

A. BORIANI, G. CONTI, E. GIOBBI MANCINI (*)

STRAIN FACIES: UN CONCETTO UTILE NELLO STUDIO DELLE TETTONITI METAMORFICHE

RIASSUNTO. — Nel corso dello studio petrologico e strutturale di un'estesa area metamorfica (zona « Strona-Ceneri »-Massiccio dei Laghi) è stata constatata la grande utilità di procedere ad un accurato esame della distribuzione, dell'ammontare e del tipo di deformazione (*strain*) riscontrabile nelle rocce.

Una ricerca particolarmente dettagliata, corredata anche da un'analisi meso- e microstrutturale è stata condotta su una lente di Ceneri-gneiss, rocce con forte variabilità strutturale che lasciano talora riconoscere l'originaria struttura granulare; quest'ultima è stata assunta come *marker* dimensionale. I dati ottenuti indicano che l'ammontare dello *strain* è stato massimo nella porzione meridionale e che la distribuzione dei vari tipi tessiturali rispecchia l'anisotropia dell'insieme della serie in un campo di stress omogeneo.

Anche su altre rocce della « Strona-Ceneri » l'analisi della *strain facies* ha permesso di ottenere importanti informazioni genetiche; si rileva ad esempio che i « flaser gneiss » non costituiscono un litotipo a se stante ma costituiscono le porzioni più deformate degli gneiss occhiadini. Particolarmente significativo appare inoltre il confronto fra le *strain facies* dei paragneiss s.s. e degli gneiss minuti (*Hornfelsgneisse*); questi ultimi possiedono una diversa storia deformazionale e pertanto possono essere attribuiti, anche in base ad altre evidenze, alla sovrastruttura della catena Caledoniana, mentre i paragneiss ne costituiscono l'infrastruttura. Durante l'orogenesi ercinica la sovrastruttura e l'infrastruttura furono coinvolte nel piegamento isoclinale e le paragenesi vennero equilibrate alle condizioni della facies anfiboliti.

SUMMARY. — During the petrological and structural survey of a vast metamorphic area (« Strona-Ceneri » zone-Massiccio dei Laghi, Northern Italy) we have undertaken a study on the distribution, the amount and the style of deformation (*strain facies*) in various rock types; the obtained results pointed out the notable usefulness of this method.

(*) Istituto di Mineralogia, Petrografia e Geochimica dell'Università di Milano. Lavoro eseguito nell'ambito delle ricerche del Centro di Studi sulla Stratiografia e Petrografia delle Alpi Centrali di Milano del C.N.R.

A thick lens of Ceneri-gneisses, tectonites with widely variable textural characters but with relics of an original granular fabric, has been investigated in detail, also with the aid of meso- and micro-structural analysis. The amount of ductile strain is maximum in the southern part of the lens and the distribution of the different *strain facies* seems to be due to the anisotropy of the country rock in which the lens is enclosed and not to an original anisotropy of the Ceneri gneiss in itself. The deformation was monophasic and occurred in a homogeneous stress field.

Also in other rock types of the «Strona-Ceneri» the strain facies analysis allowed us to draw important genetic information; the «flaser gneiss», formerly considered as a separate rock type, resulted to represent the more severely deformed parts of the augen gneiss lenses.

Particularly important appeared the comparison of the *strain facies* shown by the *paragneisses s.s.* and by the *fine grained gneisses (Hornfelsgneisse)*; the latter have a definitely different deformational story and can thus be attributed, also on the bases of many other evidences, to the suprastructure of the Caledonian metamorphic belt, whilst the *paragneisses s.s.* were deformed in the infrastructure. During the Hercynian orogenesis both suprastructure and infrastructure were involved in the isoclinal folding of the series and the paragneisses were equilibrated to the amphibolite facies conditions.

Introduzione.

In alcuni tipi di tettoniti è a volte possibile determinare con una accettabile approssimazione l'ammontare dello *strain* e la sua distribuzione in un certo dominio, valutando la deformazione subita da appropriati *markers* dimensionali. Sono note le stime di questo genere eseguite su fossili od coliti deformate; questi *markers* si rinvencono però in rocce poco o punto metamorfiche, che hanno subito una deformazione prevalentemente plastica e che si trovano di norma nella sovrastruttura ripiegata delle catene orogeniche.

Nelle tettoniti metamorfiche vere e proprie i *markers* dimensionali sono in genere assenti; fanno eccezione gli gneiss sicuramente derivati da originarie rocce intrusive a struttura granulare (questa può essere considerata un *marker* dimensionale), quali: gabbri, dioriti, tonaliti, graniti, ecc. Per questi sorge però la difficoltà di distinguere l'effetto di deformazioni sovrapposte, in quanto la polifasicità nelle tettoniti metamorfiche sembra essere più la regola che non l'eccezione.

Sta di fatto che rocce metamorfiche di ugual composizione mineralogica e chimica (*litofacies*) e di identico grado metamorfico (*facies*

metamorfica) possono presentare strutture e tessiture (*fabric*) completamente diverse a causa della differente distribuzione dello *strain* da punto a punto della serie. Di conseguenza capita spesso che rocce fondamentalmente identiche vengano cartografate e descritte come litotipi diversi a causa della loro differente *strain facies*.

Uno degli esempi più clamorosi è rappresentato dalla recente diatriba sul termine «granulite» (Behr et al., 1971; Mehnert etc., 1972). Molti Autori hanno infatti sostenuto che tale denominazione deve essere riservata alle metamorfite che presentano tessitura identica (*platy quartz*) a quella delle rocce della Sassonia, per le quali il termine era stato originariamente creato, indipendentemente dal fatto che la loro ricristallizzazione sia avvenuta o no nelle condizioni della facies granulitica.

In realtà la tipica tessitura «*flaser*», con quarzo appiattito, delle granuliti della Sassonia è il risultato di una forte laminazione, conseguente a deformazioni subite dalla originaria roccia di elevato grado metamorfico, in un tempo successivo e in condizioni di P e T anche diverse da quelle originarie, come è stato dimostrato da Behr (1964) e Watznauer (1969).

Il termine granulite è ormai solidamente legato al concetto di facies metamorfica contraddistinta da elevate pressioni (*confining pressure*) e temperature, con $P_{H_2O} < P_{tot.}$, condizioni alle quali si sviluppa una struttura granoblastica tendente alla poligonale (granuloblastica), per lo meno negli aggregati a bassa anisotropia di forma. La laminazione che appare in alcune granuliti della Sassonia rappresenta in realtà una particolare «*strain facies*» risultante da una deformazione plastica, specialmente del quarzo.

Sembra perciò assai utile considerare attentamente accanto alla *litofacies* (ad es. ortogneiss granitico) e alla *facies metamorfica* (ad es. facies anfiboliti) anche la «*strain facies*» di un particolare corpo geologico e la sua distribuzione, anche se ciò urta spesso contro notevoli difficoltà. Le informazioni che si possono trarre dalla distribuzione dello *strain* sono infatti estremamente importanti per la ricostruzione della forma originaria dei corpi rocciosi deformati, e talvolta anche delle condizioni di pressione e temperatura, della presenza e distribuzione dei fluidi, della velocità della deformazione (*strain rate*) e del campo di *stress*.

La zona « Strona-Ceneri ».

L'opportunità per uno studio sull'ammontare, il tipo e la distribuzione dello *strain* in un corpo geologico di ragguardevoli dimensioni, ci si è offerta nel corso delle ricerche che andiamo conducendo da alcuni anni nella zona « Strona-Ceneri » sulla sponda occidentale del Lago Maggiore.

La « Strona-Ceneri » è un'unità polimetamorfica, come è dimostrato dall'analisi della microstruttura (Boriani, 1970 a, b) ed è confermato dalle numerose determinazioni di età radiometrica (Pidgeon, Köppel e Grünenfelder, 1970; Köppel e Grünenfelder, 1971; Mc Dowell, 1970).

