Zeitschrift: Schweizerische mineralogische und petrographische Mitteilungen = Bulletin suisse de minéralogie et pétrographie

Band: 65 (1985)

Heft: 2-3

Artikel: Analisi strutturale della parte frontale del ricoprimento pennidico dell'Antigorio in Val Formazza (Novara, Italia)

Autor: Greco, Antonio

DOI: https://doi.org/10.5169/seals-50226

Nutzungsbedingungen

Die ETH-Bibliothek ist die Anbieterin der digitalisierten Zeitschriften auf E-Periodica. Sie besitzt keine Urheberrechte an den Zeitschriften und ist nicht verantwortlich für deren Inhalte. Die Rechte liegen in der Regel bei den Herausgebern beziehungsweise den externen Rechteinhabern. Das Veröffentlichen von Bildern in Print- und Online-Publikationen sowie auf Social Media-Kanälen oder Webseiten ist nur mit vorheriger Genehmigung der Rechteinhaber erlaubt. Mehr erfahren

Conditions d'utilisation

L'ETH Library est le fournisseur des revues numérisées. Elle ne détient aucun droit d'auteur sur les revues et n'est pas responsable de leur contenu. En règle générale, les droits sont détenus par les éditeurs ou les détenteurs de droits externes. La reproduction d'images dans des publications imprimées ou en ligne ainsi que sur des canaux de médias sociaux ou des sites web n'est autorisée qu'avec l'accord préalable des détenteurs des droits. En savoir plus

Terms of use

The ETH Library is the provider of the digitised journals. It does not own any copyrights to the journals and is not responsible for their content. The rights usually lie with the publishers or the external rights holders. Publishing images in print and online publications, as well as on social media channels or websites, is only permitted with the prior consent of the rights holders. Find out more

Download PDF: 13.07.2025

ETH-Bibliothek Zürich, E-Periodica, https://www.e-periodica.ch

Schweiz. mineral. petrogr. Mitt. 65, 299–323, 1985

Analisi strutturale della parte frontale del ricoprimento pennidico dell'Antigorio in Val Formazza (Novara, Italia)

di *Antonio Greco*[1]

Abstract

This work deals with the structural analysis, on a micro- and macroscopic scale, of the front of the Antigorio nappe in the Lepontine Alps. In its uppermost part the nappe shows compressive features combined with shear deformation. The contact with the Teggiolo metasediments is characterized by lobes and cusps (buckle folds), which have a well developed axial plane schistosity. This foliation is not perfectly parallel to the finite strain plane XY, because it developed under a shear regime (discrete shear planes and asymmetric augen textures are visible). The formation of the gneissose texture is due to the deformation: strongly and weakly deformed rocks (cleaved or massive rocks) show an apparent flattening and constriction which can be correlated to the principal structures of the second and third deformational phase. Therefore, the augen texture of this orthogneiss is essentially due to the second deformation phase. The schistosity developed through elongation and flattening of the feldspar and quartz aggregates, which were formed during the strong pre-F2 event of mineral growth. With the increase of deformation, a passive rotation and then a mimetic growth of mica are observed, associated with the grain size reduction of the feldspar, and with the metamorphic differentiation of the rock in mica and quartz-feldspar rich layers. The augen texture vanishes with subsequent increase of deformation. The F2 folding is initially a buckling process associated with a tangential-longitudinal strain distribution. Superimposed homogeneous strain causes the subsequent flattening of the fold and simple shear deformation along the foliation planes. The last mechanism can be flexural flow along the already formed schistosity planes. A possible structural evolution of part of this nappe is also suggested.

Keywords: lower pennine nappe, structural analysis, folding phases, gneiss texture, foliation development, mechanics of folding.

1. Introduzione

La parte frontale della falda di ricoprimento pennidica dell'Antigorio è ben esposta sul versante sinistro della Val Formazza. Questi gneiss granodioritici si incuneano nelle quarziti, nei micascisti calciferi e nei marmi della Zona Meso-

[1] Geologisches Institut, ETH-Zentrum, CH-8092 Zürich.

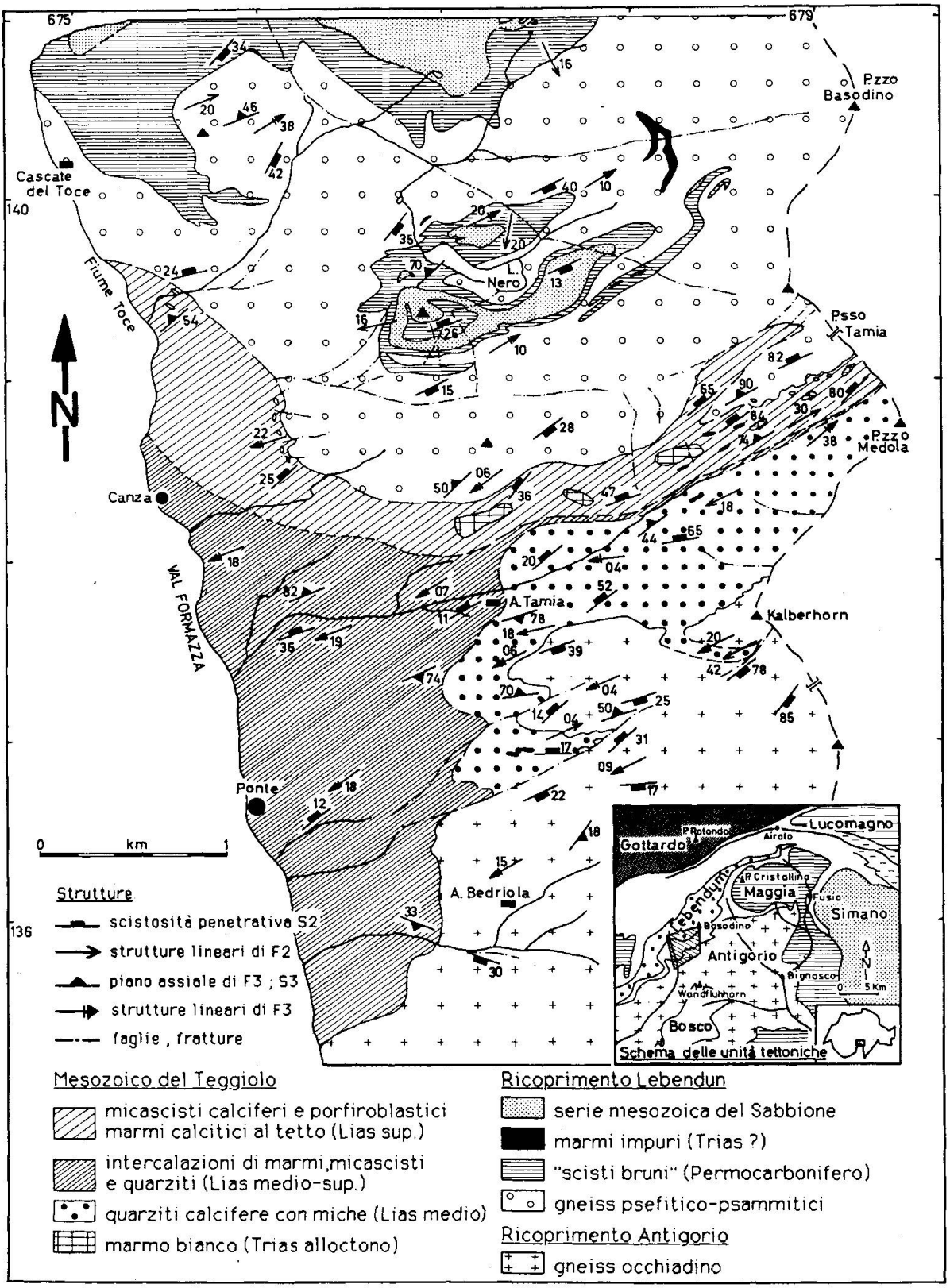


Fig. 1 Carta geologica dell'area considerata.

zoica del Teggiolo che li separa dal ricoprimento superiore del Lebendun (Fig. 1). Il metamorfismo è in facies anfibolitica, subfacies almandino-staurolite. Già PREISWERK e SCHMIDT (1908) notarono la caratteristica omogeneità di queste rocce, principalmente uno gneiss biotitico ad abito granitico e sovente a tessitura occhiadina. L'origine plutonica è preferibile per il chimismo, per l'abbondanza di quarzo e feldispato, per il colore quasi esclusivamente verde oliva delle biotiti, e per il notevole contenuto in allanite. Accanto al ritrovamento di zone a xenoliti, e tessiture granitiche preservatesi, l'analisi geochimica di KÖPPEL et al. (1980) conferma questa ipotesi. Lo stesso data l'intrusione come sin- fino a postercinica (300–350 Ma.).

Numerosi altri autori (MILNES, 1964; WIELAND, 1966; JOOS, 1969; HUNZIKER, 1966; HALL, 1972; HUBER, 1981; OPPIZZI, 1984 e GRECO, 1984) hanno contribuito a meglio caratterizzare la storia geologica di questa falda studiandone il metamorfismo e la deformazione alpine. Il carattere polifasico di quest'ultimo evento è stato suggerito da numerosi lavori effettuati nelle Alpi Lepontine durante l'ultimo ventennio. HUBER et al. (1980) riassumono i risultati raggiunti postulando tre maggiori fasi plicative correlabili con il metamorfismo. In questo quadro (Fig. 2), si nota che la deformazione delle masse gneissiche si manifesta principalmente attraverso *ductile shear zones* soprattutto durante la prima fase di deformazione duttile F1. La formazione di una foliazione penetrativa è dovuta alla seconda fase F2, mentre la retroflessione di F3 sviluppa, su scale minori, pieghe aperte, e talvolta clivaggio da crenulazione. È ragionevole supporre che questo modello valga anche per la parte frontale del ricoprimento Antigorio.

