

574

Maria Iole SPALLA, Silvia DI PAOLA, Guido GOSSO, Gian Bartolomeo SILETTO and Andrea BISTACCHI

**MAPPING TECTONO-METAMORPHIC HISTORIES
IN THE LAKE COMO BASEMENT (SOUTHERN ALPS, ITALY)**

Estratto da
MEMORIE DI SCIENZE GEOLOGICHE
Vol. 54



UNIVERSITÀ DEGLI STUDI
DI PADOVA
BIBLIOTECA DI GEOSCIENZE

554.

947

(177)

PADOVA 2002



Mapping tectono-metamorphic histories in the Lake Como basement (Southern Alps, Italy)

Maria Iole SPALLA^{*,§}, Silvia DI PAOLA^{*}, Guido GOSSO^{*,§}, Gian Bartolomeo SILETTO[°] and Andrea BISTACCHI[§]

^{*}Dipartimento di Scienze della Terra, Università di Milano, Via Mangiagalli 34, I-20133 MILANO

[§]CNR - Centro di Studio per la Geodinamica Alpina e Quaternaria, and Gruppo di Ricerca per la Geodinamica del Sistema Alpi-Appennino, Via Mangiagalli 34, I-20133 MILANO

[°]Regione Lombardia - Direzione Generale Territorio e Urbanistica, Via F. Filzi 22, I-20124 MILANO

[§]Dipartimento di Geologia, Paleontologia e Geofisica, Università di Padova, Via Giotto 1, I-35137 PADOVA

ABSTRACT - In mountain belts, structural mapping of the crystalline basement is mainly devoted to the definition of tectonic units that constitute it. In addition to analysis of basement/cover relationships, regional-scale correlation of the structural and metamorphic succession of events is the fundamental tool to identify the crustal portions recording coherent thermal and tectonic evolution (= tectono-metamorphic units). In this view, the results of structural and metamorphic analyses may be represented over the lithostratigraphic ground of traditional geological maps by means of: 1) a foliation trajectory map showing the relative chronology of structures, 2) metamorphic assemblages stable during foliation development, and 3) indication of the metamorphic environments in which each foliation developed. The lateral continuity of the representation of these data enhances perception of volumes in which the sequences of structural and metamorphic imprints correspond. The structural map constructed along the two sides of Lake Como is a good example of the effectiveness of this representation technique.

Key words: *foliation trajectory map, dominant metamorphic imprint, tectono-metamorphic units, Southern Alps, subduction-collision-rifting.*

INTRODUCTION

In metamorphic terrains, the definition of tectono-metamorphic units, *i.e.* structurally distinct and thermally characterised crustal volumes, is crucial to interpret deep crustal orogenic and rifting processes. The equivalence of mineralogical, structural and chronological signatures within each unit must be ensured to assess their size. For this purpose, evaluation of spatial distribution of diagnostic equilibrium mineral assemblages, and its relationships with successive foliations are utilised to construct foliation trajectory maps (Johnson and Duncan, 1992; Connors and Lister, 1995; Gosso, 1983); such maps may be improved by microstructural study of the evolution of related assemblages, and then be used as a powerful correlation tool of tectono-metamorphic events. This approach aims at physical definition of tectonic units by exploiting the full tectono-metamorphic memory of the rocks. In most cases, the extent, degree and timing of metamorphic re-equilibrations and fabric changes are only locally adequately defined, so that tectonic subdivisions of orogenic zones into structural units are still largely inherited from the ground of litho-stratigraphic affinities (*i.e.* litho-tectonic units). The following litho-stratigraphic correlation leads to a definition of units that are

different in shape and size with respect to the ones defined by means of tectono-metamorphic correlation (Spalla *et al.*, 1996; Spalla *et al.*, 1998; Spalla *et al.*, 2000; Zucali *et al.*, 2002). The Southalpine basement, outcropping along the two sides of Lake Como, is a good example of the occurrence of contrasted and diachronous P-T-d-t paths within the same stratigraphic unit (Morbegno Gneisses, locally named Stabiello Gneisses; Frisch *et al.*, 1990; Siletto *et al.*, 1993).

The classical subdivision into two different metamorphic zones of this portion of the Southalpine basement (Vai *et al.*, 1981) is re-interpreted from new structural and petrological data (Spalla *et al.*, 1998; Spalla *et al.*, 2000). The aim of this contribution is to illustrate an original 1:20000 structural and metamorphic map (Pl. I), prepared with the support of a new representation technique, which was the fundamental correlation tool for the identification of three tectono-metamorphic units (Domaso-Cortafò, Dervio-Olgiasca, Monte Muggio) within a single lithostatigraphic unit (Gneiss di Morbegno) and for tracing their tectonic boundaries (Musso and Lugano-Val Grande fault zones). Moreover, tectonic lineaments located on satellite images have been added to the map, together with the locations of the main land surface instabilities.

GEOLOGIC OUTLINE

The Southalpine thrust belt is the hinterland of the Alpine arc, representing the Adria deformed plate margin and involving thick-skin pre-Alpine basement and Permian-Mesozoic cover slices. In the Central Alps, the Southalpine domain is limited from the Penninic-Austroalpine north-verging nappe system by the Insubric-Tonale tectonic line. The Southalpine basement of Lake Como is subdivided into two south-verging thrust elements of Alpine age (Musso unit, Val Colla-S.Marco unit) by the cataclases underlying the Musso Alpine fault zone (Schumacher and Laubscher, 1996). However, the Musso Fault Zone (MFZ) was formerly active at depth during pre-Alpine times, as suggested by many authors (Bertotti, 1991; Bertotti *et al.*, 1993; Gosso *et al.*, 1997; Siletto, 1991; Siletto *et al.*, 1990) as a greenschist facies mylonitic zone. The shallow Musso Alpine unit of Schumacher and Laubscher (1996) shows homogeneous metamorphic pre-Alpine evolution (di Paola and Spalla, 2000; di Paola *et al.*, 2001) and coincides with the Domaso-Cortafè Zone (DCZ) described by Fumasoni (1974) and Bocchio *et al.* (1980). Conversely, the lithologically homogeneous Val Colla-S.Marco unit of Schumacher and Laubscher (1996) records heterogeneous pre-Alpine metamorphic evolutions and comprises the Dervio-Olgiasca and Monte Muglio Zones (DOZ, MMZ) (e.g. Gosso *et al.*, 1997; Spalla *et al.*, 2000). The boundary between the northern (DOZ) and southern (MMZ) units is the Liassic syn-sedimentary Lugano-Val Grande normal Fault Zone (LVGFZ). A thick greenschist-facies mylonite belt, reworked by cataclastic deformation, marks the LVGFZ (Bertotti *et al.*, 1993; Siletto, 1991).

The basement shows similar lithologic associations in all three zones: gneisses and micaschists (Morbegno and Stabiello Gneisses) with interlayered amphibolite, quartzite, marble, calcareous schists and metagranitoids; pegmatites occur exclusively in the biotite- and sillimanite-bearing schists of the DOZ, representing the only difference in the litho-stratigraphy of the three zones. Protoliths of metapelite have been interpreted as Early Palaeozoic in age (Mottana *et al.*, 1985) whereas pegmatite are dated at 226 ± 2 Ma (Sanders *et al.*, 1996 and refs. therein).

Relationships with the non-metamorphic Permo-Mesozoic sedimentary cover are peculiar in the three zones: i) red beds of the Verrucano Lombardo Fm. non-conformably overlie the leucocratic metagranitoids of MMZ; ii) slices of Permo-Mesozoic dolostone, conglomerates and siltstones rest tectonically on the DCZ basement, corresponding to the main tectonic lineaments bounding this unit (MFZ, IL); iii) no Permo-Mesozoic sediments occur on the DOZ basement. In addition the three zones are characterized by different P-T-d-t evolution (Fig. 1) and therefore constitute three different tectono-metamorphic units (Spalla and Gosso, 1999; Spalla *et al.*, 2000):

DCZ: the earlier metamorphic imprint in epidote-amphibolite facies conditions developed during D1 planar fabric formation. Re-equilibration in intermediate-pressure amphibolite facies conditions ($T = 560-650^\circ\text{C}$ and

$P = 0.7-1.1$ GPa) took place during D2, and the final stage of metamorphic history is marked by the growth of greenschist facies minerals ($T < 550^\circ\text{C}$ and $P < 0.6$ GPa) during D3. The D1-D2 portion of the inferred P-T loop (Fig. 1) probably represents the thermal record of eo-Variscan subduction and mid-Variscan continental collision; the available K-Ar age of ca. 385 Ma fits this tectonic outline (di Paola and Spalla, 2000; Spalla *et al.*, 2000);

DOZ: the earlier metamorphic assemblage forming in intermediate-pressure amphibolite-facies conditions ($T = 530-630^\circ\text{C}$ and $P = 0.7-1.2$ GPa) during the development of D1 structures, re-equilibrated at $T = 650-750^\circ\text{C}$ and $P = 0.4-0.55$ GPa during D2 deformation, and finally underwent greenschist-facies retrogression ($T < 500^\circ\text{C}$ and $P = 0.2-0.3$ GPa), while the last group of structures (D3) was forming (di Paola and Spalla, 2000; Diella *et al.*, 1992). An age of ca. 330 Ma may be envisaged for stage D1, by comparison with the analogous thermal state of MMZ during D1. Timing of D2 is constrained at ca. 226 Ma (Rb-Sr and K-Ar mineral ages) by syn-D2 pegmatite emplacement, and the D3 greenschist retrogression may be related to Liassic normal faulting along the LVGFZ (e.g. Gosso *et al.*, 1997). The inferred P-T loop for DOZ (Fig. 1) probably results from the exhumation of deep-seated Variscan crust during a rifting episode in Permo-Triassic times (e.g. Spalla *et al.*, 1999);

MMZ: the earlier metamorphic imprint is recorded in intermediate-pressure amphibolite facies conditions ($T = 560-600^\circ\text{C}$ and $P = 0.8-1.1$ GPa) during D1 deformation, and re-equilibrated under greenschist facies conditions ($T < 500^\circ\text{C}$ and $P < 0.4$ GPa) during D2 fabric development (Bertotti *et al.*, 1993; Gosso *et al.*, 1997). A K-Ar age of ca. 330 Ma may be attributed to the intermediate pressure amphibolite facies metamorphic imprint (Mottana *et al.*, 1985), matching the D1 tectono-metamorphic stage. The syn-D2 greenschist retrogression predates the deposition of the Verrucano Lombardo sedimentary sequences in Upper Permian times (≥ 260 Ma). This structural and metamorphic evolution (see P-T loop in Fig. 1) may result from exhumation of the thickened continental crust at the end of Variscan convergence, during the thermal relaxation induced by continental collision (Spalla *et al.*, 2000).

STRUCTURAL AND METAMORPHIC ANALYSIS AND REPRESENTATION

The structural and metamorphic evolution of MMZ, DOZ and DCZ summarized above is presented in the new structural and metamorphic map (Pl. I) displaying lithologic associations and the regional grid of superimposed foliations, together with indications of the metamorphic environments in which they developed. This map is an attempt to describe the relationships between finite deformation field, metamorphic evolution and different lithologic setting, necessary for an accurate definition of tectono-metamorphic units.

The relative chronology of superimposed foliations is specified on the map by the number of dots along the trajectory trace; foliation trajectory symbols (dashed-dotted

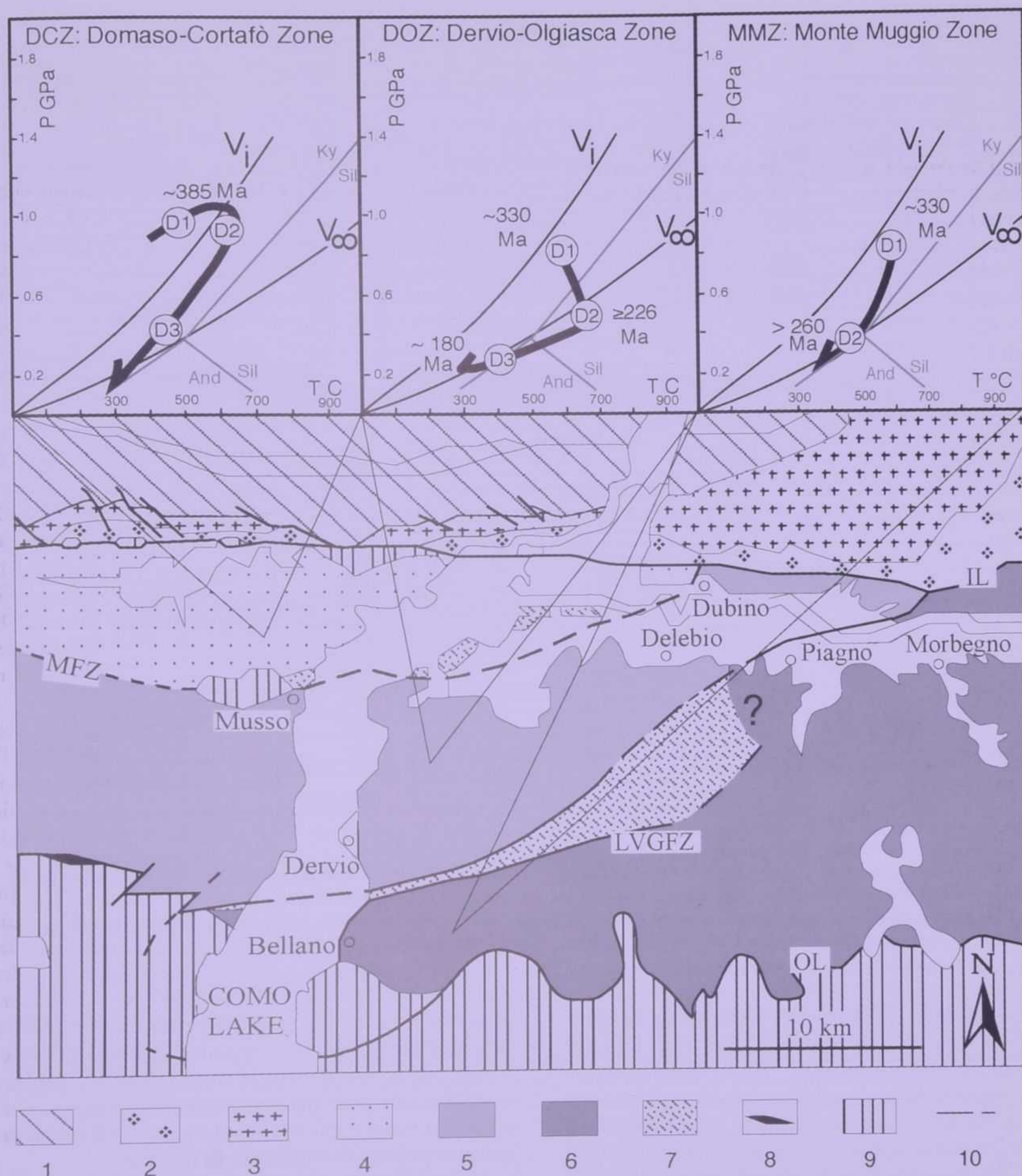


Fig. 1 - Tectono-metamorphic outline of Lake Como pre-Alpine basement, redrawn after Spalla *et al.* (2000). Metamorphic histories (P-T-d-t trajectories) of rocks from DCZ, DOZ and MMZ tectono-metamorphic units are shown to evidence contrasting structural and thermal evolutions recorded in three zones during long period between Variscan subduction and Permo-Triassic continental rifting; see text for the relative radiometric ages. Unperturbed (V_i) and maximally relaxed geotherm (V_∞) are after England and Thompson (1984); aluminum silicate triple point after Holdaway (1971). Legend: 1= Penninic nappes; 2= Austroalpine nappes; 3= Bergell pluton; 4= Domaso-Cortafò tectono-metamorphic unit; 5= Dervio-Olgiasca tectono-metamorphic unit; 6= Monte Muggio tectono-metamorphic unit; 7= greenschist belts, mainly with mylonitic fabric; 8= slices of Carboniferous conglomerates; 9= Permo-Mesozoic sedimentary cover units; 10= faults; IL= Insubric Line; LVGFZ= Lugano Val Grande Fault Zone; MFZ= Musso Fault zone; OL= Orobic Line.

Fig. 1 - Schema interpretativo della storia tettono-metamorfica del basamento cristallino pre-alpino del Lago di Como, ridisegnato da Spalla *et al.* (2000). Le storie metamorfiche delle rocce delle unità tettono-metamorfiche DCZ, DOZ e MMZ (traiettorie P-T-d-t) sono rappresentate per evidenziare le evoluzioni strutturali e metamorfiche contrastate registrate nelle tre zone durante il lungo periodo intercorso tra la subduzione Variscica e il rifting continentale Permo-Triassico; le età radiometriche relative sono discusse nel testo. Le geoterme indisturbate (V_i) e di massimo rilassamento (V_∞) derivano da England e Thompson (1984); il punto triplo dei silicati d'alluminio è tratto da Holdaway (1971). Legenda: 1= Ricoprimenti Pennidici; 2= Ricoprimenti Austroalpini; 3= Plutone del Bregaglia; 4= Unità tettono-metamorfica Domaso-Cortafò; 5= Unità tettono-metamorfica Dervio-Olgiasca; 6= Unità tettono-metamorfica Monte Muggio; 7= zone metamorfiche in facies scisti verdi, prevalentemente con fabric milonitici; 8= scaglie di conglomerati carboniferi; 9= unità di coperture sedimentarie permo-mesozoiche; 10= faglie; IL= Linea Insubrica; LVGFZ= Zona di faglia Lugano Val Grande; MFZ= Zona di faglia di Musso; OL= Linea Orobica.

MMZ - Metapelites		
MINERALS	D1	D2
quartz		
plagioclase		Ab-rich
white mica		Ms II
biotite		
garnet		
staurolite		
kyanite		
rutile		
tourmaline		
margarite		
chlorite		
epidote		
undistinguished		
opaque minerals		
carbonates		

DOZ - Metapelites			
MINERALS	D1	D2	D3
K-feldspar			
quartz			
plagioclase			
white mica			Ms II
biotite	T ₁ < 25	0.30 < T ₂ < 0.40	
garnet			
staurolite			
kyanite			
rutile			
ilmenite			
sillimanite			
andalusite			
tourmaline			
chlorite			
epidote			

DOZ - Amphibolites			
MINERALS	pre-D2	D2	D3
amphibole	I	II	Act-Tr
plagioclase			Ab-rich
clinopyroxene*			
garnet*			
biotite*		I	II
quartz*			
chlorite			
epidote			
white mica			
pumpellyite*			
calcite			
rutile			
ilmenite			
titanite			
undifferentiated			
opaque minerals			

DCZ - Metapelites			
MINERALS	D1	D2	D3
quartz			
plagioclase			Ab-rich
white mica			
biotite		red-brown	green
chloritoid			
garnet	I	II	
staurolite			
kyanite			
rutile			
tourmaline			
chlorite			
epidote			
undifferentiated			
opaque minerals			

DCZ - Amphibolites			
MINERALS	pre-D2	D2	D3
amphibole	I	II	Act
plagioclase			Ab-rich
garnet*		I	II
biotite*			
quartz			
chlorite			
epidote			
white mica			
calcite*			
rutile			
ilmenite			
titanite			
undifferentiated			
opaque minerals			

Fig. 2 - Deformation vs mineral growth relationships in DCZ, DOZ and MMZ metapelites and amphibolites (di Paola and Spalla, 2000; di Paola *et al.*, 2001; Spalla *et al.*, 1998).

Fig. 2 - Relazione tra deformazione e crescita dei minerali nelle metapeliti e anfiboliti delle unità DCZ, DOZ e MMZ (di Paola e Spalla, 2000; di Paola *et al.*, 2001; Spalla *et al.*, 1998).

lines) are positioned by interpolation of seams of foliation orientation data (e.g. Connors and Lister, 1995; Johnson and Duncan, 1992; Gosso *et al.*, 1983). Mineral assemblages related to successive fabrics in each rock type are added in the legend and represent the basic elements to identify the metamorphic environment in which the successive groups of structures developed; this interpretative distinction is manifest by differently coloured trajectories. In this way, information on the relative chronology of structural imprints and the metamorphic environments in which they developed are separately provided and precisely located in space.

LITHOLOGY, STRUCTURE AND METAMORPHISM

The polyphase metamorphic and structural evolution of the three units is summarized in the following (di Paola and Spalla, 2000; di Paola *et al.*, 2001; Diella *et al.*, 1992; Gosso *et al.*, 1997; Siletto *et al.*, 1990; Spalla *et al.*, 1998). Analytical mapping work was performed at 1:5 000 and 1:10 000 scales and is presented here in the map at 1:20 000 scale of plate 1. Mesoscopic fabric element orientations, plotted in equal area Schmidt diagrams

(lower hemisphere), are added to plate I. The full measurement population is subdivided into five groups corresponding to five structural zones: three tectono-metamorphic units and two intervening fault zones. Deformation vs metamorphism relations in the three tectono-metamorphic units are shown in figure 2.

In the following, the structural and lithologic characters of the five structural zones are described separately.

DOMASO-CORTAFO ZONE (DCZ)

This unit is mainly composed of micaschists and quartz-rich micaschists with interlayered metabasites. Micaschists (Pls II and III) contain white mica, chlorite, biotite and garnet with minor staurolite and/or kyanite porphyroblasts. Metabasites (Pls II and IV) mainly consist of amphibolites, minor volumes of biotite and garnet-bearing amphibolites, leucocratic garnet-gneisses and amphibole-bearing gneisses. Amphibolites and garnet-amphibolites generally occur as boudin swarms of centimetre to metre thickness. The boundary between amphibolites and micaschists is locally defined by a decimetre-thick layer of biotite, garnet, white mica $\pm$ staurolite and chlorite gneiss.

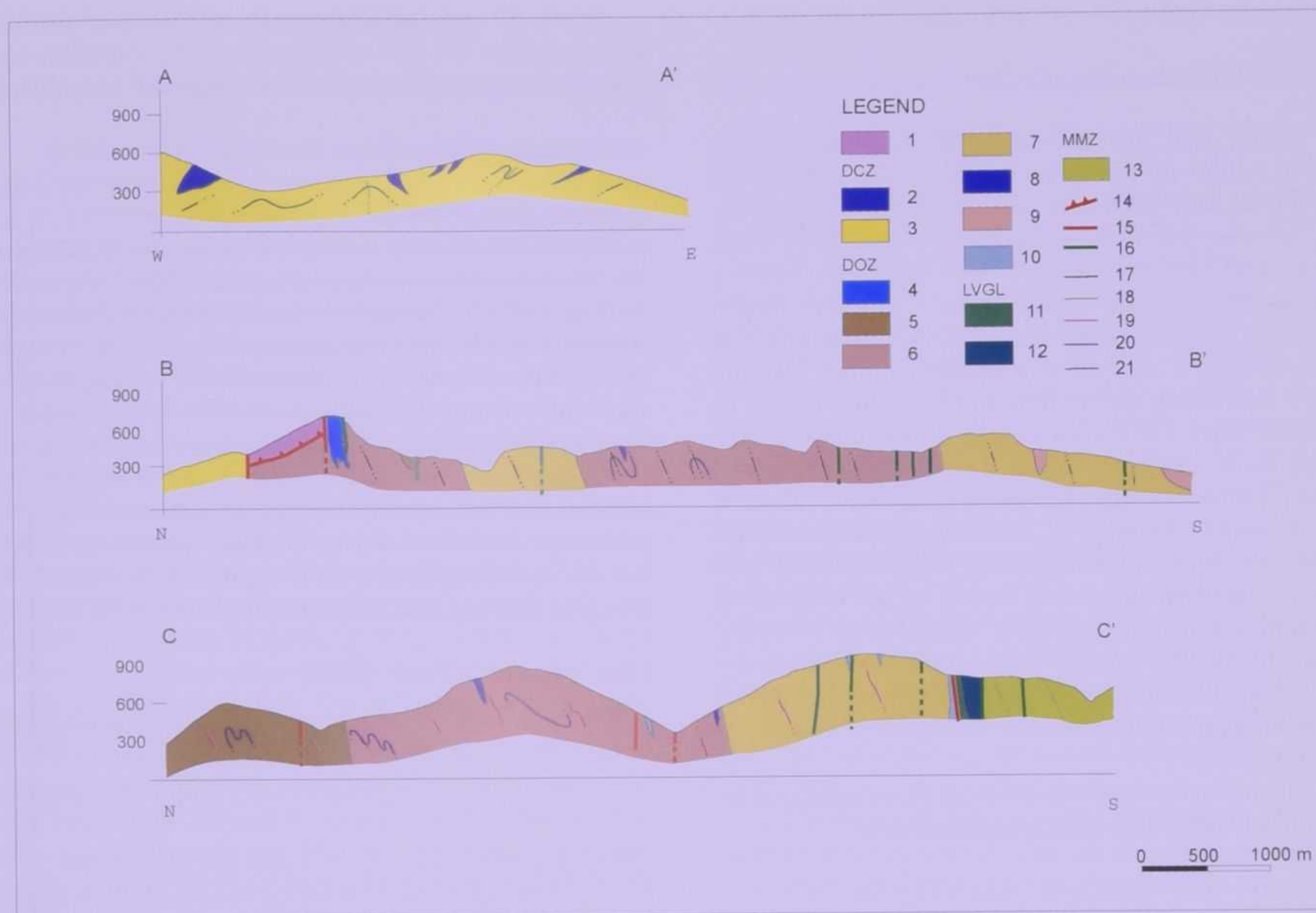


Fig. 3 - Cross-sections of both sides of Lake Como. Legend: 1= Dolomia Principale Fm. (Norian); DCZ: 2= amphibolites, 3= micaschists; DOZ: 4= marbles, 5= Sil-Bt micaschists, 6= Grt-St micaschists, 7= Chl micaschists and Ms-Ab-Chl gneisses, 8= amphibolites, 9= mylonitic metagranitoids, 10= quartzites; LVGL: 11= mylonites, 12= cataclastic gneisses; MMZ: 13= gneisses and micaschists; symbols: 14= thrusts, 15= faults, 16= lineaments, 17= foliation trajectories developing in amphibolite facies and reactivated in greenschist facies conditions, 18= foliation trajectories developing in greenschist facies conditions, 19= foliation trajectories developing in low pressure amphibolite - granulite facies conditions, 20= foliation trajectories developing in intermediate-pressure amphibolite facies conditions, 21= foliation trajectories with undetermined metamorphic imprint.

Fig. 3 - Profili geologici lungo le sponde occidentale e orientale del Lago di Como. Legenda: 1= Dolomia Principale (Norico); DCZ: 2= anfiboliti, 3= micascisti; DOZ: 4= marmi, 5= micascisti a Sil-Bt, 6= micascisti a Grt-St, 7= micascisti a Chl e gneiss a Ms-Ab-Chl, 8= anfiboliti, 9= metagranitoidi milonitici, 10= quarziti; LVGL: 11= miloniti, 12= gneiss cataclastici; MMZ: 13= gneiss e micascisti; simboli: 14= sovrascorrimenti, 15= faglie, 16= lineamenti, 17= traiettorie di foliazione con impronta metamorfica in facies anfibolitica e riattivate in condizioni di facies scisti verdi, 18= traiettorie di foliazione con impronta metamorfica in facies scisti verdi, 19= traiettorie di foliazione con impronta metamorfica in facies anfibolitica di bassa pressione - granulitica, 20= traiettorie di foliazione con impronta metamorfica in facies anfibolitica di pressione intermedia, 21= traiettorie di foliazione con impronta metamorfica indeterminata.

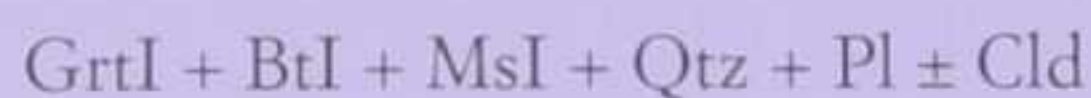
The Mesozoic sedimentary cover, in tectonic contact with the pre-Alpine metamorphic basement, is a slice of pale coloured, fine-grained, massive dolostone about 300 m thick. A metric breccia horizon marks the tectonic contact (Pl. II).

In the basement rocks, three synmetamorphic groups of structures (D1, D2, D3) have no counterparts within the Mesozoic sedimentary cover and are therefore confirmed as pre-Alpine in age:

-D1 is preserved in metre- to centimetre-sized, poorly re-worked domains as a folded foliation (S1). In micaschists, S1 is generally a continuous foliation marked by biotite and white mica, in which centimetric quartz-rich lozenges are aligned (Pl. II). In a few cases, S1 occurs as a crenulation

cleavage and a folded pre-D1 foliation in the microlithons is evident at the micro-scale (Pl. III). In amphibolites, S1 is a relict millimetre-thick compositional layering, with alternating plagioclase-rich and amphibole-rich layers (Pl. II).

Microstructural analysis indicates that, in the metapelitic rocks, foliation S1 is contemporaneous with the development of the assemblage



(Pl. III), indicating that D1 developed in epidote - amphibolite facies conditions (di Paola *et al.*, 2001), whereas the stable assemblage predating D2 inferred for DCZ amphibolites was:



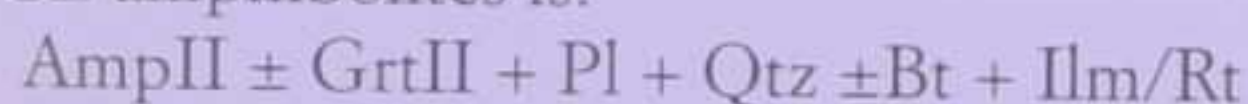
(Pl. IV) (di Paola and Spalla, 2000).

Metric sized, tight to isoclinal D2 folds are well preserved within the micaschists south of Monte Sasso Pello (Pl. II); axial planes are sub-horizontal, with fold axes trending N-S (Pl. I). Foliation S2 is marked by white mica and biotite in garnet- and staurolite-bearing metapelites, seldom with kyanite; it is a crenulation cleavage and rarely a mylonitic foliation. In quartz-rich micaschists, it consists of a millimetre-thick layering with alternating quartz-rich and mica-rich layers. In amphibolites, D2 folds are tight to isoclinal and centimetre- to decimetre-sized, with straight limbs and sharp hinges (Pl. II). The most penetrative fabric in mafic rocks is foliation S2, which sometimes coincides with the compositional layering (amphibole-rich and plagioclase-rich alternating layers) or is a continuous mylonitic foliation (Passchier and Trouw, 1996) defined by the shape-preferred orientation of millimetre-size AmpII. Amphibolites with centimetric grain size contain garnet and biotite and locally show granoblastic texture.

Microstructural analysis indicates that the mineral assemblage stable during D2 in metapelites is



(Pl. III) whereas the stable assemblage defining S2 in DCZ amphibolites is:



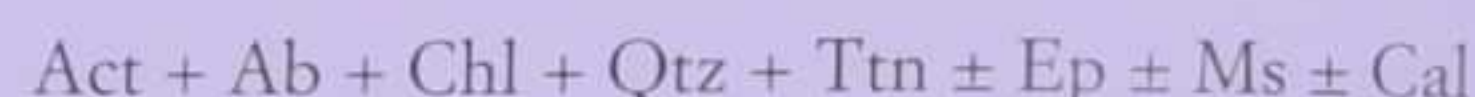
(Pl. IV), indicating that S2 developed in almandine-amphibolite or amphibolite facies conditions (di Paola and Spalla, 2000; di Paola *et al.*, 2001).

