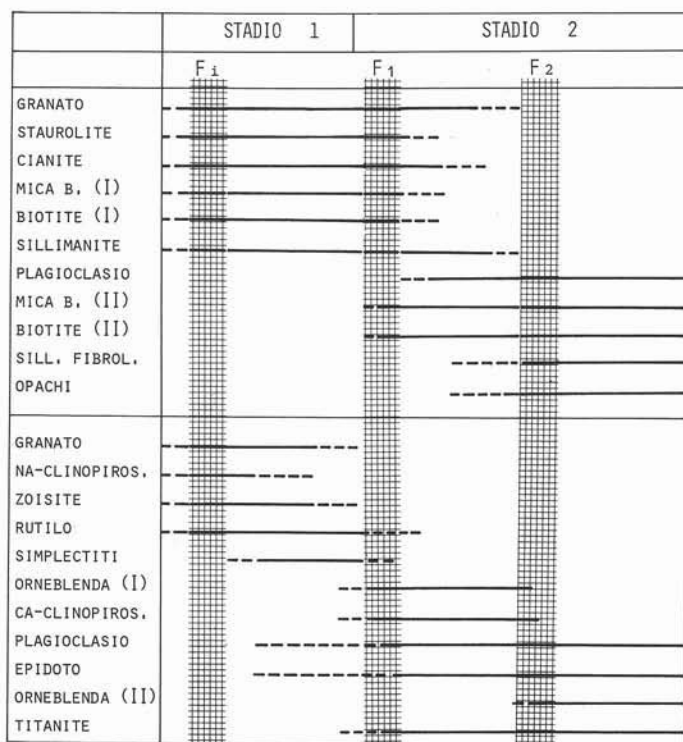


Fig. 10. — Relazioni tra fasi deformative ed evoluzione metamorfica in rocce gneissiche (parte superiore) ed anfiboliti (parte inferiore).

Conclusioni

Nelle sequenze di rocce gneissiche ed anfibolitiche del Cristallino savonese vengono quindi registrati due fondamentali eventi metamorfici.

Il primo è caratterizzato da paragenesi a pirosseno sodico e granato nelle anfiboliti e da granato, cianite e staurolite nelle rocce gneissiche.

Con la deformazione F1 inizia un'evoluzione che porta alla stabilizzazione di paragenesi caratterizzate da sillimanite fibrolitica e plagioclasio nelle rocce gneissiche e di orneblenda verde, plagioclasio ed epidoto nelle anfiboliti.

Un confronto qualitativo tra le paragenesi ricostruite nelle rocce studiate ed i dati sperimentali sui campi di stabilità dei minerali (GREEN e RINDGWOOD, 1967; BELL e DAVIS, 1969; GANGULY, 1967; NEWTON e KENNEDY, 1963; HOLDAWAY, 1971) consente di indicare, per le rocce gneissiche e le anfiboliti, un'evoluzione metamorfica che da condizioni di Alto Grado va verso associazioni di Grado più Basso mediante un andamento retrogrado dei parametri P e T che avviene in due momenti distinti (fig. 11).