2. Problematiche e scopo dello studio

Il rilevamento dell'unità Antigorio sia in Val Bavona (BURKHARDT, 1942; HUBER, 1981; OPPIZZI, 1984) come in Val Formazza (PREISWERK, 1908; JOOS, 1969; GRECO, 1984) mette in luce una serie di problemi legati soprattutto alla deformazione alpina. In primo luogo la forma del contatto tra Antigorio e Teggiolo presenta una serie di lobi e cuspidi dovuta sia a sovrascorrimenti che soprattutto al piegamento delle rocce. Prova ne sono le pieghe a piccola scala degli scisti mesozoici e delle apliti contenute negli gneiss, e soprattutto una insistente scistosità di piano assiale. La tessitura dello gneiss non è uniforme, ma passa gradatamente da una varietà di tipo granitico, a una occhiadina, e a una mostrante una intensa foliazione. Queste variazioni tessiturali sono caratteristicamente distribuite lungo i lobi e le cuspidi, e quindi probabilmente dovute alla ripartizione inomogenea della deformazione su queste pieghe. L'analisi microscopica mostra inoltre che non solo il contenuto, ma anche le diverse generazioni di uno stesso minerale variano da tipo a tipo gneissico. Infine, soprattutto

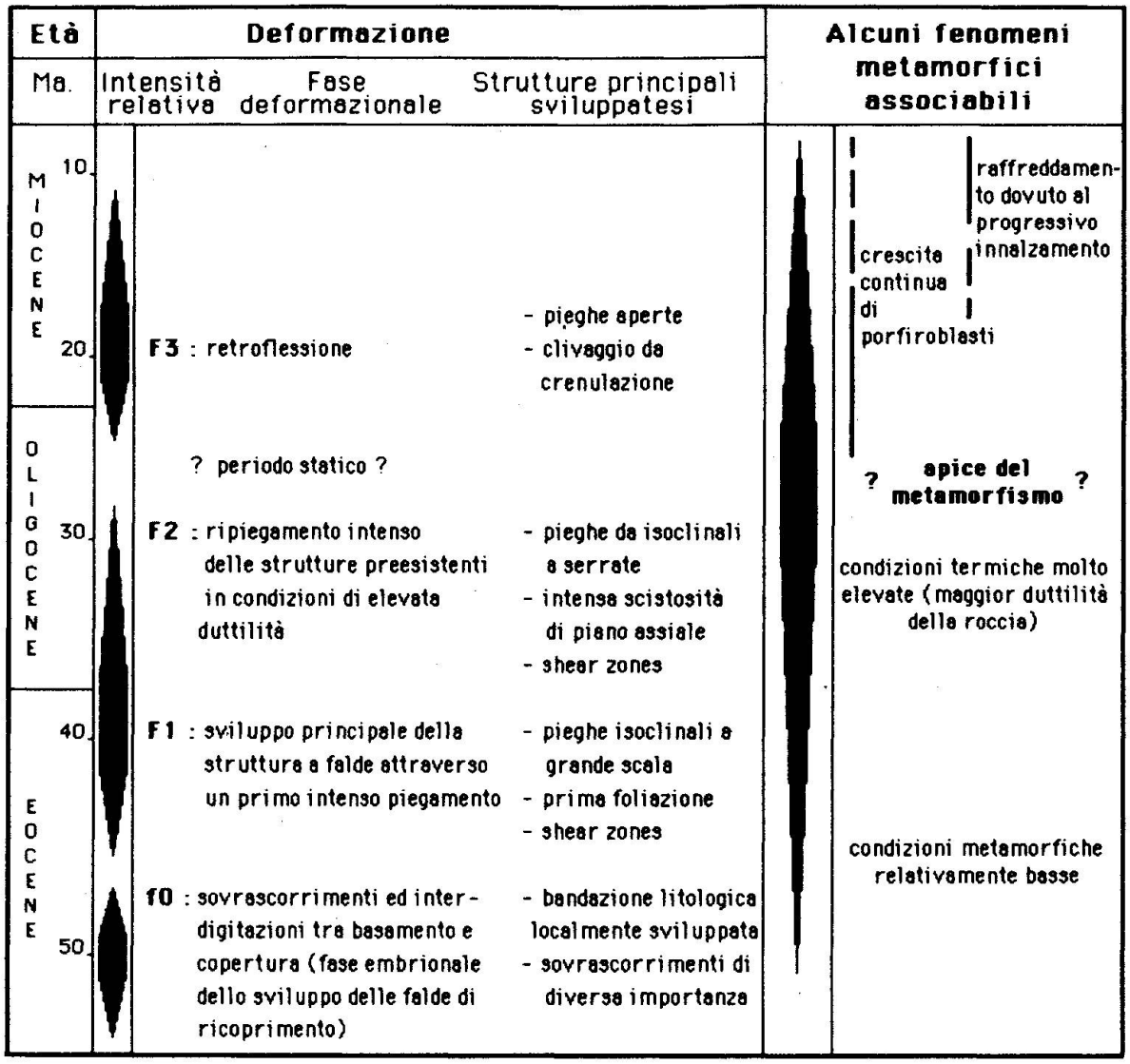


Fig. 2 Rappresentazione schematica della sequenza delle fasi deformative alpine per il Pennidico inferiore-medio (da HUBER-ALEFFI et al., 1982, modificato).

in Val Formazza, si nota che alla scistosità penetrativa della parte frontale si sostituiscono gradatamente, verso l'interno della falda, zone relativamente indeformate circondate da gneiss molto foliati. Quest'ultima struttura, detta *lozenge structure* (RAMSAY et ALLISON, 1979), è tipica di corpi massicci deformati attraverso zone di shear.

Lo scopo di questo lavoro è di studiare soprattutto la formazione della scistosità penetrativa e delle differenti tessiture gneissiche assegnabili a meccanismi deformativi differenti da quello della *ductile shear zone*, che è già stato trattato da altri autori (vedi ad es. SIMPSON, 1981). Le strutture della parte frontale del ricoprimento Antigorio possono essere adatte a questo scopo.

3. Analisi delle tessiture

3.1 DESCRIZIONE DELLE GENERAZIONI MINERALI

La mineralogia dello gneiss d'Antigorio è semplice. I costituenti principali sono il quarzo, i due feldispati, la biotite, la muscovite, l'epidoto con allanite, e come accessori titanite, apatite, minerali metalliferi, calcite, zircone e rutilo in lamelle di sagenite. L'analisi delle tessiture permette però di scoprire che i costituenti principali sono presenti in varie generazioni. Le più importanti vengono qui di seguito descritte.

La crescita implicativa di feldispato potassico e plagioclasio (Fig. 3A) è segnalata dalla sostituzione del feldispato potassico (Kfp.impl.) da parte di uno o più individui di plagioclasio (Plg.impl.). Una fase molto avanzata di questa crescita implicativa è rappresentata dall'abito antipertitico del plagioclasio (Plg.antpe.), dove quest'ultimo minerale è presente, in un unico individuo, in quantità predominante (Fig. 3 B). Gli inclusi di feldispato potassico sono caratteristicamente ameboidali-brandelliformi, e l'estinzione uniforme degli stessi a nicols incrociati ne testimonia l'origine comune.

I blasti pertitici di feldispato potassico (Kfp.pert; Fig. 3C) sono grandi fino a 3 mm e mostrano, a differenza del plagioclasio antipertitico, inclusi aghiformi. Altri blasti di feldispato potassico sono grandi pseudomicroclini («keine echte Mikroklingitterung» HUNZIKER, 1966), ed albiti a scacchiera. I grani di plagioclasio a zonatura inversa (Plg.invzo) sono privi di inclusioni e della grandezza di 0,4-0,8 mm. L'estinzione graduale concentrica mostra l'aumento del contenuto di anortite verso i margini del granulo.

Le generazioni minerali sopra descritte sono tutte di carattere precinematico e vengono sostituite da minerali ad abito microgranulare-poligonale, che dei feldispati rappresentano indubbiamente le generazioni più giovani (Kfp.new, Plg.new). La crescita cannibalistica di questa tipica generazione sincinematica alle spese dei blasti più vecchi è segnalata dalla tipica tessitura a mortaio, dai margini rettilinei-decussati dei grani minerali nettamente più piccoli (0,3-0,8 mm).

Un'altra generazione sindeformazionale è quella del quarzo ad abito microgranulare (Qu.mi). Similmente presenta aggregati di grani piccoli (0,1-0,5 mm) con margini lobati-suturati e ricchi di piccolissime inclusioni. Il quarzo ad abito macrogranulare (Qu.ma) è invece caratterizzato da grani più grandi (0,6-1,5 mm), freschi, senza inclusioni, con margini lobati e convessi, e presenta sovente una tessitura poligonale. È una generazione tardo sin- fino a postdeformazionale che ha sostituito per ricristallizzazione il quarzo precedente.

Le mirmechiti (Mirm., Fig. 3D) sono interpretabili come fenomeni di smistamento del feldispato potassico dovuti all'abbassamento termico. Il quarzo mo-

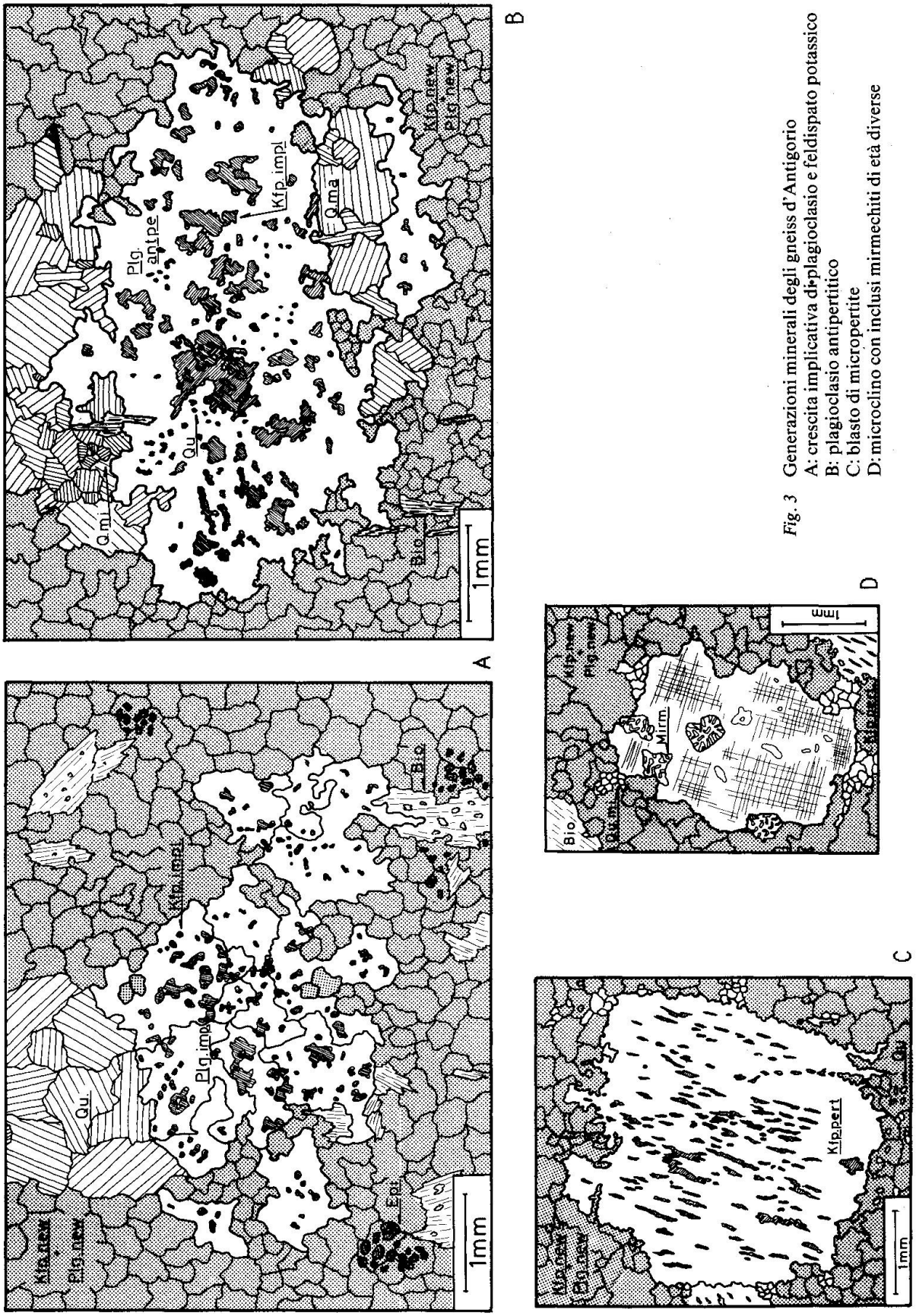


Fig. 3 Generazioni minerali degli gneiss d'Antigorio
A: crescita implicativa di plagioclasio e feldispato potassico
B: plagioclasio antipertitico
C: blasto di micropertite
D: microclino con inclusi mirmechiti di età diverse