L'evento metamorfico scistogeno principale risulta avere età caledoniana, mentre durante l'orogenesi ercinica si sarebbe verificato un piegamento della serie accompagnato da un innalzamento delle geosolterme. Il metamorfismo ercinico avrebbe colpito con una maggiore intensità la porzione di « Strona-Ceneri » più prossima al limite con l'« Ivrea-Verbanò », limite che è stato sede di importanti fenomeni intrusivi ed anatettici. Il grado metamorfico raggiunto in questa fase è quello della facies anfiboliti.

La « Strona-Ceneri » è costituita da vari tipi di paragneiss con intercalazioni di ortogneiss e di migmatiti gneissiche; nell'ambito di ciascun tipo litologico le variazioni tessiturali sono spesso notevoli. Ciò è particolarmente evidente in un caratteristico tipo di gneiss, le cui variazioni di *strain facies* sono qui esaminate in dettaglio; si tratta dei Ceneri-gneiss che sono già stati oggetto di ricerche petrografiche, specialmente da parte di Bächlin (1937), Reinhard (1964) e Boriani (1968, 1970 a, 1970 b) ai cui lavori rimandiamo per notizie più particolareggiate.

Ricordiamo brevemente i caratteri generali e le interpretazioni genetiche. I Ceneri-gneiss presentano una notevole uniformità di composizione mineralogica e di caratteri chimici (Giobbi Mancini e Potenza Bianchi, 1971) su di un'area di affioramento molto estesa; altro carattere che rende inconfondibile questo tipo litologico è la costante presenza di inclusi a silicati di Ca (Boriani e Clerici Risari, 1970). E' invece estrema la variabilità di tessitura, passando la roccia da tipi praticamente granulari (« gneiss granitici » di Novarese, 1929) a tipi finemente scistosi e più o meno lineati.

Mancano inoltre completamente pieghe a qualsiasi scala, almeno nella porzione di « Strona-Ceneri » alla quale ci riferiamo, e mancano pure, a scala microscopica, i peciloblasti ruotati che sono invece assai frequenti, insieme alle pieghe, nelle rocce incassanti. E' questo, secondo noi, indice di monofasicità della deformazione: i Ceneri-gneiss erano cioè rocce prive di scistosità e praticamente granulari prima dell'ultima deformazione penetrativa (o pervasiva) che ha interessato la « Strona-Ceneri ». Infatti la deformazione presente nei Ceneri-gneiss è la più recente e scistosità e lineazione corrispondono rispettivamente a S_2 e l_2 . Si trattava perciò, data la composizione, di una quarzodiorite ad inclusi calcio-silicatici di genesi anatettica (Boriani, 1968). Questa interpretazione genetica si discosta di poco da quella data da Bächlin (1937), il quale considerò queste rocce come il corrispondente granitizzato degli gneiss minuti (*Biotithornfelsgneisse*), mentre contrasta nettamente con quella di Reinhard (1964) che li interpretò come un particolare tipo di paragneiss.

Secondo noi (Boriani, 1970 b) i Ceneri-gneiss erano rocce granulari, tardo-Caledoniane, che vennero poi deformate in vario grado quando furono coinvolte nel piegamento ercinico, subendo una ricristallizzazione sincinemica del quarzo, mentre gli altri minerali ricristallizzarono più o meno completamente in condizioni statiche, in un periodo successivo, dando luogo alla tipica struttura granoblastica poligonale del plagioclasio e a quella decussata delle miche. Questa ricristallizzazione finale fu indotta termicamente, ma trasse energia anche dai difetti reticolari accumulatisi durante la deformazione, ed ancora visibili nei relitti di prima generazione.

Distribuzione dello strain nei Ceneri-gneiss.

L'analisi della distribuzione dello *strain* riguarda essenzialmente l'orizzonte principale di Ceneri-gneiss affiorante in corrispondenza del M. Toduni, del M. Todano e Pian Cavallone, poichè oltre ad essere il più esteso è anche quello che mostra la più grande varietà di tessiture.

L'affioramento ha la forma approssimativa di una lente piano-convessa, con la faccia curva rivolta a sud, dove viene a contatto in modo pressochè continuo con un orizzonte di anfiboliti, in parte feldspatizzate (Boriani e Giobbi Mancini, 1972). Il limite occidentale è tettonico; è troncato infatti da una faglia sinmetamorfica, la « Linea

del Pogallo» (Boriani 1970 a). Un'intensa rimobilizzazione post-cinematica fa qui passare parte dei Ceneri-gneiss a migmatiti eterogenee (Boriani e Peyronel Pagliani, 1968). A nord queste rocce sono delimitate dagli gneiss minuti ed a est terminano con digitazioni negli gneiss biotitico-plagioclasici.

Abbiamo accennato alla grande varietà di tessiture osservabile in queste rocce. Bächlin (1937) sulla base dei lievi cambiamenti mineralogici e delle forti variazioni strutturali e tessiturali li distinse in « *Gutgeschieferter Cenerigneis* » e « *Körnig Flaseriger Cenerigneis* »; corrispondentemente Boriani (1968) li distinse in « scistosi » e « granulari ».

Tenendo conto delle variazioni dei caratteri tessiturali meso- e microscopici e in particolare di scistosità, lineazione e forma degli inclusi, abbiamo ora distinto nell'ambito dei Ceneri-gneiss i seguenti tipi strutturali:

- 1) Ceneri-gneiss lineati.
- 2) Ceneri-gneiss scistosi lineati.
- 3) Ceneri-gneiss scistosi non lineati.
- 4) Ceneri-gneiss granulari.

a) *Ceneri-gneiss lineati.*

Sono rocce a grana media senza scistosità apparente, costituenti una banda di esiguo spessore, passante per la Colma di Cossogno a nord di Testa Cremisello e di Cappella Porta. La loro caratteristica peculiare è data da un'accentuata lineazione conferita dai domini cilindrici costituiti dal plagioclasio poligonale, dalla mica e dai grossi individui di quarzo suddivisi in subgranuli secondo piani normali alla lineazione. Questi domini cilindrici fanno sì che la tessitura della roccia appaia diversa a seconda del taglio: se questo è parallelo alla lineazione risultano molto evidenti le bande alternate di quarzo, plagioclasio e mica, se è perpendicolare, gli stessi minerali danno luogo ad ocelli tondeggianti.

Gli xenoliti assumono in queste rocce lineate la forma di ellissoidi di rotazione a due assi; l'asse maggiore è chiaramente parallelo alla lineazione e la sua lunghezza sembra essere da quattro a cinque volte quella dell'asse minore.

b) *Ceneri-gneiss scistoso lineati.*

Quelli a grana molto fine raggiungono la massima potenza lungo il crinale di Pian Trusello, a Sunfai e a Pechi. Affioramenti di minor ampiezza in cui la grana è leggermente più grossolana si hanno all'estremità sud-occidentale, nei pressi di Ruspeso e Bignugno in Val Grande, a Testa Cremisello e a quella nord-orientale, dove sono osservabili sul greto del torrente S. Giovanni all'altezza di Usciago; presentano sia scistosità che lineazione molto marcate. Tagliata parallelamente alla lineazione la roccia presenta il tipico aspetto micro-listato dovuto alla regolare alternanza dei letti di componenti chiari e scuri, mentre tagliata

TABELLA I.

Ceneri-gneiss	Scistosità	Lineazione	Plagioclasio			K-feldspato	Miche	Forma inclusi
			Poligonale	Relitto	Mirmech.			
lineati	debole	forte	presente (0,1 mm Ø)	raro	assente	raro	freq.	cilindrica
scistosi lineati	forte	forte	presente (0,1-0,2 mm Ø)	raro	raro	raro, aumenta verso S	freq.	elissoidea
scistosi non lineati	debole	debole	presente (0,2-0,3 mm Ø)	raro	raro, assente al centro e a N	raro	freq.	elissoidea
granulari	assente	debole	presente (0,3-0,4 mm Ø)	freq.	freq.	freq.	freq.	subsferica

Spiegazione nel testo.

normalmente alla lineazione mostra piccole lenticelle appiattite nel piano di scistosità.