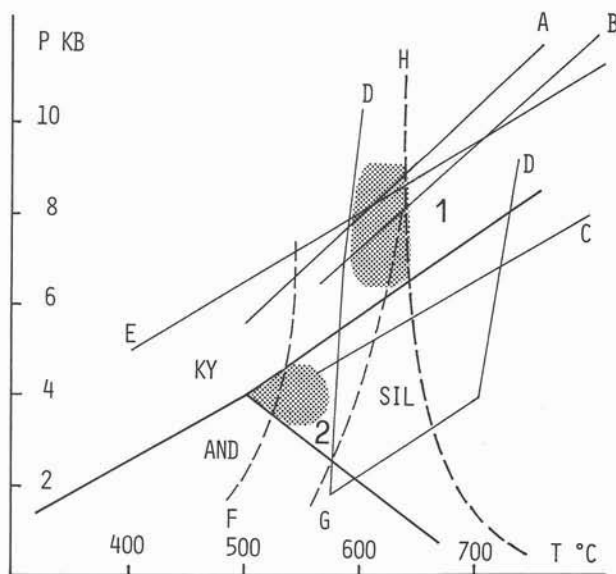


Fig. 11. — Diagramma di fase degli equilibri sperimentali pertinenti l'evoluzione metamorfica di rocce gneissiche ed anfiboliti: 1 e 2 rappresentano i principali eventi di riequilibrio metamorfico di tali rocce nel Massiccio Cristallino di Savona. Il punto triplo del polimorfo Al_2SiO_5 è quello di HOLDAWAY (1971), le altre curve rappresentano: A e C rispettivamente la scomparsa del plagioclasio e l'apparizione del granato in una qz-tholeiite (GREEN e RINGWOOD, 1967); B la reazione albite + nefelina + diopside = onfacite (BELL e DAVIS, 1969); D il campo di stabilità della staurolite (in CHATTERJEE, 1976); E la reazione anortite + acqua = cianite + zoisite + quarzo (NEWTON e KENNEDY, 1963); F e G la stabilità di orneblenda + plagioclasio al variare dei contenuti in anortite, An_{50} + orneblenda e An_{50} + orneblenda rispettivamente (in WINKLER, 1970); H la curva di solidus del sistema albite + muscovite + quarzo + acqua (in WINKLER, 1970).

Le paragenesi più antiche in rocce gneissiche ed anfiboliti sono indicative di valori di pressione variabili tra 6 e 8 kb per temperature attorno ai 600° C.

L'evento successivo è indicativo di una diminuzione dei valori sia delle pressioni che delle temperature: la scomparsa di cianite e staurolite nelle rocce gneissiche e le paragenesi a orneblenda, epidoto e plagioclasio nelle anfiboliti sono legate ad un decremento nei valori di pressione e temperatura del sistema (P tra 3-5 kb per temperature attorno a 500° C).

Il più antico evento metamorfico può essere quindi attribuito ad un ambiente di Alto Grado compatibile con Facies eclogitiche di ambiente continentale, mentre

la successiva riequilibratura porta alla stabilizzazione di paragenesi tipiche della Facies delle anfiboliti a plagioclasio.

Le rocce studiate hanno quindi avuto una storia metamorfica pre-alpina di tipo polimetamorfico che presenta non poche analogie con quella di associazioni di gneiss ed anfiboliti dello zoccolo continentale affiorante nell'Italia centro-settentrionale tra la Sardegna ed il Tirolo (MILLER et al., 1976; MILLER, 1970; PURTSCHELLER e SASSI, 1975; LIÉGEOIS e DUCHESNE, 1981; SASSI e ZANETTIN, 1980; SASSI e ZIRPOLI, 1980; GREGNANIN, 1980); in tali massicci cristallini sono già stati da tempo riconosciuti e datati geocronologicamente due eventi metamorfici principali: il primo Caledoniano riferito a gradienti termici prossimi a 25° C/km e comprendente paragenesi eclogitiche nelle rocce basiche, ed il secondo Ercinico riferibile a gradienti termici prossimi a 40° C/km (BOGEL et al., 1979).

Si può quindi ipotizzare anche per le rocce del Cristallino Savonese che la prima fase metamorfica sia avvenuta in ambiente caratterizzato da un gradiente di tipo caledoniano, mentre la seconda fase metamorfica sia avvenuta sotto un gradiente più alto di tipo ercinico.

Ringraziamenti. — Desidero ringraziare vivamente il Prof. SASSI per la costruttiva revisione del manoscritto e gli utili suggerimenti.

Le fotografie sono state eseguite dal sig. T. CUCCHIARA.