stra tipiche forme ovoidali, tubolari e vermicolari di meno di 1/10 di mm di grandezza. Raramente la mirmechite intera supera i 0,3 mm di diametro medio.

La biotite, solitamente di colore verde oliva, presenta due generazioni contemporanee alla formazione della scistosità penetrativa (Bio. I) ed alla crenulazione di questa (Bio. II). L'abito pecilitico della terza generazione (Bio. III) rappresenta secondo SPRY (1969) una ricristallizzazione a carattere più termale che non dinamico, ed è quindi da considerarsi postcinematica. Le miche chiare appaiono solo nelle varietà più scistose dello gneiss in individui più piccoli della biotite e nelle due generazioni sincinematiche (Mus. I, Mus. II).

3.2 RELAZIONI TRA DEFORMAZIONE E BLASTESI

La sequenza delle neocristallizzazioni e ricristallizzazioni viene proposta attraverso lo studio delle relazioni microstrutturali, della distribuzione delle generazioni minerali nei tipi gneissici, delle reazioni metamorfiche e dei meccanismi collegati allo sviluppo della tessitura oftalmitica. Come già descritto si riscontrano varietà più massicce o più scistose di gneiss. L'uniformità della composizione mineralogica è tale da poter supporre un'origine comune delle diverse rocce. In effetti ovunque i componenti minerali sono gli stessi, ma ciò che è invece caratteristico è il variare del contenuto delle diverse generazioni minerali secondo uno schema semplice: le generazioni tipicamente sincinematiche sono ben rappresentate negli gneiss più scistosi, mentre quelle pre- e postcinematiche in quelle rocce a tessitura granitica. Le generazioni che precedono l'evento che più ha contribuito alla formazione della maggior parte dei minerali costituenti una varietà gneissica assumono una tessitura relitta.

L'osservazione microscopica, soprattutto delle varietà massiccie, mostra diverse fasi evolutive nello sviluppo della tessitura d'implicazione: un grano minerale di feldispato potassico, grande fino a qualche millimetro, viene gradatamente sostituito da plagioclasio in uno o più individui fino a che non è più possibile distinguere fra ospite ed ospitato. L'allineamento e l'estinzione uniforme degli inclusi ne mostrano l'origine comune. I blasti dell'antipertite così formata sono da interpretare come lo stadio finale dello sviluppo della tessitura d'implicazione, dove il plagioclasio diventa matrice in un unico e grande individuo, ed il preesistente feldispato potassico viene ridotto ad una serie di inclusioni relittiche di forma ameboidale. La tessitura di tutte e due queste forme è relitta, tipicamente a mortaio. Per questi motivi MILNES (1964) e WIELAND (1966) ne propongono una origine prealpina legata ad una cristallizzazione originaria o ad un autometamorfismo durante il raffreddamento del plutone.

Le pertiti o le micropertiti sono i blasti feldispatici più comuni e nettamente distinguibili dalle antipertiti non solo per la diversa composizione mineralogica, ma soprattutto per la tessitura differente. Essi appartengono ad un unico episodio di cristallizzazione, chiaramente precedente alla fase alpina di mag-

gior deformazione, rendendo possibile la formazione della tessitura occhiadina. Questa tessitura è infatti caratterizzata da una forte blastesi feldispatica aggredita dalle generazioni sincinematiche. Il nucleo dell'occhio è costituito principalmente da grosse pertiti e/o microclini eventualmente accompagnati dalle tessiture d'implicazione e dal quarzo microgranulare come complemento. I feldispati più giovani ed il quarzo microgranulare completano la tessitura separando il nucleo dalle miche che l'avvolgono. Essi costituiscono delle code asimmetriche causate dalla rotazione dell'occhio nella sezione XY dello strain finito e dalla sua elongazione nella direzione X.

Due processi principali presiedono alla formazione della tessitura occhiadina: in ordine cronologico, la blastesi dei feldispati e la loro distruzione durante un evento deformativo. La blastesi feldispatica può avvenire per nuova nucleazione e crescita non omogeneamente distribuite nella roccia, ma in luoghi favoriti dal migrare delle soluzioni intracristalline. Si viene così a creare una tessitura inomogenea formata da grani grandi cresciuti alle spese dei più piccoli della matrice. Questa distribuzione statistica dei blasti è quindi effetto dell'accumulo di materiale in punti favoriti, che impedisce che nelle zone adiacenti si sviluppi il blasto, sia per mancanza di materiale che per instabilità di carattere distruttivo (DRESCHER-KADEN, 1969).

Una crescita minerale direttamente indotta da deformazione è un altro meccanismo possibile. WINTSCH (1975) propone, in luogo della normale cristallizzazione di feldispato potassico da muscovite e quarzo per aumento di temperatura o diminuzione di pressione, una trasformazione minerale indotta da strain. Grazie ad una deformazione continua e crescente, ed abbastanza veloce in maniera tale che la muscovite non faccia più in tempo a ricristallizzarsi, la soluzione intracristallina si sposta nel campo di stabilità termodinamica del feldispato che così ricristallizza (il modello non richiede variazioni nei valori di P e T, ma prevede solo l'aumento della attività dello scambio tra gli ioni K^+ e H^+). Grazie a questo tipo di differenziazione metamorfica i porfiroblasti feldispatici potranno essere sintettonici, cioè accresciuti grazie ad uno strain forte e progressivo, ad esempio in meccanismi di shear duttile.

Sicuramente sincinematica è la parte distruttiva della formazione della tessitura occhiadina. La ricristallizzazione dinamica si esprime con la diminuzione della grandezza della grana minerale per mezzo della formazione di submargini in ogni singolo grano minerale. La scomposizione del minerale in individui più piccoli libera l'energia intercristallina accumulatasi per deformazione. Che questo fenomeno sia controllato dallo strain lo dimostrano le code dei minerali più piccoli ai lati dei blasti: esse sono orientate come ombre di pressione e quindi sono una funzione diretta dello stress.

La differenziazione metamorfica responsabile della segregazione di straterelli micacei attorno agli occhi ha infine completato la formazione della tessitura oftalmitica.

La pertite ed il microclino debbono risalire ad una blastesi pre-F2 perché questi minerali hanno dimostrato di essere posteriori alle tessiture d'implicazione, ed anteriori alle miche ed alle ultime generazioni feldispatiche. Questa forte blastesi può aver avuto origine durante la messa in posto delle coltri e quindi essere stata indotta da strain (sin-F1), oppure essersi sviluppata a cavallo tra le prime due fasi in un periodo di stasi deformativa (post-F1 e pre-F2). Si ammette inoltre che dei blasti di feldispato che si sono formati durante la cristallizzazione del plutone si siano conservati in forme relitte fino ad ora.

In risposta all'abbassamento termico il feldispato si trasforma in plagioclasio nella tipica tessitura mirmechitica. La presenza dei due feldispati è necessaria, ma non esclusiva. Dai rapporti di crescita con le altre generazioni minerali si deduce che la loro formazione non risale ad un solo e preciso evento di cristallizzazione, ma appare a più riprese durante la minerogenesi alpina e fors'anche prealpina. MILNES (1964) propone un interessante modello evolutivo per questa tessitura dove essa appare come transizione tra i blasti e le ultime generazioni alpine di feldispato: smistamento e ricristallizzazione favoriscono la formazione delle mirmechiti, mentre la sola ricristallizzazione ne induce la scomparsa sostituendole con Kfp.new, Plg.new e Qu.mi. Infine lo sta-