Gli xenoliti presenti in questa roccia hanno la forma di corpi affusolati paragonabili ad ellissoidi a tre assi, con l'asse maggiore parallelo alla lineazione e quello minore normale alla scistosità.

c) *Ceneri-gneiss scistosi non lineati.*

Il tipo scistoso poco o nulla lineato, a grana quasi sempre grossolana, compare nei livelli mediani in corrispondenza del crinale Pizzo Pernice-Pian Cavallone-M. Todano. In queste rocce la scistosità non è mai molto marcata, specie verso NE. La tessitura è alquanto diversa dal tipo precedente: infatti gli aggregati dei componenti fondamentali non hanno aspetto fusiforme allungato nel senso della lineazione, bensì appaiono come lenti appiattite. Questa forma è riprodotta anche negli xenoliti presenti, equiparabili in questo caso a ellissoidi di rotazione a due assi, il cui asse minore è normale al piano S.

d) *Ceneri-gneiss granulati.*

Nei livelli più settentrionali dell'orizzonte, come ad esempio in val Grande lungo la strada per Cicogna, i Ceneri-gneiss assumono aspetto granitoide; per quanto sia sempre presente una debole lineazione, si è preferito considerarli una varietà strutturale separata: la roccia si presenta infatti massiccia, a grana grossolana, data la debole orientazione preferenziale dei componenti mineralogici. Gli xenoliti assumono qui una forma molto vicina a quella sferica.

Nella tabella I sono riportati i diversi tipi tessiturali con i relativi caratteri mineralogici.

Mesostruttura.

I diagrammi strutturali della fig. 1 riportano rispettivamente le proiezioni dei poli dei piani S e delle lineazioni. Le misure sono state effettuate su più di un centinaio di stazioni distribuite nel modo più omogeneo possibile.

In fig. 1.1 è possibile notar e come la disposizione dei punti costituisca un unico massimo indicante che i piani S hanno direzione prevalente N 55° E e sono subverticali o comunque molto inclinati.

A loro volta (fig. 1.2) le lineazioni danno luogo ad un massimo la cui dispersione rispecchia quella dell'area di massima concentrazione dei poli dei piani di scistosità.

I Ceneri-gneiss non mostrano mai pieghe rilevabili sul terreno e i diagrammi non indicano la presenza di alcuna piega, nè conica nè cilindrica, essendo evidente la mancanza di una cintura definita. Si tratta

quindi, almeno localmente, di una monoclinale anche se non si può escludere che questo crizzonte di Ceneri-gneiss faccia parte di una serie con pieghe isoclinali fortemente serrate, come proposto da Bächlin (1937). In quest'ultimo caso si pone il problema se le lineazioni minerali di queste rocce devono essere considerate lineazioni di tipo *a* oppure *b*; bisogna infatti ricordare che ove sono visibili assi di pieghe a grande scala (M. Ceneri) il loro asse è immerso con forte angolo verso SW o W, è cioè perpendicolare alla lineazione osservata nei Ce-

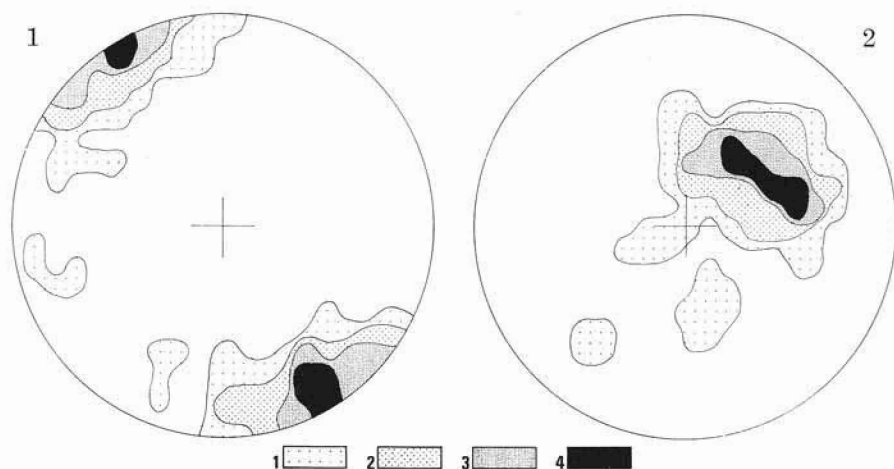


Fig. 1.

- 1) 138 poli di piani S. Contorni: 1%, 4%, 8%, 12% per 1% area.
 2) 115 lineazioni. Contorni: 1%, 3%, 6%, 9% per 1% area.

neri-gneiss di Pian Cavallone. La perpendicolarità potrebbe però anche essere dovuta ad una rotazione tardiva del blocco del Sottoceneri rispetto a quello della sponda italiana.

Microstruttura.

Per l'analisi microstrutturale sono stati raccolti numerosi campioni orientati, eseguendo la campionatura lungo itinerari che attraversano il corpo roccioso in modo che essa risultasse il più possibile omogenea.