D3 deformation generates different types of structures on previous fabrics. D3 kilometre-scale folds with hundred metre wavelength dominate at the regional scale (Fig. 2; Pl. I). At the mesoscale, D3 folds are tight to open and the orientations of the axial planes are dispersed (Pl. I). D3 folding is associated with the formation of a poorly pervasive S3 foliation and to widespread reactivation of S2 planes; in metapelites it consists of a spaced, discontinuous foliation marked by white mica, chlorite and plagioclase, and crosscuts S2 at a low angle (Pl. III). The composite fabric S2/S3, due to the granular scale reactivation of S2, is the most pervasive at regional-scale. Type 3 fold interference patterns (Ramsay, 1967) result from the superimposition of D3 on D2 folds (Pl. II). In mafic rocks, D3 structures are accompanied by greenschist facies mineral growth. They consist either of millimetre cracks, metric folds, or rare S3 foliation planes.

Microstructural analyses (di Paola and Spalla, 2000; di Paola *et al.*, 2001) show that the greenschist facies mineral assemblage



defines S3 and partially overgrows the reactivated S2 in metapelites (Pl. III) whereas the D3 greenschist retrogradation generates the following mineral assemblage



in metabasites (Pl. IV).

Alpine deformation is responsible for the thrusting of the Mesozoic dolostones outcropping at Monte Sasso Pello (Fig. 3, Pl. I). The dolostones are separated from the basement by a breccia horizon marking the tectonic contact: the breccia, up to 10 metres thick, is composed of randomly oriented dolomitic clasts embedded in a calcite-bearing matrix (Pl. II); the lithologic contact is never exposed along the thrust plane and its north-dipping orientation can only be inferred. In the dolostone, two superimposed sub-vertical fracture cleavages occur: an earlier, N-S trending cleavage is overprinted by a later E-W trending cleavage (see stereonet diagrams in Pl. I).

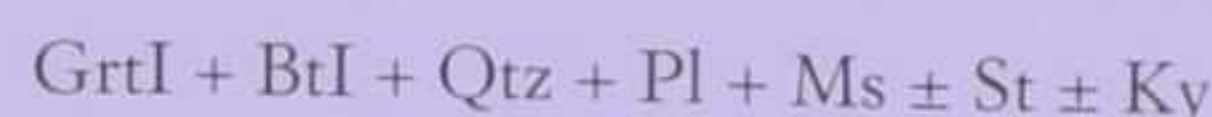
DERVIO-OLGIASCA ZONE (DOZ)

This unit consists of metapelites, minor metabasites, metagranitoids, quartzites, marbles and pegmatites (Pl. I). Metapelites (Pls V, VI) comprise micaschists and gneisses with staurolite, biotite, garnet $\pm$ kyanite, biotite and sillimanite-gneisses and schists, chlorite micaschists, and chlorite and albite-gneisses. Pegmatites (Pl. V) occur as metre-thick lenses in the biotite and sillimanite-gneisses. Mafic rocks from the DOZ are mainly composed of amphibolites, garnet-amphibolites, clinopyroxene-amphibolites and hornblendites; they are widespread and occur in lenses of metric thickness (Pl. I). The bulk composition of the mafic rocks generally corresponds to T-type MORB, with minor N-P-type MORB and alkali basalts (Bocchio and De Capitani, 1998). Rare hornblendites have generally granoblastic texture, with centimetre and millimetre grain size. Melanocratic amphibolites and hornblendites occur as metre-thick layers in marbles (Pl. V), near Musso and in the Piona peninsula. Marbles (Pl. VII), locally with amphibole and clinopyroxene, contain silicate-rich layers composed of zoisite, tremolite, talc and chlorite.

Structural study of the DOZ basement identified three generations of superimposed syn-metamorphic structures (Diella *et al.*, 1992; Gosso *et al.*, 1997; Siletto *et al.*, 1990):

D1 structures mainly consist of relict small scale isoclinal and rootless folds, associated with a well developed axial plane foliation (S1) of crenulation cleavage type (Pl. V); in mafic rocks, strong structural reworking during the successive deformation stages inhibited preservation of D1 fabrics.

Microstructural analysis shows that, in the metapelites, foliation S1 is contemporaneous with the development of assemblage



(Pl. VI), indicating that D1 developed in amphibolite facies conditions (Diella *et al.*, 1992), whereas the stable assemblage predating D2 inferred for mafic rocks was:

$\text{AmpI} \pm \text{Grt} + \text{Pl} + \text{Qtz} \pm \text{Bt} \pm \text{Rt/Ilm}$

(Pl. VIII) (di Paola and Spalla, 2000).

-D2 structures (Pl. V) are represented by tight to isoclinal asymmetric folds, metric in scale. The pervasive axial-plane foliation S2, mostly trending E-W and steeply plunging towards the S, is locally mylonitic. A widespread extensional crenulation cleavage is attributed to D2 deformation and is located within a few hundred meter thick shear bands; prevailing progressive simple shear strain is responsible for this cleavage. Pegmatites have emplaced within biotite and sillimanite gneisses, at a low angle with S2, generally along the shear bands, during the final stages of D2 development. Pegmatites display undeformed cores and foliated rims affected by "s-c" structures. Kinematic indicators within D2 shear bands indicate a top-to-the-west sense of displacement, compatible with a regional tectonic extension during pegmatite emplacement. In amphibolites, foliation S2 is the dominant fabric, and lenses of metric thickness are generally aligned parallel to S2.

Microstructural analysis shows that, in metapelites (Pls VI and VII), the assemblage

$\text{Sill} + \text{BtII} + \text{PlII} + \text{Qtz} \pm \text{GrtII} \pm \text{Kfs}$

is synkinematic with the development of shear and foliation planes, representing the most evolved stage of D2, and suggesting LP-HT re-equilibration after the amphibolite facies imprint. A successive decrease in temperature is marked by andalusite growth, where parallelism of S- and C planes suggests a more evolved stage of D2. Andalusite porphyroblasts show undulose extinction and include quartz, plagioclase, K-feldspar, kyanite, garnet, staurolite, ilmenite and white mica (Diella *et al.*, 1992; Gosso *et al.*, 1997). In amphibolite, the stable assemblage defining S2 is:

$\text{AmpII} \pm \text{Cpx} + \text{Pl} + \text{Qtz} \pm \text{Bt} \pm \text{Ilm} \pm \text{Ttn}$

(Pl. VIII) (di Paola and Spalla, 2000), indicating that D2 developed in upper amphibolite at the boundary with LP granulite facies conditions.

-D3 mainly consists of shear planes that reactivate D2 structures, marked by the SPO of chlorite and white mica. It is often associated with mylonitic bands and extensional crenulation cleavage zones, more frequent near the LVGFZ and MFZ. Locally decimetre to metre-scale chevron folds occur and they seldom display axial planar foliation. In the metapelites, syn-D3 greenschist metamorphic re-equilibration is documented at the micro-scale by assemblage:

$\text{MsII} + \text{green BtII} + \text{Chl} + \text{Qtz} + \text{Ab} \pm \text{Ep} \pm \text{Cal}$

(Diella *et al.*, 1992; Gosso *et al.*, 1997). The syn-D3 greenschist facies assemblage in amphibolites is:

$\text{Tr/Act} + \text{Ab} + \text{Chl} + \text{Ttn} \pm \text{Ep} \pm \text{Pmp} \pm \text{Cal} \pm \text{Ms}$

(di Paola and Spalla, 2000).

MONTE MUGGIO ZONE (MMZ)

This tectono-metamorphic unit consists of chlorite-albite gneisses, leucocratic metagranitoids (*Gneiss Chiari Auct.*) and minor quartzites. In the chlorite-albite gneisses, relict garnet, biotite, staurolite and rare kyanite (Monte Matoch) are preserved (Pl. IX). Lenses of fine-grained garnet amphibolites, of metre-size, are embodied in the gneisses. Quartzite layers, of metric thickness, contain small amounts of chlorite, biotite and white mica. The mineralogical layering of metagranitoids is mainly marked by white mica and minor chlorite. Biotite is occasionally preserved in the pressure shadows at the K-feldspar margins, or as porphyroclasts. The unmetamorphosed Verrucano Lombardo red beds unconformably overlie the metamorphic MMZ basement (El Tahlawi, 1965; Garzanti and Sciunnach, 1997), which is affected by polyphase deformation and metamorphism. The non-metamorphic Verrucano Lombardo Late Permian sediments constrain the age of the basement metamorphism to pre-Alpine times. Structural analysis of the MMZ basement identified three generations of superimposed structures:

-D1 structures, rarely preserved at the meso-scale; the most common structural relict consists of transposed D1 fold hinges. At the micro-scale, foliation S1 is preserved in less deformed D2 domains. The mineralogical association identifying S1 in metapelites is:

$\text{Grt} + \text{Bt} + \text{Ms} + \text{Qtz} + \text{Pl} + \text{St} \pm \text{Ky} + \text{Rt}$

(Pl. IX) (Siletto *et al.*, 1990; Spalla *et al.*, 1998). No relics of D1 fabrics are preserved in leucocratic metagranitoids, but porphyroclasts of Bt, Kfs, Ap and Tur are wrapped by S2.

-D2 structures, mainly tight to isoclinal folds associated with crenulation cleavage S2 (Pl. IX); mylonitic bands also developed during D2. Albite grows in S2 Q-domains (quartz-rich). Foliation S2 is the pervasive fabric in metagranitoids, and shows a flaser to mylonitic texture. Wide scattering of foliation S2 and of fold axes b2 orientation data in MMZ is due to pervasive D3 reworking of pre-existing structures (Pl. I). In metapelites the mineralogical assemblage marking S2 is:

$\text{Qtz} + \text{Ab} + \text{MsII} + \text{Chl} \pm \text{Ma}$

(Pl. IX) indicating that D2 developed in greenschist-facies conditions. In leucocratic flaser to mylonitic metagranitoids, S2 is marked by white mica and chlorite (Gosso *et al.*, 1997; Spalla *et al.*, 1998).

-D3 deformation consists of two groups of structures, with different style and orientation. The former is a gentle waving of pre-existing fabrics, rarely with axial-plane foliation, marked by white mica and chlorite, passively re-oriented in the phyllitic layers; the second consists of

kinks and chevron folds, sometimes conjugated. Deformation D3 in MMZ is polyphased and ranges from development of mylonitic zones to a later cataclastic imprint, probably related to supracrustal thrust tectonics of Alpine age (Gosso *et al.*, 1997).

THE LUGANO-VAL GRANDE (LVGFZ) AND MUSSO FAULT ZONES (MFZ)

Mylonitic zones, 100-200 m wide, coincide with Lugano - Val Grande and Musso lineaments, two large fault zones separating three tectono-metamorphic units (Pl. I). Narrower bands with mylonitic texture are frequent in DOZ between Val Grande and Val Varrone (Pl. I). The two deformation zones consist of mylonites, ultramylonites and phyllonites (Pls X, XI). High-T DOZ metapelites, south of MFZ and north of LVGFZ, become progressively more involved in greenschist mylonitization (Pls X, XI). Both shear zones and mylonites formed under greenschist metamorphic conditions. Along the Musso line, DOZ metapelites transform into chlorite, white mica, albite and quartz ribbons ultramylonites and phyllonites with "s-c" structures, indicating a dextral shear sense of displacement. Towards the boundary with the MMZ, along the Lugano - Val Grande line, the greenschist mylonites are crosscut by ultramylonitic horizons. Ultramylonites are well foliated, dark, fine-grained rocks, consisting of a very fine groundmass (with chlorite, sericite and epidote; the latter derives from low-temperature break-down of plagioclase of intermediate composition, garnet, biotite, older white mica and staurolite); porphyroclasts of plagioclase, muscovite and discontinuous ribbons of mylonitic quartz also occur. Greenschist mylonites have well developed SSW- to SW-dipping foliations (Pl. I). Stretching lineations, both in mylonites, and in ultramylonites, generally show gentle dips to the E-ESE; shear sense indicators (quartz preferred optical orientation, mica fishes, etc) display a sinistral sense of movement across the fault zone. Mylonites and ultramylonites are further reworked, fractured and often reduced to small slivers within a cataclastic breccia. Cataclastic rocks are generally massive and display variable thicknesses. Pseudotachylites, developed at different stages of fault activity, are common.

The Lugano-Val Grande fault has been interpreted as a low-angle extensional fault, which was subsequently steepened during Alpine thrust tectonics (Bertotti *et al.*, 1993); such fault controlled the evolution of the Mt. Generoso sedimentary basin.

BRITTLE TECTONIC LINEAMENTS

Mapping brittle structures in low- to middle-altitude alpine areas is limited by major issues, due to scarcity of bed-rock outcrops with respect to areas covered by Quaternary unconsolidated deposits. In a first phase, satellite remote sensing images with regional coverage (Landsat) are analysed and interpreted. In this phase the most important regional structural trends are inspected. In a second phase, higher-resolution satellite data and aerial imagery are analysed at different scales, in order to recon-

struct a fracturing model (e.g. Massironi, 1998; Bistacchi, 1999; Bistacchi *et al.*, 2000). A lineament map is finally drawn, integrating data from interpretation of different remote sensing products. Lineaments are defined as linear straight or sub-straight elements which may correspond to different geological, geomorphological or even man-made elements. In the following phase, field-truth validation verifies which lineaments constitute the surface expression of brittle faults in reality. The employed validation criteria are:

- offset geological boundaries, in which lineaments correspond to abrupt discontinuities in geological boundaries;

- occurrence of brittle fault-rocks (cataclasite, fault gouge, pseudotachylite) along lineaments;

- important geomorphological evidence of lineaments characterised by large counterscarps, breaks in slopes, etc., which are continuous across several valleys and along great distances (several Km's), either because morphological evidence is a symptom for severe brittle fracturing or because no other geological "objects", with such a strong continuity as straight lines along great distances, are known in an alpine environment. This class also encompasses lineaments associated with mass-movement alignments.

Lineaments characterised by concomitant validation criteria have been represented in the geological map according to the most important and reliable criterion.

This analysis revealed remarkable continuity of some regional-scale faults, such as the Musso and the Lugano - Val Grande fault zones. Moreover, a previously unknown penetrative fault network has been reconstructed. These faults are quite often associated to important brittle fault-rocks horizons and offset geological boundaries. Brittle structures can be subdivided in two systems, showing homogeneous structural features and orientation:

- E-W striking system, constituted by the oldest brittle structures, very often associated to thick cataclastic horizons, sometimes reactivating older ductile shear zones (e.g. Musso and Lugano - Val Grande fault zones).

- NNE-SSW striking system, rather penetrative and regarded as the youngest system, after determination of consistent crosscutting relationships. Faults belonging to this system show sinistral strike-slip offsets (e.g. faults intersecting the Lugano - Val Grande fault zone on the eastern bank of Lake Como). Consistent relationship between important cataclastic horizons and strong geomorphological evidences (counterscarps, break in slopes, mass-movement alignments) came to evidence.

DISCUSSION AND CONCLUSIONS

In summary, the inferred three structural and metamorphic evolutions may be interpreted as the record of Variscan subduction-collision tectonics (DCZ and MMZ), and of Permo-Mesozoic crustal thinning (DOZ). Boundaries between different tectono-metamorphic units coincide with two fault zones (MFZ and LVGFZ). LVG fault zone has been interpreted as a low-angle extensional fault, which controlled the evolution of the Mt. Generoso sedimentary basin and was subsequently steepened during

Alpine crustal shortening and related thrust tectonics (Bertotti *et al.*, 1993).

The foliation trajectory map images the finite strain field by means of planar fabrics configuration, and of systematic information on mineral re-equilibration steps in relation to microfabric changes: location, thickness (less than 5 km) and areal extent of each unit are constrained with confidence on this map. This type of map evidences that the association of relative fabric age and metamorphic environment is not univocal across the whole area: a separate use, either of relative chronology of superimposed fabric, or of different metamorphic imprints, would have induced us to correlate syn-metamorphic structures actually developed in different times and in different geodynamic environments. For example, fabric D2 in DOZ, that developed in LP-HT metamorphic conditions at about 226 Ma cannot be correlated with fabric D2 in MMZ, developed in greenschist metamorphic conditions and predating deposition of Permian sedimentary covers (therefore older than 260 Ma). Conversely, as discussed above, greenschist re-equilibration in DCZ, DOZ and MMZ took place in different times and different geodynamic environments and is therefore not correlatable across the three tectono-metamorphic units. Moreover, adopting the representation technique proposed in this geological map, rock volumes in which the sequence of structural and metamorphic imprints is coherent become immediately visible.

As a further advantage, the utilised working procedure, which links the metamorphic and planar fabric evolutions, makes clear that the dominant metamorphic imprint does not necessarily coincide with $T_{\max}$ - $P_{\max}$ of each P-T-d-t loop (Spalla *et al.*, 2000; Zucali *et al.*, 2002). Consequently the regional distribution of dominant metamorphic imprints does not coincide with the "metamorphic field gradient" (England and Richardson, 1977; Spear *et al.*, 1984) and therefore this concept cannot be applied to distinguish tectono-metamorphic units in crustal volumes affected by polyphase deformation and metamorphism.

ACKNOWLEDGEMENTS

We are grateful to G. Pasquarè and L. Vezzoli, who stimulated us to summarise several years field work in the enclosed geological map. We wish also thank A. Tunesi, G. Bove, C. Locatelli, M. Nardo, M. Pellegrino, L. Soldo, L. Todeschini and P. Tognini, who shared fieldwork with us. J.M. Lardeaux e G.V. Dal Piaz contributed, with constructive reviews, to a better presentation. Fundings were supplied by MURST "Cofin" and CNR-Centro di Studio per la Geodinamica Alpina e Quaternaria, Milano, together with contributions for printing from Università dell'Insubria, Como, and former "CNR- Gruppo di Ricerca per la Geodinamica del Sistema Alpi-Appennino". C. Malinverno and G. Chiodi provided thin sections and photomicrographs, respectively.

REFERENCES

- BERTOTTI G., 1991 - *Early Mesozoic extension and Alpine shortening in the western Southern Alps: the geology of the area between Lugano and Menaggio (Lombardy, Northern Italy)*. Mem. Sci. Geol., v. 43, pp. 17-123.
- BERTOTTI G., SILETTO G.B. and SPALLA M.I., 1993 - *Deformation and metamorphism associated with crustal rifting: Permian to Liassic evolution of the Lake Lugano-Lake Como area (Southern Alps)*. Tectonophysics, v. 226, pp. 271-284.
- BISTACCHI A., 1999 - *Tettonica nealpina nelle Alpi nord-occidentali*. Tesi di dottorato, Padova.
- BISTACCHI A., EVA E., MASSIRONI M. and SOLARINO S., 2000 - *Miocene to Present kinematics of the NW-Alps: evidences from remote sensing, structural analysis, seismotectonics and thermochronology*. J. Geodynamics, v. 30, pp. 205-228.
- BOCCHIO R., CRESPI R., LIBORIO G. e MOTTANA A., 1980 - *Variazioni composizionali delle miche chiare nel metamorfismo progrado degli scisti sudalpini dell'alto lago di Como*. Mem. Sci. Geol., v. 34, pp. 153-176.
- BOCCHIO R. and DE CAPITANI L., 1998 - *The amphibolites of the South-Alpine basement in the upper Lake Como region (Italy)*. Atti Soc. It. Sci. Nat., Milano, v. 139, pp. 101-125.
- CONNORS K.A. and LISTER G.S., 1995 - *Polyphase deformation in the western Mount Isa Inlier, Australia; episodic or continuous deformation?* Journ. Struct. Geol., 17(3), pp. 305-328.
- DI PAOLA S. and SPALLA M.I., 2000 - *Contrasting tectonic records in pre-Alpine metabasites of the Southern Alps (Lake Como, Italy)*. J. Geodynamics, v. 30, pp. 167-189.
- DI PAOLA S., SPALLA M.I. and GOSSO G., 2001 - *New structural mapping and metamorphic evolution of the Domaso-Cortafò Zone (Southern Alps - Lake Como)*. Mem. Sci. Geol., v. 53, pp. 1-14.
- DIELLA V., SPALLA M.I. and TUNESI A., 1992 - *Contrasted thermo-mechanical evolutions in the Southalpine metamorphic basement of the Orobic Alps (Central Alps, Italy)*. Journ. Metam. Geol., v. 10, pp. 203-219.
- EL TAHLAWI M.R., 1965 - *Geologie un Petrographie des nordoestlichen Comerseegebietes (Provinz Como, Italien)*. PhD Thesis, ETH Zürich.
- ENGLAND P.C. and RICHARDSON S.W., 1977 - *The influence of erosion upon the mineral facies of rocks from different metamorphic environments*. Journ. geol. Soc. London, v. 134, pp. 201-213.
- ENGLAND P.C. and THOMPSON A.B., 1984 - *Pressure-Temperature-Time paths of regional metamorphism I. Heat transfer during the evolution of regions of thickened continental crust*. Journ. Petrol., v. 25, pp. 894-928.
- FRISCH W., MENOT R.P., NEUBAUER F. and RAUMER VON J.F., 1990 - *Correlation and evolution of the alpine basement*. Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt., v. 70, pp. 265-285.
- FUMASOLI M.W., 1974 - *Geologie des Gebietes noerdlich und suedlich der Jorio-Tonale - Linie im Westen von Gravedona*. PhD Thesis, E.T.H. Zürich.
- GARZANTI E. and SCIUNNACH D., 1997 - *First day - Permo-Triassic evolution - constraints from the sedimentary records*. Ofioliti, v. 22, pp. 147-152.
- GOSSO G., BRIZIO D., DEREGIBUS C., EUSEBIO A., GALLO M., RATTALINO E., ROSSI F. e TOSETTO S., 1983 - *Due cinematiche possibili per la coppia di falde Brianzonese ligure- Flysch a Elmintoidi*. Mem. Soc. Geol. It., v. 26, pp. 463-472.
- GOSSO G., SILETTO G.B. and SPALLA M.I., 1997 - *International Ophiolite Symposium Field Excursion Guide - continental rifting to ocean floor metamorphism (21st-23rd September 1995): First day: H-T/L-P metamorphism and structures in the South-Alpine basement near Lake Como, Orobic Alps; intracontinental imprints of the Permo-Triassic rifting*. Ofioliti, v. 22, pp. 133-145.

- HOLDWAY M.J., 1971 - *Stability of andalusite and the aluminium silicate phase diagram*. Am. Jour. Sci., 271, pp. 97-131.
- JOHNSON S.E. and DUNCAN A.C., 1992 - *Fault identification in complexly deformed schist terrains: examples from the USA and Australia*. Tectonophysics, v. 216, pp. 291-308.
- MASSIRONI M., 1998 - *Analisi di prodotti satellitari ottici e radar per lo studio della tettonica fragile in aree di catena montuosa - Il caso delle Alpi nord-occidentali*. Tesi di dottorato, Padova.
- MOTTANA A., NICOLETTI M., PETRUCCIANI G., LIBORIO G., DE CAPITANI L. and BOCCHIO R., 1985 - *Pre-Alpine and Alpine evolution of the Southalpine basement of the Orobic Alps*. Geol. Rdsch., v. 74, pp. 353-366.
- PASSCHIER C.W. and TROUW R.A.J., 1996 - *Microtectonics*. Springer Verlag, Berlin, 289 pp.
- RAMSAY J.G., 1967 - *Folding and Fracturing of Rocks*. McGraw-Hill, New York, 568 pp.
- RAMSAY J.G. and HUBER M., 1987 - *The techniques of modern structural geology, II: Folds and fractures*. Academic Press, London, 308-700 pp.
- REPOSSI E., 1904. *Osservazioni geologiche e petrografiche sui dintorni di Musso (lago di Como)*. Atti Soc. Ital. Sci. Nat., v. 43, pp. 261-303.
- REPOSSI E., 1910. *L'andalusite di Musso (Lago di Como)*. Rend. R. Acc. Lincei, 19, pp. 291-295.
- SANDERS C.A.E., BERTOTTI G., TOMMASINI S., DAVIES G.R. and WILBRANS J.R., 1996 - *Triassic pegmatites in the Mesozoic middle crust of the Southern Alps (Italy): fluid inclusions, radiometric dating and tectonic implications*. Eclogae Geol. Helv., v. 89, pp. 505-525.
- SCHUMACHER M.E. and LAUBSCHER H.P., 1996 - *3D crustal architecture of the Alps-Appennine join - a new view on seismic data*. Tectonophysics, v. 260, pp. 349-363.
- SILETTO G.B., 1991 - *Cronologia relativa dei sovrascorrimenti in aree selezionate del basamento Orobico*. Tesi di dottorato, Milano.
- SILETTO G.B., SPALLA M.I., TUNESI A., LARDEAUX J.M. and COLOMBO A. (eds), 1993 - *Pre-Alpine structural and metamorphic histories in the Orobic Southern Alps, Italy*. In: Pre-Alpine basement in the Alps, pp. 585-598. Springer-Verlag, Heidelberg.
- SILETTO G.B., SPALLA M.I., TUNESI A., NARDO M. and SOLDI L., 1990 - *Structural analysis in the Lario basement (Central Southern Alps, Italy)*. Mem. Soc. Geol. It., v. 45, pp. 93-100.
- SPALLA M.I., CARMINATI E., CERIANI S., OLIVA A. and BATTAGLIA D., 1999 - *Influence of deformation partitioning and metamorphic re-equilibration on P-T path reconstruction in the pre-Alpine basement of central Southern Alps (Northern Italy)*. Journ. Metam. Geol., v. 17, pp. 319-336.
- SPALLA M.I. and GOSSO G., 1999 - *Pre-Alpine tectono-metamorphic units in the central Southern Alps: structural and metamorphic memory*. Mem. Sci. Geol., Volume speciale: 3rd Workshop on Alpine Geological studies, v. 53, pp. 221-229.
- SPALLA M.I., GOSSO G., SILETTO G.B., DI PAOLA S. e MAGISTRONI C., 1998 - *Strumenti per individuare unità tettono-metamorfiche nel rilevamento geologico del basamento cristallino*. Mem. Sci. Geol., v. 50, pp. 155-164.
- SPALLA M.I., LARDEAUX J.M., DAL PIAZ G.V., GOSSO G. and MESSIGA B., 1996 - *Tectonic significance of alpine eclogites*. J. Geodynamics, v. 21, pp. 257-285.
- SPALLA M.I., SILETTO G.B., DI PAOLA S. and GOSSO G., 2000 - *The role of structural and metamorphic memory in the distinction of tectono-metamorphic units: the basement of the Como Lake in the Southern Alps*. J. Geodynamics, v. 30, pp. 191-204.
- SPEAR F.S., SELVERSTONE J., HICKMOTT D., CROWLEY P. and HODGES K.V., 1984 - *P-T paths from garnet zoning. A new technique for deciphering tectonic processes in metamorphic terrains*. Geology, v. 12, pp. 87-90.
- VAI G.B., BORIANI A., RIVALENTI G. e SASSI F.P. (eds), 1981 - *Catena Ercinica e Paleozoico nelle Alpi Meridionali*. Cento anni di geologia Italiana, Jubilee vol. Soc. Geol. It., pp. 133-154.
- ZUCALI M., SPALLA M.I. and GOSSO G., 2002 - *Fabric evolution and reaction rate as correlation tool: the example of the Eclogitic Micaschists complex in the Sesia-Lanzo Zone (Monte Mucrone - Monte Mars, Western Alps Italy)*. Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt., v. 82, pp. XX1-XX26.

PLATE I

Structural map of the South-Alpine basement in Lake Como area with elements of land surface instability.

TAVOLA I

Carta geologico-strutturale del basamento sudalpino del Lago di Como con elementi sul dissesto idrogeologico.

PLATE II

Domaso Cortafò tectono-metamorphic unit:

- Fig. A - S2 pervasive foliation in garnet – staurolite micaschists, bent within a D3 asymmetric fold;
- Fig. B - type 3 fold interference pattern (Ramsay, 1967; Ramsay and Huber, 1987) due to superimposition of a D3 open fold upon a D2 isoclinal fold, marked by S1 discontinuous foliation;
- Fig. C - S1 foliation bent during D2 folding in garnet-bearing micaschists;
- Fig. D - boundary between amphibolites and micaschists, folded during D3 deformation event, on southern slope of Monte Sasso Pelo, near Naro and Piumona;
- Fig. E - plagioclase-rich layers alternating with amphibole-rich layers, parallel with S2, trace D3 chevron folds;
- Fig. F - S3 foliation crosscutting S2 in micaschists outcropping along the road between Dongo and Gasseno;
- Fig. G - superimposed disjunctive cleavage in Monte Sasso Pelo dolostones;
- Fig. H - breccia horizon underlying tectonic contact between Mesozoic dolostones outcropping at Monte Sasso Pelo and metamorphic basement; centimetre-sized dolomitic clasts are surrounded by a calcite-rich matrix.

TAVOLA II

Unità tettono-metamorfica Domaso Cortafò:

- Fig. A - foliazione penetrativa S2 nei micascisti a granato e staurolite, deformata da una piega asimmetrica D3;
- Fig. B - figura di interferenza di tipo 3 (Ramsay, 1967; Ramsay e Huber, 1987) tra una piega D3 di stile aperto ed una piega isoclinal D2 sottolineata dalla foliazione discontinua S1;
- Fig. C - S1 inflessa dal piegamento D2 nei micascisti a granato;
- Fig. D - il limite tra anfibolite e micascisto è deformato da pieghe D3, versante meridionale del Monte Sasso Pelo tra Naro e Piumona;
- Fig. E - livelli ricchi in plagioclasio alternati a livelli ricchi in anfibolo, paralleli a S2, sottolineano le pieghe a chevron D3;
- Fig. F - foliazione S3 che interseca S2 nei micascisti che affiorano lungo la strada tra Dongo e Gasseno;
- Fig. G - clivaggi disgiuntivi sovrapposti nella dolomia del Monte Sasso Pelo;
- Fig. H - livello di brecce che marca il contatto tettonico tra le dolomie mesozoiche, affioranti al Monte Sasso Pelo, ed il basamento metamorfico; i clasti dolomitici di dimensioni centimetriche sono inglobati in una matrice ricca in calcite.

PLATE III

Microstructural features of Domaso Cortafò metapelites:

- Fig. A - S1 foliation of dusty particles and with aligned chloritoid is preserved as internal foliation within a staurolite porphyroblast grown during D2 microfolding; red square locates enlargement of figure B – plane-polarized light, long side of photomicrograph = 7 mm;
- Fig. B - close-up of figure A on syn-D1 chloritoid enclosed in staurolite, together with tourmaline and opaque minerals - plane-polarized light, long side of photomicrograph = 0.5 mm;
- Fig. C - coronitic garnet II overgrows garnet I – plane-polarized light, long side of photomicrograph = 1.5 mm;
- Fig. D - S1 foliation folded during D2 and D3 microfolding; red and green dashed lines represent S1 and S2 traces respectively; solid yellow line marks D3 axial plane – cross-polarized light, long side of photomicrograph = 4 mm;
- Fig. E - Fig. E - kyanite and staurolite mark S2, together with white mica and minor biotite – plane-polarized light, long side of photomicrograph = 3.5 mm;
- Fig. F - biotite I with LPO at a high angle with S2, defined by biotite II LPO – plane-polarized light, long side of photomicrograph = 1.5 mm;
- Fig. G - S3 microshear plane, marked by chlorite, biotite III, plagioclase III and opaque minerals – plane-polarized light, long side of photomicrograph = 0.4 mm;
- Fig. H - staurolite and garnet porphyroblasts replaced by chlorite and fine-grained white mica along S3 shear planes crosscutting S2 – plane-polarized light, long side of photomicrograph = 4.8 mm.