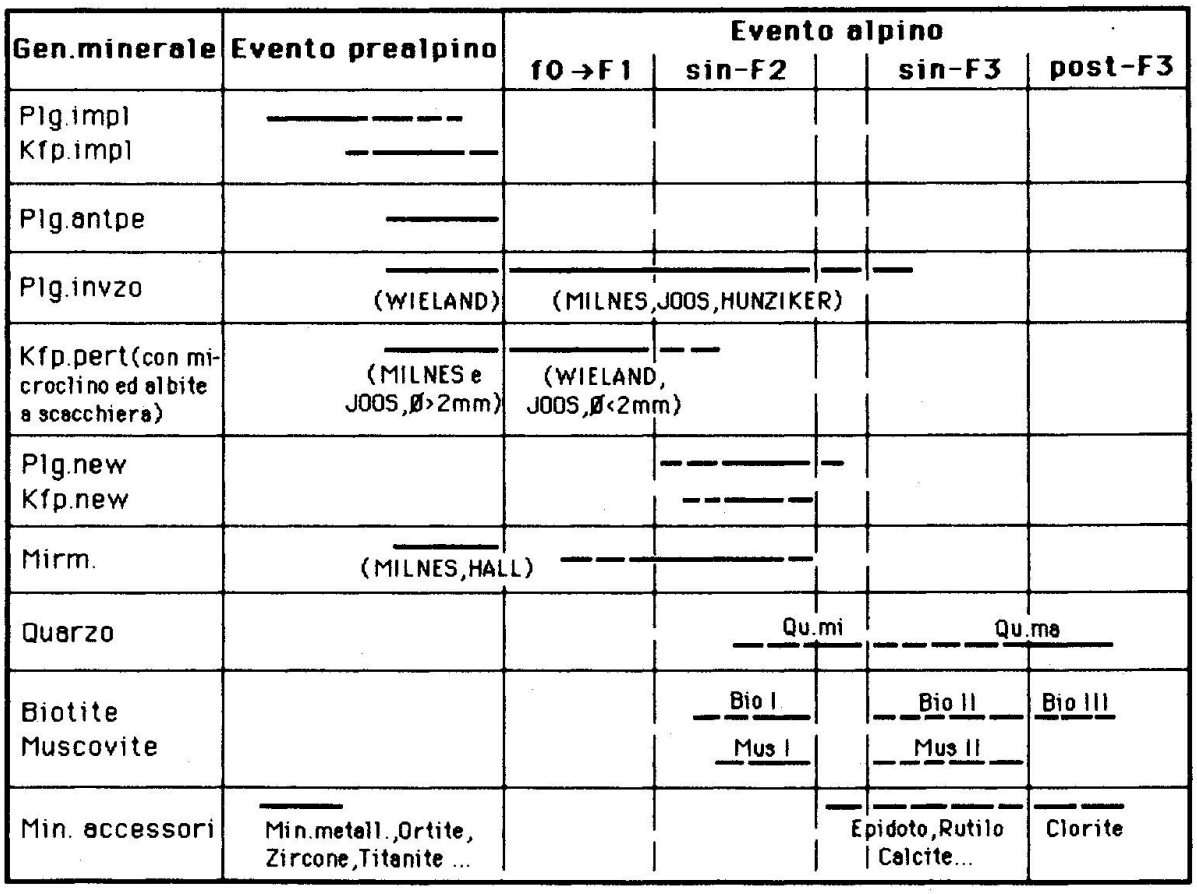


Fig. 4 Rapporti blastesi-deformazione.

dio più avanzato della ricristallizzazione della roccia intera porta alla scomparsa dei blasti e delle mirmechiti che vengono sostituite dalle generazioni sincinematiche.

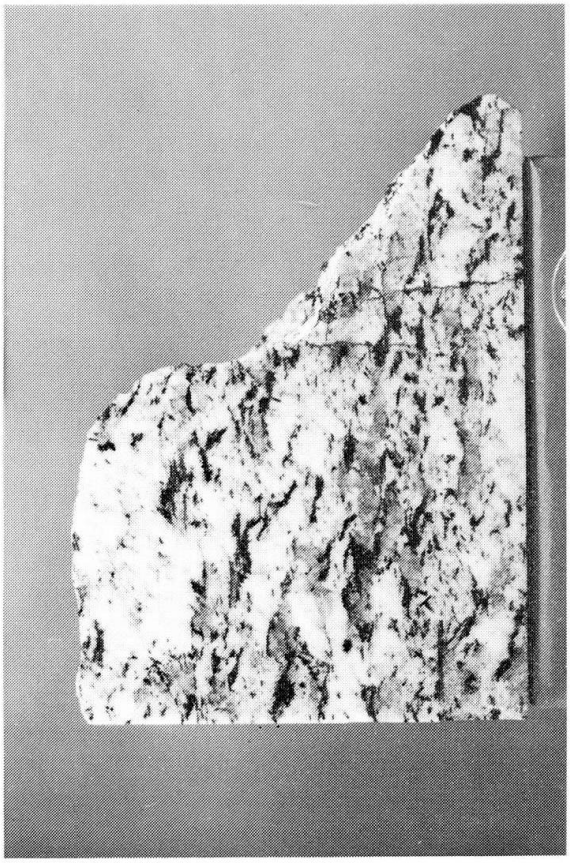
Concludendo, la crescita delle generazioni minerali è rappresentata in maniera tabellare nella Fig. 4, che mostra in quale fase è stata formata una determinata generazione minerale come oggi è visibile in sezione sottile. Per eventi prealpini si intendono tutti quei fenomeni risalenti alla cristallizzazione del magma intruso ed all'autometamorfismo ad esso associato. Le testimonianze microstrutturali dell'evento alpino più antico vengono sommariamente indicate con il simbolo / f0 → F1, che rappresenta tutte le possibili ricristallizzazioni pre-F2 sia statiche che dinamiche. Sin-F2 e sin-F3 sono fasi chiaramente testimoniate dalle microstrutture dove la scistosità penetrativa è riferibile alla seconda fase deformazionale. Con post-F3 si intendono tutti quei fenomeni non più deformazionali tardo alpini. La separazione temporale tra gli eventi prealpini ed alpini è netta, mentre tra f0 → F1 e sin-F2 si suppone una deformazione di tipo continuo, o per lo meno che non ci sia stato un lasso di tempo sufficentemente lungo da separare chiaramente, dal punto di vista metamorfico, le due fasi. Tra sin-F2 e sin-F3 c'è uno iatus spiegabile supponendo una diminuzione della intensità deformativa in concomitanza col raggiungimento dell'apice metamorfico alpino. Come mostrano gli scisti mesozoici, la cristallizzazione dei maggiori minerali metamorfici continua anche durante F3 (AYRTON & RAMSAY, 1974; KLAPER, 1982).

3.3 FORMAZIONE DELLA SCISTOSITÀ

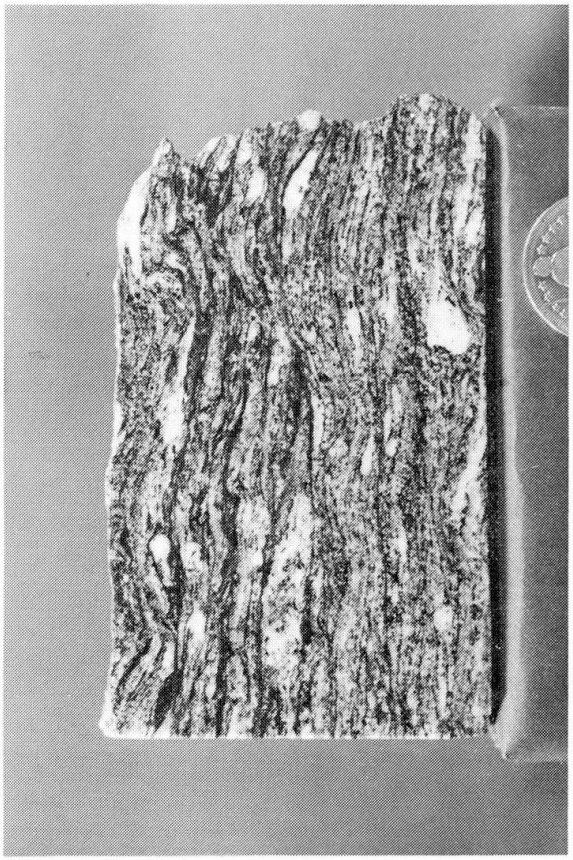
Le principali varietà gneissiche - massiccia, occhiadina, scistosa - mostrano differenti tessiture che rappresentano anche tre differenti stadi della evoluzione della scistosità penetrativa. Per riconoscere questa evoluzione occorre ordinare alcuni stadi intermedi e collegarli in un percorso. La formazione della scistosità sarà quindi studiata sia attraverso la descrizione delle tessiture ordinate per incremento di intensità, vale dire dalla varietà massiccia a quella scistosa, che grazie al riconoscimento dei meccanismi microstrutturali che hanno contribuito alla sua modificazione nella forma finale.

La debole scistosità dello gneiss massiccio (Fig. 5A) è data dall'allineamento, visibile soprattutto nella sezione XZ della deformazione finita, di grandi biotiti singole (l max. 3 mm), caratteristicamente concentrate attorno agli aggregati di quarzo, ed alternate centimetricamente a zone monomineraliche quarzose e feldispatiche leggermente elongate. La scistosità della varietà occhiadina (Fig. 5B) è data dall'alternanza di biotiti (l media 1,5 mm) ancora separate in individui singoli ma uniformemente allineate, con livelletti planari, spessi meno di 1 mm e lunghi qualche centimetro, di quarzo e feldispato delle

B. 2cm



A. 2cm



2cm C.

Fig. 5 Sezioni XZ della deformazione finita
A: varietà massiccia
B: varietà occhiadina
C: varietà scistosa

ultime generazioni. Queste alternanze formano pacchetti millimetrici che avvolgono gli occhi quasi esclusivamente feldispatici. Nella varietà scistosa (Fig. 5C), con la comparsa della muscovite, le miche formano dei veri e propri letti continui ed uniformi. Le biotiti, più grandi, ne sono l'ossatura con foglietti ancora lunghi fino ad 1 mm e sono raggruppate in diversi individui attorno ai quali corrono numerose le più piccole muscoviti creando così una superfice continua. Tutte e due le miche non sono piegate elasticamente, ma le curvature vengono realizzate attraverso il rimpicciolimento degli individui che vengono così più facilmente ruotati. Alternati a questi orizzonti ci sono spiccate lenti quarzoso-feldispatiche. La scistosità è interrotta da relitti di pertite e microclino. Una nuova scistosità, formata da singoli piccoli individui di muscovite e da qualche biotite, può intersecare la precedente anche senza che questa sia crenulata, ma solo leggermente ondulata.

È così possibile proporre la seguente evoluzione della scistosità: la forte blastesi pre-F2 ha causato la suddivisione della roccia in zone monomineraliche e la formazione della scistosità inizia soprattutto con la progressiva elongazione di questi aggregati. Le miche, omogeneamente distribuite, vengono passivamente ruotate per renderle parallele a XY. Questa rotazione non è completa in YZ sia per la poca estensione nella direzione Y che per un successivo influsso compressivo durante F3, che ne ha modificato in seguito l'orientazione. Un ulteriore incremento della deformazione causa la diminuzione della grandezza dei feldispati, come ci è mostrato dalla varietà occhiadina, ed una accentuata differenziazione della roccia, ben sviluppata nella varietà scistosa. I blasti feldispatici, ancor'oggi riconoscibili nelle tessiture oftalmitiche, vengono progressivamente sostituiti da Plg. e Kfp.news attraverso la ricristallizzazione condizionata dallo stress, come risulta evidente dalla creazione di zone lenticolari-planari subparallele a XY e che sfumano ai lati degli occhi *(pressure shadows)*. Accanto a questa sostituzione minerale, che favorisce una ulteriore elongazione degli individui, si riscontra la segregazione delle miche in orizzonti localizzati e coerenti. La rotazione non è più a questo momento il meccanismo principale, se non durante l'avvolgimento degli occhi, ma cede il passo ad una sempre più pronunciata nuova nucleazione che caratterizza la crescita mimetica delle miche. La forte differenziazione della roccia porta, in primo luogo, all'apparizione della muscovite (la cui formazione è resa possibile dal potassio liberato dal dissolvimento dei feldispati e non necessariamente da una differenza chimica originaria rispetto agli altri tipi tessiturali), ed alla creazione di una alternanza millimetrica di zone planari sialiche e femiche. L'eterogeneità così raggiunta può aver favorito due fenomeni: la crenulazione della scistosità penetrativa, con la formazione di una nuova scistosità, e l'inizio della ricristallizzazione del quarzo. Infine la varietà massiccia manifesta fenomeni post-F3 con la ricristallizzazione di Qu.ma in zone già definite, e l'ulteriore crescita delle miche evidenziata dalle biotiti pelcilitiche.