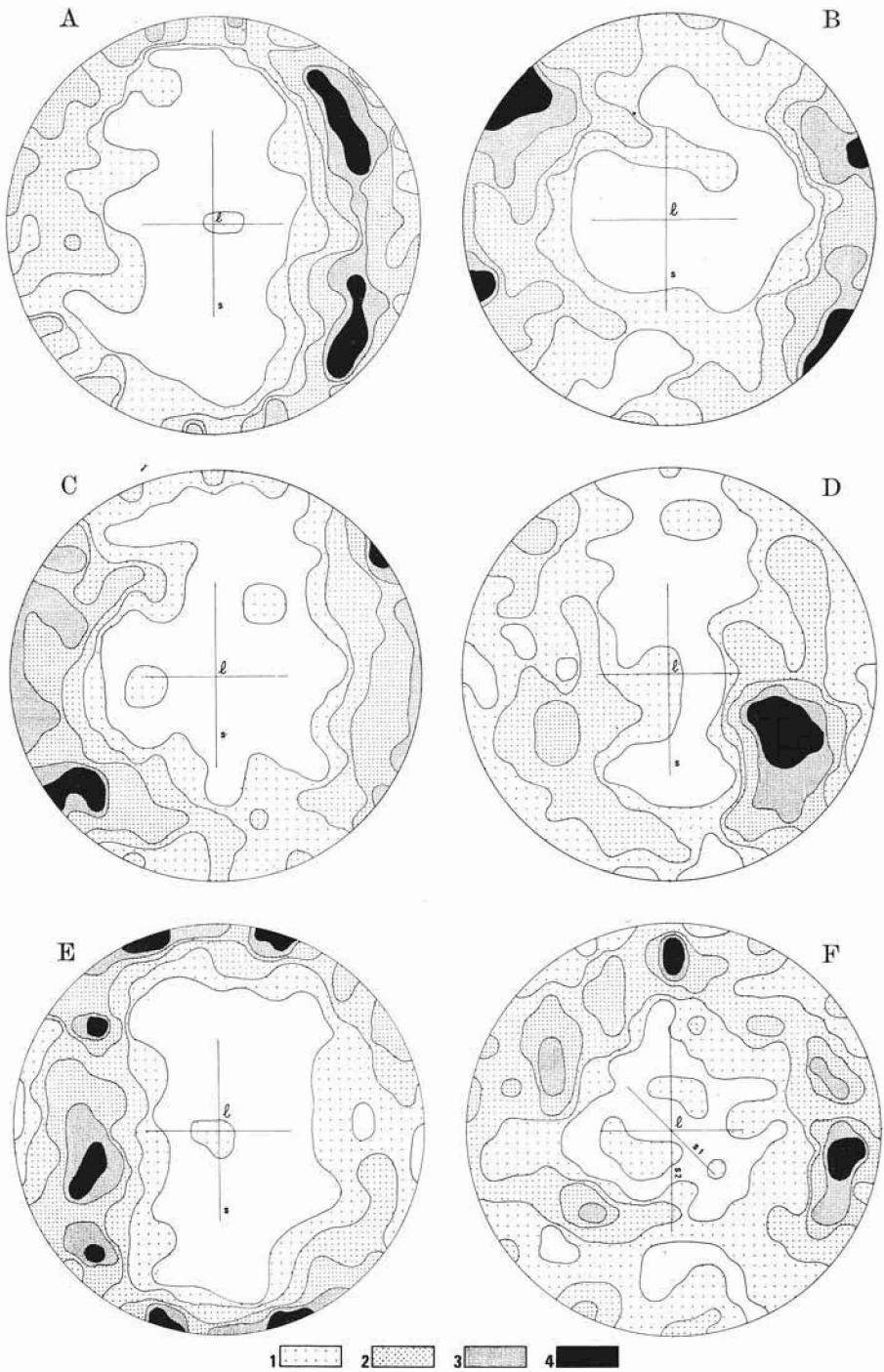


Fig. 2.

Fra i campioni esaminati ne sono stati scelti sei rappresentativi dei vari tipi: lineati, scistosi lineati, scistosi non lineati, tutti caratterizzati dalla presenza di discontinuità planari e lineari, in modo da ottenere sezioni quanto più possibile omogeneamente orientate.

E' stato preso in considerazione anche un particolare tipo di gneiss affiorante nel settore sud-orientale nei pressi del Ponte del Dragone. I caratteri mesoscopici sono differenti da quelli dei Ceneri-gneiss: presenta infatti un marcato micropiegheamento che permette di individuare piani S_1 ed S_2 e lineazioni l_1 ed l_2 . In questo gneiss non sono presenti inclusi, la paragenesi e la microstruttura sono simili a quelle dei Ceneri-gneiss; il plagioclasio poligonale è qui di dimensioni maggiori ed è inoltre frequentemente geminato.

Questa roccia può essere considerata uno gneiss biotitico-plagioclasico facente parte delle rocce incassanti.

La misura dell'orientazione dell'asse ottico del quarzo [0001] e dei piani di sfaldatura {001} delle miche di prima generazione, ha permesso di ottenere i diagrammi strutturali rappresentati in figg. 2-3-4.

Si può innanzitutto notare che nei diagrammi di orientazione del quarzo nei Ceneri-gneiss, i punti rappresentativi di [0001] danno luogo in modo abbastanza evidente ad una sola cintura, nell'ambito della quale vi sono però una diversa distribuzione ed un diverso numero di massimi.

Nei Ceneri-gneiss lineati (CG21) e nei scistoso lineati a grana grossolana (CG7), la cintura corrisponde abbastanza bene al piano *ac* normale alla scistosità ed alla lineazione, mentre nei scistoso lineati a grana fine (CG22 e CG23) e a grana grossolana con lineazione poco accentuata (CG25) e nei scistoso non lineati (CG1) le cinture sono fortemente inclinate (60° - 70°) rispetto ai piani S.

Fig. 2. — Diagrammi di orientazione per [0001] del quarzo nei Ceneri-gneiss.

- A) Scistoso lineato (CG1).
- B) Scistoso lineato a grana grossolana (CG7).
- C) Lineato (CG21).
- D) Scistoso lineato (CG22).
- E) Scistoso lineato (CG23).
- F) Scistoso debolmente lineato (CG25). - 300 assi. Contorni 1%, 2%, 3,3%, 4,6%.

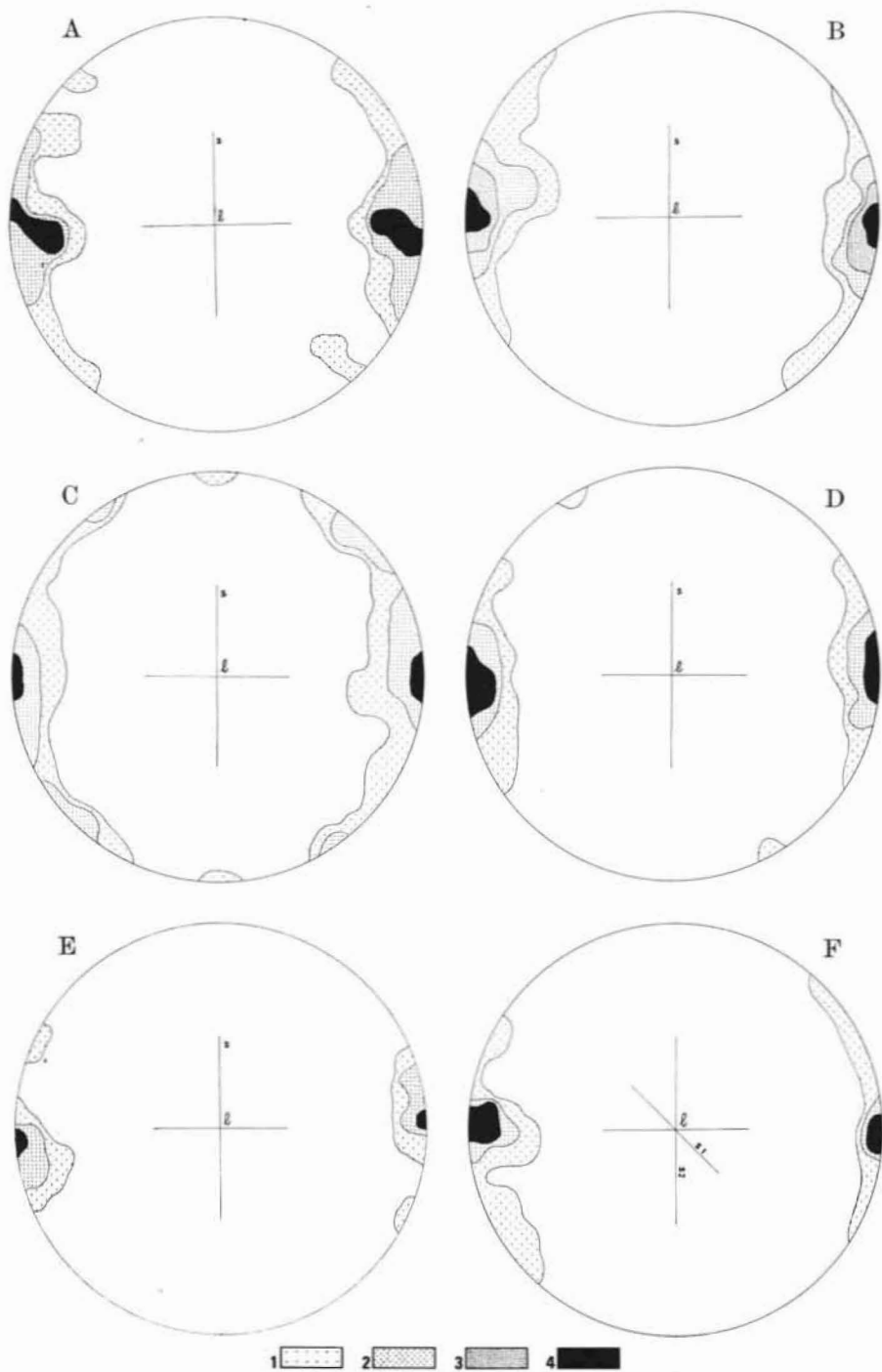


Fig. 3.

Comunque il fatto che questi ultimi presentino cinture non perfettamente normali alla lineazione, non sembra essere particolarmente significativo, anche tenendo conto delle inevitabili imprecisioni di taglio delle sezioni rispetto alle coordinate convenzionali a, b, c .