BIBLIOGRAFIA

- BELL P.M., DAVIS B.T.C. (1969) - *Melting relations in the system jadeite-diopside at 30 and 40 kbars*. Am. J. Sci., 267, 17-32.
- BOGEL H., MORTEANI G., SASSI F.P., SATIR M. e SCHMIDT K. (1979) - *The Hercynian and pre-Hercynian development of the Eastern Alps*. Report on a Meeting. N. Jb. Palaont. Abh., 159, 87-112.
- CHATTERJEE N.D. (1976) - *Margarite stability and compatibility relations in the system CaO-Al₂O₃-SiO₂-H₂O as a pressure-temperature indicator*. Am. Min., 61, 699-709.
- CIMMINO F., CORTESOGNO L. e LUCCHETTI G. (1976) - *Orneblende nelle anfiboliti dei Massicci Cristallini Liguri*. Rend. S.I.M.P., 32, 591-616.
- GALLI M., MESSIGA B. e PICCARDO G.B. (1968) - *Caractères pétrographiques du Massif cristallin de Savone et du Groupe de Voltri*. Bull. Soc. Géol. France, 21, 389-400.
- GANGULY J. (1972) - *Staurolite stability and related parageneses: theory, experiments and applications*. J. Petrol., 62, 335-365.
- GREEN D.H. e RINGWOOD A.E. (1967) - *An experimental investigation of the gabbro - to - eclogite transformation and its petrological applications*. Geoc. Cosmoc. Acta, 31, 767-863.
- GREGNANIN A. (1980) - *Metamorphism and magmatism in the Western Italian Tyrol*. Rend. S.I.M.P., 36, 49-64.
- HOBBS B., MEANS W.D. e WILLIAMS P.F. (1976) - *An outline of structural geology*. John Wiley, 571 p.
- HOLDAWAY M.J. (1971) - *Stability of andalusite and the aluminum silicate phase diagram*. Am. Jour. Sci., 271, 97-131.
- LIEGEOIS J.P. e DUCHESNE J.C. (1981) - *The Lac Cornu retrograded eclogites (Aiguilles Rouges massif, Western Alps, France): evidence of crustal origin and metasomatic alteration*. Lithos, 14, 35-48.

- MESSIGA B., CORTESOGNO L. e PEDEMONTE G.M. (1975) - *Caratteri del metamorfismo alpino su rocce del Cristallino Savonese sottostanti la Falda di Montenotte*. Boll. Soc. Geol. It., 94, 1659-1683.
- MILLER C. (1970) - *Petrology of some eclogites and metagabbros of the Oetztal Alps, Tirol, Austria*. Contr. Mineral. Petrol., 28, 42-56.
- MILLER C., SASSI F.P. e ARMARI G. (1976) - *On the occurrence of altered eclogitic rocks in north-eastern Sardinia and their implications*. N. Jb. Geol. Palaont. Mh., 11, 683-689.
- NEWTON R. C. e KENNEDY G. C. (1963) - *Some equilibrium reactions in the joint $\text{CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8\text{-H}_2\text{O}$* . J. Geophys. Res., 68, 2967-2983.
- PURTSCHHELLER F. e SASSI F.P. (1975) - *Some thoughts on the Pre-alpine metamorphic history of the Austroalpine Basement of the Eastern Alps*. T.M.P.M., 22, 175-199.
- SASSI F.P. e ZANETTIN B. (1980) - *Schema degli eventi metamorfici e magmatici nelle Alpi Orientali*. Rend. S.I.M.P., 36, 3-7.
- SASSI F.P. e ZIRPOLI G. (1980) - *Quadro delle conoscenze sulla storia pre-alpina delle Alpi Orientali*. Rend. S.I.M.P., 36, 35-48.
- TURNER F. J. (1968) - *Metamorphic petrology*. McGraw-Hill, 403 p.
- WINKLER H. G. F. (1967) - *Petrogenesis of metamorphic rocks*. Springer Verlag: Berlin, Heidelberg, New York, 237 p.