TAVOLA III

Microstrutture delle metapelite dell'unità tettono-metamorfica Domaso Cortafò:

- Fig. A - la superficie S1, in cui è allineato cloritoide, è preservata come foliazione interna nei porfiroblasti di staurolite cresciuti durante il micropiegamento D2; il riquadro rosso localizza il particolare rappresentato nella microfotografia B – solo polarizzatore, lato lungo della foto = 7 mm;
- Fig. B - dettaglio della figura A sul cloritoide sincinemico con D1, incluso nella staurolite insieme con tormalina e opachi – solo polarizzatore, lato lungo della foto = 0,5 mm;
- Fig. C - il granato II coronitico si sviluppa al margine del granato I – solo polarizzatore, lato lungo della foto = 1,5 mm;
- Fig. D - foliazione S1 piegata da D2 e D3, le linee tratteggiate rossa e verde rappresentano rispettivamente le tracce delle foliazioni S1 ed S2, la linea gialla continua indica il piano assiale D3 – polarizzatore e analizzatore, lato lungo della foto = 4 mm;
- Fig. E - cianite e staurolite allineate in S2, la foliazione è sottolineata da mica bianca e subordinata biotite – solo polarizzatore, lato lungo della foto = 3.5 mm;
- Fig. F - biotite I con LPO ad alto angolo con S2, definita dalla LPO di biotite II – solo polarizzatore, lato lungo della foto = 1.5 mm;

- Fig. G - zona di taglio S3 alla micro scala, sottolineata da clorite, biotite III, plagioclasio III e opachi - solo polarizzatore, lato lungo della foto = 0.4 mm;
 Fig. H - porfiroblasti di staurolite e granato sostituiti da clorite e mica bianca a grana fine lungo i piani di taglio S3 che intersecano S2 - solo polarizzatore, lato lungo della foto = 4.8 mm.

PLATE IV

Microstructural patterns of Domaso Cortafò amphibolites:

- Fig. A - amphibole I porphyroclasts with new grains of amphibole II elongated in S2 mylonitic foliation - cross-polarized light, long side of photomicrograph = 1 mm;
 Fig. B - mylonitic S2 defined by fine-grained amphibole II growing at margins of amphibole I porphyroclast - cross-polarized light, long side of photomicrograph = 2.8 mm;
 Fig. C - amphibole I grains at a high angle with S2 foliation - plane-polarized light, long side of photomicrograph = 3 mm;
 Fig. D - garnet and amphibole porphyroblasts in S2 biotite-bearing foliation. Garnet cores (I) are inclusion-rich, whereas rims (garnet II) are inclusion-free - cross-polarized light, long side of photomicrograph = 8.5 mm;
 Fig. E - rutile rimmed by ilmenite in an amphibole porphyroblast from garnet and biotite-bearing amphibolites - plane-polarized light, long side of photomicrograph = 0.6 mm;
 Fig. F - mylonitic S2 foliation bent by D3 microfolding in which partly recrystallised amphibole I porphyroclasts are still preserved - plane-polarized light, long side of photomicrograph = 3.5 mm;
 Fig. G - albite, chlorite and opaque minerals mark S3 planes crosscutting S2 at a low angle, marked by amphibole II shape preferred orientation - plane-polarized light, long side of photomicrograph = 6.5 mm;
 Fig. H - epidote and fine-grained white mica replace plagioclase - cross-polarized light, long side of photomicrograph = 0.5 mm.

TAVOLA IV

Microstrutture delle anfoliti dell'unità tettono-metamorfica Domaso Cortafò:

- Fig. A - porfiroclasti di anfibolo I con nuovi granuli di anfibolo II allungati nelle foliazioni milonitica S2 - polarizzatore e analizzatore, lato lungo della foto = 1 mm;
 Fig. B - S2 milonitica definita da anfibolo II a grana fine che si sviluppa ai margini dei porfiroclasti di anfibolo I - polarizzatore e analizzatore, lato lungo della foto = 2.8 mm;
 Fig. C - granuli di anfibolo I ad angolo elevato con la foliazione S2 - solo polarizzatore, lato lungo della foto = 3 mm;
 Fig. D - porfiroblasti di granato e anfibolo avvolti dalla foliazione S2 contenente biotite. I nuclei di granato (I) sono ricchi di inclusioni mentre i bordi (granato II) ne sono privi - polarizzatore e analizzatore, lato lungo della foto = 8.5 mm;
 Fig. E - rutilo bordato da ilmenite incluso nei porfiroblasti di anfibolo, nelle anfoliti a granato e biotite - solo polarizzatore, lato lungo della foto = 0.6 mm;
 Fig. F - foliazione milonitica S2, inflessa dalle micropieghe D3, nella quale i porfiroclasti di anfibolo I, parzialmente ricristallizzati, sono ancora preservati - solo polarizzatore, lato lungo della foto = 3.5 mm;
 Fig. G - albite, clorite e opachi sottolineano i piani S3, che tagliano S2 a basso angolo, evidenziati dall'orientazione dimensionale preferenziale dell'anfibolo II - solo polarizzatore, lato lungo della foto = 6.5 mm;
 Fig. H - epidoto e mica bianca a grana fine sovraccrescono il plagioclasio - polarizzatore e analizzatore, lato lungo della foto = 0.5 mm.

PLATE V

Dervio Olgiasca tectono-metamorphic unit:

- Fig. A - D2 metric fold overprints D1 folds, traced by gneissic layers, and S1 foliation in metapelites of Piona peninsula - the red square locates enlargement of figure B;
 Fig. B - S1 foliation, well marked in mica-rich layers, at a high angle with layering, is crenulated during D2;
 Fig. C - staurolite porphyroblasts bent in S2 crenulation cleavage near Corenno Plinio;
 Fig. D - S1 relict foliation finely crenulated during D2 in sillimanite and biotite gneiss near Vestreno; garnet locally shows feldspar coronas and is replaced by sillimanite-rich micro-aggregate;
 Fig. E - shear and foliation planes developing during D2, in sillimanite and biotite gneiss, and at pegmatite margins (Piona peninsula Fig. A);
 Fig. F - decimetre-size tourmaline crystals in the undeformed core of a pegmatite dyke (abandoned Piona muscovite quarry);
 Fig. G - andalusite poikiloblasts syn-kinematic with respect to shear plane development - coin diameter 2.5 cm (Corenno Plinio);
 Fig. H - amphibolite layers, decimetre to metre thick, in marbles outcropping around Musso castle are boudinaged and parallel to S2 foliation.

TAVOLA V

Unità tettono-metamorfica Dervio Olgiasca:

- Fig. A - pieghe metriche deformano le pieghe D1, entrambe sottolineate dall'alternanza di composizione mineralogica e da S1 nelle metapeliti della penisola di Piona - il riquadro rosso localizza il particolare di foto B;
 Fig. B - la foliazione S1, ben evidente nei livelli ricchi in mica, ad alto angolo con il layering, è crenulata durante D2;
 Fig. C - porfiroblasti di staurolite inflessi nel clivaggio di crenulazione S2 nei pressi di Corenno Plinio;
 Fig. D - foliazione relitta S1 finemente crenulata durante D2 negli gneiss a sillimanite e biotite vicino a Vestreno; il granato ha localmente corone di feldspato ed è sostituito da un microaggregato a sillimanite;
 Fig. E - piani "s-c" sviluppatisi durante D2, sia negli gneiss a sillimanite e biotite, sia ai margini della pegmatite (penisola di Piona Fig. A);
 Fig. F - cristalli decimetrici di tormalina al nucleo indeformato di una pegmatite (cava abbandonata di Piona Fig. A);
 Fig. G - poikiloblasti di andalusite sincinematici ai piani di taglio; il diametro della moneta è di 2,5 cm (Corenno Plinio);

Fig. H - livelli di anfibolite, di spessore da decimetrico a metrico, sono boudinati, parallelamente alla foliazione S2, nei marmi che affiorano nei pressi del castello di Musso.

PLATE VI

Microstructural patterns of Dervio Olgasca metapelites:

- Fig. A - staurolite porphyroblasts, bent during S2 development, have inclusion trails at a high angle with S2 (Corenno Plinio) - thin section negative print, long side of photomicrograph = 3 mm;
- Fig. B - staurolite porphyroblasts enclosing garnet, tourmaline and ilmenite - plane-polarized light, long side of photomicrograph = 0.6 mm;
- Fig. C - sillimanite partly overgrowing garnet and biotite along S2 - plane-polarized light, long side of photomicrograph = 1 mm;
- Fig. D - white mica, biotite I and plagioclase partly replaced by fine aggregate of fibrolite and biotite II - cross-polarized light, long side of photomicrograph = 0.8 mm;
- Fig. E - garnet porphyroblasts replaced by sillimanite-biotite intergrowths. Fibrous sillimanite and biotite mark both shear and foliation planes and occur in asymmetric garnet pressure shadows. Granoblastic domains contain mainly quartz and plagioclase, with minor K-feldspar and red-brown biotite - plane-polarized light, long side of photomicrograph = 15 mm;
- Fig. F - fibrolitic sillimanite and very fine-grained biotite overgrowing garnet porphyroblast rims - plane-polarized light, long side of photomicrograph = 0.5 mm;
- Fig. G - biotite and sillimanite schist with S2 mylonitic foliation - plane-polarized light, long side of photomicrograph = 5 mm;
- Fig. H - shear and foliation planes marked by sillimanite and biotite II intergrowths. Biotite II has Ti content higher than relict biotite I (Diella *et al.*, 1992), indicating T-increment during D2 - plane-polarized light, long side of photomicrograph = 2.5 mm.

TAVOLA VI

Microstrutture delle metapeliti dell'unità tettono-metamorfica Dervio Olgasca:

- Fig. A - porfiroblasti di staurolite, inflessi durante lo sviluppo di S2, hanno la foliazione interna ad alto angolo con S2 (Corenno Plinio) - stampa diretta, in negativo, di una sezione sottile, lato lungo della foto = 3 mm;
- Fig. B - porfiroblasti di staurolite includono granato, tormalina e ilmenite - solo polarizzatore, lato lungo della foto = 0,6 mm;
- Fig. C - sillimanite sostituisce parzialmente il granato e la biotite allineata in S2 - solo polarizzatore, lato lungo della foto = 1 mm;
- Fig. D - mica bianca, biotite I e plagioclasio sono parzialmente sostituiti da un aggregato fine di fibrolite e biotite II - polarizzatore e analizzatore lato lungo della foto = 0,8 mm;
- Fig. E - porfiroblasti di granato sostituiti da una concrescita di sillimanite e biotite. Sillimanite fibrosa e biotite sottolineano sia i piani di taglio sia la foliazione e si trovano nelle ombre di pressione asimmetriche del granato. I domini granoblastici sono principalmente costituiti da quarzo e plagioclasio, con minori K-feldspato e biotite rosso-bruna - solo polarizzatore, lato lungo della foto = 15 mm;
- Fig. F - sillimanite fibrolitica e biotite a grana finissima che crescono ai bordi del porfiroblasto di granato - solo polarizzatore, lato lungo della foto = 0,5 mm;
- Fig. G - S2 milonitica in uno scisto a biotite e sillimanite - solo polarizzatore, lato lungo della foto = 5 mm;
- Fig. H - piani di taglio e foliazione sono marcati da una concrescita di sillimanite e biotite II. La biotite II ha un contenuto in Ti maggiore di quello della biotite I relitta (Diella *et al.*, 1992), suggerendo che durante la deformazione D2 si sia verificato un aumento di T - solo polarizzatore, lato lungo della foto = 2,5 mm. Musso.

PLATE VII

Microstructural patterns of Dervio Olgasca metapelites, marbles, metagranitoids and metabasic rocks:

- Fig. A - andalusite porphyroblasts enclosing older minerals such as kyanite, garnet, biotite, rutile, tourmaline, K-feldspar - cross-polarized light, long side of photomicrograph = 3.4 mm;
- Fig. B - new white mica porphyroblast overgrowing S2 marked by biotite and sillimanite - plane-polarized light, long side of photomicrograph = 3 mm;
- Fig. C - clinopyroxene and amphibole-bearing marble from Malpensata - plane-polarized light, long side of photomicrograph = 15 mm;
- Fig. D - close-up on same thin section showing pale-green amphibole coronas around clinopyroxene and dark-green amphibole crystals - plane-polarized light, long side of photomicrograph = 1 mm;
- Fig. E - grano-lepidoblastic biotite-bearing amphibolite occurring in layers within marbles of Musso castle - plane-polarized light, long side of photomicrograph = 7 mm;
- Fig. F - feldspar porphyroclasts in mylonitic metagranitoids (western side of lak Fig. E - cross-polarized light, long side of the photomicrograph = 10 mm;
- Fig. G - strongly zoned amphiboles in ilmenite-rich hornblendites - plane-polarized light, long side of photomicrograph = 6 mm;
- Fig. H - at higher magnification: actinolitic amphibole rims pale hornblende, enclosing ilmenite rimmed by titanite - plane-polarized light, long side of photomicrograph = 2 mm.

TAVOLA VII

Microstrutture di metapeliti, marmi, metagranitoidi e metabasiti dell'unità tettono-metamorfica Dervio Olgasca:

- Fig. A - porfiroblasti di andalusite includono i minerali più antichi come cianite, granato, biotite, rutile, tormalina e K-feldspato - polarizzatore e analizzatore, lato lungo della foto = 3,4 mm;
- Fig. B - porfiroblasto di nuova mica bianca che sovraccresce la foliazione S2, marcata da biotite e sillimanite - solo polarizzatore, lato lungo della foto = 3 mm;

- Fig. C - marmo a clinopirosseno e anfibolo della località Malpensata - solo polarizzatore, lato lungo della foto = 15 mm;
 Fig. D - ingrandimento sulla sezione sottile precedente, che mostra anfiboli verde chiaro attorno a cristalli di clinopirosseno e anfibolo verde scuro - solo polarizzatore, lato lungo della foto = 1 mm;
 Fig. E - anfibolite a biotite, con tessitura grano-lepidoblastica, che si rinviene in livelli nei marmi del castello di Musso - solo polarizzatore, lato lungo della foto = 7 mm;
 Fig. F - porfiroclasti di feldspato nei metagranitoidi milonitici (sponda occidentale del lago) - polarizzatore e analizzatore, lato lungo della foto = 10 mm;
 Fig. G - anfiboli con vistosa zonatura in orneblenditi ricche in ilmenite - solo polarizzatore, lato lungo della foto = 6 mm;
 Fig. H - a maggiore ingrandimento: anfibolo attinolitico che orla l'orneblenda di colore chiaro; quest'ultima include ilmenite bordata da titanite - solo polarizzatore, lato lungo della foto = 2 mm.

PLATE VIII

Microstructural patterns of Dervio Olgiasca amphibolites:

- Fig. A - strongly zoned amphibole I grain preserved in S2 foliation - plane-polarized light, long side of photomicrograph = 7 mm;
 Fig. B - pre-S2 garnet replaced by plagioclase and ilmenite; biotite is elongated parallel with S2 and occurs together with plagioclase, ilmenite and garnet in microlithons - plane-polarized light, long side of photomicrograph = 5.5 mm;
 Fig. C - amphibolite with poorly internally deformed amphibole and plagioclase, high-temperature foliation S2 is defined by amphibole grain elongation - cross-polarized light, long side of photomicrograph = 3 mm;
 Fig. D - clinopyroxene porphyroblasts partly overgrow S2, marked by amphibole II and plagioclase - cross-polarized light, long side of photomicrograph = 3 mm;
 Fig. E - chlorite and pumpellyite overgrowing biotite and amphibole II - plane-polarized light, long side of photomicrograph = 4 mm;
 Fig. F - pumpellyite with chlorite pressure fringes overgrow biotite porphyroblast - plane-polarized light, long side of photomicrograph = 0.8 mm;
 Fig. G - chlorite and titanite-bearing S3 crosscut at low angle foliation S2 defined by amphibole II, ilmenite, plagioclase and quartz - plane-polarized light, long side of photomicrograph = 3.5 mm;
 Fig. H - grain size reduction within several individuals crosscut by transgranular microfault, producing displacement in long oblique amphibole grain aligned along S2 - cross-polarized light, long side of photomicrograph = 1.5 mm.

TAVOLA VIII

Microstrutture delle anfiboliti dell'unità tettono-metamorfica Dervio Olgiasca:

- Fig. A - granulo di anfibolo I vistosamente zonato, preservato nella foliazione S2 - solo polarizzatore, lato lungo della foto = 7 mm;
 Fig. B - granato pre-S2 sostituito da plagioclasio e ilmenite; la biotite è allineata in S2 e occupa anche i microlitoni insieme con plagioclasio, ilmenite e granato - solo polarizzatore, lato lungo della foto = 5,5 mm;
 Fig. C - anfibolite con la foliazione S2 di alta temperatura evidenziata dall'orientazione preferenziale dell'anfibolo che, come il plagioclasio, mostra solo debole deformazione interna - polarizzatore e analizzatore, lato lungo della foto = 3 mm;
 Fig. D - porfiroblasti di clinopirosseno sovraccrescono parzialmente la foliazione S2 marcata dall'orientazione di anfibolo II e plagioclasio - polarizzatore e analizzatore, lato lungo della foto = 3 mm;
 Fig. E - clorite e pumpellyite sovraccrescono biotite e anfibolo II - solo polarizzatore, lato lungo della foto = 4 mm;
 Fig. F - pumpellyite con ombre di pressione a clorite sostituisce un porfiroblasto di biotite - solo polarizzatore, lato lungo della foto = 0,8 mm;
 Fig. G - S3 contenente clorite e titanite incide a basso angolo la foliazione S2, definita da anfibolo II, ilmenite, plagioclasio e quarzo - solo polarizzatore, lato lungo della foto = 3,5 mm;
 Fig. H - riduzione di grana in diversi cristalli incisi da una microfaglia transgranulare che produce un rigetto nel lungo individuo di anfibolo disposto obliquamente e allineato lungo S2 - polarizzatore e analizzatore, lato lungo della foto = 1,5 mm.

PLATE IX

Monte Muggio tectono-metamorphic unit:

- Fig. A - leucocratic layer transposed and deformed by D2 tight folds in Monte Muggio micaschists;
 Fig. B - D2 isoclinal folding of foliation S1 in a gneissic layer;
 Fig. C - staurolite and kyanite porphyroblasts mark S1 together with biotite and white mica; in left-lower corner small garnets occupy S2 microlithons - plane-polarized light, long side of photomicrograph = 25 mm;
 Fig. D - small euhedral garnets generally enclosed in staurolite porphyroblasts - cross-polarized light, long side of photomicrograph = 1 mm;
 Fig. E - chlorite and minor white mica replace staurolite during D3; microfracture crosscutting staurolite is filled by Fe-rich chlorite - plane-polarized light, long side of photomicrograph = 8 mm;
 Fig. F - margarite develops along cleavages and microfractures in kyanite during greenschist retrogradation; plagioclase grains are enclosed in kyanite and occur at its margins - cross-polarized light, long side of photomicrograph = 3 mm;
 Fig. G - plagioclase poikiloblast overgrows S1 marked by biotite and white mica, S1 is crenulated by D2 microfolds - plane-polarized light, long side of photomicrograph = 20 mm;
 Fig. H - in this close-up a zoned Ab-rich plagioclase shows an internal foliation which is continuous with matrix foliation and bent at crystal margin - cross-polarized light, long side of photomicrograph = 2.5 mm.

TAVOLA IX

Unità tettono-metamorfica del Monte Muggio:

- Fig. A - livello leucocrato trasposto e deformato dalle pieghe serrate D2 nei micaschisti del Monte Muggio;
 Fig. B - piegamento isoclinale D2 della foliazione S1 in un livello gneissico;

- Fig. C - porfiroblasti di staurolite e cianite sottolineano S1 insieme con biotite e mica bianca; nell'angolo in basso a sinistra piccoli granati occupano i microliti di S2 - solo polarizzatore, lato lungo della foto = 25 mm;
- Fig. D - piccoli granati euedrali sono spesso inclusi nei porfiroblasti di staurolite - polarizzatore e analizzatore, lato lungo della foto = 1 mm;
- Fig. E - clorite e accessori mica chiara sostituiscono la staurolite durante D3; la microfrattura nella staurolite è riempita da Fe-clorite - solo polarizzatore, lato lungo della foto = 8 mm;
- Fig. F - margarite che cresce lungo le sfaldature e le microfratture nella cianite durante la riequilibrio in facies scisti verdi; granuli di plagioclasio si trovano sia inclusi nella cianite sia ai suoi margini - polarizzatore e analizzatore, lato lungo della foto = 3 mm;
- Fig. G - peciloblasto di plagioclasio sovraccresce S1 marcata da biotite e mica chiara, la S1 è crenulata dalle micropieghe D2 - solo polarizzatore, lato lungo della foto = 20 mm;
- Fig. H - in questo ingrandimento un plagioclasio zonato, ricco in albite, mostra una foliazione interna continua con la foliazione della matrice ed inflessa ai margini del cristallo - polarizzatore e analizzatore, lato lungo della foto = 2,5 mm.

PLATE X

Fault rocks and fault zones:

- Fig. A - panoramic view of Piona peninsula and Musso fault zone (MFZ);
- Fig. B - outcrops of Lugano Val Grande fault zone (LVGFZ) along the western slope of M. Legnone: lozenge-shaped blocks of mylonitic gneiss are delimited by cataclastic bands;
- Fig. C-d - deformation gradient from low-T protomylonitic gneiss to mylonite and to ultramylonite. Ultramylonite band (Fig. D - crosscuts LVGFZ mylonitic foliation (Stalle di Camaggior);
- Fig. E - along LVGFZ, paragneisses show diffuse greenschist re-equilibration and mylonitic texture, with cm-sized albite porphyroclasts (M. Legnone western ridge, a few km East of map of plate 1);
- Fig. F - D3 extensional crenulation cleavage in greenschist belt at the southern boundary of DOZ;
- Fig. G - brecciated ultramylonite along LVGFZ (Val Grand);
- Fig. H - fine-grained cataclastic band within Gneiss Chiari (Vendrogno, 600 m south of southern limit of map of plate 1).

TAVOLA X

Rocce e zone di faglia:

- Fig. A - veduta panoramica della penisola di Piona e della zona di faglia di Musso (MFZ);
- Fig. B - affioramenti delle rocce della zona di faglia Lugano Val Grande (LVGFZ) lungo il versante ovest del M. Legnone: i blocchi romboidali di gneiss milonitici sono delimitati da cataclasi;
- Fig. C-d - gradiente di deformazione da gneiss di bassa T protomilonitici a miloniti e ultramiloniti. Le bande di ultramiloniti (Fig. D - intersecano la foliazione milonitica della faglia LVGFZ (Stalle di Camaggior);
- Fig. E - lungo la LVGFZ i paragneiss mostrano una riequilibrio metamorfica diffusa in facies scisti verdi e una tessitura milonitica, con porfiroclasti di albite di dimensioni centimetriche (cresta occidentale del M. Legnone, pochi km a est della carta di tavola I);
- Fig. F - clivaggio di crenulazione estensionale D3 nella fascia metamorfica in scisti verdi al limite meridionale della DOZ;
- Fig. G - ultramiloniti successivamente brecciate lungo la LVGFZ (Val Grand);
- Fig. H - bande cataclastiche a grana fine negli Gneiss Chiari (Vendrogno, 600 m a sud del limite meridionale della carta di tavola I).

PLATE XI

Microstructural patterns of fault rocks:

- Fig. A - extensional crenulation cleavage marked by chlorite and fine-grained white mica, developing in greenschist mylonite of LVGFZ - plane-polarized light, long side of photomicrograph = 8 mm;
- Fig. B - dextral shear sense suggested by "delta" type plagioclase porphyroclast in MFZ ultramylonite - Montecchio di Piona - plane-polarized light, long side of photomicrograph = 3 mm;
- Fig. C - s-c structure in M. Legnone metagranitoids (4.5 km east of map of plate 1) - plane-polarized light, long side of photomicrograph = 4 mm;
- Fig. D - sub-grains and new grains at margins of quartz ribbons in Gneiss Chiari mylonite - cross-polarized light, long side of photomicrograph = 3 mm;
- Fig. E - recrystallised quartz ribbons and white mica porphyroclasts aligned in the greenschist mylonitic foliation S2 of Gneiss Chiari - cross-polarized light, long side of photomicrograph = 12 mm;
- Fig. F - dynamically recrystallised quartz in a quartz-feldspar-rich vein indicates dextral (top-to-southeast) sense of shear - M. Legnone southern ridge - cross-polarized light, long side of photomicrograph = 10 mm;
- Fig. G - white mica porphyroclasts in MFZ ultramylonite suggesting dextral sense of shear - Montecchio Sud - cross-polarized light, long side of photomicrograph = 2.5 mm;
- Fig. H - quartz and feldspar porphyroclasts in MFZ ultramylonites. Small-scale shear bands indicate a dextral sense of shear (Montecchio Sud) - cross-polarized light, long side of photomicrograph = 25 mm.