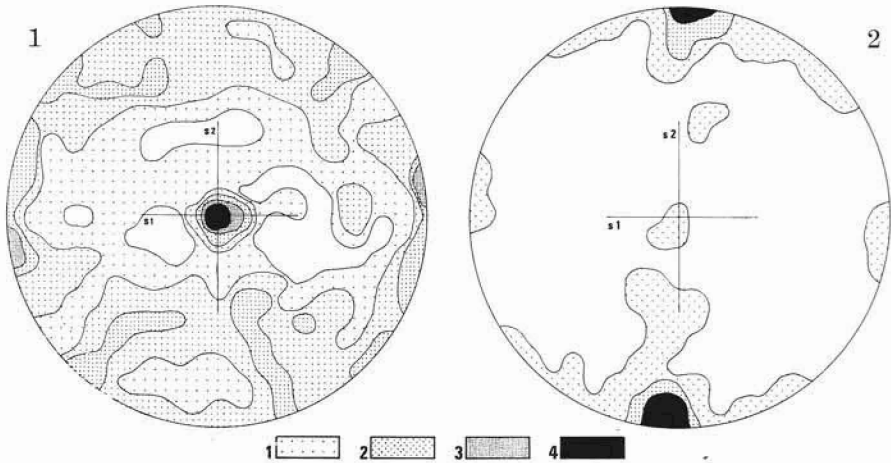


Fig. 4. — Gneiss pieghettato di P.te del Dragone (CG17).

- 1) Diagramma di orientazione per $[0001]$ del quarzo. 300 assi. Contorni: 1%, 2%, 3,3%, 4,6%.
- 2) Diagramma di orientazione per $\{001\}$ della mica di prima generazione. 37 punti. Contorni: 1 = 2,5%, 2 = 7,5%, 4 = 12,5%.

Fig. 3. — Diagrammi di orientazione per $\{001\}$ della mica di prima generazione nei Ceneri-gneiss.

- A) Scistoso lineato (CG1). 40 poli. Contorni: 1 = 2,5%, 2 = 7,5%, 4 = 12,5% per 1% area.
- B) Scistoso lineato a grana grossolana (CG7). 50 poli. Contorni: 1 = 2%, 2 = 8%, 3 = 14%, 4 = 20% per 1% area.
- C) Lineato (CG1). 50 poli. Contorni: 1 = 2%, 2 = 10%, 4 = 20%.
- D) Scistoso lineato (CG22). 35 poli. Contorni: 1 = 3%, 2 = 8%, 4 = 20%.
- E) Scistoso lineato (CG23). 15 poli. Contorni: 1 = 6,5%, 2 = 20%, 4 = 33%.
- F) Scistoso lineato (CG25). 18 poli. 1 = 6%, 2 = 17%, 4 = 35%.

Nello gneiss pieghettato del Ponte del Dragone (CG17), il modello d'orientazione è nettamente diverso dai precedenti: in questo gneiss particolare l'asse ottico del quarzo presenta un massimo di allineamento perfetto secondo la lineazione individuata dall'intersezione dei piani S_1 ed S_2 , e corrispondente all'asse delle pieghe (fig. 4).

Se si osserva la simmetria della subfabric del quarzo, si può notare che è monoclina nei tipi « scistoso non lineato » e « lineato » men-

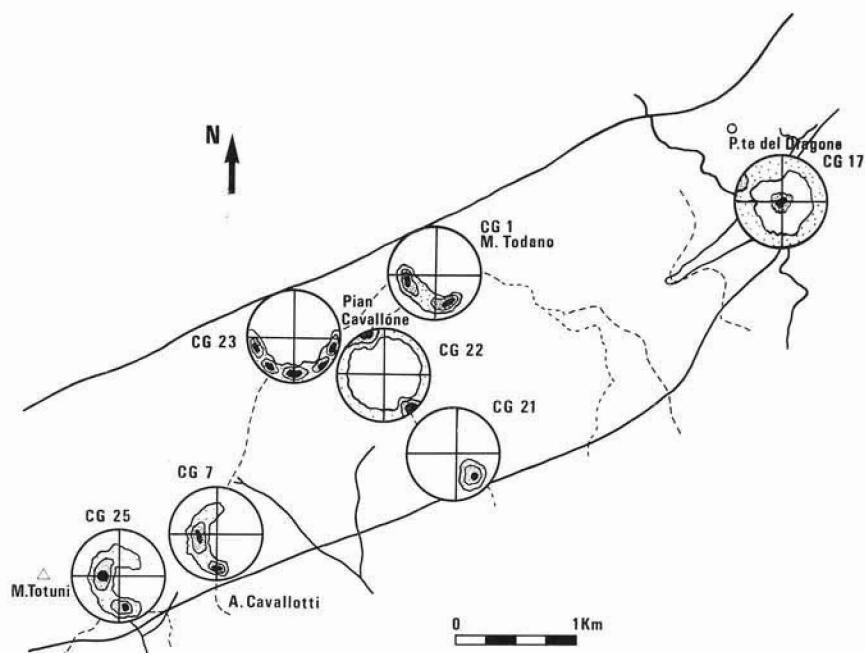


Fig. 5. — Diagrammi di orientazione per [0001] del quarzo riferiti alle coordinate geografiche e loro distribuzione areale.

tre è triclinica nei « scistoso lineati ». Nel campione di « gneiss pieghettato » essa è rombica, e ciò evidenzia ancor meglio la differenza tra questo gneiss ed i « Ceneri ».

Quanto all'orientazione delle miche di prima generazione, nei tipi scistosi i piani {001} sono disposti quasi perfettamente nel piano di scistosità. Nel tipo lineato è caratteristica una disposizione concentrica

rispetto alla lineazione, con piani {001} anche normali alla scistosità. Nello gneiss del Ponte del Dragone si osserva una disposizione più dispersa. Le *subfabric* in esame sono da considerarsi di tipo assiale, pur con le limitazioni dovute allo scarso numero di miche deformate; solo per il campione « lineato » è possibile parlare di simmetria rombica.

Se si fa riferimento alle coordinate geografiche, è interessante notare che una delle direzioni preferenziali degli assi ottici è EW, il che si verifica nei campioni CG1, CG23, CG25, CG7; suborizzontali nel CG23, negli altri campioni gli assi ottici del quarzo sono immersi verso W con una inclinazione variabile da 35° a 60°.

Nei campioni CG7, CG23, CG25 è pure associato un allineamento in direzione NS leggermente inclinato (20-25°) verso S. Di poco discosta rispetto alla precedente è la direzione N 30° W e l'immersione da 0° a 30° verso S che presentano i massimi di orientazione del quarzo nei campioni CG21, CG22, CG1. Nel campione CG17, le orientazioni dell'asse ottico del quarzo coincidono per lo più con la lineazione che a sua volta è una perfetta linea verticale (fig. 5).