3.4 SIGNIFICATO MICROSTRUTTURALE DELLE VARIETÀ GNEISSICHE

Una analisi più dettagliata sia dei fenomeni che condizionano la tessitura che della quantità e del tipo di deformazione sono necessari per meglio comprendere in quale misura le singole varietà gneissiche sono correlabili alle varie fasi deformative alpine.

I campioni raccolti sono stati ordinati in base al grado di sviluppo della scistosità nella sequenza mostrata dalla Fig. 6, che corrisponde alla diminuzione del diametro medio dei componenti minerali, imputabile certamente ad un incremento della intensità dei processi deformativi. Questa sequenza è stata quindi mantenuta anche nelle analisi seguenti per permettere la correlazione dei risultati.

Attraverso l'analisi del contenuto minerale e della sua evoluzione si deduce che i fenomeni condizionanti la variabilità tessiturale degli gneiss sono cinque:

A: il mantenimento delle generazioni prealpine
(Plg.impl, Kfp.impl, Plg.antpe, Mirm)
B: la blastesi feldispatica pre-F2
(Kfp.pert con microclino ed albite a scacchiera)
C: la ricristallizzazione sincinematica dei feldispati e del quarzo
(Plg.new, Kfp.new, Q.mi, Mirm)
D: la segregazione sincinematica delle miche
(Bio I e II, Mus I e II)
E: la ricristallizzazione postcinematica
(Q.ma, Bio III)

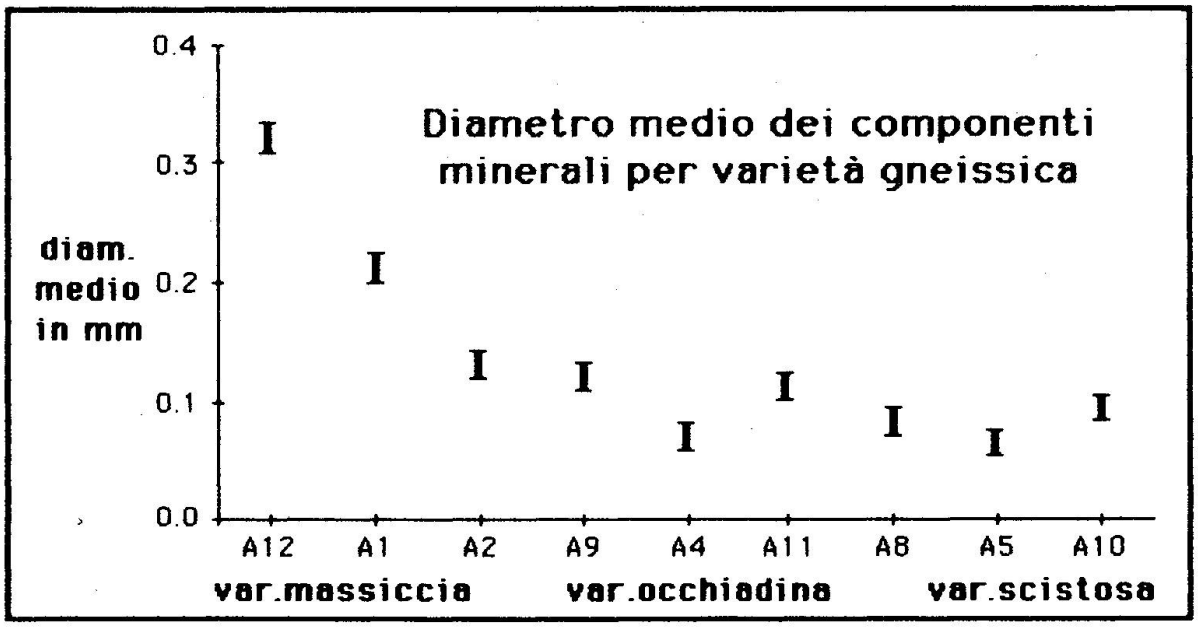


Fig. 6 Diametro medio dei componenti minerali per varietà gneissica ottenuto misurando in sezione YZ il numero dei minerali che giacciono su una linea parallela a Z di lunghezza conosciuta.

Nella Fig. 7 si sono raggruppate le generazioni minerali in cinque gruppi corrispondenti ai fenomeni sopra indicati (A, B, C, D, E), e li si sono espressi attraverso la percentuale volumetrica in funzione dei campioni raccolti. È pos-

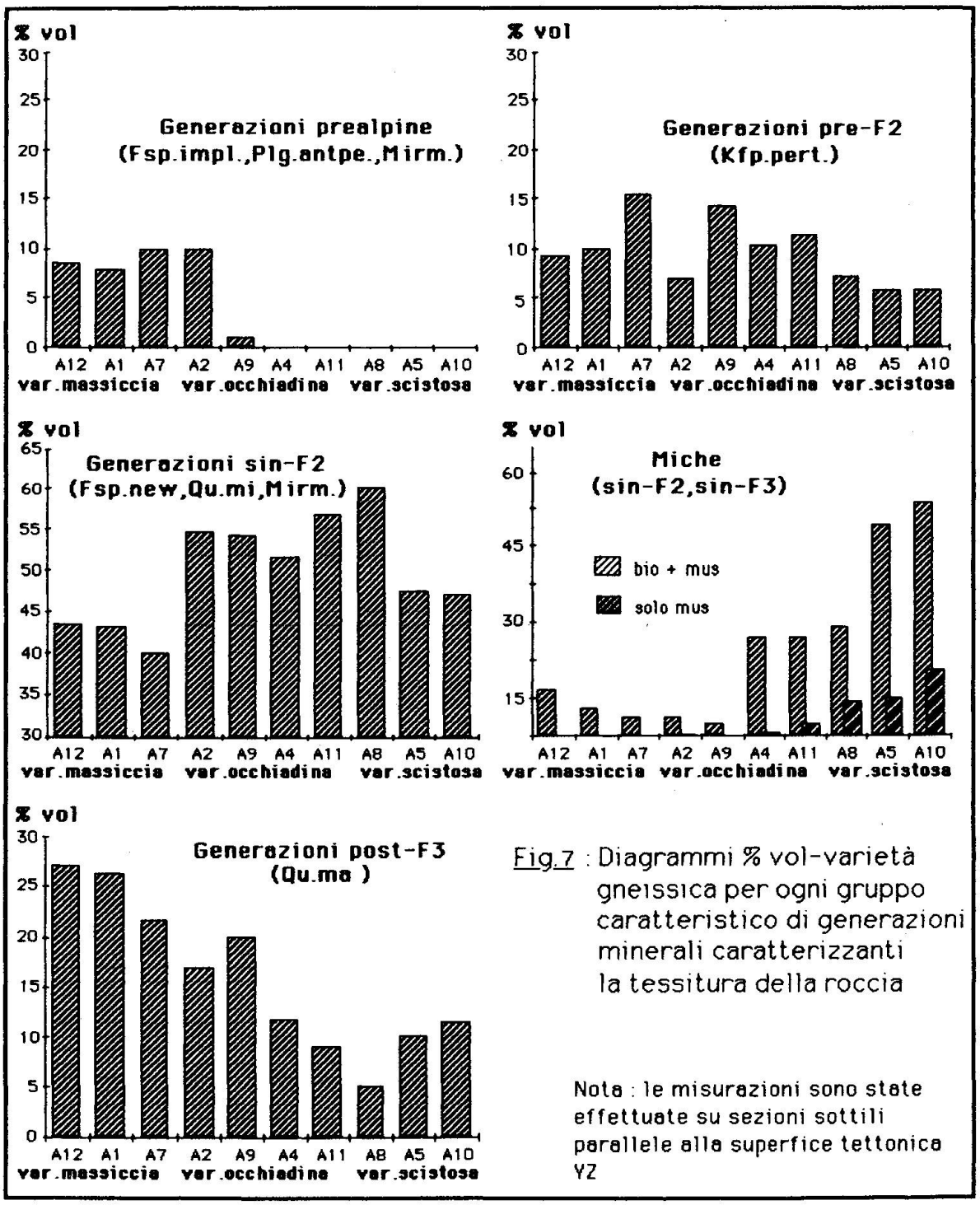


Fig. 7 Diagrammi % vol-varietà gneissica per ogni gruppo caratteristico di generazioni minerali caratterizzanti la tessitura della roccia.

sibile notare che il mantenimento delle generazioni prealpine (A) avviene soprattutto nelle varietà massiccie ed occhiadine con strutture oftalmitiche più grandi di 1 cm (A7, A2). Negli altri campioni, benchè presentino anch'essi degli occhi, ma più piccoli, le tessiture d'implicazione scompaiono bruscamente. Come si vedrà più avanti, la scomparsa di queste generazioni prealpine non è solo attribuibile alla sostituzione da parte di Kfp.pert, ma soprattutto da parte di Plg. e Kfp. news, cioè causata dall'incremento della deformazione.

La blastesi feldispatica pre-F2 (B) è abbastanza ben distribuita, ma diminuisce sia verso la varietà massiccia che verso quella scistosa. La prima diminuzione può essere dovuta alla induzione della blastesi da parte della deformazione. L'incremento della deformazione è invece il sicuro responsabile della diminuzione degli individui pre-F2 nelle varietà scistose tramite la granulazione delle pertiti e dei microclini e la ricristallizzazione di Plg. e Kfp. news.

La ricristallizzazione sincinematica dei feldispati (C) è una delle migliori espressioni della deformazione. Il forte incremento percentuale verso le varietà occhiadine più scistose (A11, A8) corrisponde sia alla diminuzione delle generazioni prealpine che dei blasti pre-F2. La diminuzione percentuale verso le varietà scistose è invece imputabile alla nuova nucleazione delle miche che, con il potassio acquisito alle spese dei feldispati, passa anche attraverso la scomparsa delle generazioni contemporanee (Plg. e Kfp. news).

La segregazione delle miche (D) mostra la crescente importanza del fenomeno della differenziazione della roccia. L'aumento del contenuto in miche, che ne ha permesso la concentrazione in letti continui alternati a zone quarzoso-feldispatiche, è connesso alla distruzione delle generazioni prealpine, al calo dei blasti feldispatici ed alla rapida diminuzione del contenuto in feldispati giovani. Quest'ultimo fenomeno segnala che la differenziazione non è stata così diretta, ma è passata attraverso una ricristallizzazione sincinematica praticamente contemporanea alla formazione delle miche.