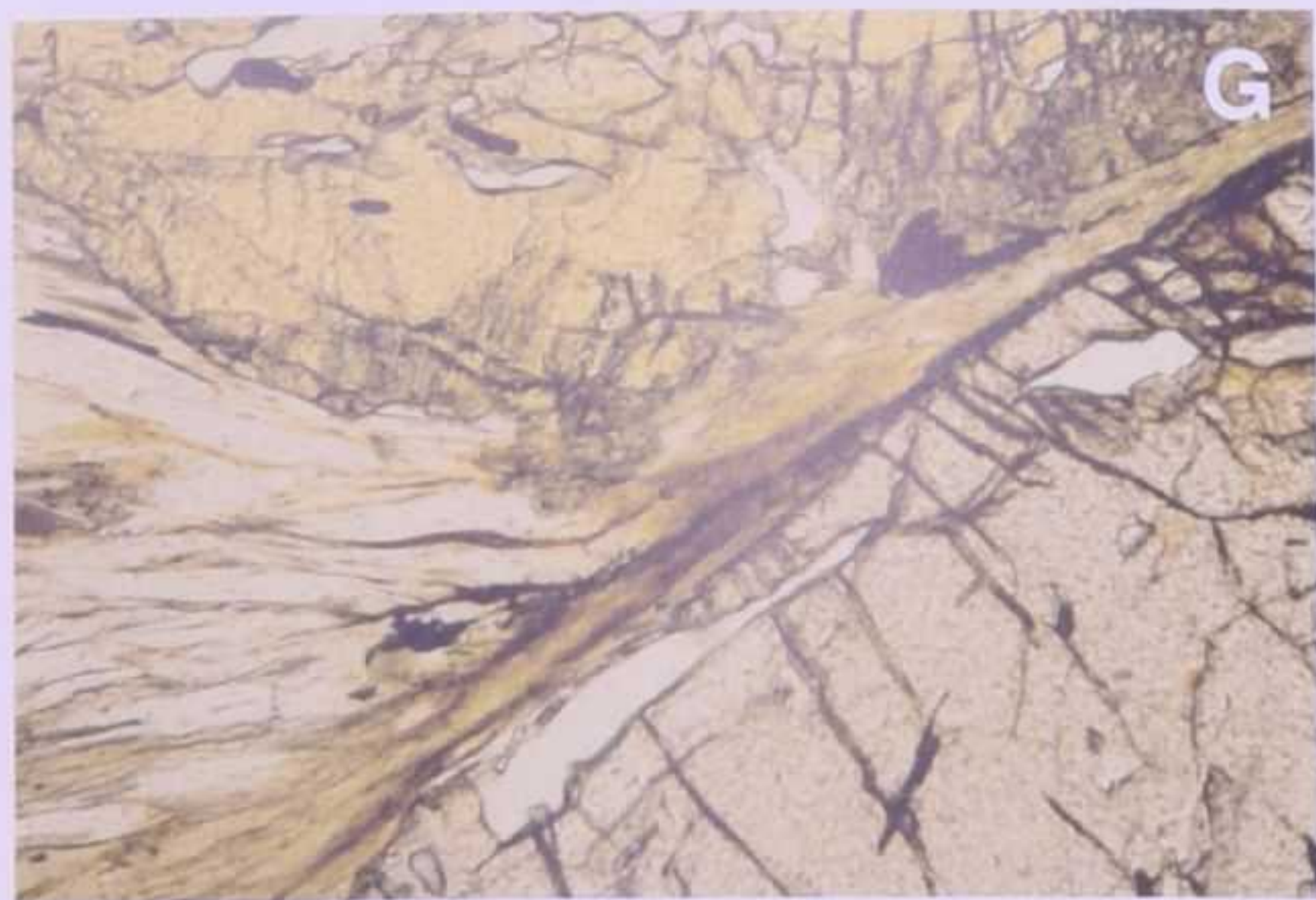
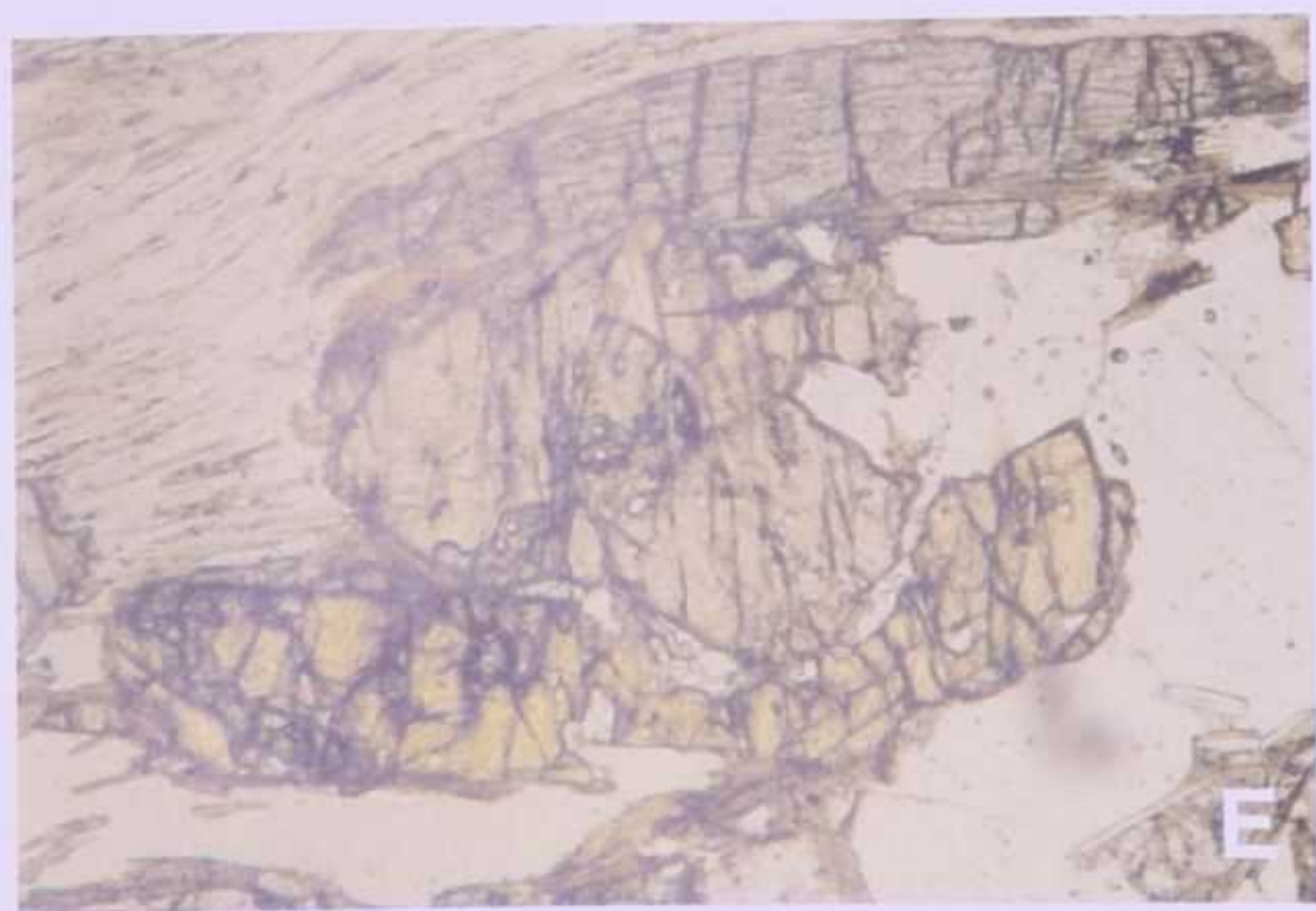
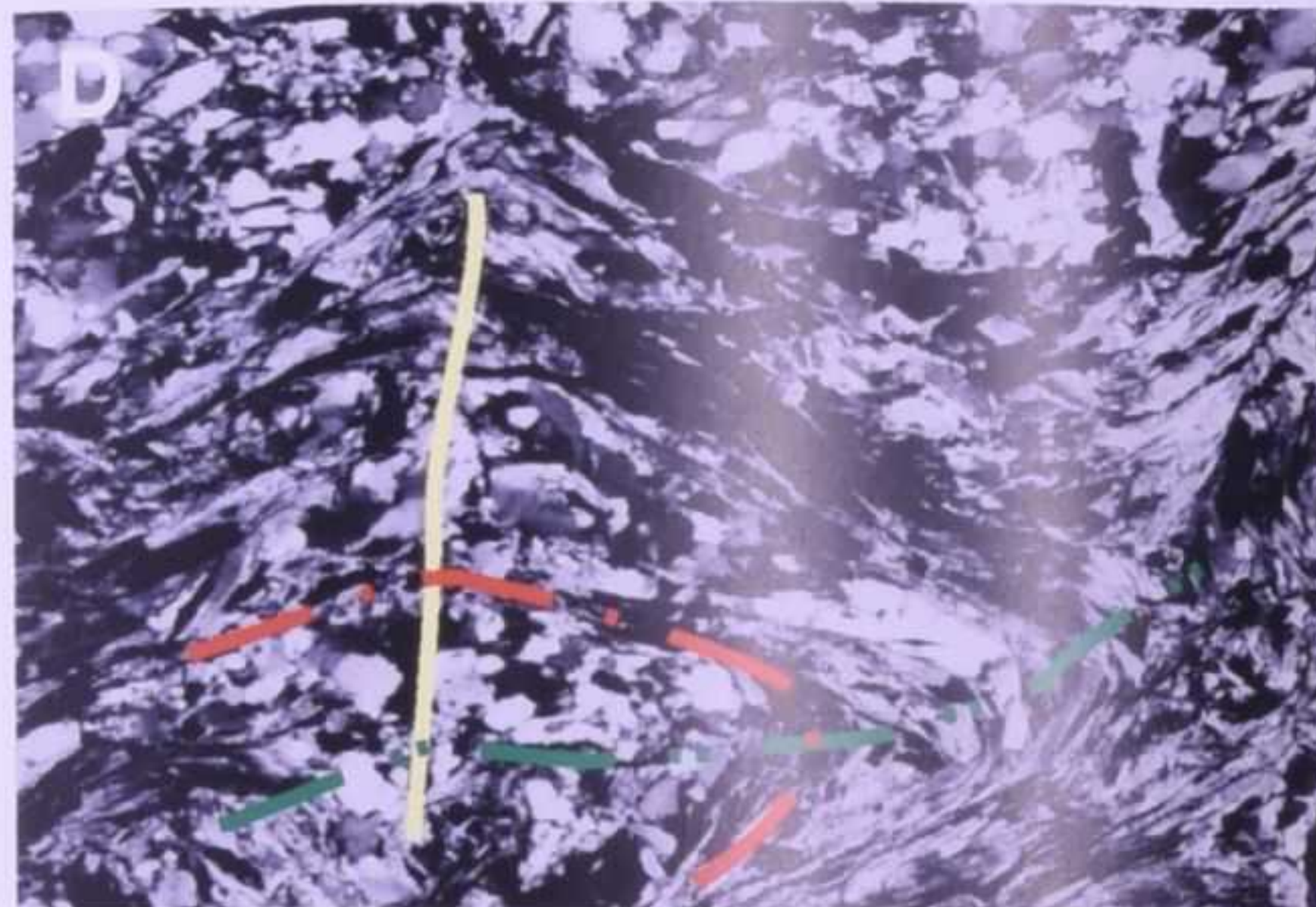
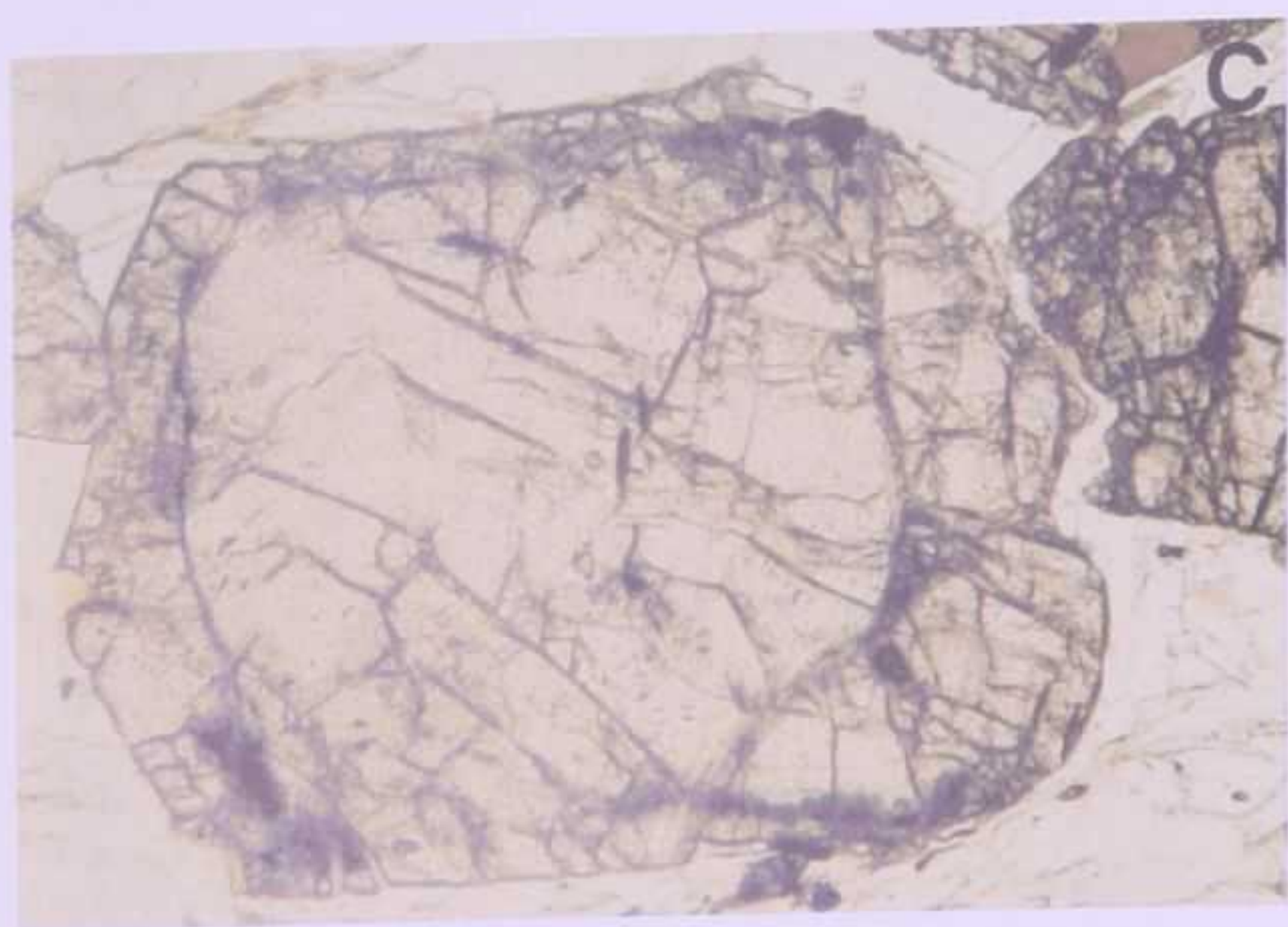
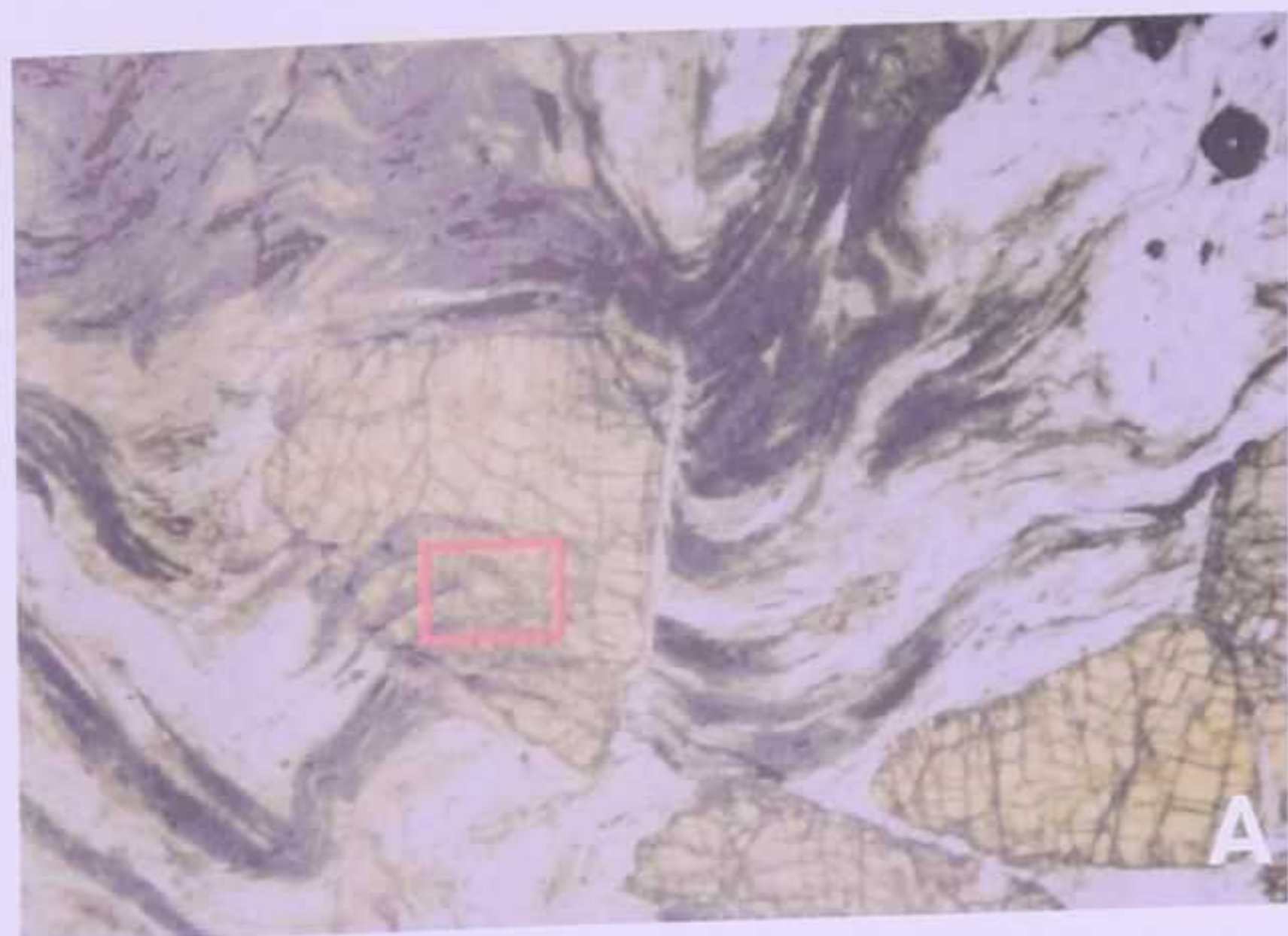
TAVOLA XI

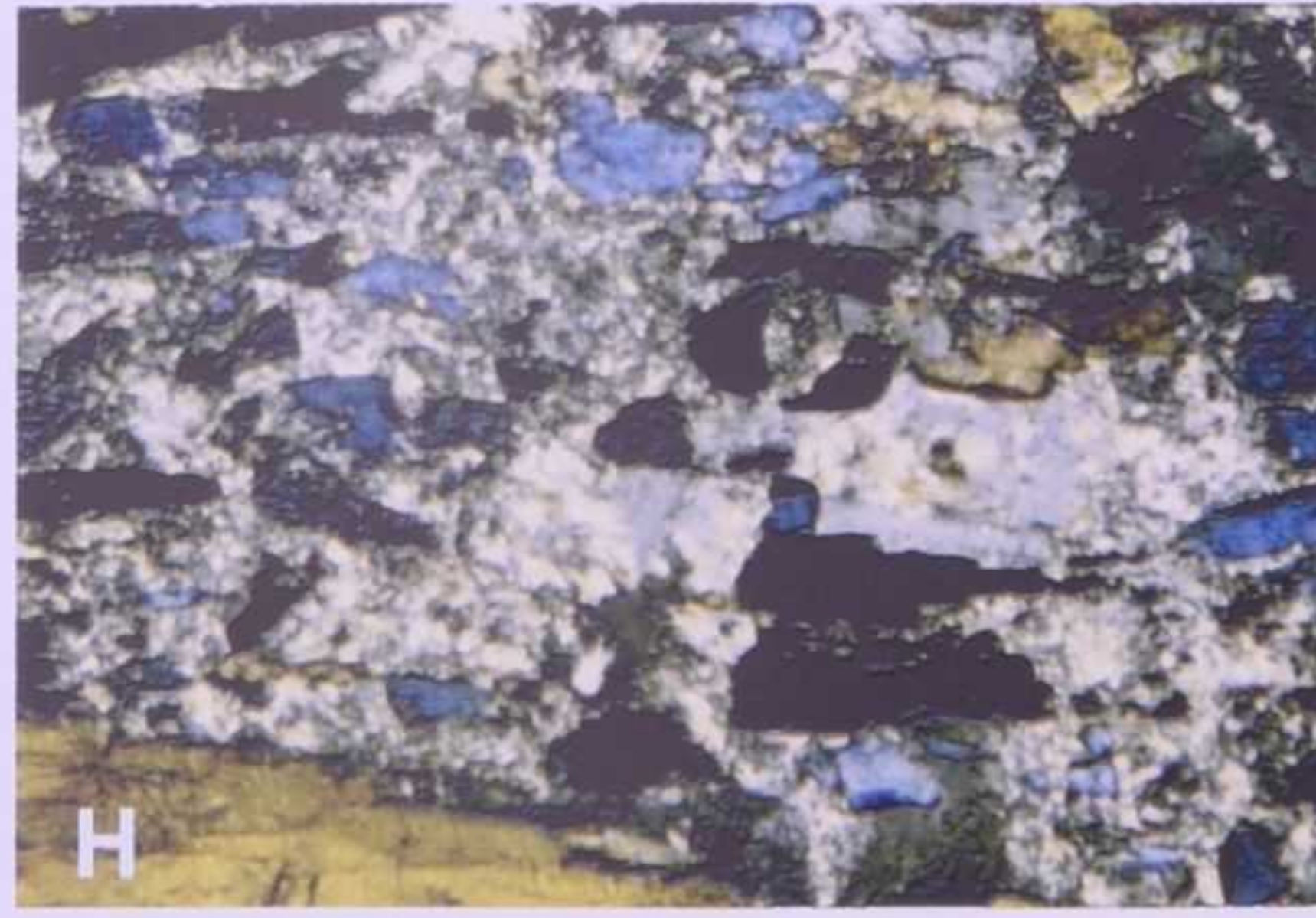
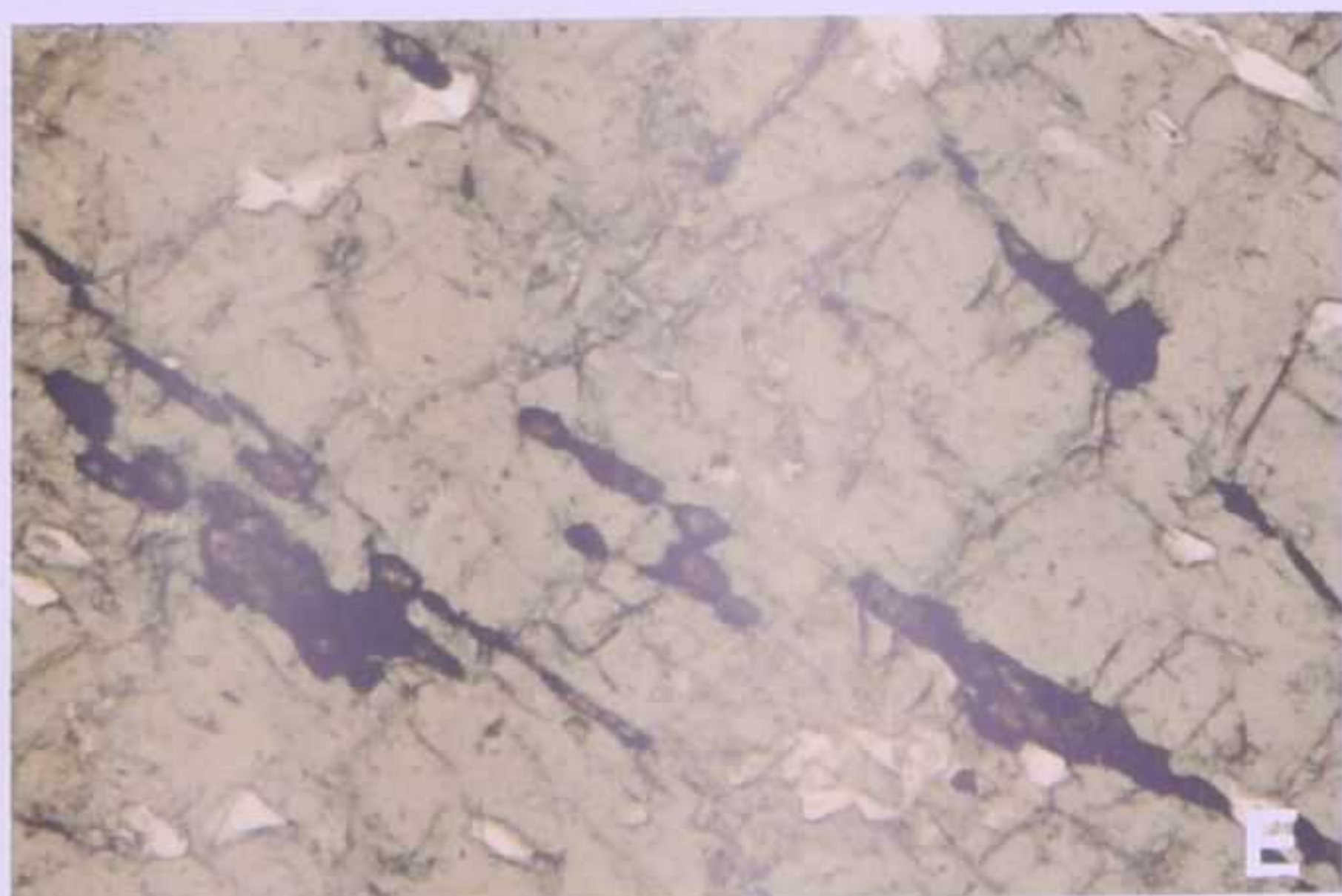
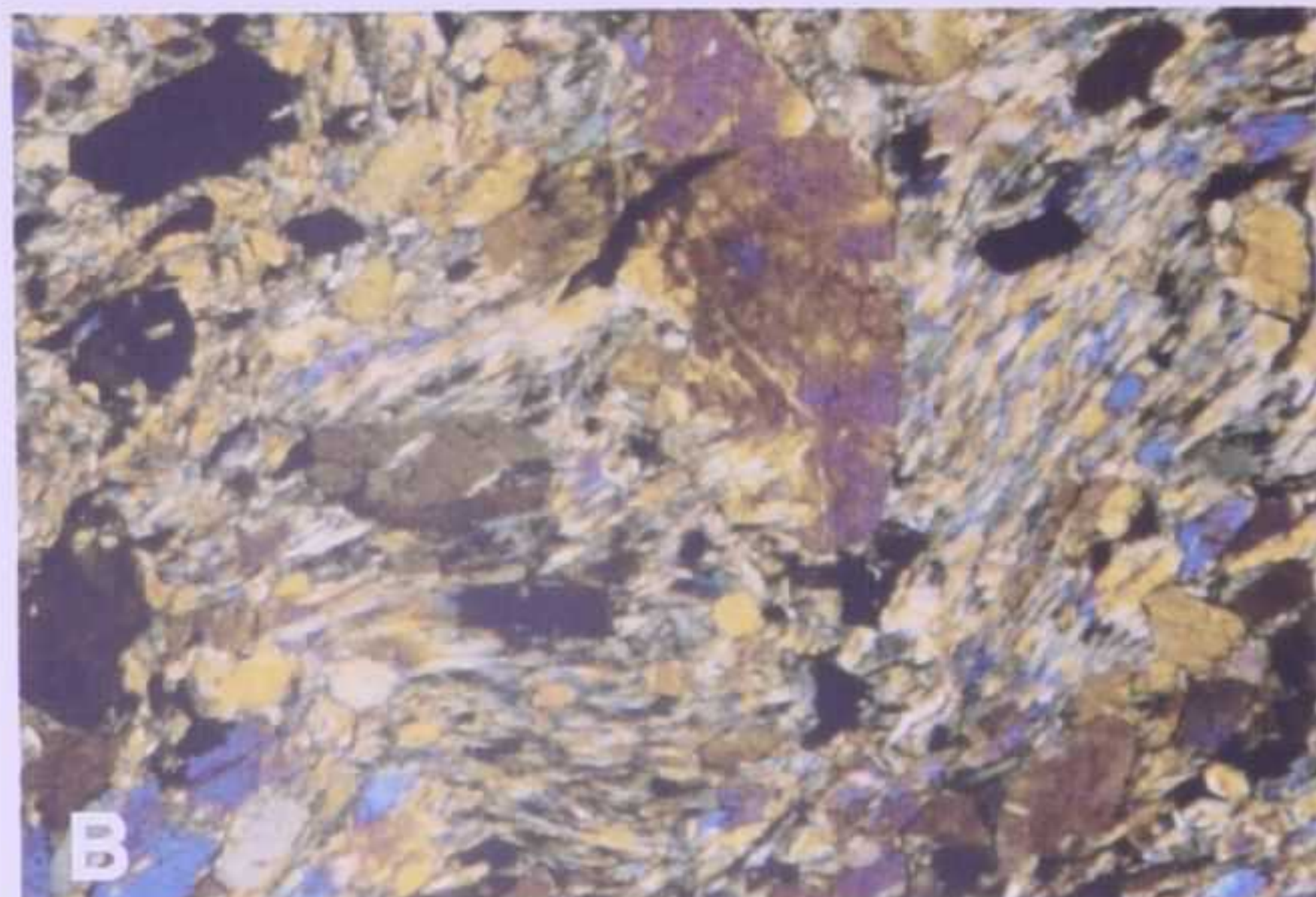
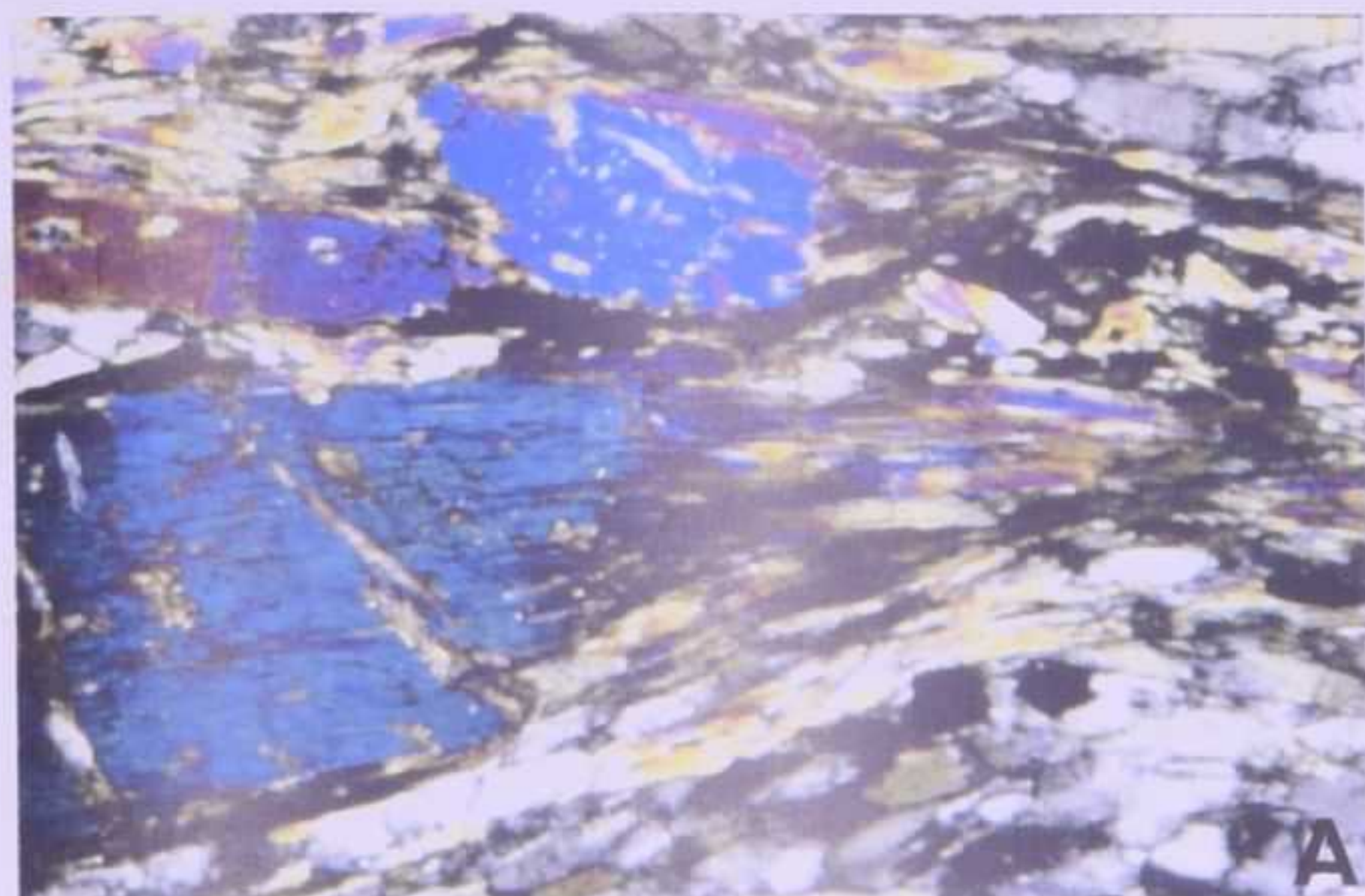
Microstrutture delle rocce di faglia:

- Fig. A - clivaggio di crenulazione estensionale sottolineato da clorite e da mica bianca a grana fine, sviluppato nelle miloniti in facies scisti verdi della LVGFZ - solo polarizzatore, lato lungo della foto = 8 mm;
- Fig. B - senso di taglio destro suggerito da un porfiroclasto di plagioclasio del tipo a delta in una ultramilonite della MFZ - Montecchio di Piona - solo polarizzatore, lato lungo della foto = 3 mm;