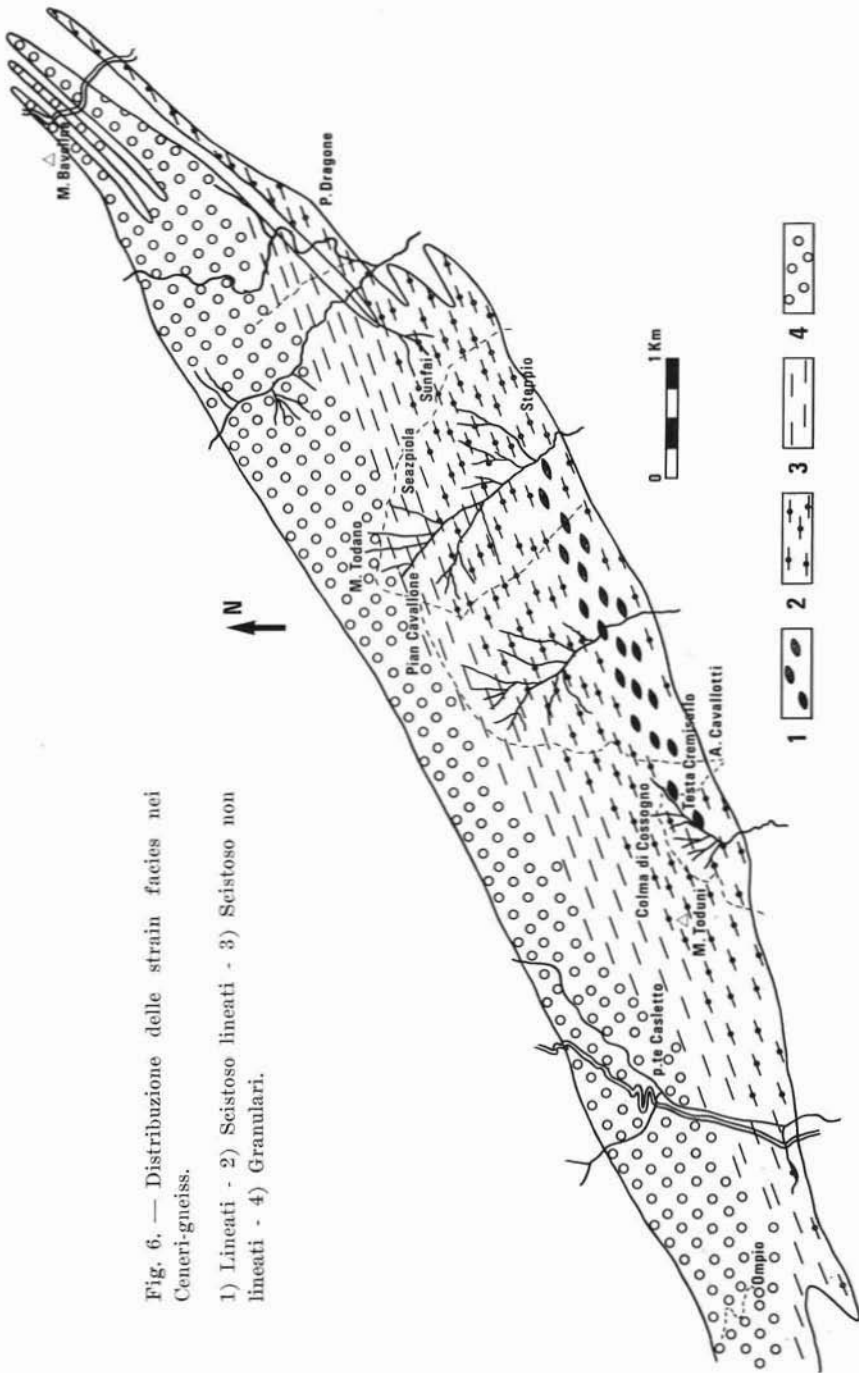
Quanto alle miche precinematiche l'orientazione preferenziale dei piani {001} riferita alle coordinate geografiche rispecchia semplicemente l'andamento della scistosità, alla quale sono generalmente paralleli.

Stress.

Il Ceneri-gneiss può essere definito una tettonite metamorfica (Knopf & Ingerson, 1938) in quanto i caratteri delle sue *fabrics* riflettono chiaramente i movimenti componentali diretti o indiretti del flusso allo stato solido.

I meccanismi di orientazione preferenziale dei minerali nelle rocce, benchè oggetto di molte indagini da parte di vari Autori, non sono ancora ben conosciuti. Tuttavia si è trovato sperimentalmente che un alto grado di orientazione preferenziale è indotto negli aggregati di quarzo, durante la ricristallizzazione metamorfica. Si presume che la ricristallizzazione sintettonica del quarzo porti a modelli aventi simmetria paragonabile a quella del campo di *stress* che ha agito sul corpo roccioso.

Un particolare significato (F. J. Turner & L. E. Weiss, 1963) viene attribuito all'asse normale al piano delle cinture presenti nei diagrammi strutturali. Tale asse dovrebbe coincidere con la direzione



di uno *stress* intermedio σ_2 o minimo σ_3 , mentre nel piano della cintura giacerebbe lo *stress* maggiore σ_1 .

L'orientazione delle miche deformate di prima generazione indica la presenza di una scistosità e talora di una lineazione posteriori alla loro cristallizzazione. Un meccanismo di orientazione delle miche può essere quello di una rotazione di ogni singola lamella, fino a disporsi parallela ad uno *stress* assiale di compressione.

I modelli del quarzo, nei Ceneri-gneiss, sono concordanti con quelli delle miche. Essi esprimono direzioni preferenziali ben definite rispetto alle coordinate geografiche e simmetrie quasi sempre identiche; ciò induce a pensare che il campo di *stress* sia stato alquanto omogeneo. Partendo da questo presupposto, sulla base dei modelli d'orientazione precedentemente considerati, è possibile visualizzare lo *stress* principale con un vettore orizzontale o con inclinazione di pochi gradi verso SE, avente direzione approssimativa NNW. Ciò è confermato dal fatto che i piani S sono sviluppati normalmente all'asse dello *stress* compressivo principale e che la lineazione è parallela all'asse intermedio o minimo.

Strain facies.

L'idea di applicare tale concetto di facies alle « strain features » non è nuovo (G. Harland, 1956; Dunbar & Rodgers, 1957; Arthaud & Mattauer, 1969).

Quando una roccia è sottoposta ad uno *stress* le sue caratteristiche interne ed esterne cambiano, assumendo un aspetto diverso a seconda delle condizioni nelle quali è avvenuta la deformazione; tale mutamento viene definito *strain*.

I diversi tipi strutturali che si formano nell'ambito di uno stesso corpo roccioso in risposta a condizioni differenti da punto a punto, possono essere suddivisi in diverse classi definibili *strain facies*.

Le caratteristiche strutturali di una singola *strain facies* vengono così riferite ad uno stesso tipo di *strain* ambientale, in quanto le proprietà fisiche di un raggruppamento strutturale esprimono le condizioni della sua formazione. In breve: ogni differenza tessiturale che ciascuna classe rivela, riflette una differenza nelle condizioni nelle quali una roccia si è formata, ed ha pertanto un significato genetico.

Nel caso dell'orizzonte di Ceneri-gneiss è possibile distinguere almeno 4 *strain facies*: *lineati*, *scistosi lineati*, *scistosi non lineati*, *granulari*. La loro distribuzione nell'area in esame è riportata in fig. 6.

La *strain facies* dei Ceneri-gneiss lineati, dato che la lineazione è parallela alla direzione del flusso e cioè di *strain massimo*, indica che l'intensità relativa degli *strain* principali era tale che: $A \geq B > C$.

Pur manifestando anch'essi la presenza di un flusso, i Ceneri-gneiss « scistosi lineati » indicano chiaramente d'aver subito un forte appiattimento e quindi $A > B > C$.

Come mostrano il loro aspetto mesoscopico e la forma degli inclusi, l'appiattimento negli gneiss « scistosi non lineati » è stato minore che nei lineati.

I Ceneri-gneiss « granulari » mostrano di non aver subito alcun appiattimento, come testimoniano gli inclusi subsferici e lo stesso aspetto granitoide, quindi $A \approx B \approx C$. La lineazione, per quanto debole, evidenzia tuttavia uno stato di flusso seppure limitato.

Si può dedurre dall'osservazione delle dimensioni delle lenticelle di quarzo nei vari tipi di gneiss e dalla forma degli inclusi, che la diminuzione di spessore subita dai pacchi rocciosi nella fase cinematica, responsabile della scistosità, abbia toccato punte del 70-80%.

La maggior quantità di deformazione riscontrabile al margine sud-orientale del corpo roccioso in esame, potrebbe anche essere imputabile ad una maggior duttilità della roccia dovuta ad una diversa distribuzione dei fluidi al contatto con paragneiss e micascisti.