La ricristallizzazione postcinematica (E) è stata molto condizionata dalla presenza del fenomeno deformativo nella maniera in cui gli aggregati di quarzo macrogranulare possono ancora rispecchiare una tessitura originaria non intaccata dalla deformazione alpina.

Riassumendo le informazioni fin qui raccolte sembra chiaro che la varietà massiccia, che contiene minerali di tutte le generazioni, è una tessitura dove il mantenimento delle generazioni prealpine, la blastesi pre-F2 e la ricristallizzazione postcinematica hanno giocato un ruolo più importante che la ricristallizzazione indotta da stress. La varietà occhiadina e quella scistosa rappresentano invece episodi maggiormente sincinematici. Quella occhiadina con occhi grandi mostra bene l'evento pre-F2 con la formazione dei basti feldispatici, e quella con occhi piccoli l'evento sin-F2 con la riduzione della grandezza della grana minerale attraverso la ricristallizzazione sincinematica dei feldispati. Il culmine della seconda fase e gli effetti della terza sono infine ben mostrati dalla

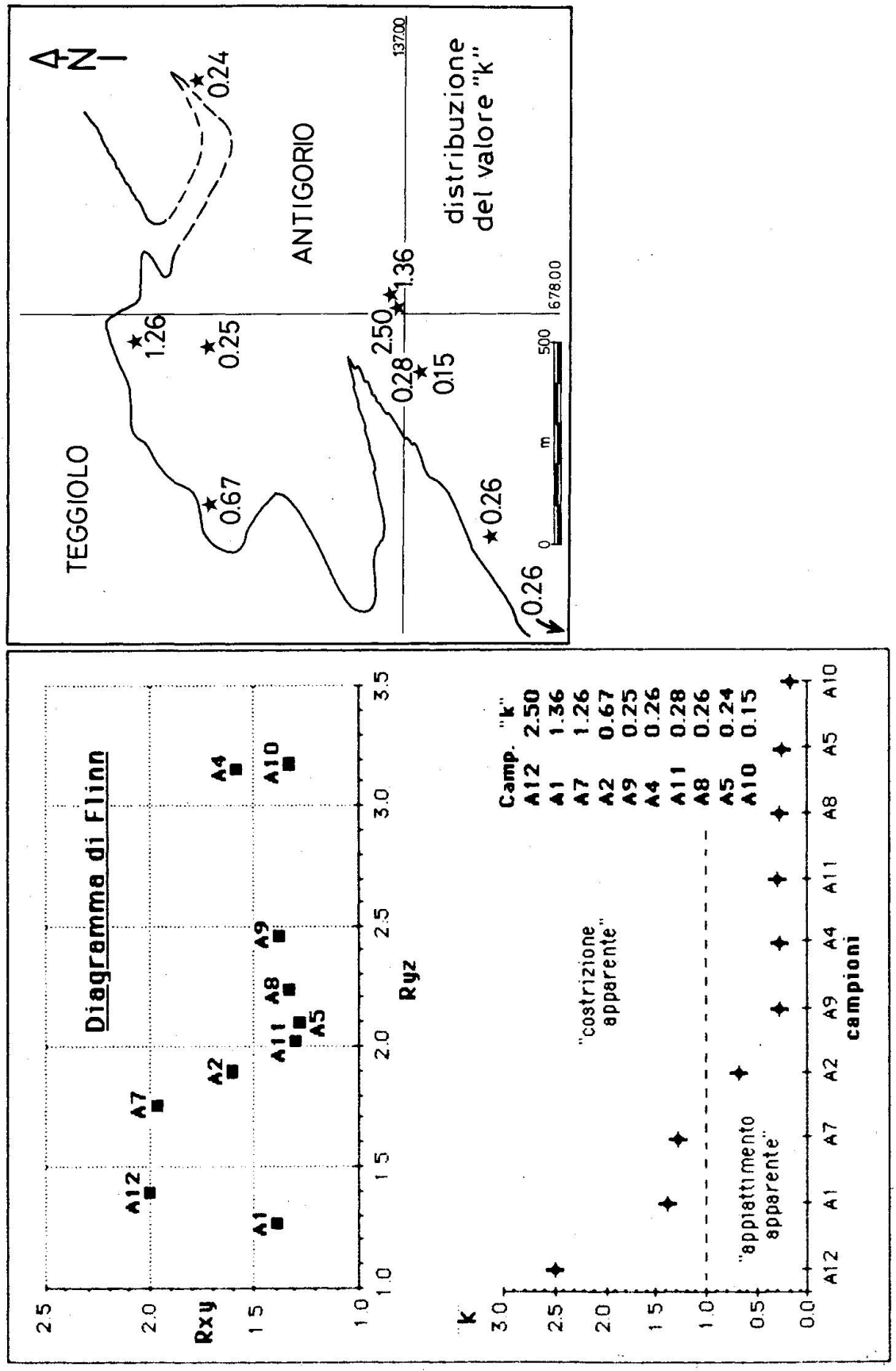


Fig. 8 Tipo di deformazione apparente mostrata dalle varietà gneissiche e sua distribuzione nelle diverse parti del ricoprimento.

varietà scistosa con la forte segregazione delle miche e la formazione di una seconda scistosità.

Le considerazioni appena fatte ci danno utili indicazioni sul meccanismo stesso della deformazione e sulla corrispondenza tra varietà gneissica ed episodio deformativo. Un altro criterio di indagine si rende necessario per dare una misura meno qualitativa della deformazione di queste rocce. Si è cercato così un indicatore di deformazione che permetta di mettere a confronto le differenti varietà gneissiche applicando il metodo Rf/∅' (DUNNET, 1969; RAMSAY & HUBER, 1984) agli aggregati quarzosi come è già stato fatto da HALL (1972) e RAMSAY & ALLISON (1979). Si tratta, dopo aver tagliato la roccia in almeno due sezioni parallele alle superfici tettoniche XY, XZ, YZ di misurare sia le dimensioni maggiori e minori degli aggregati e calcolarne il rapporto Rf, che l'angolo di deviazione ∅' tra la dimensione maggiore e la superfice di scistosità o la direzione di massima elongazione. Determinandone la media statistica, con appropriate valutazioni, si otterranno i valori dei rapporti tra le dimensioni principali dell'elissoide di deformazione finita per ogni superfice tettonica (Rxy, Rxz, Ryz) che riportati sul diagramma di Flinn mostreranno il tipo di deformazione finita apparente.

La Fig. 8 mostra che la varietà scistose e la maggior parte di quelle occhiadine hanno sofferto di un appiattimento apparente simile e caratteristicamente distribuito sui fianchi delle pieghe F2 (cfr. 11). Anche se alcuni di questi campioni sono stati visibilmente intaccati da F3, perchè ne mostrano le microstrutture relative, è possibile attribuire questo forte *flattening* quasi interamente a F2. Alla stessa fase dovrebbe appartenere la costrizione apparente segnalata dai campioni A7, ed in minor misura A2, sulla parte lobata del contatto. La costrizione apparente della varietà massiccia è invece un fenomeno più difficile da interpretare: il quarzo macrogranulare degli aggregati misurati si è ricristallizzato in forme preventivamente definite, che rispecchiano la deformazione in F2 e in F3. È quindi possibile che la costrizione appartenga sia ad una distribuzione particolare dello stress in F2, collegabile con il meccanismo di formazione delle pieghe maggiori, come che mostri una costrizione successiva delle strutture dovuta alla retroflessione di F3, non registrata dalle varietà più scistose.

3.5 CONCLUSIONI

Si può concludere che ogni varietà gneissica è una funzione della storia deformativa: essa rappresenta più incrementi deformazionali e periodi di ricristallizzazione pre- e postcinematici. Come riassunto dalla Fig. 9 ogni campione raccolto è indicatore sia del meccanismo che della quantità e della fase di deformazione alpina che più hanno agito su quella porzione di ricoprimento.

Varietà gneissica	Episodi rappresentati	Meccanismi	Ellissoide app. della def. finita
varietà massiccia	- prealpino - pre-F2 - sin-F2 - post-F3	- cristallizzazione e ricristallizzazione postcinematica - elongazione degli aggregati minerali con rotazione delle miche	costrizione apparente (k>1)
varietà occhiadina	- pre-F2 - sin-F2	- blastesi feldispatica in parte indotta dalla deformazione - ricristallizzazione sincinematica - leggera differenziazione	- - - - - - - - - -
varietà scistosa	- sin-F2 - sin-F3	- ricristallizzazione sincinematica - forte differenziazione - rotazione delle miche più piccole e nuova crescita in S3	appiattimento apparente (k<1)

Fig. 9 Relazioni tra varietà gneissica e deformazione.

Accanto alla caratterizzazione dei meccanismi di deformazione di almeno le due ultime fasi plicative, si può supporre che la F3 abbia causato una costrizione delle strutture formate da F2 (questo effetto è già stato segnalato da HUBER-ALEFFI, 1982): la rotazione delle miche nel piano YZ e, nella varietà massiccia, l'apparente costrizione dell'elissoide di deformazione finita possono esserne le prove.

A prescindere da queste considerazioni particolari è ora interessante cercare di confrontare con la configurazione cartografica della parte frontale della falda, ottenuta sul terreno, la validità delle informazioni fin qui ottenute. Se le varietà gneissiche sono l'espressione delle fasi deformative, allora avranno una particolare distribuzione nell'area rilevata: con il prossimo capitolo si intende correlare i risultati del lavoro microscopico, verificandone la validità, alla scala macroscopica.