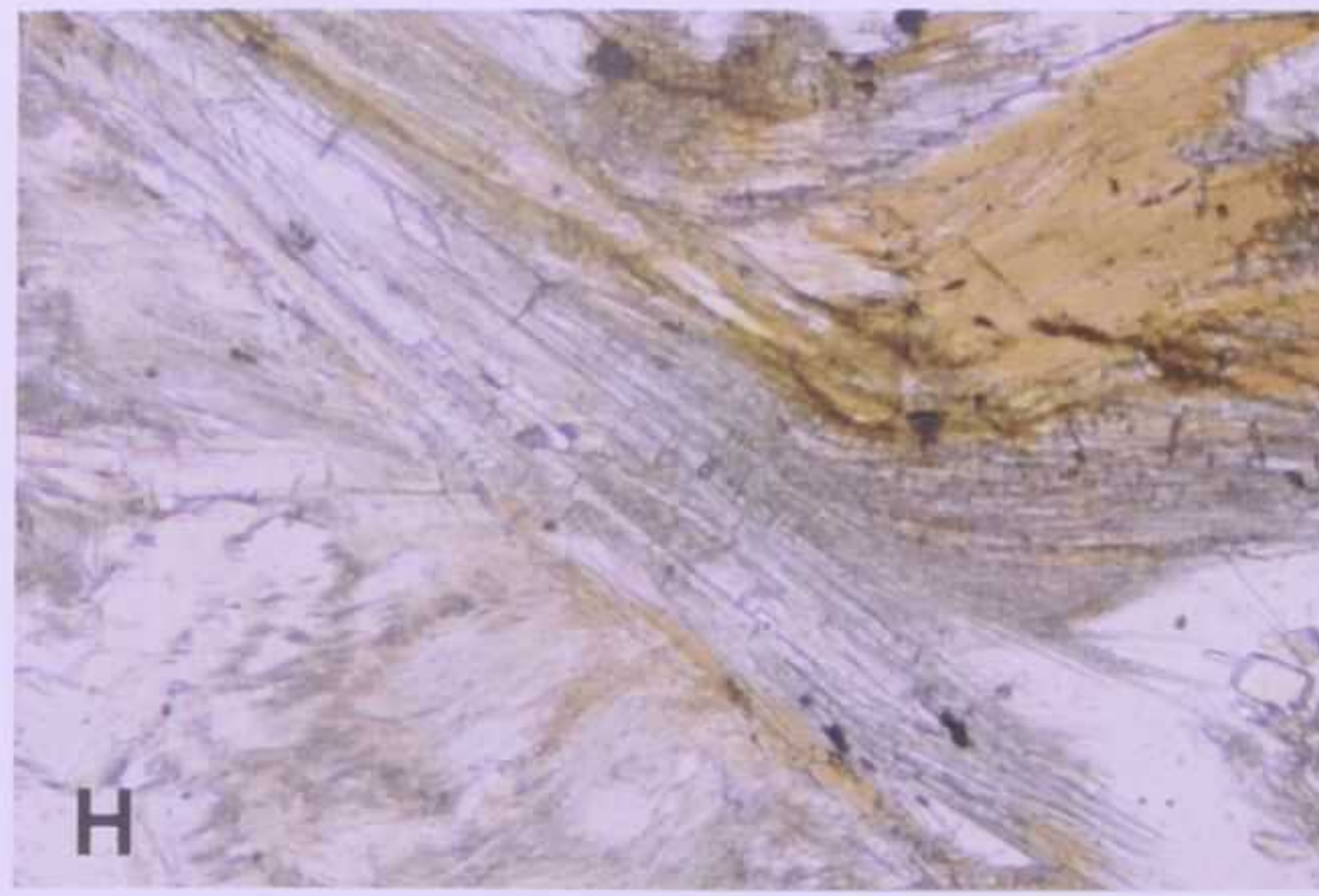
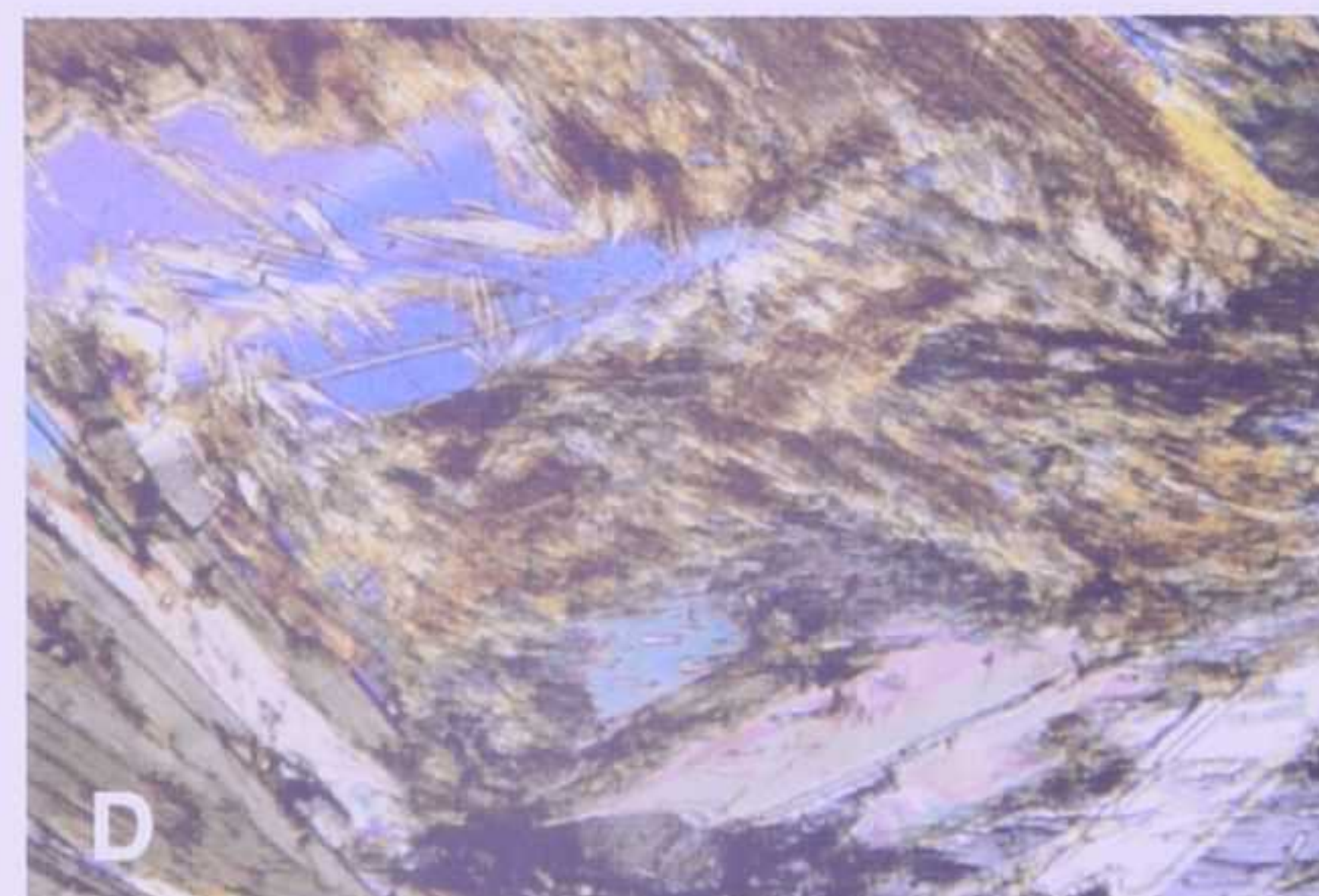
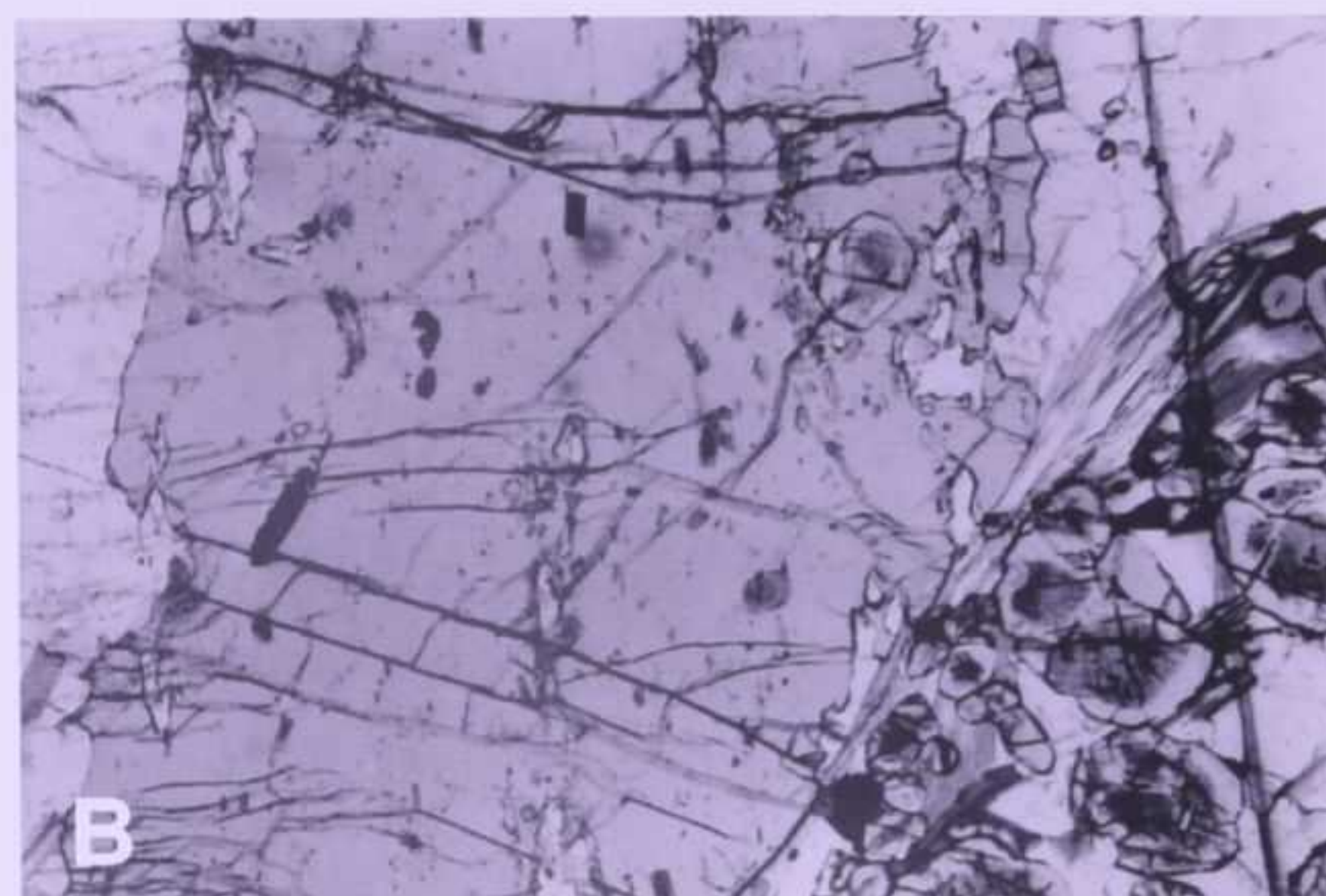
- Fig. C - strutture s-c nei metagranitoidi del M.Legnone (4.5 km a est della carta di tavola I) - solo polarizzatore, lato lungo della foto = 4 mm;
- Fig. D - subgranuli e nuovi granuli ai margini di nastri di quarzo in una milonite negli Gneiss Chiari - polarizzatore e analizzatore, lato lungo della foto = 3 mm;
- Fig. E - nastri di quarzo ricristallizzati e porfiroclasti di mica bianca allineati nella foliazione S2 milonitica, in facies scisti verdi, negli Gneiss Chiari - polarizzatore e analizzatore, lato lungo della foto = 12 mm;
- Fig. F - il quarzo, ricristallizzato dinamicamente in una vena a quarzo e feldspato, indica un senso di movimento destro (top traslato verso sudest) - dorsale meridionale del M.Legnone - polarizzatore e analizzatore, lato lungo della foto = 10 mm;
- Fig. G - porfiroclasti di mica chiara in un'ultramylonite della MFZ, che suggeriscono un senso di taglio destro - Montecchio Sud - polarizzatore e analizzatore, lato lungo della foto = 2,5 mm;
- Fig. H - porfiroclasti di quarzo e feldspato nelle ultramyloniti della MFZ. Piccoli piani di taglio indicano un verso destro di spostamento (Montecchio Su Fig. D - polarizzatore e analizzatore, lato lungo della foto = 25 mm).

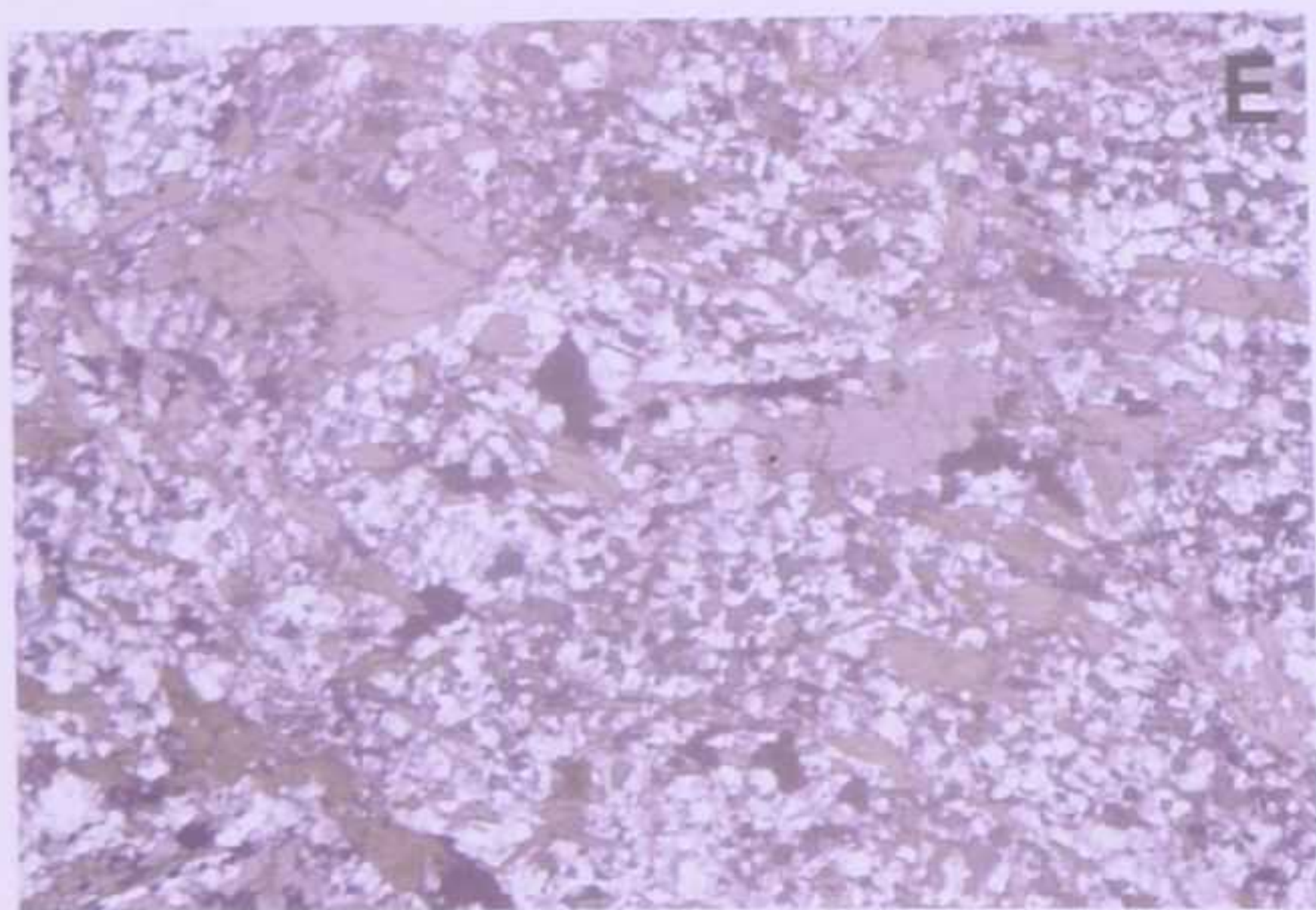
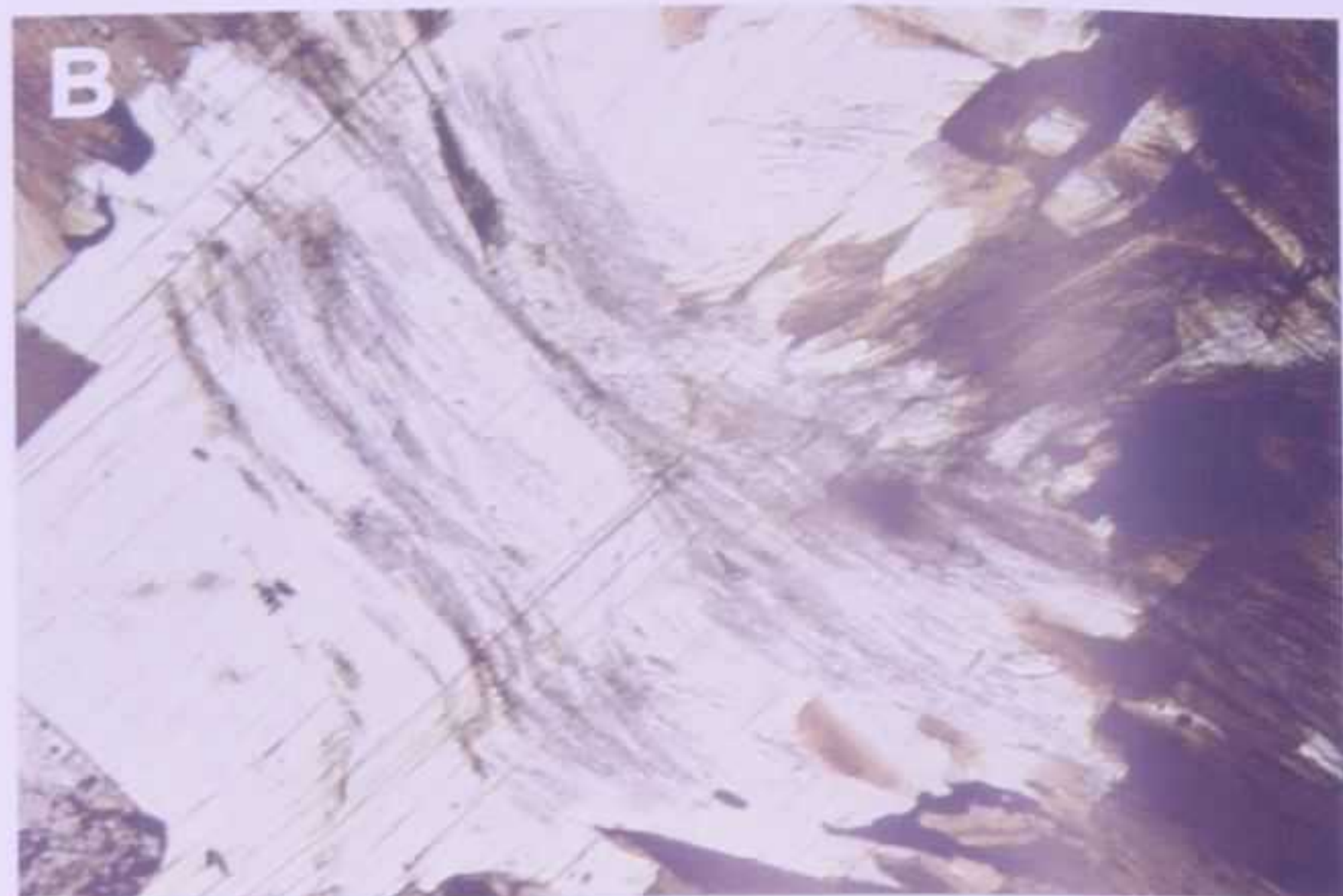
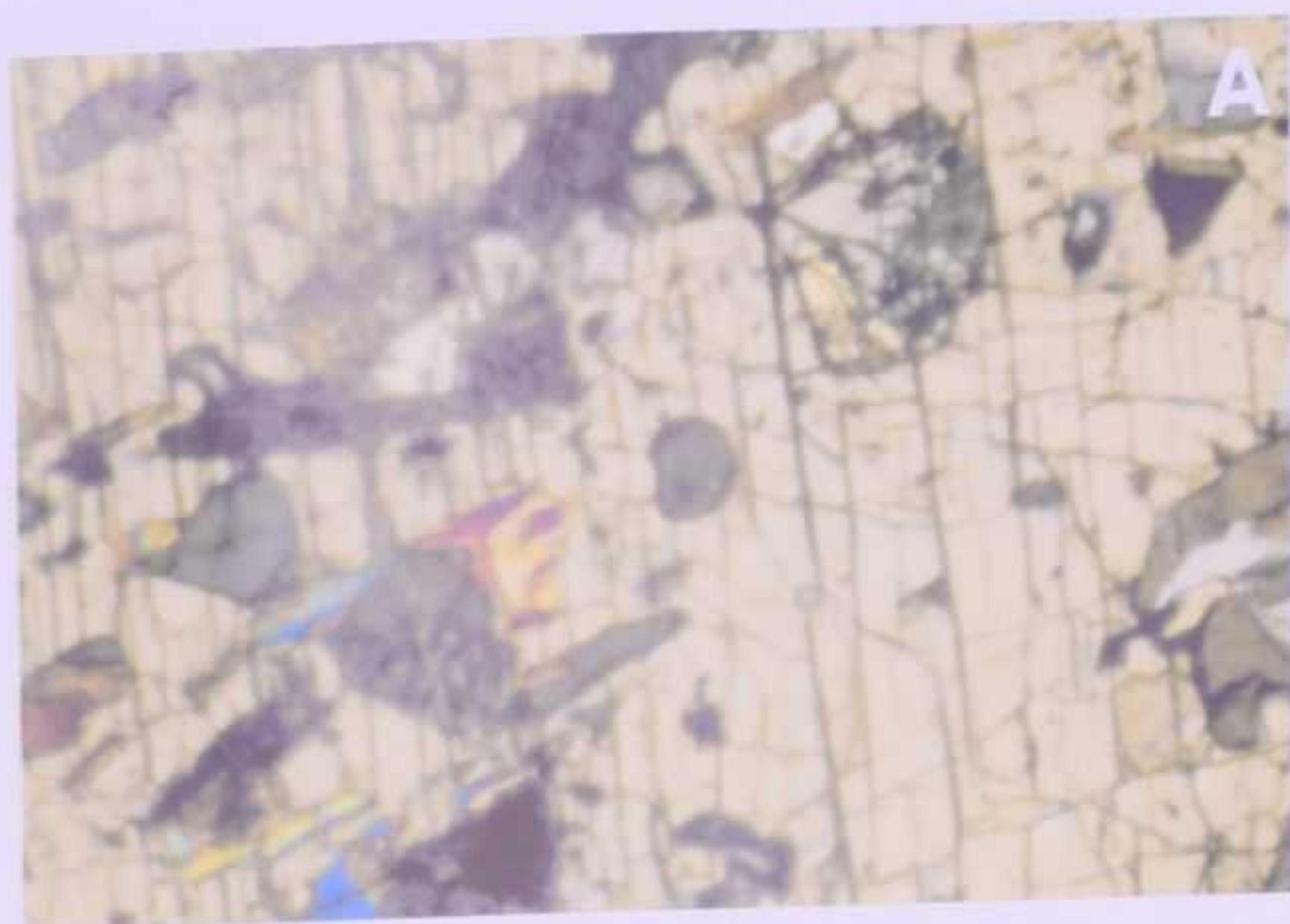


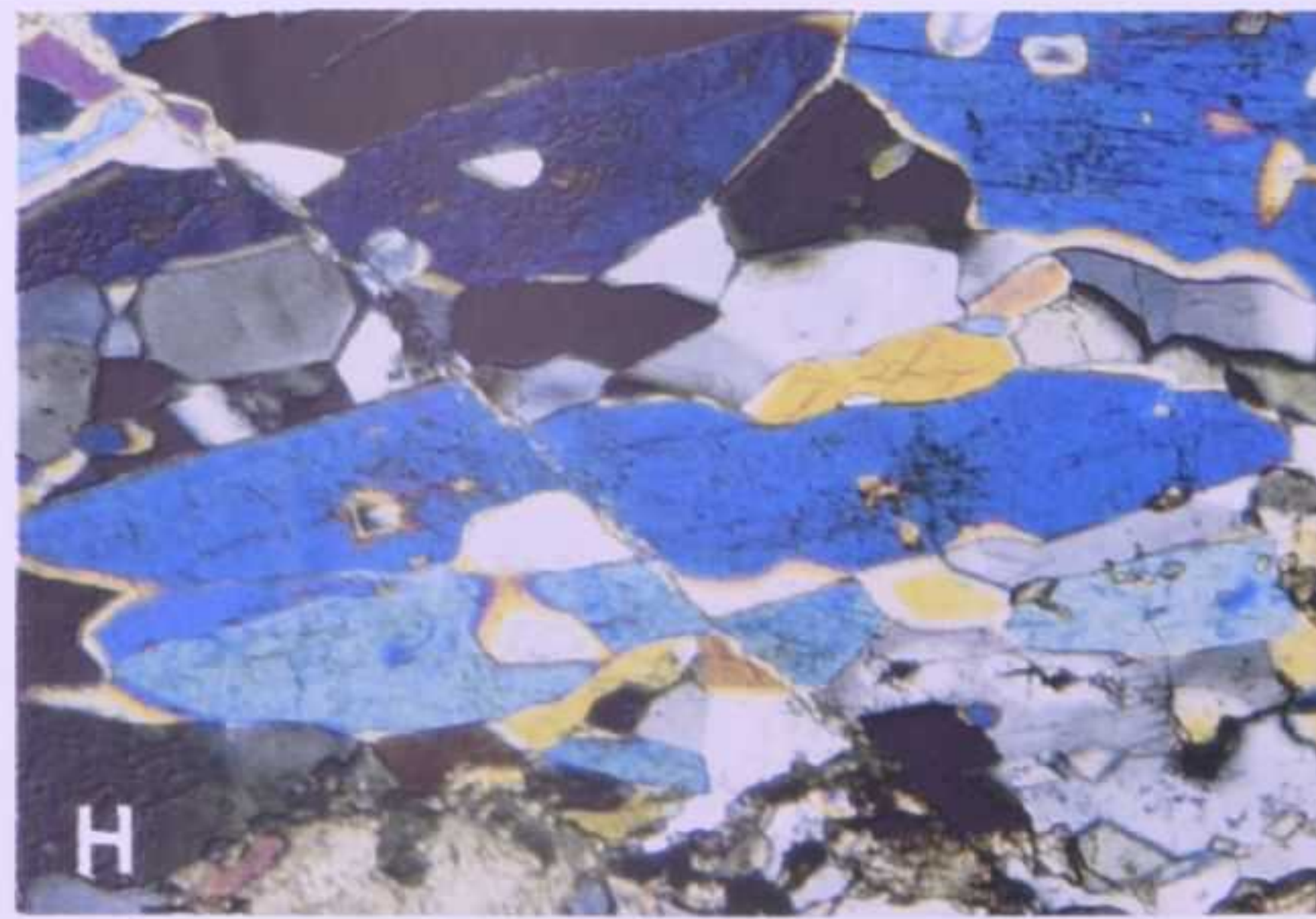
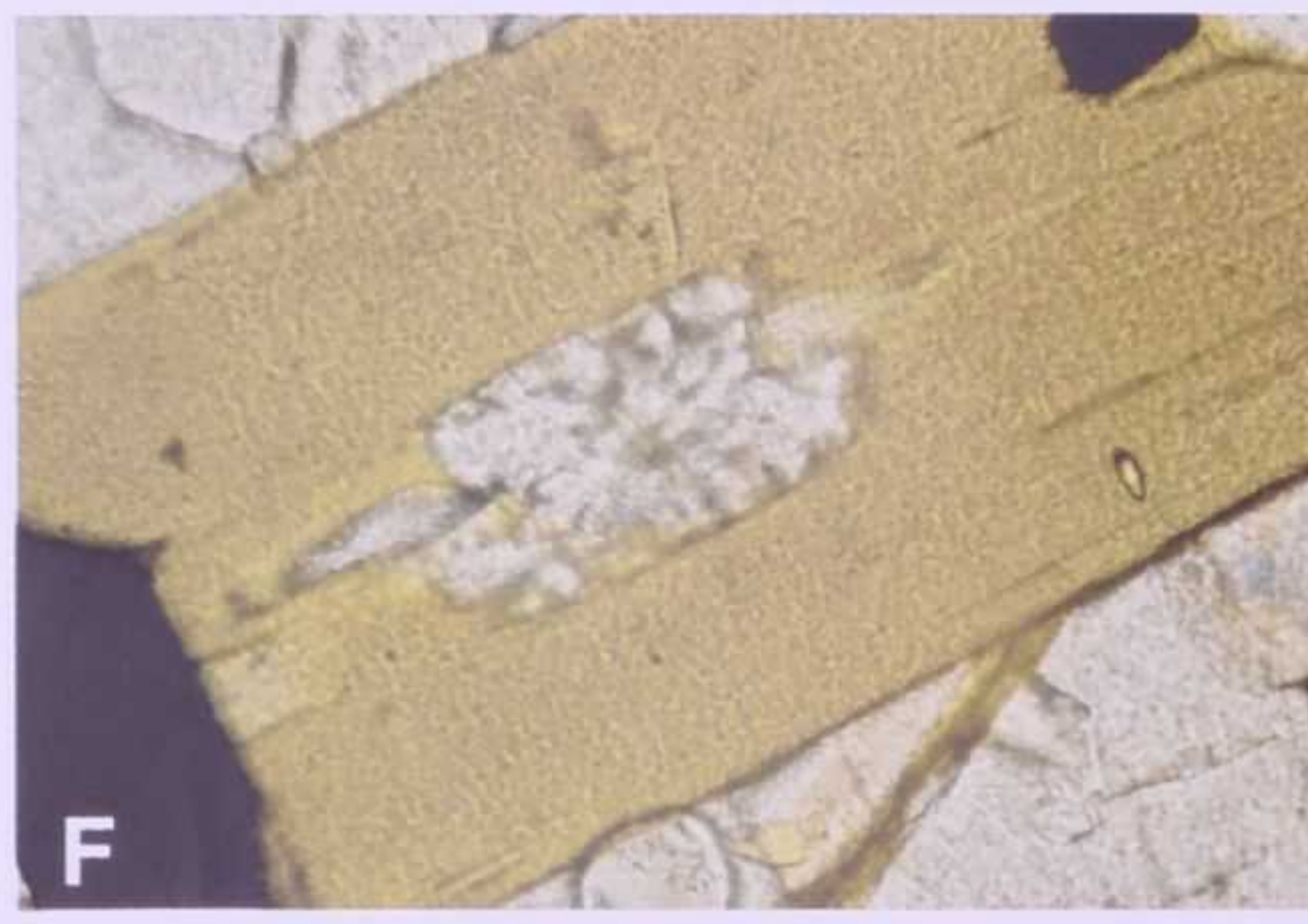
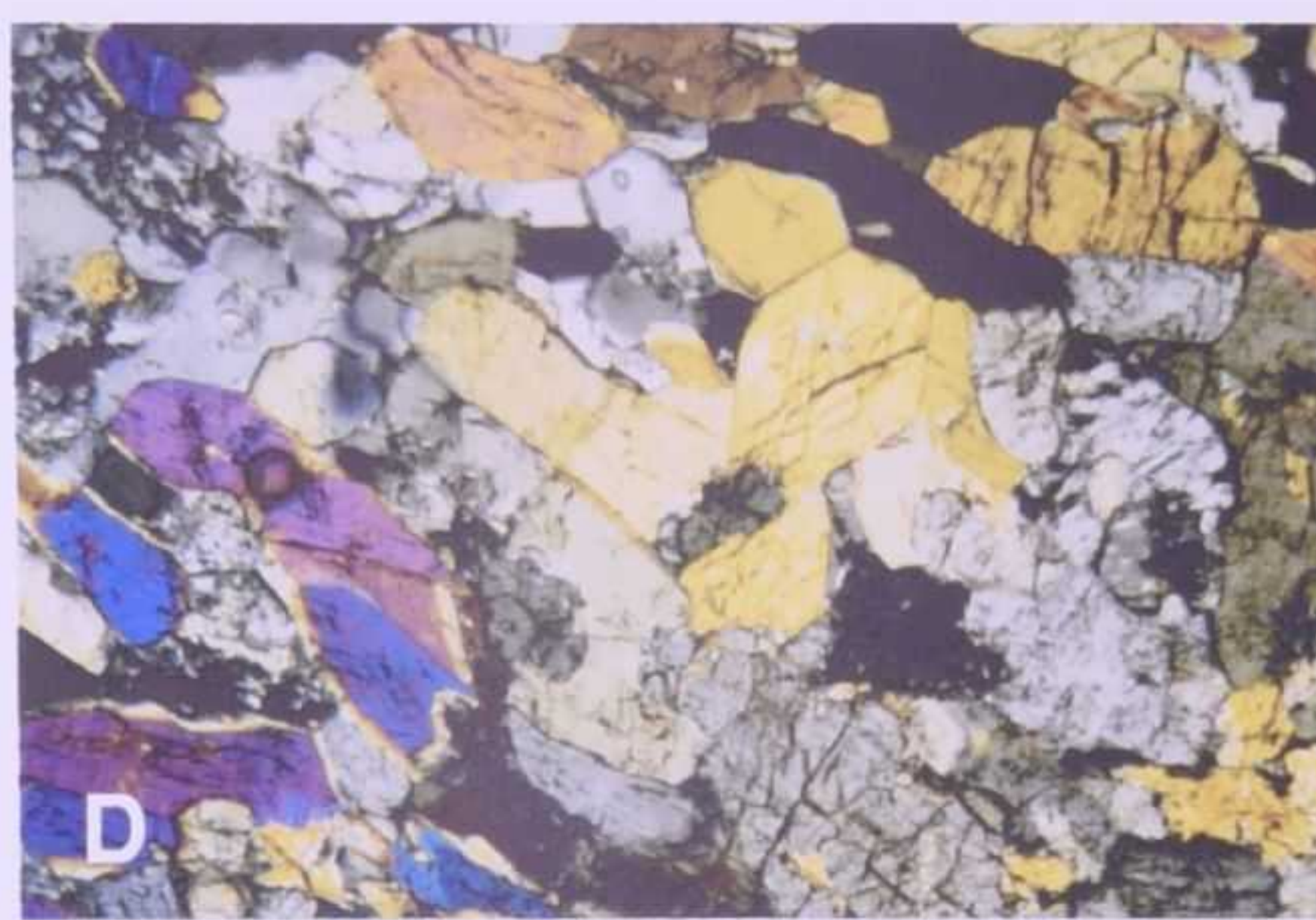
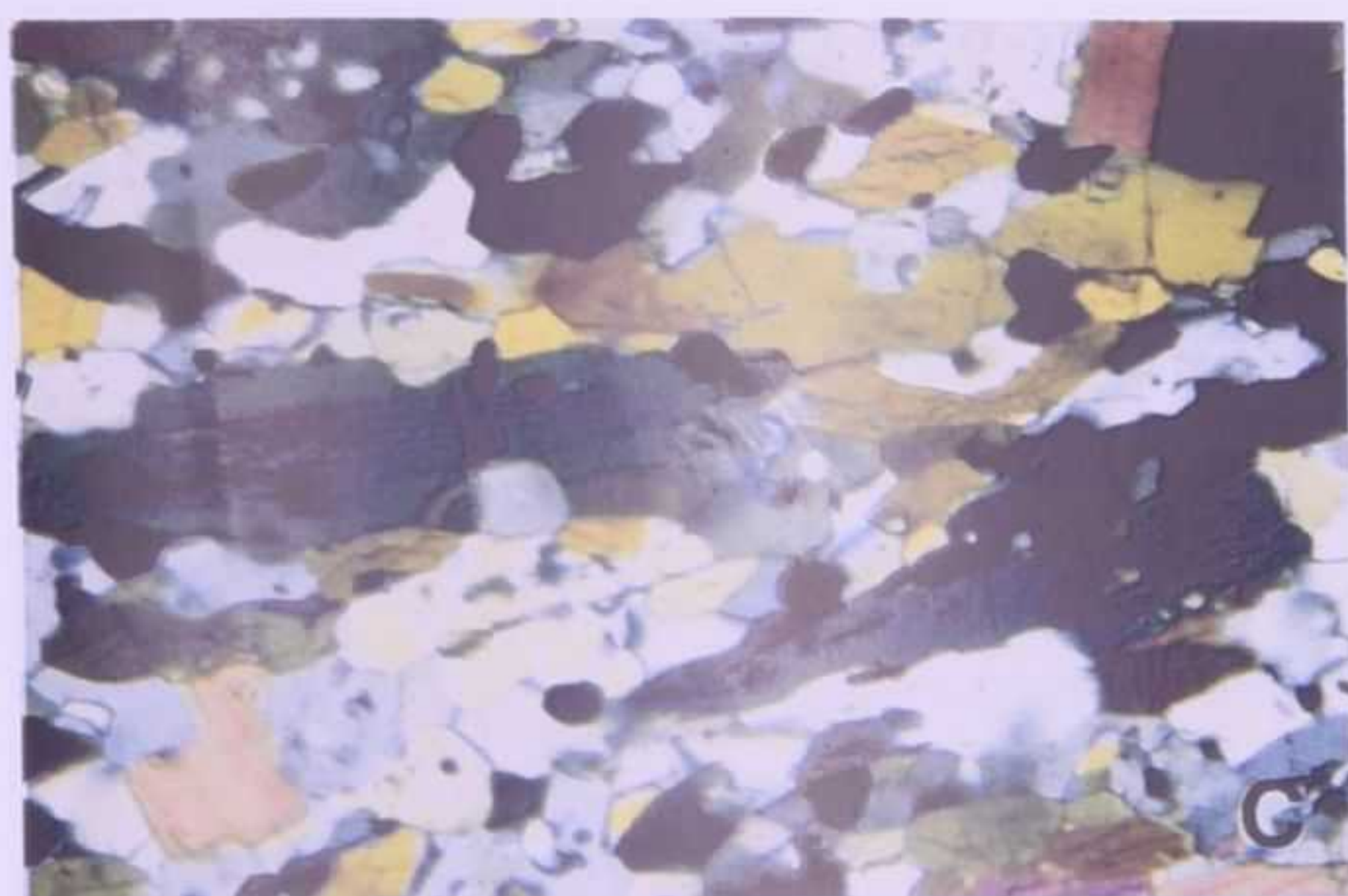