Conclusioni.

L'applicazione del concetto di *strain facies* allo studio dei Ceneri-gneiss del M. Todano ci ha permesso di ricavare importanti informazioni genetiche, che riassumiamo brevemente:

a) L'esistenza di una completa transizione fra i tipi praticamente granulari e i tipi finemente scistosi e vistosamente lineati, conferma che i Ceneri-gneiss sono tettoniti monofasiche, a differenza delle altre metamorfiti della zona « Strona-Ceneri ». Ciò era suggerito anche dalla assenza di pieghe a qualsiasi scala e da altri caratteri strutturali, ai quali abbiamo già accennato.

b) Si è potuto constatare come in un corpo geologico di estensione abbastanza limitata le variazioni di *strain* possono essere notevoli; si può notare infatti che la porzione meridionale risulta fortemente deformata, mentre l'intensità di tale deformazione decresce

verso i tipi granulari che non mostrano una quantità apprezzabile di *strain* plastico.

c) La simmetria della *subfabric* del quarzo è risultata triclinica o monoclinica, ma sempre tendente a rombica, con cinture abbastanza nette, pressapoco perpendicolari a scistosità e lineazione. Il campo di *stress* risulta quindi omogeneo, per lo meno quanto a orientazione. Lo gneiss pieghettato del Ponte del Dragone mostra invece una *fabric* del quarzo assai diversa da quella dei Ceneri-gneiss: la simmetria è infatti praticamente assiale, con un massimo assai netto, coincidente con l'asse di micropieggettatura della roccia. Questo tipo di orientazione può essere dovuto ad un condizionamento passivo da parte delle strutture preesistenti, può essere cioè imputato alla originaria anisotropia della roccia.

d) Abbiamo inoltre potuto constatare che le intercalazioni di gneiss biotitico-plagioclasici del margine orientale, dapprima ritenute relitti di una anatessi selettiva in situ (Boriani, 1968), si trovano in corrispondenza della porzione più deformata dei Ceneri-gneiss. Esse perciò possono essere meglio interpretate come implicazioni marginali di rocce incassanti, durante il forte appiattimento subito dai Ceneri-gneiss; tale interpretazione è già stata suggerita da Giobbi Mancini e Potenza Bianchi (1971) sulla base di considerazioni petrochimiche.

Dopo aver constatato l'utilità di questo modo di interpretare le variazioni tessiturali sui Ceneri-gneiss, abbiamo provato a riconsiderare, alla luce del concetto di *strain facies*, anche altri litotipi della « Strona-Ceneri ».

Uno dei tipi riesaminati è il « *flaser gneiss* » descritto e cartografato da Boriani (1970a), come un litotipo a se stante, seguendo l'esempio di Artini e Melzi (1900) che lo denominarono « gneiss pelli-colare » e di Novarese (1929) che lo definì « gneiss scaglioso ghian-done ». In realtà il « *flaser gneiss* » si è formato in seguito ad un forte appiattimento degli gneiss occhiadini e ne rappresenta quindi una particolare *strain facies*; infatti troviamo questi gneiss a contatto con gli gneiss minuti od intercalati negli gneiss occhiadini a sottolineare zone di più intensa deformazione. La transizione tra gneiss occhiadini e « *flaser gneiss* » è per lo più graduale e simile a quella riscontrata fra i Ceneri gneiss « scistosi » e quelli « granulari »; tra l'altro il passaggio è marcato dalla comparsa nei *flaser gneiss* di microstrutture

simili a quelle presenti nei Ceneri-gneiss, come ad es.: quarzo appiattito, granulazione dei feldspati, miche post-cinematiche, ecc.

I Ceneri-gneiss e gli gneiss occhiadini mostrano quindi *strain facies* diverse in risposta alla stessa deformazione, cioè all'ultima, legata al piegamento ercinico.

Nella « Strona-Ceneri » vi sono inoltre due tipi di paragneiss: si tratta di metamorfiti essenzialmente identiche in quanto a composizione e facies metamorfica, ma molto diverse in quanto a struttura e tessitura. Le une sono degli gneiss minuti, le altre dei comuni paragneiss e micascisti.

I paragneiss s.s. sono molto abbondanti e costituiscono delle intercalazioni più o meno potenti in tutti i litotipi. Sono rocce con alternanze di letti micacei e quarzoso-feldspatici e che mostrano una notevole differenziazione metamorfica. Si notano in esse numerose pieghe senza radici, che indicano una genesi della scistosità per « *shearing stress* », cioè per movimento interlaminare; questo costituisce il meccanismo scistogeno tipico delle metamorfiti appartenenti alla infrastruttura delle catene metamorfiche.

Gli gneiss minuti sono rocce assai comuni in tutte le serie, soprattutto polimetamorfiche, e talvolta sono anche legati a migmatiti.

Nella zona « Strona-Ceneri » questi gneiss sono molto caratteristici e abbondanti: affiorano come intercalazioni limitate e come potenti orizzonti, come quello che troviamo tra la Val Falmenta e il M. Ceneri. Essi non mostrano una differenziazione in letti micacei e quarzoso-feldspatici, hanno una grana estremamente fine e sono divisibili in lastre sottili (sono infatti localmente usati come « piode » per la copertura di tetti). Molte volte presentano evidenti tracce di un *litage* sedimentario; non sono mai state osservate pieghe senza radice, ma solo pieghe simili, con una scistosità più o meno marcata di piano assiale.

La microstruttura è granoblastica tendente alla poligonale e perciò simile a quella degli *hornfels*, e per tale carattere tessiturale essi sono stati denominati « *Biotithornfelsgneisse* » da Bächlin (1937) e « *Hornfelsgneisse* » da Reinhard (1964).

La differenza tra questi due tipi di rocce con grado metamorfico e composizione chimica e mineralogica identiche, deve essere il risultato di due differenti meccanismi di deformazione. Gli gneiss minuti cioè non avrebbero subito lo stesso evento scistogeno che ha determinato la tessitura degli altri paragneiss.

E' interessante a questo proposito notare che Bächlin considerò gli gneiss minuti il termine stratigraficamente più recente della zona « Ceneri », interpretando la larga fascia di queste rocce tra il passo del M. Ceneri e Maccagno (*Paragneiszwinschenzone*) come il nucleo di una sinclinale.

Un altro particolare importante segnalato da questo Autore, è la presenza di noduli a silicati di Al negli gneiss minuti in prossimità di filoni pegmatitici laminati; egli fu in grado di stabilire che tali noduli altro non erano che porfiroblasti di chiastolite, avendo trovato traccia delle tipiche inclusioni carboniose di quel minerale.

Dato che l'attuale grado metamorfico degli gneiss minuti è quello della facies anfiboliti, ci sembra assai probabile che la formazione di chiastolite di contatto debba essere avvenuta quando tali rocce possedevano un grado metamorfico più basso. Di conseguenza prima dell'ultimo evento metamorfico ercinico, responsabile del piegamento e della composizione mineralogica attuale delle rocce, gli gneiss minuti dovevano costituire la copertura poco o nulla metamorfica della catena caledoniana. Questa specie di « *slate belt* » con caratteristiche di sovrastruttura, sarebbe quindi sfuggita al metamorfismo regionale che ha invece colpito l'infrastruttura, comprendente tutti gli altri litotipi della Strona-Ceneri.

Il piegamento ercinico ha in seguito coinvolto la sovrastruttura anchimetamorfica, pizzicandola nelle sinclinali, la maggiore delle quali sarebbe appunto quella il cui nucleo affiora tra il M. Ceneri e la Val Cannobina.