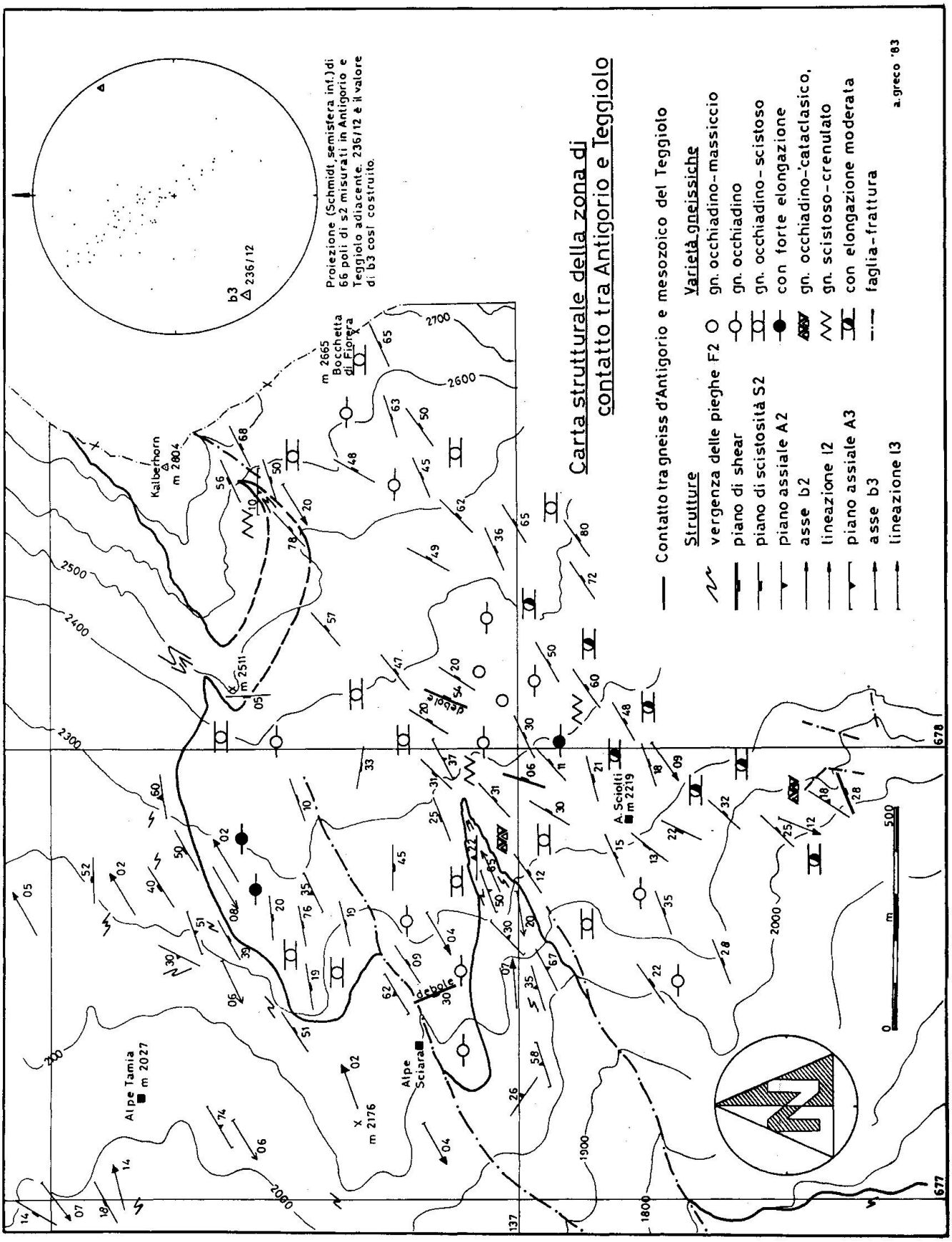


Fig. 10 Carta strutturale della parte frontale del ricoprimento Antigorio.

4. Descrizione ed analisi delle strutture macroscopiche

La deformazione della parte frontale del ricoprimento Antigorio è dovuta in gran parte alla seconda fase deformativa F2. Le pieghe che caratterizzano il contatto con la zona mesozoica del Teggiolo sono state formate per *buckling*, dove la distribuzione eterogenea dello strain è messa in rilievo dalle diverse tessiture gneissiche. Lo studio della scistosità di piano assiale e delle altre strutture mesoscopiche permettono di meglio caratterizzare i meccanismi di piegamento.

Osservando la carta strutturale di Fig. 10 si nota che il Mesozoico è stato pizzicato in strette sinforme tra lo gneiss che a sua volta mostra un'antiforme ben arrotondata. Come l'orientazione delle strutture dimostra, la forma del contatto è correlabile sia con le pieghe per trasposizione nel Mesozoico, che con la scistosità negli gneiss che si sono così formate contemporaneamente. Poiché dalla geometria globale non appaiono configurazioni evidenti di F1, e poichè soprattutto le strutture di trasposizione appartengono a F2, sembra evidente che la serie di lobi e cuspidi appartenga a quest'ultima fase. Queste pieghe sono quindi nate grazie ad una forza compressiva subparallela alla superfice di separazione tra gneiss e scisti quarzitici. Poichè le strette implicazioni di Mesozoico, sia in Val d'Antabia, come in Val Formazza, sono orientate SSE, è possibile dedurre che questa forza abbia agito in uno stretto ventaglio perpendicolare, e cioè orientato ENE-WSW (si considerano in quest'area F2 e F3 come coassiali).

Come già fu fatto da Milnes (1968), ma per un'area più grande, la carta strutturale della Fig. 10 mostra la distribuzione delle varietà gneissiche e delle altre strutture mesoscopiche di F2 e F3. Grazie a questo rilevamento è stato possibile costruire la sezione di Fig. 11 perpendicolarmente alle strutture lineari di F3. La sezione mostra la sovrapposizione di due incrementi deformativi distinti: le strutture maggiori di F2 vengono intaccate da una serie di sin- e antiformi di F3, dove le maggiori mantengono la medesima orientazione e le minori (parassite) mostrano i *kinks* di questa fase.

È così possibile notare che la tessitura gneissica ha una precisa collocazione all'interno delle pieghe di F2: lungo la cerniera dell'antiforme appare una varietà con una forte elongazione, ai fianchi corrispondono varietà occhiadine e scistose, mentre dove è presente la varietà massiccia, la deformazione è stata molto minore. Alla stessa maniera la scistosità di piano assiale si smorza laddove nasce una forte lineazione 12, oppure dove lo strain sembra apparentemente assente. Sono inoltre riscontrabili relazioni con la terza fase nei punti di maggiore intensità, cioè lungo i rispettivi piani assiali, con varietà scistose-crenulate ed occhiadine con elongazione moderata. Altre strutture macroscopiche attribuibili a F3 sono le pieghe a geometria aperta, zone di shear molto deboli e la ondulazione della scistosità penetrativa ben mostrata dalla dispersione dei poli nella proiezione stereografica di Fig. 12. Che la scistosità penetrativa S2 sia

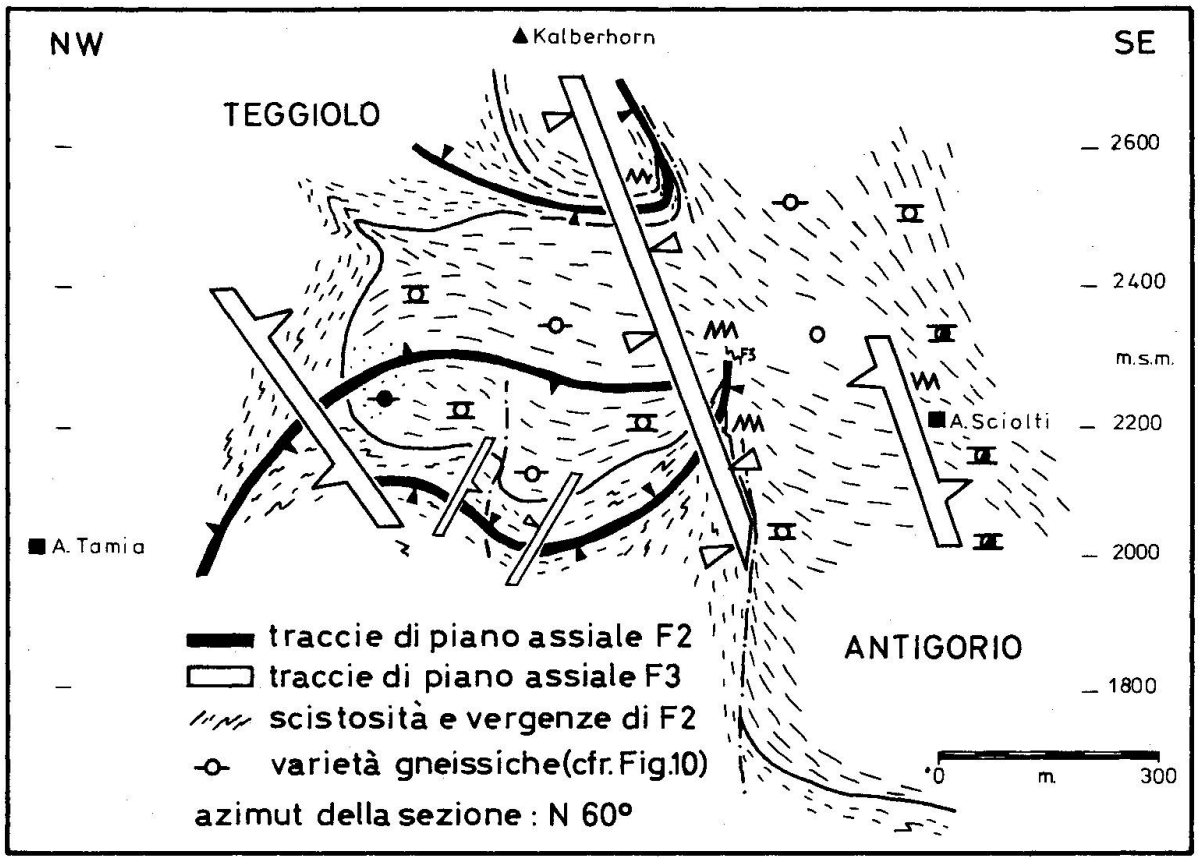


Fig. 11 Sezione al contatto tra Antigorio e Teggiolo.

di piano assiale lo dimostrano non solo la ricostruzione di Fig. 11, ma anche i filoni aplitici e lamprofirici piegati in F2. Lo studio di OPPIZZI (1984) mostra che queste pieghe, molte delle quali a geometria isoclinale-serrata, sono del tipo congruente (*class 2, similar,* RAMSAY, 1967), e si sono formate per mezzo di un meccanismo di scivolamento semplice in condizioni di elevata duttilità. Il piegamento è quindi reso possibile da *simple shear* lungo la intensa scistosità di piano assiale o altre superfici parallele. Infatti fenomeni di shear sono macroscopicamente visibili nella rotazione degli occhi feldispatici, dalla ulteriore differenziazione dello gneiss in bande centi-decimetriche (SIMPSON, 1981) e cosippure dallo sviluppo di piccoli piani di shear. Questi fenomeni di taglio possono però anche aver seguito la fase principale della formazione della scistosità in risposta an uno shear stress posteriore (DIETERICH, 1969). Queste osservazioni suggeriscono comunque che la scistosità penetrativa si è formata in un regime compressivo mostrando una componente di shear lungo la discontinuità stessa e perciò possa risultare incidente al piano XY dello strain finito.