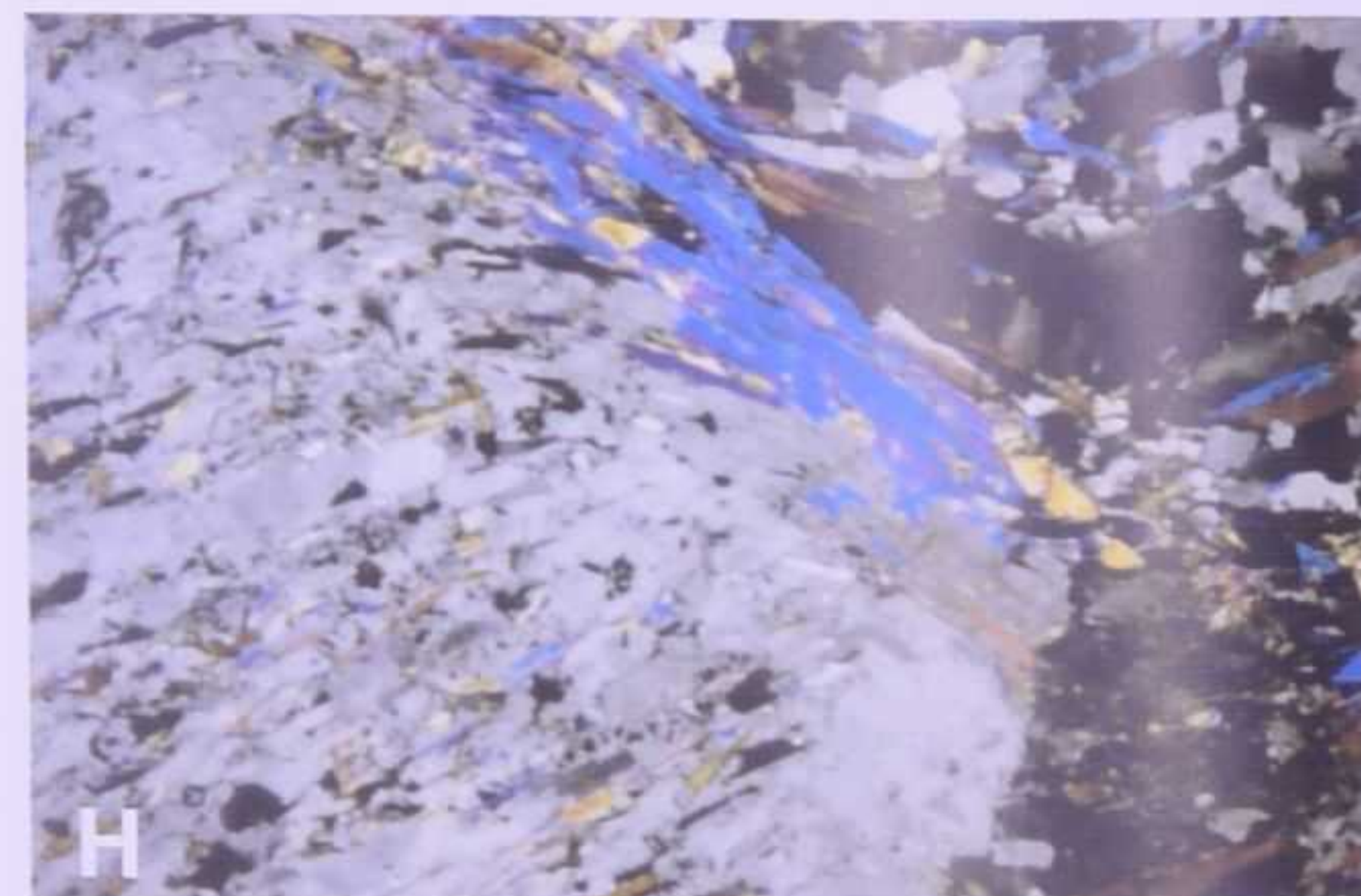
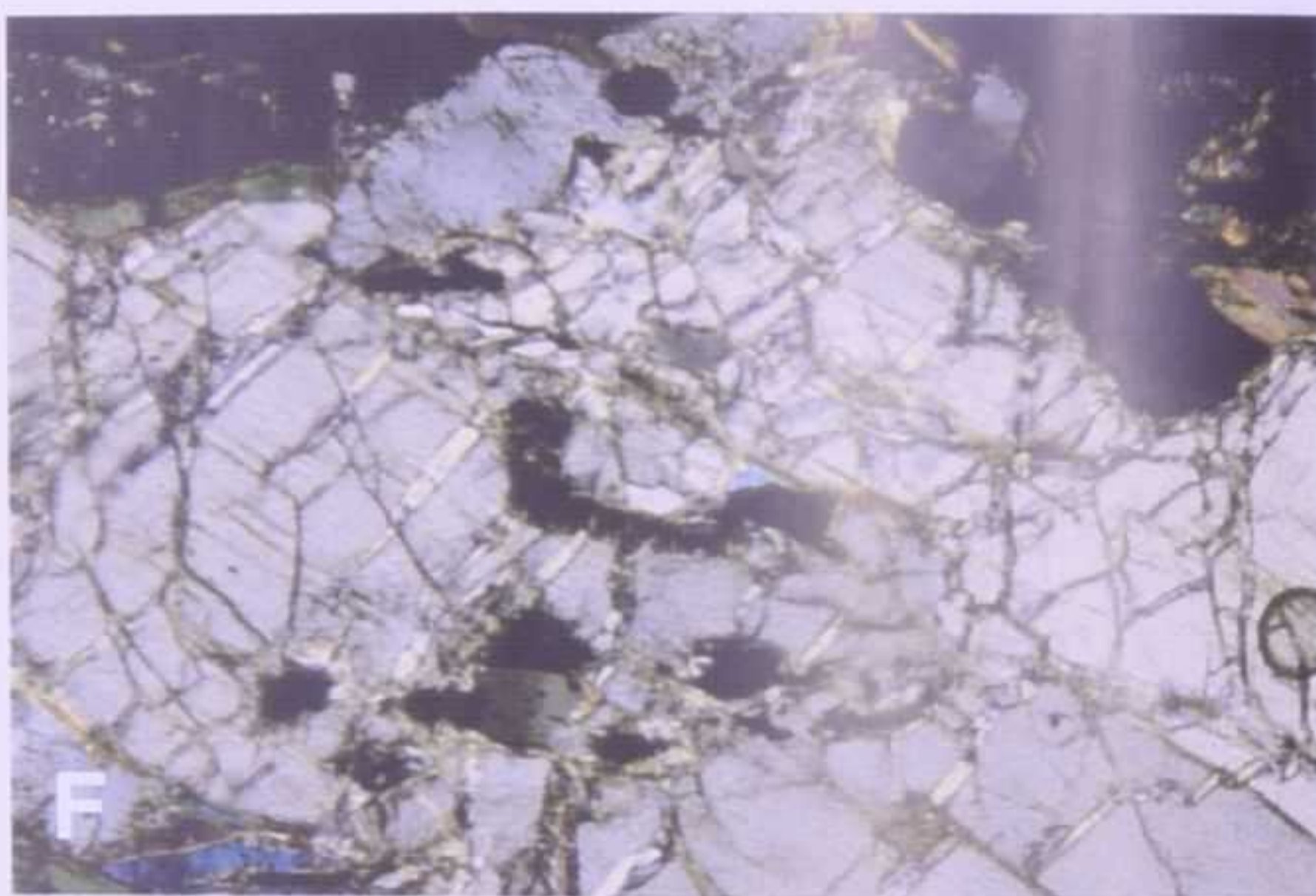
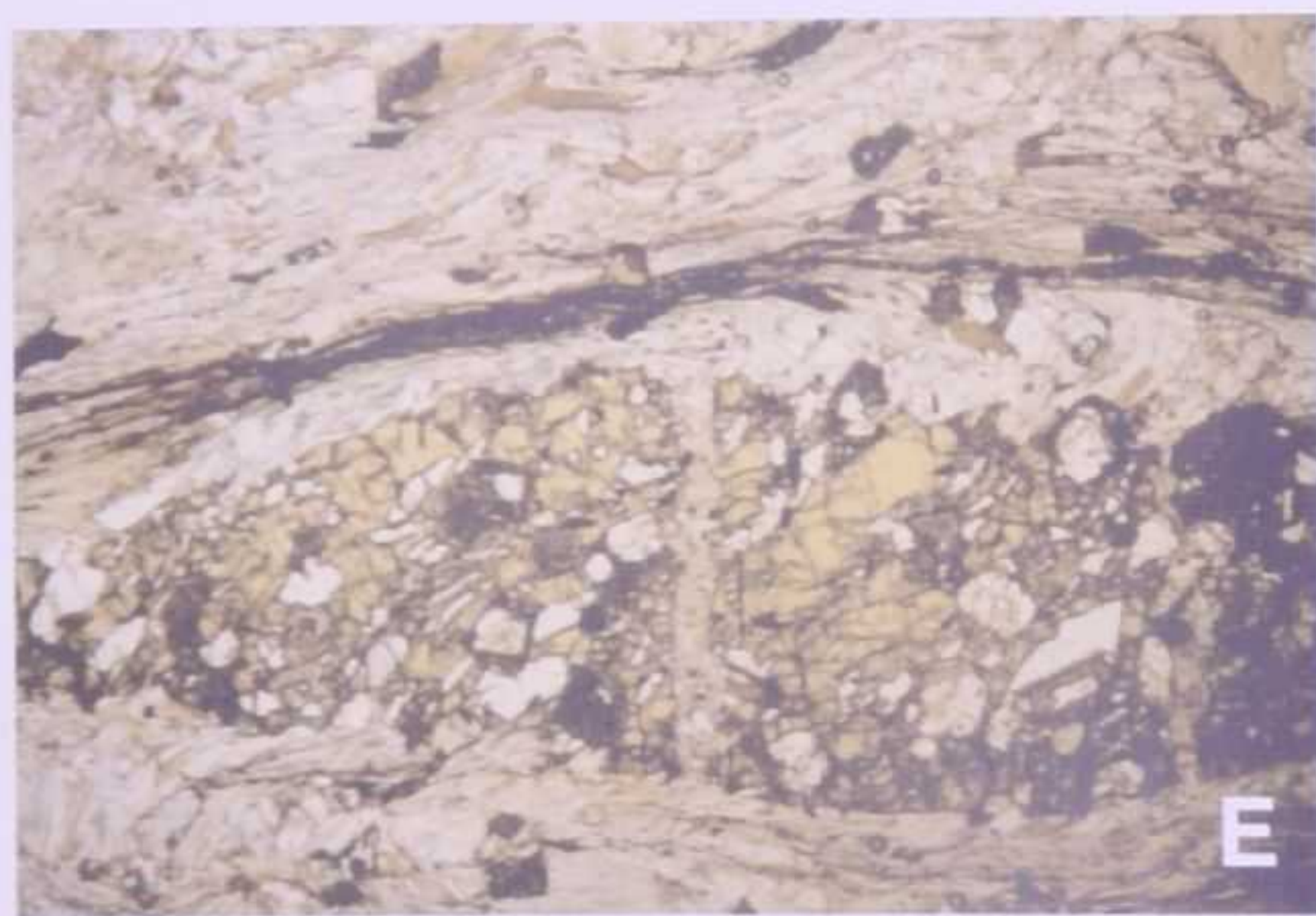
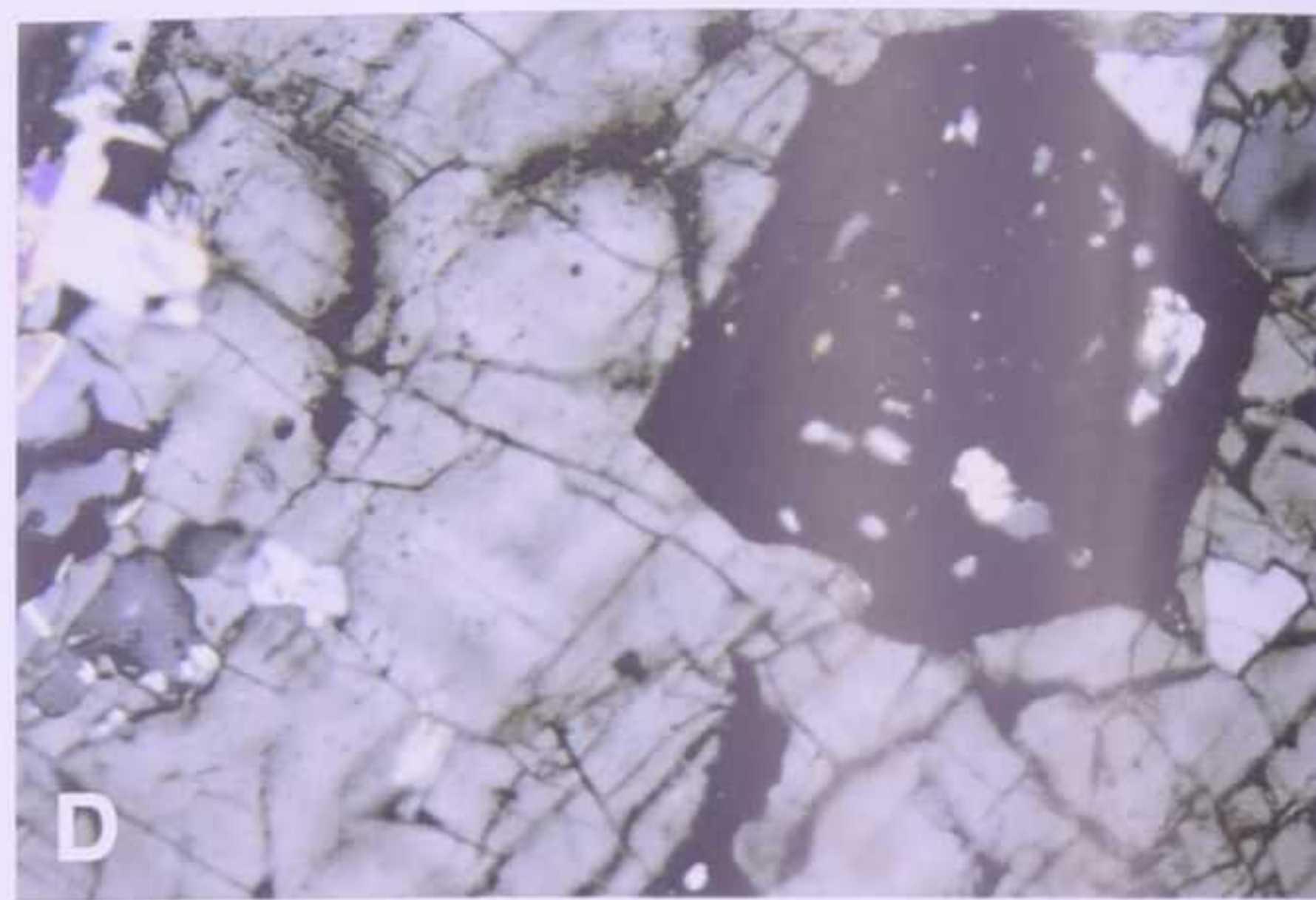




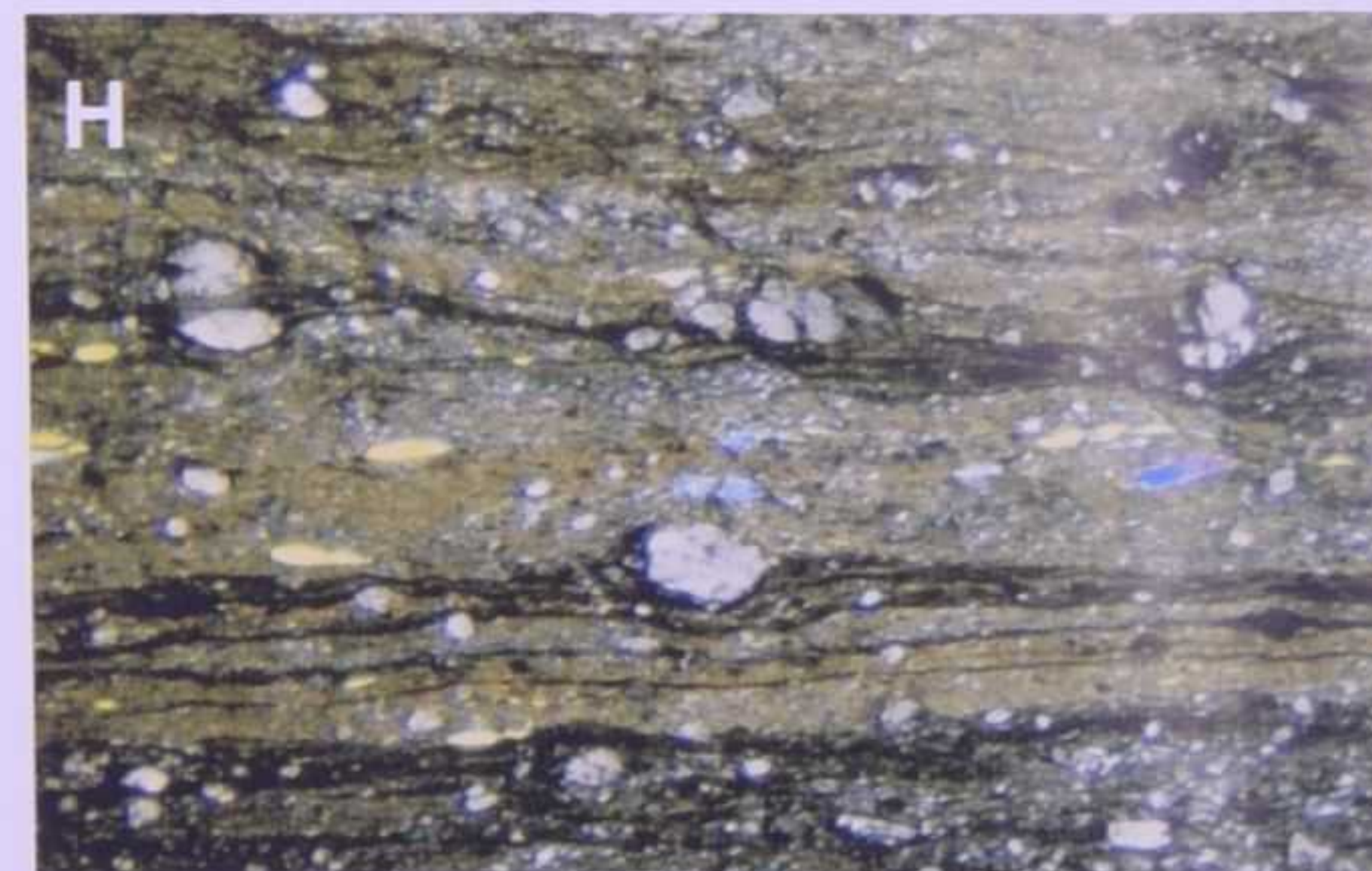
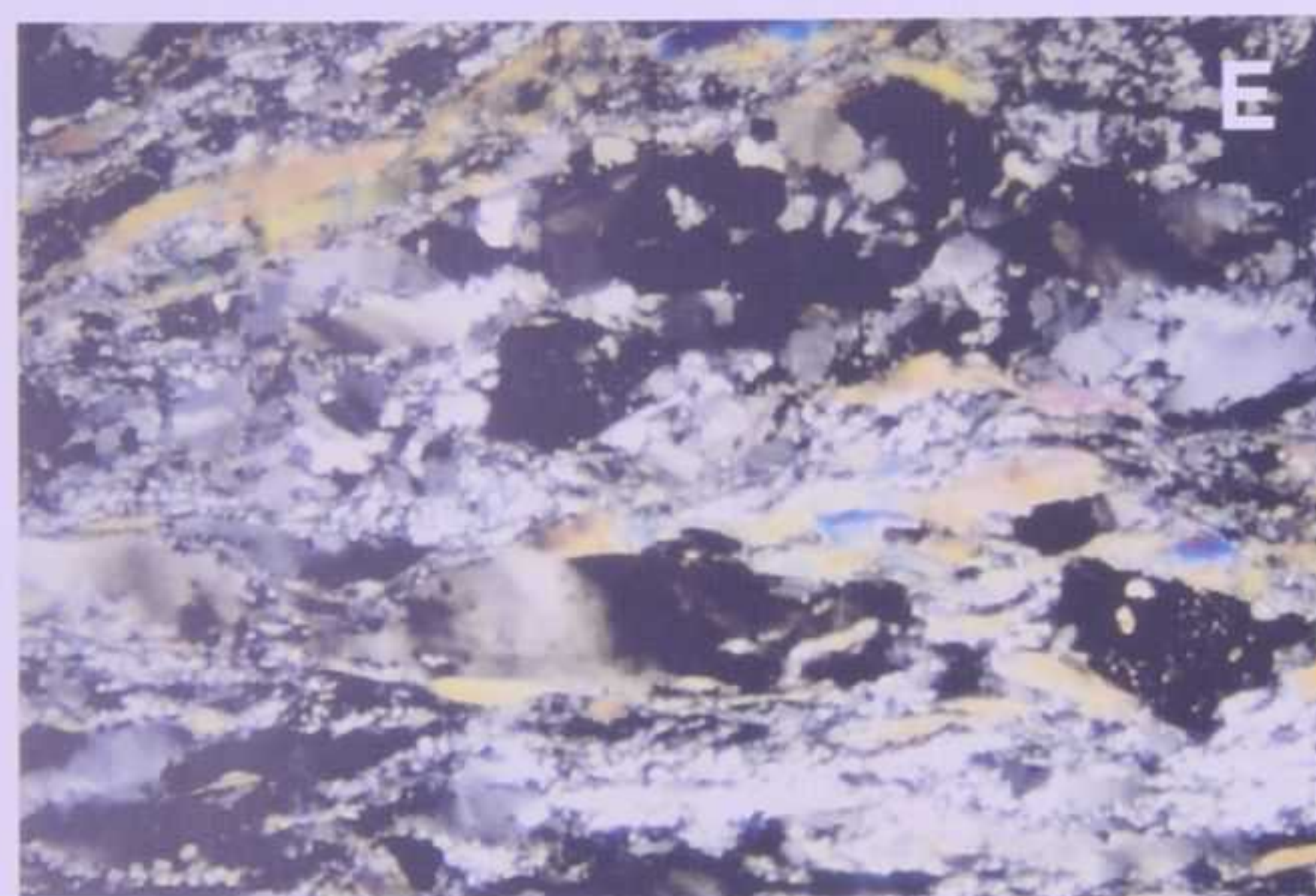
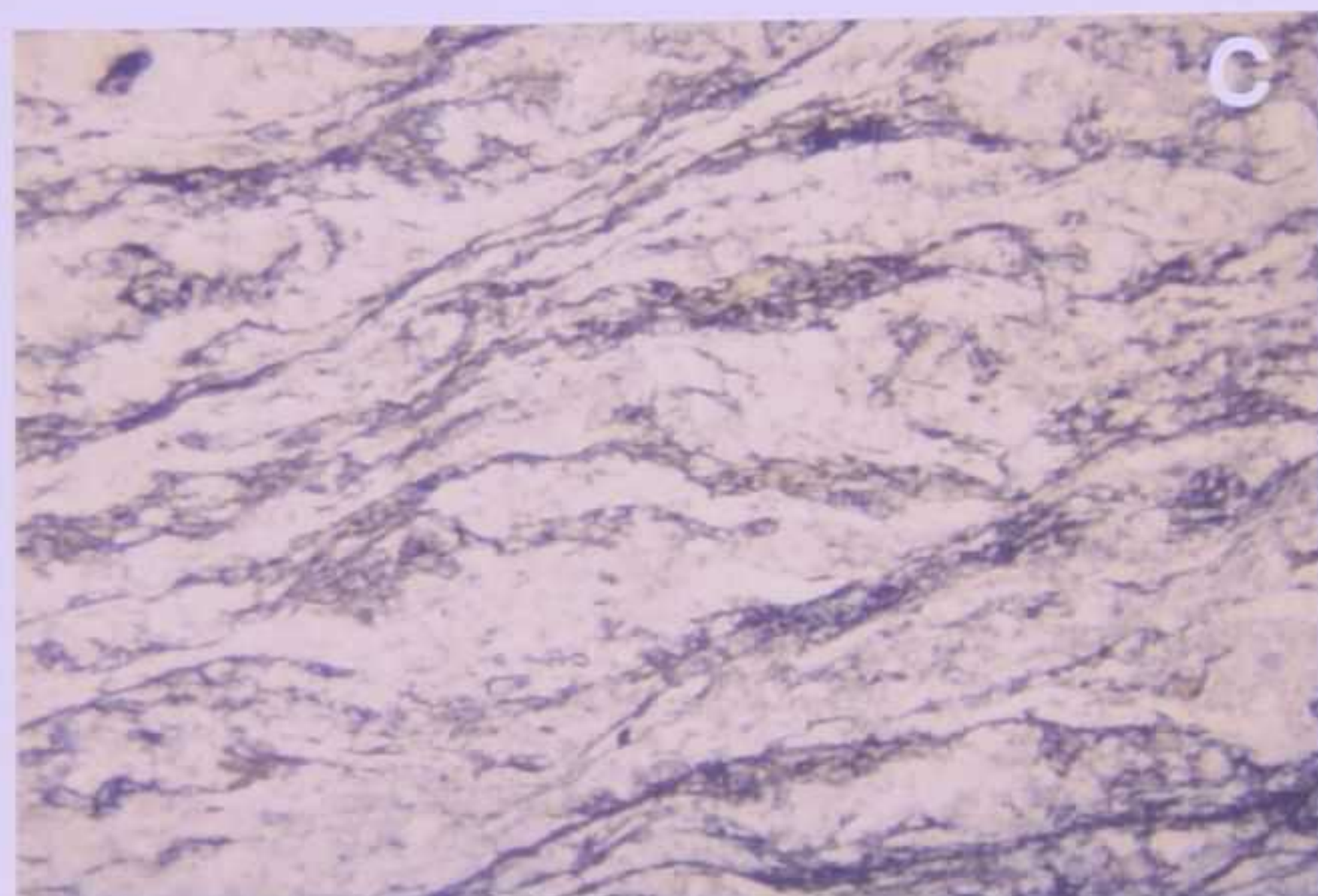
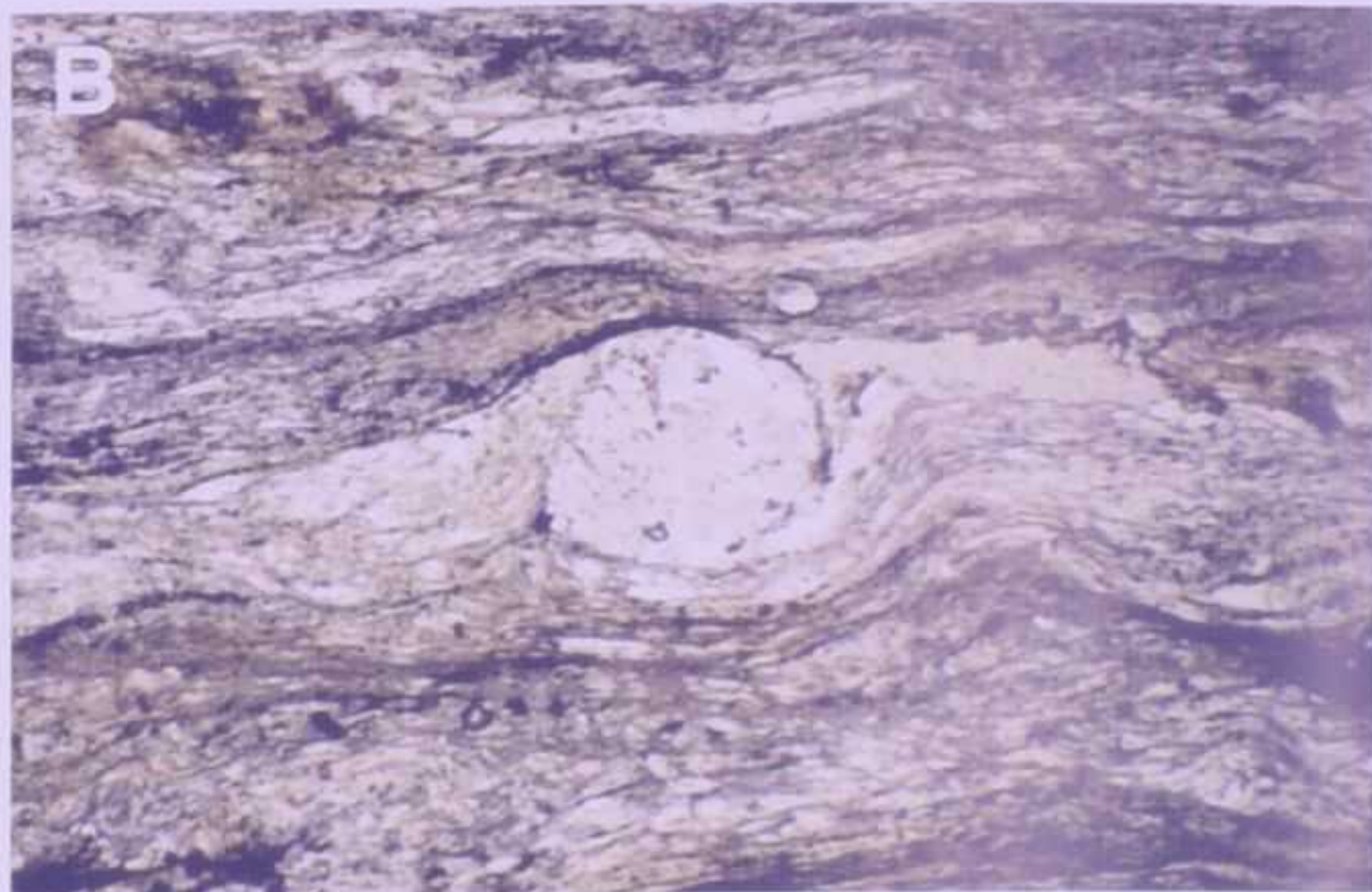
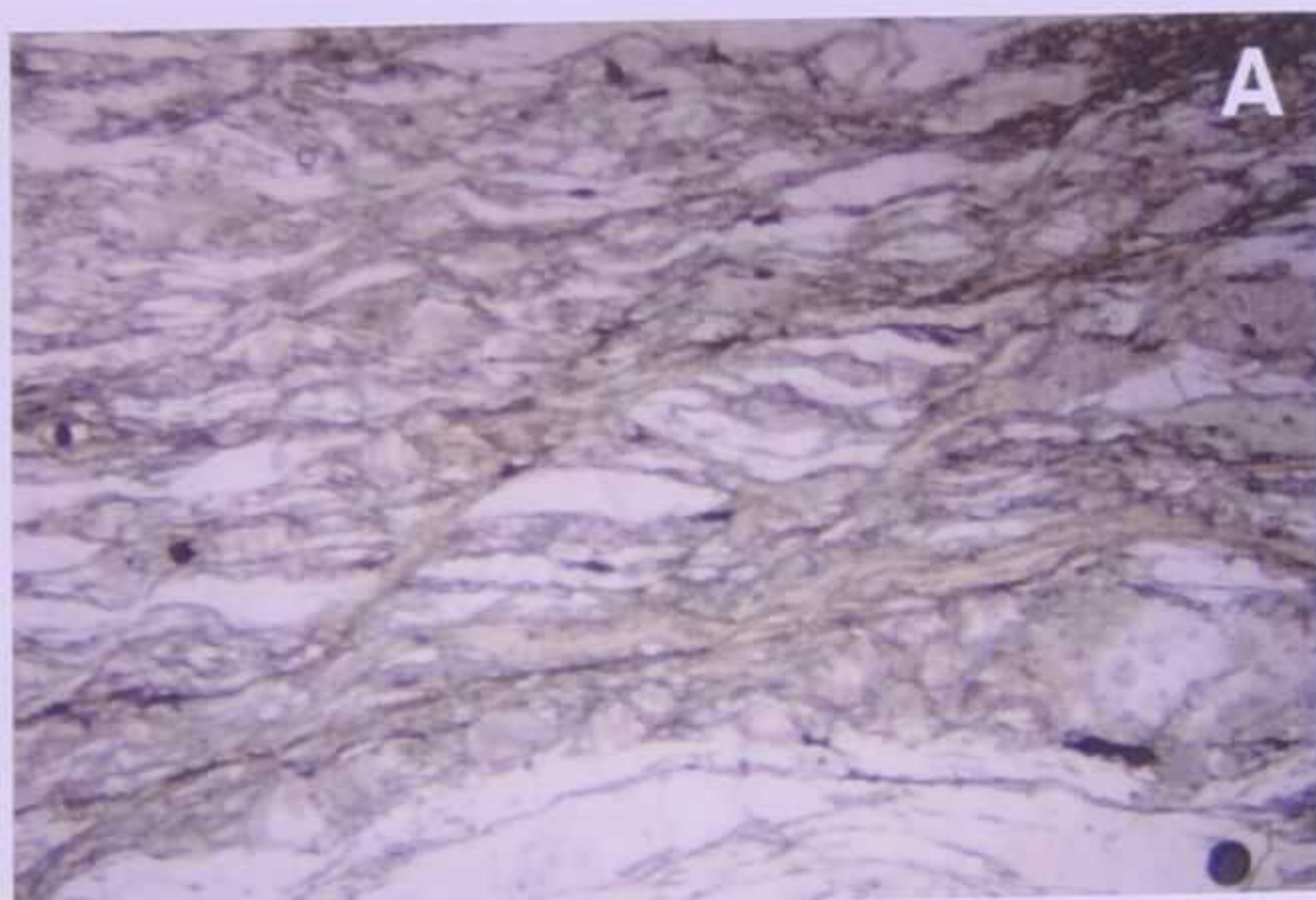