La deformazione ercinica ha provocato uno strain plastico apprezzabile, anche se variabile da punto a punto, come è dimostrato dall'analisi eseguita sui Ceneri-gneiss. Questa analisi inoltre sostanzia l'ipotesi che la deformazione sia avvenuta essenzialmente sotto stress diretto e non nelle condizioni di *shearing stress* che hanno determinato la scistosità nella infrastruttura caledoniana.

La differenza tra i due tipi di paragneiss (paragneiss s.s. e gneiss minuti) sono quindi dovute ad una diversa storia deformazionale, storia che riassumiamo qui di seguito.

METAMORFISMO CALEDONIANO.

a) *paragneiss e micascisti*: il metamorfismo in facies anfiboliti, nella infrastruttura della catena, causa la formazione della scistosità e la differenziazione metamorfica sotto uno *stress tangenziale*.

b) *gneiss minuti*: il debole metamorfismo, nella sovrastruttura della catena, provoca la formazione di S_1 (verticale?) parallela al piano assiale di pieghe simili, sotto *stress diretto*. Si ha un locale metamorfismo di contatto in prossimità di manifestazioni eruttive, tardo-post-metamorfiche.

METAMORFISMO ERCINICO.

a) *paragneiss e micascisti*: piegamento con ulteriore *flattening* e parziale rotazione dei peiloblasti. Solo in alcune zone si forma un S_2 non parallela ad S_1 (v. lo gneiss del Ponte del Dragone).

b) *gneiss minuti*: gli gneiss minuti sono coinvolti nel piegamento insieme alla infrastruttura caledoniana. Locale formazione di S_2 non parallela ad S_1 , per micropieghettamento e adeguamento della paragenesi alle condizioni della facies anfiboliti. In condizioni statiche si ha un lieve incremento delle dimensioni dei granuli e un *annealing* finale con formazione della struttura di tipo *hornfels*.

Se analizziamo gli elementi che sono alla base della ricostruzione di questo quadro evolutivo, possiamo osservare che:

i) L'ipotesi avanzata da Bächlin (1937) che l'orizzonte principale degli gneiss minuti costituisca il nucleo di una sinclinale, è stata in seguito abbandonata da Reinhard (1964) il quale aveva a disposizione il rilevamento dell'intera area del Sottoceneri, da cui effettivamente l'esistenza della sinclinale non risulta a sufficienza provata.

ii) La presenza di noduli a silicati di Al che rappresentano il prodotto della ricristallizzazione in facies anfiboliti di peiloblasti di chiastolite, costituisce una prova convincente del primitivo basso grado metamorfico o addirittura della mancanza di metamorfismo negli gneiss minuti.

iii) La differenza di *strain facies* mostrata dai due tipi di paragneiss indica inequivocabilmente due diversi meccanismi di deformazione e risulta pertanto la prova principale che gli gneiss minuti non possono essere stati parte della infrastruttura caledoniana.

Quest'ultima considerazione costituisce a nostro giudizio un importante progresso nell'interpretazione genetica dell'intera serie della « Strona-Ceneri » ed abbiamo l'impressione che anche in altre aree

polimetamorfiche il problema degli gneiss minuti potrebbe essere risolto se si desse il giusto rilievo al significato della diversa « *strain facies* » di queste rocce.

Il concetto di « *strain facies* » trova dunque, accanto a quello di facies metamorfica, una precisa collocazione quale elemento determinante per la ricostruzione dell'evoluzione metamorfica e deformazionale delle rocce.

BIBLIOGRAFIA

- ARTINI E., MELZI G. (1900) - *Ricerche petrografiche e geologiche sulla Valsesia*. Mem. R. Ist. Sc. Lett. Arti, Milano III/9, 18, 219-390.
- ARTHAUD F. e MATTAUER M. (1969) - *Présentation d'un nouveau mode de description tectonique: la notion de sous-faciès tectonique*. C. R. Acad. Sci. Paris, 268, 1019-1022.
- BÄCHLIN R. (1937) - *Geologie und Petrografie des M. Tamaro Gebietes (Südliches Tessin)*. S.M.P.M., 17, 1-79.
- BEHR H. J. (1964) - *Die Korngefügefacies der Zweigurttektonite im kristallinen Grundgebirge Sachsens*. Abb. Dt. Akad. Wiss., Nr. 1, 1-46.
- BEHR H. J. et al. (1971) - *Granulites-Result of a discussion*. N. Jb. Miner. Mh. 1971, 97-123.
- BORIANI A. e PEYRONEL PAGLIANI G. (1968) - *Rapporti tra le p'utoniti erciniche e le metamorfiti del « Massiccio dei Laghi » nella zona del M. Cerano (bassa Val d'Osso'a)*. Rend. Soc. It. Min., 24, 111-142.
- BORIANI A. e CLERICI RISARI E. (1970) - *The calc-silicate xenoliths of « Cenerigneisses »*. Rend. Soc. It. Min. Petr., 26 (2), 503-515.
- BORIANI A. (1968) - *Il settore meridionale del gruppo del M. Zeda (Lago Maggiore, Italia): osservazioni petrogenetiche*. S.M.P.M., 48, 175-188.
- BORIANI A. (1970 a) - *The « Pogallo line » and its connection with the metamorphic and anatectic phases of « Massiccio dei Laghi » between the Ossola Valley and Lake Maggiore (Northern Italy)*. Boll. Soc. Geol. It., 89, 415-433.
- BORIANI A. (1970 b) - *The microstructure of « Cenerigneisses »*. Rend. Soc. It. Min. Petr., 26, 487-501.
- BORIANI A. e GIOBBI MANCINI E. (1972) - *The feldspathized amphibolites of the « Strona-Ceneri Zone »*. Boll. Soc. Geol. It. 91, 655-681.
- DUNBAR C. O. e RODGERS J. (1957) - *Principles of stratigraphy*. 356 pp. New York: John Wiley & Sons.
- GIOBBI MANCINI E. e POTENZA BIANCHI B. (1972) - *Petrochemical investigations on the « Cenerigneisses » of M. Zeda (Lago Maggiore, Novara, Italia)*. Rend. Soc. It. Min. Petr., 28, 151-164.
- HARLAND W. B. (1956) - *Tectonic facies, orientation, sequence, style and date*. Geol. Mag., 93, 111-120.

- KÖPPEL V. e GRÜNENFELDER M. (1971) - *A study of Inherited and Newly formed Zircons from Paragneiss and Granitized Sediments of the Strona-Ceneri Zone (Southern Alps)*. S.M.P.M., 51, 385-409.
- KNOPF E. B. e INGERSON E. (1938) - *Structural petrology*. Geol. Soc. Am. Mem. 6, 270 pp.
- MC DOWELL F. W. (1970) - *Potassium-Argon Ages from the Ceneri Zone. Southern Swiss Alps*. Contr. Mineral. and Petrol., 28, 165-182.
- MEHNERT K. R. etc. (1972) - *Granulites - Results of a discussion II*. N. Jb. Miner. Mh., 14, 139-166.
- NOVARESE V. (1929) - *La zona del Canavese e le formazioni adiacenti*. Mem. Descr. Sarta Geol. It. 22, 65-212.
- PIDGEON R. T., KÖPPEL V. e GRÜNENFELDER M. (1968) - *Isotopic U-Pb Ages of Zircons from the Ceneri Zone, Southern Alps (A Summary)*. S.M.P.M., 48, 1, 1-11.
- REINHARD M. (1964) - *Ueber das Grundgebirge des Sottoceneri im Süd-Tessin und die darin auftretenden Ganggesteine*. Beitr. Geol. Karte Schweiz, Neue Folge, 117 Lieferung, 89 pp.
- TURNER F. J. e WEISS L. E. (1963) - *Structural analysis of Metamorphic Tectonites*. Mc Graw-Hill Book-Company Inc., 545 pp.
- WATZNAUER A. (1969) - *The Granulitgebirge in Saxony, locus typicus of granulitic rocks*. Geol. Ass. Canada Spec. Pap. 5, 67-72.