RAMSAY (1967, pp. 391-415) propone due meccanismi principali per la formazione delle pieghe da *buckling,* e cioè quello flessurale *(flexural flow and slip)*

e quello dovuto ad una deformazione interna dove gli assi principali di strain sono tangenziali e longitudinali allo strato piegato *(tangential-longitudinal strain)*. Questi meccanismi, che dipendono dalla natura del materiale coinvolto e dalla forma della piega ottenuta, possono evidentemente agire combinati.

Nella parte frontale dell'Antigorio le pieghe F2 hanno probabilmente cominciato a formarsi per strain longitudinale-tangenziale, perchè, data l'omogeneità della roccia, non esistevano sufficenti discontinuità da mettere in moto meccanismi di scivolamento, che però possono essere avvenuti lungo il contatto con il Mesozoico. Se però si osserva l'odierna disposizione dei tipi gneissici, che corrispondono almeno qualitativamente a quella dello strain finito (cfr. Fig. 8), si nota che questo non coincide con quello proposto da RAMSAY (1967) per questo particolare meccanismo di piegamento. Si riscontrano invece valori di forte appiattimento sui fianchi della piega, nei pressi delle profonde implicazioni, valori di costrizione apparente sul lobo e in una parte arretrata centrale. Occorrono quindi altri meccanismi per spiegare l'accentuarsi della forma di queste pieghe, ad esempio la sovrapposizione continua di altri incrementi deformativi *(superimposed homogeneous strain)* che aumenta la separazione tra le cerniere. La duttilità della roccia, che si è già differenziata nelle varietà gneissiche e ha sviluppato un'intensa foliazione, permette ora una deformazione per taglio semplice lungo questa discontinuità o in zone di shear vere e proprie. Le pieghe delle apliti che dovevano appartenere alla classe B, vengono ulteriormente appiattite (*flattened parallel fold,* RAMSAY, 1962) e modificate nelle classi 1C e 2 (RAMSAY, 1967; OPPIZZI, 1984), dove la scistosità è ora di piano assiale. La forte elongazione ed il ventaglio della scistosità che converge verso la parte lobata della piega, possono infine essere fatti risalire ad uno degli ultimi movimenti, dovuti a flusso flessurale lungo S2.

La sovrapposizione delle strutture della terza fase deformativa è in gran parte dipesa dalla disposizione di quelle della seconda. L'analisi microscopica ha mostrato che la formazione della tessitura è da considerarsi quasi totalmente completata in F2 e che la crenulazione della S2 è solo possibile nelle varietà scistose. Estendendo il concetto alle scale maggiori, le anti- e sinformi di F3 si sono potute formare solo laddove le tessiture gneissiche lo permettevano. Questa fase tardo alpina ha agito su materiali già ben differenziati ed ha dovuto adattarsi a loro: sia la disposizione spaziale delle strutture di F3, che il loro *kinks* sono effetto della diminuita duttilità delle rocce, più eterogenea che non in F2.

5. Evoluzione strutturale del ricoprimento Antigorio nella zona studiata

Le prime deformazioni fragili e duttili f0 → F1 non hanno lasciato chiare tracce come in Val d'Antabia (HUBER, 1981; OPPIZZI, 1984).

Il secondo incremento deformativo F2 è il maggior responsabile della formazione delle strutture planari, lineari e plicative e delle tessiture gneissiche. Assieme alla formazione delle due sin- e dell'antiforma grande si è sviluppata una scistosità di piano assiale, accompagnata da zone di shear. Sulle cerniere di queste grandi strutture notiamo caratteristicamente una lineazione d'estensione nella antiforma, ed una forte scistosità nelle sinforme. Questo fenomeno è spiegabile in base alla distribuzione dello strain in una piega formatasi per *buckling*. Da questo tipo di struttura e dal meccanismo che ne ha presieduto la formazione si deduce che la scistosità si è formata perpendicolarmente alla massima compressione, ma si è sviluppata su di un piano leggermente incidente a XY, mostrando shear strain. F2 ha inoltre profondamente influito sulla tessitura gneissica creando forme massiccie in zone di apparente anastomosi, forme scistose o elongate in zone di cerniera, e forme occhiadine e occhiadino-scistose sui fianchi della piega. Microstrutturalmente questa deformazione è avvenuta, in questa serie, per elongazione, rotazione, ricristallizzazione e differenziazione del contenuto mineralogico.

La terza fase deformativa ha poco inciso sulla tessitura gneissica, anzi vi si è adeguata crenulandola laddove essa era molto scistosa, formando una debole lineazione in cerniera di F3 e causando la costrizione apparente mostrata dalla varietà massiccia. Generalmente è molto ben visibile non solo con pieghe aperte, ma con l'ondulazione caratteristica di tutta la scistosità. A questo evento potrebbero essere associate altre zone di shear poi riprese dalle faglie orientate NE–SW che hanno cataclasato lo gneiss.

In particolare è possibile concludere che la tessitura dello gneiss dipende dalla deformazione in due maniere principali: la prima, quella qui studiata e riscontrabile nei pressi del contatto con il mesozoico, è una funzione diretta della distribuzione inomogenea dello strain in una piega sviluppatasi soprattutto in un regime compressivo. La seconda domina invece nelle zone interne del ricoprimento: grazie al lavoro svolto da altri autori, si comprende come la distribuzione inomogenea dello strain sia dovuta al meccanismo proprio delle *shear zones*, e che quindi in queste zone il significato strutturale della foliazione sia diverso da quello qui mostrato per le zone marginali.

Ringraziamenti

Si ringraziano E. Curti, il Dr. G. GOSSO, la Dr. ssa. A. HUBER-ALEFFI, il Dr. M. HUBER ed il Prof. Dr. A. G. MILNES per il prezioso aiuto dato durante la stesura di questo lavoro.

Bibliografia

AYRTON, S. N. & RAMSAY, J. G. (1974): The tectonic and metamorphic events in the Alps. SMPM, 54, 609–639.

BURKHARDT, C. E. (1942): Geologie und Petrographie des Basodino-Gebietes. SMPM, 22, 22–186.

DIETERICH, J. H. (1969): Origin of cleavage in folded rocks. Am. Jour. Earth Sci., 272, 155–165.

DRESCHER-KADEN, F. K. (1969): Granitprobleme. Akademie Verlag Berlin.

DUNNET, D. (1969): A tecnique of finite strain analysis using elliptical particles. Tectonophysics, 7, 117–136.

GRECO, A. (1984): Analisi strutturale delle falde di ricoprimento pennidiche Antigorio e Lebendun, e della Zona Mesozoica del Teggiolo in Val Formazza (Novara, Italia). Dipl.-Arbeit ETH-Zürich Nr. 271, non pubblicato.

HALL, W. D. M. (1972): Structural and metamorphic history of the Lower Pennine Nappes, Valle di Bosco, Ticino, Switzerland. Ph. D. Thesis Imp. Coll. London, 220 pp.

HOBBS, B. E., MEANS, W. D. & WILLIAMS, P. F. (1976): An outline of structural geology. Wiley Ed. New York.

HUBER M. I. (1981): Geologisch-strukturelle Untersuchung im oberen Maggia-Gebiet (Tessin, Schweiz). Diss. ETH-Zürich, non pubbl.

HUBER, M. I., RAMSAY, J. G. & SIMPSON, C. (1980): Deformation in the Maggia and Antigorio Nappes, Lepontine Alps. Eclogae geol. Helv., 73, 593–606.

HUBER-ALEFFI, A. (1982): Strain determination in the conglomeratic gneiss of the Lebendun Nappe, Ticino, Switzerland. Diss. UNI-Zürich, non pubbl.

HUBER-ALEFFI, A., HUBER, M. I., KLAPER, E. M. & RAMSAY J. G. (1982): International Conference on planar and linear Fabrics of deformed Rocks. Zürich 1982. Excursion G & H: Northern Lepontine Nappes. Non pubbl.

HUNZIKER, J. G. (1966): Zur Geologie und Petrographie des Gebietes zwischen Valle Antigorio (prov. di Novara) und Valle di Campo (Kt. Tessin). SMPM, 46, 473–553.

JOOS, M. G. (1969): Zur Geologie und Petrographie der Mte. Giove Gebirgsgruppe im östlichen Simplon-Gebiet (Novara, Italia). SMPM, 49. 277–323.

KLAPER, E. M. (1982): Deformation und Metamorphose in der nördlichen Maggia-Zone. SMPM, 62, 47–76.

KÖPPEL, V., GRÜNENFELDER, M. & GÜNTHERT, A. (1980): Patterns of U/Pb zircon und monazite ages in polymetamorphic units of the Swiss Central Alps. SMPM, 61, 97–119.

MILNES, A. G. (1964): Structure and history of the Antigorio Nappe (Simplon group, Northern Italy). Diss. UNI-Basel, 90 pp. non pubbl.

MILNES, A. G. (1968): Strain analysis of the basement Nappes in the Simplon Region, Northern Italy. Repr. of the XXIII Sess. Int. Geol. Congress Czechoslovakia, Vol. 3: Orogenic belts, 61–76.

MILNES, A. G. (1974): Post-Nappe Folding in the Western Lepontine Alps. Eclogae geol. Helv., 67, 333–348.

OPPIZZI, P. (1984): Alcuni aspetti della geologia strutturale e della petrografia in Valle d'Antabia. Dipl. Arbeit ETH-Zürich Nr. 272, non pubbl.

PREISWERK, H. & SCHMIDT, C. (1908): Erläuterungen zur geologischen Karte der Simplon-Gruppe. Schweiz. Geol. Komm.

RAMSAY, J. G. (1962): The geometry and mechanism of formation of "similar" type folds. J. Geol., 70, 309–327.

RAMSAY, J. G. (1967): Folding and fracturing of rocks. McGraw Hill Ed., New York. 568 pp.

RAMSAY, J. G. (1980): Shear zone geometry: a review. J. Str. Geol., 2, 83–99.

RAMSAY, J. G. & ALLISON, I. (1979): Structural analysis of shear zones in an alpinised hercinian granite. SMPM, 59, 251–279.

RAMSAY, J. G. & HUBER, M. I. (1984): The techniques of modern structural geology. Vol. 1. Academic Press London, 307 pp.

SIMPSON, C. (1981): Ductile shear zone: a mechanism of rock deformation in the orthogneiss of the Maggia Nappe, Ticino. Diss. ETH-Zürich Nr. 236, non pubbl.

SPRY, A. (1969): Metamorphic textures. Pergamon Press London, 350 pp.

WIELAND, H. (1979): Zur Geologie und Petrographie der Valle Isorno (Novara, Italien). SMPM, 46, 189–303.

WINTSCH, R. P. (1975): Feldspatisation as result of deformation. Geol. Soc. Am. Bull., 86, 35–38.

Manuscritto ricevuto il 29 luglio 1985