APPENDIX

Nuova carta geologico-strutturale e metamorfica del basamento cristallino del Lago di Como (Alpi Meridionali)

Maria Iole SPALLA^{*,§}, Silvia DI PAOLA^{*}, Guido GOSSO^{*,§}, Gian Bartolomeo SILETTO[°] e Andrea BISTACCHI[§]

^{*}Dipartimento di Scienze della Terra, Università di Milano, Via Mangiagalli 34, I-20133 Milano

[§]CNR - Centro di Studio per la Geodinamica Alpina e Quaternaria e - Gruppo di Ricerca per la Geodinamica del Sistema Alpi-Appennino, via Mangiagalli 34, I-20133 Milano

[°] Regione Lombardia - Direzione Generale Territorio e Urbanistica, Via F. Filzi 22, I-20124 Milano

[§]Dipartimento di Geologia, Paleontologia e Geofisica, Università di Padova, Via Giotto 1, I-35137 Padova

RIASSUNTO - Il moderno rilevamento strutturale del basamento cristallino nelle zone orogeniche è rivolto principalmente all'individuazione delle unità tettoniche che lo costituiscono. Oltre all'analisi delle relazioni tra il basamento e le coperture sedimentarie, il mezzo fondamentale per individuare e delimitare le porzioni crostali che hanno registrato un'evoluzione termica e tettonica coerente (= unità tettono-metamorfiche) è rappresentato dalla correlazione, a scala regionale, della successione di eventi strutturali e metamorfici. In questa prospettiva i risultati dell'analisi strutturale e metamorfica possono essere rappresentati sul supporto litostratigrafico di una tradizionale carta geologica sotto forma di: 1) una carta delle traiettorie delle foliazioni che mostra la cronologia relativa delle strutture, 2) paragenesi metamorfiche stabili durante lo sviluppo delle foliazioni e 3) indicazione dell'ambiente metamorfico in cui si è sviluppata ogni foliazione. La continuità laterale di tutte queste informazioni rende immediata la visualizzazione delle aree dove la sequenza di impronte metamorfiche e strutturali è coerentemente equivalente. La carta strutturale delle due sponde del Lago di Como, che viene qui presentata, è un buon esempio dell'efficacia di questa tecnica di rappresentazione, capace di trasmettere visivamente, su un'area estesa, informazioni sull'interpretazione della storia tettonica a scala crostale.

Parole chiave: carta delle traiettorie delle foliazioni, impronta metamorfica dominante, unità tettono-metamorfiche, Alpi Meridionali, subduzione-collisione-rifting.

INTRODUZIONE

Nei terreni metamorfici la definizione delle unità tettono-metamorfiche, cioè di volumi crostali distinti e caratterizzati termicamente e strutturalmente, è cruciale per interpretare i processi geodinamici profondi. La coerenza dei caratteri mineralogici, strutturali e cronologici in ogni unità deve essere verificata per stabilire i loro contorni (Spalla *et al.*, 1998; Spalla *et al.*, 2000; Zucali *et al.*, 2002). La valutazione della distribuzione spaziale delle paragenesi diagnostiche e l'analisi delle relazioni di queste con le foliazioni sovrapposte, per mezzo del moderno rilevamento geologico delle traiettorie delle foliazioni (Johnson and Duncan, 1992; Connors and Lister, 1995; Gosso, 1983), qui arricchita con la successione delle paragenesi, diviene lo strumento di correlazione fondamentale ed efficace per raggiungere questo obiettivo. Questo approccio porta direttamente alla definizione fisica delle unità tettoniche sulla base della memoria strutturale e metamorfica delle rocce. Purtroppo l'estensione, il grado e la successione dei cambiamenti del fabric, e

delle associate paragenesi metamorfiche, sono, per ora, solo sporadicamente conosciuti con il dettaglio sufficiente e, molto più frequentemente, le suddivisioni tettoniche sono ancora interamente fondate su affinità litostratigrafiche: si tratta cioè di unità che possiamo definire litotettoniche. Generalmente la correlazione litostratigrafica nei terreni metamorfici porta alla definizione di unità che differiscono, in forma e dimensioni, da quelle che si definirebbero utilizzando un criterio di correlazione strutturale-metamorfico (Spalla *et al.*, 1996). Da questo punto di vista il basamento Sudalpino, che affiora lungo le due sponde del Lago di Como, è un ottimo esempio perché memorizza evoluzioni P-T-t-d contrastate e diacrone nella stessa unità stratigrafica degli Gneiss di Morbegno, localmente detti Gneiss di Stabiello (Frisch *et al.*, 1990; Siletto *et al.*, 1993). La suddivisione classica in due differenti zone metamorfiche di questa porzione del basamento Sudalpino (Vai *et al.*, 1981) è stata reinterpretata con l'acquisizione di nuovi dati strutturali e petrologici (Spalla *et al.*, 1998; Spalla *et al.*, 2000). Lo scopo di questo lavoro è

di illustrare la carta strutturale e metamorfica a scala 1:20000 (Tav. 1), sintetizzata con l'aiuto di una nuova tecnica di rappresentazione, strumento fondamentale di correlazione per individuare tre unità tettono-metamorfiche (Domaso-Cortafò, Dervio-Olgiasca e Monte Muggio) al posto di una singola unità litostratigrafica (Gneiss di Morbegno) e per tracciarne i limiti tettonici (zone di faglia di Musso e di Lugano-Val Grande).

INQUADRAMENTO GEOLOGICO

Il sistema di sovrascorrimenti delle Alpi Meridionali (Sudalpino) è il retropaese dell'arco alpino che rappresenta il margine deformato della placca Adria e comprende sovrascorrimenti epicroscali (thick-skin) di scaglie di basamento pre-Alpino e coperture sedimentarie Permo-Mesozoiche. Nelle Alpi Centrali il dominio Sudalpino è separato dal sistema di falde Pennidico-Austroalpino dal lineamento Periadriatico (Linea Insubrica e del Tonale). Il basamento Sudalpino del Lago di Como è suddiviso in due elementi sovrascorsi sudvergenti di età alpina (unità di Musso e unità Val Colla - S.Marco) dalle cataclasi della zona di faglia alpina di Musso (Schumacher e Laubscher, 1996). La zona di faglia di Musso (MFZ) è stata attiva in profondità in epoca pre-alpina come zona milonitica in facies scisti verdi, come suggerito da vari autori (Bertotti, 1991; Bertotti *et al.*, 1993; Gosso *et al.*, 1997; Siletto, 1991; Siletto *et al.*, 1990). L'unità alpina di Musso, di crosta superficiale (Schumacher e Laubscher, 1996), ha registrato un'evoluzione metamorfica pre-Alpina omogenea (di Paola e Spalla, 2000; di Paola *et al.*, 2001) e coincide con la Zona Domaso-Cortafò descritta da Fumasoni (1974) e da Bocchio *et al.* (1980). Al contrario l'unità Val Colla-S.Marco di Schumacher e Laubscher (1996), seppure omogenea dal punto di vista litologico, ha registrato due evoluzioni metamorfiche pre-Alpine differenti e comprende le unità Dervio-Olgiasca e Monte Muggio (e.g. Gosso *et al.*, 1997; Spalla *et al.*, 2000). Il limite tra queste due unità, Dervio-Olgiasca a nord e Monte Muggio a sud, è costituito dalla faglia normale liassica sin-sedimentaria Lugano - Val Grande (LVGFZ). Questa linea tettonica è sottolineata da una fascia milonitica in facies scisti verdi molto potente, riattivata da cataclasi (Bertotti *et al.*, 1993; Siletto, 1991).

Il basamento cristallino possiede associazioni litologiche simili nelle tre zone (DCZ, DOZ e MMZ): gneiss e micascisti (Morbegno e Stabiello Gneisses) con intercalazioni di quarziti, marmi, scisti carbonatici e metagranitoidi; si trovano pegmatiti esclusivamente negli scisti a biotite e sillimanite della zona DOZ; quest'ultima costituisce la sola differenza nella litostratigrafia delle tre zone. L'età dei protoliti è stata interpretata come eo-paleozoica (Mottana *et al.*, 1985), mentre le pegmatiti sono state datate a 226 ± 2 Ma (Sanders *et al.*, 1996), con rif. bil.).

Nelle tre zone le relazioni con la copertura sedimentaria permo-mesozoica non metamorfica sono peculiari: 1) I red beds del Verrucano Lombardo si sovrappongono in discordanza stratigrafica ai metagranitoidi leucocratici della zona MMZ; 2) scaglie di dolomie, conglomerati e siltiti permo-mesozoici sono tettonicamente sovrapposti al ba-

samento della zona DCZ in corrispondenza ai lineamenti tettonici principali che limitano queste unità (MFZ e IL); 3) non vi sono sedimenti Permo-Mesozoici che aderiscono stratigraficamente al basamento della zona DOZ. Inoltre le tre zone sono caratterizzate da evoluzioni P-T-d-t differenti (Fig. 1) e quindi costituiscono tre porzioni di crosta alle quali assegnare il rango di unità tettono-metamorfiche diverse (Spalla e Gosso, 1999; Spalla *et al.*, 2000).

DCZ: la più antica impronta metamorfica si è sviluppata in facies anfibolitica a epidoto durante la deformazione che ha generato i fabric planari D1; una riequilibrio in condizioni di facies anfibolitica di pressione intermedia ($T = 560-650^\circ\text{C}$ e $P = 0.7-1.1$ GPa) si è sviluppata durante D2; lo stadio finale della storia metamorfica è marcato dalla crescita di minerali di facies scisti verdi durante la deformazione D3. La porzione del circuito P-T compresa tra le deformazioni D1-D2 (Fig. 1) rappresenta la registrazione termica della collisione eo-varisica e la collisione continentale medio-varisica; l'età K-Ar disponibile, di ca. 385 Ma, concorda con questa interpretazione tettonica (di Paola e Spalla, 2000; Spalla *et al.*, 2000);

DOZ: la più antica paragenesi metamorfica si è formata in facies anfibolitica di pressione intermedia ($T = 530-630^\circ\text{C}$ e $P = 0.7-1.2$ GPa) durante la deformazione D1 e si è successivamente riequilibrata a condizioni di $T = 650-750^\circ\text{C}$ e $P = 0.4-0.55$ GPa durante la deformazione D2; più tardi essa è stata ulteriormente riequilibrata in retrocessione a condizioni di facies scisti Verdi ($T < 500^\circ\text{C}$ e $P = 0.2-0.3$ GPa) mentre si formava un gruppo di strutture più recenti (D3) (di Paola e Spalla, 2000; Diella *et al.*, 1992). Si può suggerire un'età di ca. 330 Ma per lo stadio D1, per confronto con un'analogo stato termico nella zona MMZ durante la deformazione D1.

L'età della deformazione D2 è indicata a ca. 226 (età Rb-Sr e K-Ar su minerali) Ma dalla messa in posto di pegmatiti sin-D2 e la retrocessione in facies scisti verdi contemporanea alla deformazione D3 può essere messa in relazione con l'attività di faglie normali liassiche lungo la linea LVGFZ (e.g. Gosso *et al.*, 1997). Il ciclo P-T attribuito alla zona DOZ (Fig. 1) si può interpretare come generato dall'esumazione di porzioni di crosta varisica durante un episodio di rifting nel Permo-Trias (e.g. Spalla *et al.*, 1999);

MMZ: l'impronta metamorfica più antica è stata registrata, durante la deformazione D1, in condizioni di facies anfibolitica di pressione intermedia ($T = 560-600^\circ\text{C}$ e $P = 0.8-1.1$ GPa), successivamente riequilibrata in condizioni di facies scisti verdi ($T < 500^\circ\text{C}$ e $P < 0.4$ GPa) durante lo sviluppo del fabric D2 (Bertotti *et al.*, 1993; Gosso *et al.*, 1997). All'impronta metamorfica in facies anfibolitica di pressione intermedia può essere attribuita un'età (K-Ar) di ca. 330 Ma (Mottana *et al.*, 1985) questa impronta metamorfica si registra sulle rocce del basamento metamorfico della MMZ durante lo sviluppo delle strutture D1. La riequilibrio metamorfica in scisti verdi, coeva con D2, precede la deposizione dei sedimenti del Verrucano Lombardo (≥ 260 Ma), del Permiano superiore. Questa evoluzione metamorfica e strutturale (vedi percorso P-T in figura 1) può corrispondere all'esuma-

zione di una crosta continentale ispessita alla fine della convergenza varisica, durante il rilassamento termico indotto dalla collisione continentale (Spalla *et al.*, 2000).

ANALISI E RAPPRESENTAZIONE DEI DATI STRUTTURALI E METAMORFICI

Le evoluzioni strutturali e metamorfiche delle zone MMZ, DOZ e DCZ riassunte precedentemente sono state sintetizzate nella nuova carta strutturale e metamorfica di tavola I, che mostra le associazioni dei litotipi e la griglia regionale delle foliazioni sovrapposte, arricchita con le indicazioni sull'ambiente metamorfico in cui esse si sono sviluppate. Questa carta descrive le relazioni tra il campo di deformazione totale, l'evoluzione metamorfica e l'assetto litologico, connettendo tutte le informazioni necessarie per un'accurata definizione delle unità tettono-metamorfiche.

La cronologia relativa delle foliazioni sovrapposte è visivamente dichiarata sulla carta dal numero di punti che interrompono la traccia delle traiettorie di foliazione; i simboli delle traiettorie di foliazione (linee a tratti e punteggiate) sono posizionate per interpolazione di sciami di dati di orientazione delle foliazioni (e.g. Connors e Lister, 1995; Gosso *et al.*, 1983; Johnson e Duncan, 1992). Le paragenesi correlate ai fabric planari successivi, entro ogni litotipo, sono riportate in legenda e rappresentano il fondamento per individuare l'ambiente metamorfico nel quale si sono sviluppati i gruppi di strutture sovrapposte; questa distinzione interpretativa è messa in evidenza da traiettorie variamente colorate. In tal modo l'informazione sulla cronologia relativa delle impronte strutturali successive e sui differenti ambienti metamorfici, in cui esse si sviluppano, sono fornite separatamente e posizionate con precisione nello spazio.

LITOTIPI, STRUTTURA E METAMORFISMO

L'evoluzione strutturali e metamorfica delle tre unità è riassunta qui di seguito, secondo di Paola e Spalla, 2000; di Paola *et al.*, 2001; Diella *et al.*, 1992; Gosso *et al.*, 1997; Siletto *et al.*, 1990; Spalla *et al.*, 1998. Il lavoro analitico di rilevamento geologico è stato eseguito alla scala 1:5000 e 1:10000 ed è sintetizzato nella carta in scala 1:20000 della tavola I. L'orientazione degli elementi del fabric mesoscopico è rappresentata in proiezione stereografica equiareale di Schmidt (emisfero inferiore) nei diagrammi inclusi nella tavola I. L'intera popolazione di misure è suddivisa in cinque gruppi corrispondenti a zone strutturali (subaree): le tre unità tettono-metamorfiche e le due zone di faglia interposte. La figura 2 illustra le relazioni deformazione-metamorfismo nelle tre unità tettono-metamorfiche.

I caratteri litologici, strutturali e metamorfici delle cinque zone strutturali sono riportati separatamente nei successivi paragrafi.

ZONA DOMASO-CORTAFÈ (DCZ)

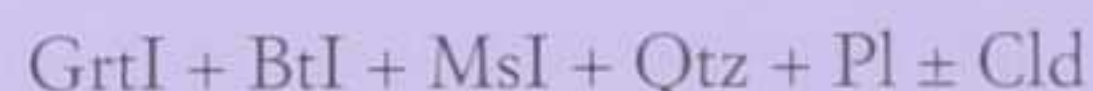
Questa unità è dominata dalla diffusione di micascisti e micascisti quarzosi con metabasiti intercalate. I micascisti (Tav. II e III) contengono principalmente mica bian-

ca, clorite, biotite e granato, con staurolite e/o cianite in porfiroblasti. Le metabasiti (Tav. II e IV) sono principalmente anfiboliti, subordinate anfiboliti a biotite e granato, gneiss leucocrati a granato e gneiss ad anfibolo. Anfiboliti e anfiboliti a granato si trovano come sciami di boudins e lenti di spessore da centimetrico a metrico. Il limite tra anfiboliti e micascisti è localmente definito da un orizzonte decimetrico di gneiss a biotite, granato, mica bianca $\pm$ staurolite e clorite. La copertura sedimentaria mesozoica, in contatto tettonico col basamento metamorfico pre-alpino, è una scaglia di dolomie chiare massicce a grana fine, di trecento metri di spessore. Un livello di brecce sottolinea il contatto tettonico (Tav. II).

Nelle rocce del basamento cristallino, i tre gruppi sin-metamorfici di strutture (D1, D2 e D3) non possiedono controparti correlabili all'interno della copertura sedimentaria mesozoica, confermando così la loro età pre-alpina:

-la deformazione D1 è preservata come foliazione piegata (S1) entro a domini di dimensione da centimetrica a metrica, scarsamente rielaborati. Nei micascisti, S1 è normalmente una foliazione continua, sottolineata da biotite e mica bianca, che contiene losanghe allineate centimetriche di quarzo (Tav. II). In alcuni casi S1 è un crenulation cleavage e nei microlithons una foliazione pre-D1 si manifesta alla micro-scala (Tav. III). Nelle anfiboliti S1 è un'alternanza di composizione mineralogica millimetrica di livelli ripetuti a plagioclasio e ad anfibolo (Tav. II).

Lo studio microstrutturale mostra che, nelle metapeliti, la foliazione S1 è contemporanea allo sviluppo della paragenesi



(Tav. III), indicando che D1 si è sviluppata nelle condizioni della facies delle anfiboliti a epidoto (di Paola *et al.*, 2001), mentre l'associazione ritenuta stabile precedentemente a D2 nelle anfiboliti della DCZ è:

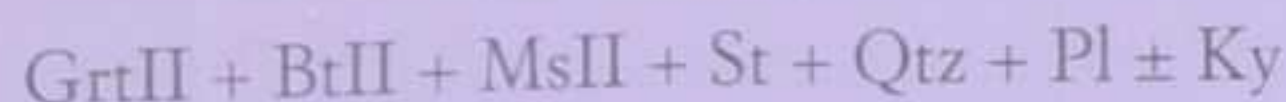


(Tav. IV) (di Paola e Spalla, 2000).

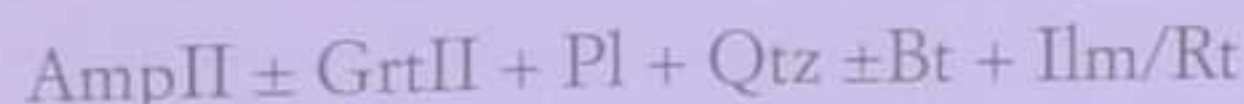
-La deformazione D2 genera pieghe da strette a isoclinali, ben preservate a scala metrica nei micascisti a Sud di Monte Sasso Pelo (Tav. II); le superfici assiali sono suborizzontali, con assi di pieghe orientati N-S (Tav. I). La foliazione S2 è sottolineata da mica chiara e biotite nelle metapeliti a granato e staurolite, raramente a cianite; è un crenulation cleavage o, più di rado, una foliazione milonitica; nei micascisti ricchi in quarzo è un layering millimetrico di alternanza tra letti a quarzo e a mica prevalenti. Nelle anfiboliti, le pieghe della deformazione D2 sono da centimetriche a decimetriche, strette o isoclinali, a fianchi rettilinei e cerniere puntiformi (Tav. II). Il fabric più penetrativo nelle rocce femiche è la foliazione S2; essa può coincidere con il layering composizionale (letti alternati ad anfibolo o a plagioclasio prevalente) oppure può essere una foliazione milonitica continua (Passchier e

Trouw, 1996) definita dall'orientazione preferenziale di AmpII millimetrico. Le anfiboliti a grana centimetrica contengono granato e biotite e possono avere struttura granoblastica.

Lo studio microstrutturale delle metapeliti indica che i minerali stabili durante D2 sono



(Tav. III) mentre l'associazione stabile che definisce S2 nelle anfiboliti dell'unità DCZ è



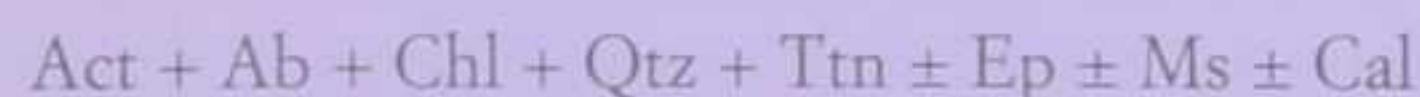
(Tav. IV). Ciò indica che S2 si è sviluppata in facies delle anfiboliti a almandino o in condizioni anfibolitiche (di Paola e Spalla, 2000; di Paola *et al.*, 2001).

- La deformazione D3 genera differenti tipi di strutture, che si sovrainprimono sui fabric preesistenti. Pieghe chilometriche D3 a lunghezza d'onda ettometrica dominano a scala regionale (Fig. 2; Tav. I). Alla mesoscala le pieghe D3 sono da strette ad aperte e le orientazioni delle superfici assiali sono disperse (Tav. I). Il piegamento D3 è associato alla formazione di una foliazione S3 poco pervasiva, con diffusa riattivazione delle superfici S2; nelle metapeliti S3 è una foliazione spaziata e discontinua, marcata da mica chiara, clorite e plagioclasio, che interseca ad angoli ridotti la foliazione S2 (Tav. III). Il fabric composito S2/S3, generato dalla riattivazione meccanica a scala granulare della foliazione S2, è il più pervasivo alla scala regionale. Figure di interferenza tra pieghe, del tipo 3 (Ramsay, 1967), sono generate dalla sovrapposizione di pieghe D3 su pieghe D2 (Tav. II). Le strutture della fase deformativa D3 sono fratture mineralizzate millimetriche, pieghe metriche, o rari piani di foliazione S3, accompagnate, nelle rocce femiche, dalla crescita di minerali in facies scisti verdi.

Lo studio microstrutturale (di Paola e Spalla, 2000; di Paola *et al.*, 2001) mostra che l'associazione di minerali in facies scisti verdi



definisce S3 e sovracresce parzialmente sulla foliazione riattivata S2 nelle metapeliti (Tav. III), mentre la retrocessione D3 in scisti verdi genera la seguente associazione



nelle metabasiti (Tav. IV).

La deformazione alpina ha prodotto il sovrascorrimento delle dolomie mesozoiche del Monte Sasso Pelo (Tav. I). Le dolomie sono separate dal basamento cristallino da un'orizzonte di brecce, potente sino a 10 m, che segna il contatto tettonico: esse contengono clasti dolomitici, privi di orientazione dimensionale, immersi in una matrice carbonatica (Tav. II); il contatto litologico non è mai accessibile all'osservazione lungo il piano di sovrascorrimento e

la sua immersione verso Nord può solo essere dedotta geometricamente. Nelle dolomie si trovano due famiglie sovrapposte di clivaggi di frattura, con diversa orientazione: una più antica, con direzione N-S, è sovrapposta da una successiva, orientata E-W; in tavola I si riportano le proiezioni stereografiche delle misure relative.

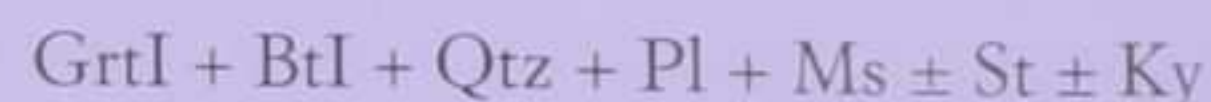
ZONA DERVIO-OLGIASCA (DOZ)

Quest'unità consiste di metapeliti, subordinate metabasiti, metagranitoidi, quarziti, marmi e pegmatiti (Tav. I). Le metapeliti (Tav. V e VI) comprendono micascisti e gneiss con staurolite, biotite, granato $\pm$ cianite, gneiss e scisti a biotite e sillimanite, micascisti a clorite e gneiss a clorite e albite. Si aggiungono pegmatiti (Tav. V) sotto forma di lenti potenti sino al metro, incluse negli gneiss a biotite e sillimanite. Le rocce femiche della zona Dervio Olgiasca sono principalmente anfiboliti, anfiboliti a granato, anfiboliti a clinopirosseno e orneblenditi; queste rocce sono abbondanti, di spessore metrico e le loro condizioni di giacitura derivano dalla strutturazione in boudins a partire da preesistenti livelli (Tav. I). La composizione chimica globale delle rocce femiche corrisponde generalmente al tipo T-MORB, con subordinati tipi N-P-MORB e basalti alcalini (Bocchio e De Capitani, 1998). Le rare orneblenditi hanno generalmente una tessitura granoblastica, con grana millimetrico-centimetrica. Anfiboliti melanocrate e orneblenditi si ritrovano in livelli metrici all'interno dei marmi (Tav. V), presso Musso e nella penisola di Piona. I marmi (Tav. VII), localmente ad anfibolo e clinopirosseno, contengono livelli ricchi di silicati, come zoisite, tremolite, talco e clorite.

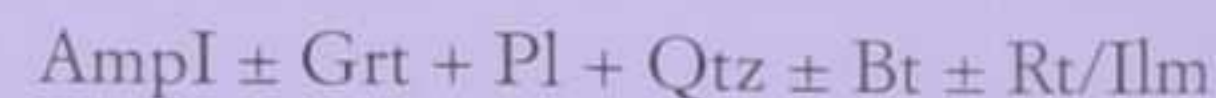
Lo studio strutturale del basamento cristallino della zona Dervio Olgiasca (DOZ) ha fruttato il riconoscimento di tre generazioni di strutture sovrapposte e sinmetamorfiche (Diella *et al.*, 1992; Gosso *et al.*, 1997; Siletto *et al.*, 1990):

-Le strutture D1 sono pieghe relitte isoclinali sradicate, di piccola dimensione, associate a una foliazione di piano assiale tipo *crenulation cleavage* ben sviluppato (S1) (Tav. V); l'intensa ristrutturazione delle rocce femiche durante i successivi stadi della deformazione inibisce la conservazione dei fabric D1.

Dallo studio microstrutturale si può dedurre che nelle metapeliti, la foliazione S1 è contemporanea allo sviluppo della paragenesi



(Tav. VI), e ciò indica che D1 si è sviluppata nelle condizioni della facies anfibolitica (Diella *et al.*, 1992), mentre si può interpretare che la paragenesi stabile precedentemente a D2 per le rocce femiche sia:



(Tav. VIII) (di Paola e Spalla, 2000).

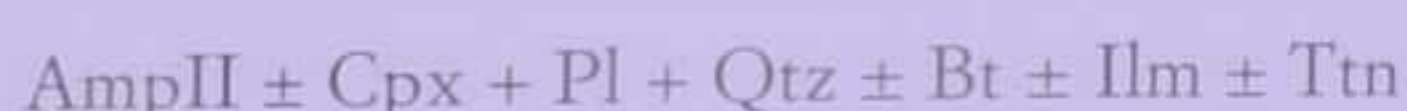
- Le strutture D2 (Tav. V) sono pieghe asimmetriche strette o isoclinali, a scala metrica. La foliazione di piano

assiale S2, prevalentemente con direzione E-W e fortemente inclinata a S, è localmente milonitica. Un diffuso *crenulation cleavage* di estensione, compatibile con un regime di prevalente taglio semplice progressivo, è collegato alla deformazione D2 ed è localizzato entro *shear bands* potenti alcune centinaia di metri; lungo queste *shear bands*, durante gli stadi finali della deformazione D2, si sono messe in posto le pegmatiti, generalmente all'interno degli gneiss a biotite e sillimanite e con un angolo ridotto rispetto alla foliazione S2. Le pegmatiti possiedono nuclei indeformati, ma i margini sono foliati da strutture planari di tipo "s-c". Gli indicatori cinematici contenuti entro le *shear bands* D2 indicano un senso di dislocazione "*top to the west*", compatibile con una deformazione generale di estensione durante la messa in posto delle pegmatite (nel caso che l'intera successione non sia più stata ruotata sotto sopra posteriormente a D2). Nelle anfiboliti la foliazione S2 è il fabric dominante e le lenti di spessore metrico sono generalmente allungate parallelamente a S2.

L'analisi microstrutturale ha mostrato che nelle metapeliti (Tav. VI e VII) la paragenesi

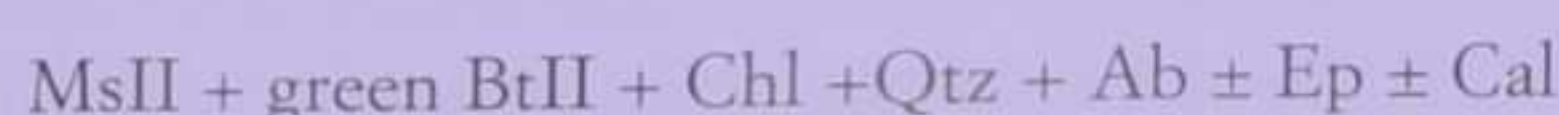


è sincinemica allo sviluppo dei piani di foliazione e di taglio, che rappresentano lo stadio più evoluto della deformazione D2; ciò suggerisce una riequilibrio in condizioni di LP-HT posteriormente all'impronta in facies anfibolitica. Una successiva diminuzione della temperatura è segnalata dalla crescita di andalusite laddove un più avanzato stadio della deformazione D2 è manifestato dal parallelismo dei piani *s* e *c*. I porfiroblasti hanno estinzione ondulata e includono quarzo, plagioclasio, K-feldspato, cianite, granato, staurolite, ilmenite e mica chiara (Diella *et al.*, 1992; Gosso *et al.*, 1997). Nelle anfiboliti la paragenesi stabile che definisce S2 è:

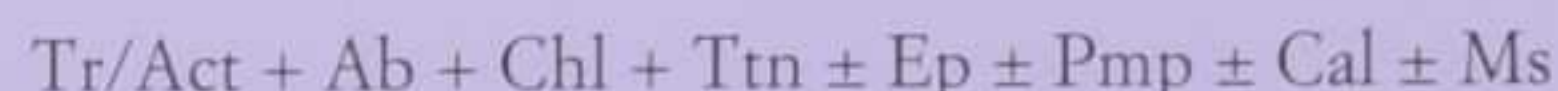


(Tav. VIII) (di Paola e Spalla, 2000), che indica che D2 si è sviluppata in facies anfibolitica di alta temperatura, al confine con le condizioni della facies granulitica di bassa pressione (LP).

-La deformazione D3 è rappresentata da piani di taglio che riattivano le strutture D2, marcate dalla OPD (orientazione preferenziale delle dimensioni dei granuli) della clorite e della mica chiara. D3 genera spesso bande milonitiche e clivaggi di crenulazione estensionali, più frequentemente nelle vicinanze delle linee tettoniche LVGFZ e MFZ. Localmente si trovano pieghe a chevron da decimetriche a metriche, che a volte possiedono una foliazione assiale. Alla microscala si riscontra nelle metapeliti una riequilibrio metamorfica sin-D3 in facies scisti verdi, testimoniata dalla paragenesi:



(Diella *et al.*, 1992; Gosso *et al.*, 1997). Nelle anfiboliti la paragenesi in facies scisti verdi sin-D3 è

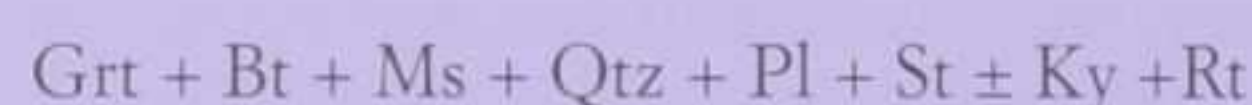


(di Paola e Spalla, 2000).

ZONA MONTE MUGGIO (MMZ)

Quest'unità tettono-metamorfica è composta da gneiss a clorite e albite, metagranitoidi leucocrati (Gneiss Chiari *Auct.*) e da subordinate quartziti. Negli gneiss a clorite e albite sono conservati granato relitto, biotite, staurolite e raramente cianite (Monte Matoch) (Tav. IX). Lenti metriche di anfiboliti a granato a grana fine sono contenute entro agli gneiss. Livelli di quartzite di potenza metrica contengono ridotte quantità di clorite, biotite e mica chiara. L'alternanza di composizione mineralogica dei metagranitoidi è sottolineata soprattutto dalla mica chiara e da subordinata clorite. Di rado la biotite è preservata nelle ombre di pressione ai margini del K-feldspato, o come porfiroclasto. I depositi continentali non metamorfici del Verrucano Lombardo giacciono in discordanza sul basamento metamorfico della zona Monte Muglio (MMZ) (El Tahlawi, 1965; Garzanti e Sciunnach, 1997) che possiede deformazione e metamorfismo polifasici e ne limitano l'età del metamorfismo ad episodi pre-alpini. Lo studio strutturale eseguito sul basamento cristallino della zona MMZ ha portato al riconoscimento di tre generazioni di strutture sovrapposte:

- Le strutture D1 sono raramente preservate alla mezo-scala e i relitti strutturali più comuni sono cerniere di pieghe trasposte D1. Alla micro-scala, al contrario, la foliazione S1 è preservata comunemente all'interno di domini D2 meno deformati. L'associazione mineralogica che sottolinea S1 nelle metapeliti è:



(Tav. IX) (Siletto *et al.*, 1990; Spalla *et al.*, 1998). Nessun relitto del fabric D1 è preservato nei metagranitoidi leucocrati, ma i porfiroclasti di Bt, Kfs, Ap e Tur sono avvolti dalla superficie di foliazione S2.

- Le strutture D2 sono pieghe da strette a isoclinali con un *crenulation cleavage* associato S2 (Tav. IX); durante la deformazione D2 si sono sviluppate anche bande milonitiche. L'albite cresce nei domini Q della superficie di foliazione S2. La foliazione S2 è il fabric planare pervasivo dei metagranitoidi: mostra una tessitura che varia da flaser a milonitica. L'ampia dispersione delle misure della foliazione S2 e degli assi b2 delle pieghe all'interno della zona MMZ è generata dalla rielaborazione meccanica pervasiva di tutte le strutture preesistenti durante la deformazione D3 (Tav. I). Nelle metapeliti la paragenesi mineralogica che costruisce i piani della foliazione S2 è



(Tav. IX), che indica che D2 si è sviluppata nelle condizioni della facies scisti verdi. Nei metagranitoidi leucocrati con struttura da flaser a milonitica, S2 è marcata da

mica chiara e da clorite (Gosso *et al.*, 1997; Spalla *et al.*, 1998).

La deformazione D3 ha sviluppato due gruppi di strutture, dotati di diverso stile e orientazione. Il primo è rappresentato da un'ondulazione debole dei fabric preesistenti, raramente accompagnata da una foliazione di piano assiale, marcata da mica chiara e clorite, entrambe riorientate passivamente all'interno dei letti fillosilicatici; il secondo consiste di pieghe a kinks o a chevron, a volte con geometria coniugata. La deformazione D3 nella zona MMZ è polifasica e varia dallo sviluppo di zone milonitiche a un'impronta cataclastica tardiva, probabilmente correlata a sovrascorrimenti pellicolari sopracrostaali di età alpina (Gosso *et al.*, 1997).

LE ZONE DI FAGLIA LUGANO-VAL GRANDE (LVGFZ) E DI MUSSO (MFZ)

Zone milonitiche potenti 100-200 m sono localizzate lungo i due lineamenti tettonici denominati in letteratura Lugano - Val Grande e Musso; essi costituiscono due potenti zone di faglia, che separano le tre unità tettono-metamorfiche DCZ, DOZ e MMZ (Tav. I). Bande più sottili a tessitura milonitica sono pure frequenti nella unità DOZ tra la Val Grande e la Val Varrone (Tav. I). I due principali lineamenti contengono abbondanti miloniti, ultramiloniti e filloniti (Tav. X e XI). Le metapeliti d'alta temperatura dell'unità DOZ, nelle due strisce rispettivamente a Sud della zona di faglia MFZ e a Nord della zona di faglia LVGFZ, divengono gradualmente sempre più coinvolte nella milonitizzazione in facies scisti verdi (Tav. X e XI). Zone di taglio e miloniti si sono formate in condizioni metamorfiche di scisti verdi. Lungo la zona di faglia di Musso, le metapeliti della unità DOZ si trasformano in ultramiloniti e in filloniti con clorite, mica chiara, albite e quarzo a nastri; esse contengono strutture "s-c" che indicano un senso di taglio semplice destro. Verso il limite con l'unità MMZ, lungo la zona di faglia Lugano - Val Grande, le miloniti in scisti verdi sono intersecate da orizzonti ultramilonitici. Le ultramiloniti consistono di rocce ben foliate, di colore scuro, a grana fine, formate da una massa di fondo molto fine (a clorite, sericite e epidoto, derivate dalla destabilizzazione a bassa temperatura di un plagioclasio di composizione intermedia, granato, biotite, e di più antiche mica chiara e staurolite); si aggiungono porfiroclasti di plagioclasio, muscovite e nastri discontinui di quarzo milonitico. Le miloniti in facies scisti verdi possiedono foliazioni immergenti da SSW a SW (Tav. I). Lineazioni mineralogiche di estensione mostrano una debole ma generalizzata immersione a E-ESE, sia nelle miloniti che nelle ultramiloniti; indicatori del senso di taglio (orientazione ottica preferenziale del quarzo, pesci di mica, etc.) forniscono un senso di dislocazione sinistro attraverso la zona di faglia. Miloniti e ultramiloniti sono ulteriormente rielaborate meccanicamente, fratturate e spesso ridotte in piccole lenti all'interno di una breccia cataclastica. Le rocce cataclastiche sono sempre massicce e sono di vario spessore. Le pseudotachiliti sono frequenti e si sono sviluppate durante diversi stadi dell'attività della faglia.

La faglia di Lugano-Val Grande (LVGFZ) è stata interpretata come una faglia estensionale a basso angolo, successivamente raddrizzata durante l'attivazione di sovrascorrimenti pellicolari di età alpina (Bertotti *et al.*, 1993); questa faglia ha controllato l'evoluzione del bacino sedimentario del Monte Generoso.

LINEAMENTI LEGATI A TETTONICA FRAGILE

L'individuazione di strutture fragili in aree alpine di bassa e media montagna presenta notevoli difficoltà a causa della scarsità di affioramenti del substrato rispetto alle aree coperte da depositi quaternari. La metodologia qui utilizzata è consistita in una prima fase d'analisi di dati satellitari a copertura regionale (Landsat) e di prodotti satellitari e fotografie aeree a più alta risoluzione, allo scopo di ricostruire un modello di fratturazione il più possibile accurato prendendo in considerazione diverse scale di osservazione (e.g. Bistacchi, 1999; Bistacchi *et al.*, 2000; Massironi, 1998). L'integrazione dei dati interpretati su diverse immagini telerilevate ha permesso di costruire una carta dei lineamenti: elementi lineari rettilinei o sub-rettilinei che possono essere l'espressione di diversi elementi geologici, geomorfologici o anche antropici. In una fase successiva, il controllo a terra ha permesso di verificare quali lineamenti siano effettivamente legati all'espressione superficiale di faglie di tipo fragile. A questo scopo, i criteri utilizzati per verificare la corrispondenza tra lineamenti telerilevati e faglie fragili, sono i seguenti:

- rigetti su limiti geologici, quando si riconosce la corrispondenza tra lineamenti telerilevati e discontinuità nei limiti geologici;
- presenza di rocce di faglia di tipo fragile (cataclasi, gouges, pseudotachiliti), affioranti in corrispondenza dei lineamenti;
- forte evidenza geomorfologica di lineamenti associati a importanti contropendenze, rotture di pendenza, ecc., continui attraverso più vallate su lunghe distanze (maggiore di qualche Km), sia perché la forte evidenza morfologica è generalmente sintomo di intensa fratturazione, sia perché in ambito alpino non sono noti altri "oggetti" geologici associabili a lineamenti rettilinei e continui su distanze di diversi Km. In questa categoria rientrano anche i lineamenti evidenziati da allineamenti di frane e di fenomeni di instabilità in genere.

I lineamenti caratterizzati da una concomitanza di questi criteri, sono stati rappresentati in carta in base al criterio ritenuto di volta in volta preponderante e di maggiore affidabilità.

Questa metodologia di analisi ovviamente mette in migliore evidenza alcune faglie di notevole importanza, già note in letteratura, come le zone di faglia di Musso (MFZ) e Lugano - Val Grande (LVGFZ). Inoltre è stato determinato un fitto reticolo di faglie e fratture, prima sconosciute, che in alcuni casi sono associate a importanti rigetti nei limiti delle unità e/o a notevoli spessori di rocce di faglia fragili. Le strutture fragili così ricostruite possono essere suddivise in due sistemi, con orientazione e caratteristiche strutturali più o meno omogenee:

Sistema a direzione E-W, costituito in genere dalle strutture fragili più antiche, quasi sempre associate a potenti orizzonti cataclastici che talora si sviluppano in corrispondenza di preesistenti zone di taglio duttili (es. le zone di faglia di Lugano - Val Grande e di Musso).

Sistema a direzione NNE-SSW, molto penetrativo a scala regionale, considerato il più recente in base a sistematici rapporti di intersezione. Le faglie di questo sistema generalmente mostrano rigetti trascorrenti sinistri (ad es. le strutture che intersecano la zona di faglia Lugano - Val Grande sulla sponda orientale del lago). Lungo lineamenti appartenenti a questo sistema, spesso continui per diversi Km, si è potuta ancora una volta confermare la correlazione tra la presenza di importanti orizzonti cataclastici e una forte evidenza geomorfologica (contropendenze, rotture di pendenza, allineamenti di fenomeni di instabilità dei versanti).

DISCUSSIONE E CONCLUSIONI

Nell'insieme, le tre evoluzioni strutturali e metamorfiche possono essere interpretate come la registrazione dell'episodio di subduzione e collisione d'età varisica (DCZ e MMZ) oltre all'episodio permo-mesozoico di attenuazione crostale (DOZ). I limiti tra le differenti unità tettono-metamorfiche coincidono con due zone di faglia (MFZ e LVGFZ). La faglia LVG è stata interpretata come faglia estensionale a basso angolo, che ha controllato l'evoluzione del bacino sedimentario del Monte Generoso, successivamente raddrizzata durante la convergenza e i sovrascorrimenti pellicolari alpini (Bertotti *et al.*, 1993).

La carta strutturale delle traiettorie delle foliazioni rappresenta il campo totale della deformazione attraverso la configurazione della griglia dei fabric planari; inoltre fornisce sistematiche informazioni sulle tappe della riequilibrio mineralogica, correlate alle variazioni del fabric microstrutturale; in definitiva circoscrive e posiziona l'estensione di ciascuna unità, come porzione crostale che possiede un'evoluzione geologica (meccanica, termica e temporale) coerente ed equivalente in tutto il suo volume. Si dimostra facilmente, con un'attenta lettura, che questo tipo di carta geologica mette in luce che la combinazione dell'età relativa delle foliazioni con l'ambiente metamorfico non è univoca in tutta l'area: un'utilizzazione separata, sia della cronologia relativa delle deformazioni sovrapposte, che delle successive impronte metamorfiche, avrebbe indotto a correlare strutture sin-metamorfiche acquisite nella realtà in epoche differenti e in diversi ambienti geodinamici. Ad esempio, il fabric D2 della DOZ, che si è sviluppato in condizioni metamorfiche di LP-HT a circa 226 Ma, non può essere correlato col fabric D2 della MMZ, formatosi in condizioni della facies scisti verdi e che predata la deposizione delle coperture sedimentarie Permiane (quindi più antico di 260 Ma). Parallelamente, come visto in precedenza, si è instaurata una riequilibrio metamorfica in facies scisti verdi in tempi differenti e in vari ambienti geodinamici nella DCZ, DOZ e MMZ: essa non è pertanto correlabile attraverso le tre unità tettono-metamorfiche. Infine, se si utilizzano questo tipo di analisi e di rappresentazione in carta, l'indivi-

duazione dei volumi nei quali la sequenza di impronte strutturali e metamorfiche è coerente, diviene immediata. Come ulteriore vantaggio, questa nuova procedura analitica, che connette strettamente l'evoluzione metamorfica e quella dei fabric planari, chiarisce che l'impronta metamorfica dominante non coincide necessariamente con il raggiungimento delle condizioni di T_{max} - P_{Tmax} corrispondenti ad ogni ciclo P-T-d-t (Spalla *et al.*, 2000; Zucali *et al.*, 2002). Di conseguenza, la distribuzione regionale delle impronte metamorfiche dominanti non coincide con il "gradiente metamorfico di terreno" (England e Richardson, 1977; Spear *et al.*, 1984), concetto che non può pertanto essere applicato per individuare le unità tettono-metamorfiche in volumi crostali coinvolti da deformazione e metamorfismo polifasici.

RINGRAZIAMENTI

G. Pasquarè e L. Vezzoli ci hanno stimolato a sintetizzare in questo lavoro più di dieci anni di rilevamenti geologico-strutturali. Desideriamo ringraziare A. Tunesi, G. Bove, C. Locatelli, M. Nardo, M. Pellegrino, L. Soldo, L. Todeschini e P. Tognini, che hanno condiviso, almeno in parte con noi, il rilevamento. J.M. Lardeaux e G.V. Dal Piaz hanno contribuito, con costruttive revisioni del testo e dell'impianto grafico della carta, a migliorare la presentazione. Sono stati utilizzati fondi MUR-ST "Cofin" e CNR-Centro di Studio per la Geodinamica Alpina e Quaternaria, Milano, oltre a contributi per la stampa dell'ex "CNR- Gruppo di Ricerca per la Geodinamica del Sistema Alpi-Appennino" (ex Gruppo Alpi) e dell'Università dell'Insubria, Como. C. Malinverno e G. Chiodi hanno rispettivamente eseguito le sezioni sottili e le microfotografie.

BIBLIOGRAFIA

- BERTOTTI G., 1991 - *Early Mesozoic extension and Alpine shortening in the western Southern Alps: the geology of the area between Lugano and Menaggio (Lombardy, Northern Italy)*. Mem. Sci. Geol., v. 43, pp. 17-123.
- BERTOTTI G., SILETTO G.B. and SPALLA M.I., 1993 - *Deformation and metamorphism associated with crustal rifting: Permian to Liassic evolution of the Lake Lugano-Lake Como area (Southern Alps)*. Tectonophysics, v. 226, pp. 271-284.
- BISTACCHI A., 1999 - *Tettonica neoalpina nelle Alpi nord-occidentali*. Tesi di dottorato, Padova.
- BISTACCHI A., EVA E., MASSIRONI M. and SOLARINO S., 2000 - *Miocene to Present kinematics of the NW-Alps: evidences from remote sensing, structural analysis, seismotectonics and thermochronology*. J. Geodynamics, v. 30, pp. 205-228.
- BOCCHIO R., CRESPI R., LIBORIO G. e MOTTANA A., 1980 - *Variazioni composizionali delle miche chiare nel metamorfismo progrado degli scisti sudalpini dell'alto lago di Como*. Mem. Sci. Geol., v. 34, pp. 153-176.
- BOCCHIO R. and DE CAPITANI L., 1998 - *The amphibolites of the South-Alpine basement in the upper Lake Como region (Italy)*. Atti Soc. It. Sci. Nat., Milano, v. 139, pp. 101-125.
- CONNORS K.A. and LISTER G.S., 1995 - *Polyphase deformation in the western Mount Isa Inlier, Australia; episodic or continuous deformation?* Journ. Struct. Geol., 17(3), pp. 305-328.
- DI PAOLA S. and SPALLA M.I., 2000 - *Contrasting tectonic records in pre-Alpine metabasites of the Southern Alps (Lake Como, Italy)*. J. Geodynamics, v. 30, pp. 167-189.

- DI PAOLA S., SPALLA M.I. and GOSSO G., 2001 - *New structural mapping and metamorphic evolution of the Domaso-Cortafò Zone (Southern Alps - Lake Como)*. Mem. Sci. Geol., v. 53, pp. 1-14.
- DIELLA V., SPALLA M.I. and TUNESI A., 1992 - *Contrasted thermo-mechanical evolutions in the Southalpine metamorphic basement of the Orobic Alps (Central Alps, Italy)*. Journ. Metam. Geol., v. 10, pp. 203-219.
- EL TAHLAWI M.R., 1965 - *Geologie und Petrographie des nordöstlichen Comerseegebietes (Provinz Como, Italien)*. PhD Thesis, ETH Zürich.
- ENGLAND P.C. and RICHARDSON S.W., 1977 - *The influence of erosion upon the mineral facies of rocks from different metamorphic environments*. Journ. geol. Soc. London, v. 134, pp. 201-213.
- ENGLAND P.C. and THOMPSON A.B., 1984 - *Pressure-Temperature-Time paths of regional metamorphism I. Heat transfer during the evolution of regions of thickened continental crust*. Journ. Petrol., v. 25, pp. 894-928.
- FRISCH W., MENOT R.P., NEUBAUER F. and RAUMER VON J.F., 1990 - *Correlation and evolution of the alpine basement*. Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt., v. 70, pp. 265-285.
- FUMASOLI M.W., 1974 - *Geologie des Gebietes nördlich und südlich der Jorio-Tonale - Linie im Westen von Gravedona*. PhD Thesis, E.T.H. Zürich.
- GARZANTI E. and SCIUNNACH D., 1997 - *First day - Permo-Triassic evolution - constraints from the sedimentary records*. Ofioliti, v. 22, pp. 147-152.
- GOSSO G., BRIZIO D., DEREGIBUS C., EUSEBIO A., GALLO M., RATTALINO E., ROSSI F. e TOSETTO S., 1983 - *Due cinematiche possibili per la coppia di falde Brianzonese ligure - Flysch a Elmintoidi*. Mem. Soc. Geol. It., v. 26, pp. 463-472.
- GOSSO G., SILETTO G.B. and SPALLA M.I., 1997 - *International Ophiolite Symposium Field Excursion Guide - continental rifting to ocean floor metamorphism (21st -23rd September 1995): First day: H-T/L-P metamorphism and structures in the South-Alpine basement near Lake Como, Orobic Alps; intracontinental imprints of the Permo-Triassic rifting*. Ofioliti, v. 22, pp. 133-145.
- HOLDAWAY M.J., 1971 - *Stability of andalusite and the aluminium silicate phase diagram*. Am. Jour. Sci., 271, pp. 97-131.
- JOHNSON S.E. and DUNCAN A.C., 1992 - *Fault identification in complexly deformed schist terrains: examples from the USA and Australia*. Tectonophysics, v. 216, pp. 291-308.
- MASSIRONI M., 1998 - *Analisi di prodotti satellitari ottici e radar per lo studio della tettonica fragile in aree di catena montuosa - Il caso delle Alpi nord-occidentali*. Tesi di dottorato, Padova.
- MOTTANA A., NICOLETTI M., PETRUCCIANI G., LIBORIO G., DE CAPITANI L. and BOCCHIO R., 1985 - *Pre-Alpine and Alpine evolution of the Southalpine basement of the Orobic Alps*. Geol. Rdsch., v. 74, pp. 353-366.
- PASSCHIER C.W. and TROUW R.A.J., 1996 - *Microtectonics*. Springer Verlag, Berlin, 289 pp.
- RAMSAY J.G., 1967 - *Folding and Fracturing of Rocks*. McGraw-Hill, New York, 568 pp.
- RAMSAY J.G. and HUBER M., 1987 - *The techniques of modern structural geology, II: Folds and fractures*. Academic Press, London, 308-700 pp.
- REPOSSI E., 1904. *Osservazioni geologiche e petrografiche sui dintorni di Musso (lago di Como)*. Atti Soc. Ital. Sci. Nat., v. 43, pp. 261-303.
- REPOSSI E., 1910. *L'andalusite di Musso (Lago di Como)*. Rend. R. Acc. Lincei, 19, pp. 291-295.
- SANDERS C.A.E., BERTOTTI G., TOMMASINI S., DAVIES G.R. and WILBRANS J.R., 1996 - *Triassic pegmatites in the Mesozoic middle crust of the Southern Alps (Italy): fluid inclusions, radiometric dating and tectonic implications*. Eclogae Geol. Helv., v. 89, pp. 505-525.
- SCHUMACHER M.E. and LAUBSCHER H.P., 1996 - *3D crustal architecture of the Alps-Apennine join - a new view on seismic data*. Tectonophysics, v. 260, pp. 349-363.
- SILETTO G.B., 1991 - *Cronologia relativa dei sovrascorimenti in aree selezionate del basamento Orobico*. Tesi di dottorato, Milano.
- SILETTO G.B., SPALLA M.I., TUNESI A., LARDEAUX J.M. and COLOMBO A. (Eds), 1993 - *Pre-Alpine structural and metamorphic histories in the Orobic Southern Alps, Italy*. In: Pre-Alpine basement in the Alps, pp. 585-598. Springer-Verlag, Heidelberg.
- SILETTO G.B., SPALLA M.I., TUNESI A., NARDO M. and SOLDI L., 1990 - *Structural analysis in the Lario basement (Central Southern Alps, Italy)*. Mem. Soc. Geol. It., v. 45, pp. 93-100.
- SPALLA M.I., CARMINATI E., CERIANI S., OLIVA A. and BATTAGLIA D., 1999 - *Influence of deformation partitioning and metamorphic re-equilibration on P-T path reconstruction in the pre-Alpine basement of central Southern Alps (Northern Italy)*. Journ. Metam. Geol., v. 17, pp. 319-336.
- SPALLA M.I. and GOSSO G., 1999 - *Pre-Alpine tectono-metamorphic units in the central Southern Alps: structural and metamorphic memory*. Mem. Sci. Geol., Volume speciale: 3rd Workshop on Alpine Geological studies, v. 53, pp. 221-229.
- SPALLA M.I., GOSSO G., SILETTO G.B., DI PAOLA S. e MAGISTRONI C., 1998 - *Strumenti per individuare unità tettono-metamorfiche nel rilevamento geologico del basamento cristallino*. Mem. Sci. Geol., v. 50, pp. 155-164.
- SPALLA M.I., LARDEAUX J.M., DAL PIAZ G.V., GOSSO G. and MESSIGA B., 1996 - *Tectonic significance of alpine eclogites*. J. Geodynamics, v. 21, pp. 257-285.
- SPALLA M.I., SILETTO G.B., DI PAOLA S. and GOSSO G., 2000 - *The role of structural and metamorphic memory in the distinction of tectono-metamorphic units: the basement of the Como Lake in the Southern Alps*. J. Geodynamics, v. 30, pp. 191-204.
- SPEAR F.S., SELVERSTONE J., HICKMOTT D., CROWLEY P. and HODGES K.V., 1984 - *P-T paths from garnet zoning. A new technique for deciphering tectonic processes in metamorphic terrains*. Geology, v. 12, pp. 87-90.
- VAI G.B., BORIANI A., RIVALENTI G. e SASSI F.P. (eds), 1981 - *Catena Ercinica e Paleozoico nelle Alpi Meridionali*. Cento anni di geologia Italiana, Jubilee vol. Soc. Geol. It., pp. 133-154.
- ZUCALI M., SPALLA M.I. and GOSSO G., 2002 - *Fabric evolution and reaction rate as correlation tool: the example of the Eclogitic Micaschists complex in the Sesia-Lanzo Zone (Monte Mucrone - Monte Mars, Western Alps Italy)*. Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt., v. 82, pp. XX1-XX26.