

## GENESI ED EVOLUZIONE DELLO ZOCCOLO PRE-MESOZOICO DI ALCUNI SETTORI DEL BRIANZONENSE LIGURE INTERNO

LUCIANO CORTESOGNO

Istituto di Petrografia, Università di Genova, Corso Europa, 16132 Genova

RENATO GIANOTTI, MARIO OXILIA (†), MARIO VANOSI

Istituto di Geologia, Università di Pavia, Strada Nuova 65, 27100 Pavia

RICCARDO VANNUCCI

Istituto di Geologia, Università di Urbino

**RIASSUNTO.** — Il lavoro prende in esame alcune aree delle Alpi liguri a Sud di Mondovì (fig. 1), nelle quali sono stati effettuati nuovi rilevamenti di dettaglio (figg. 2-6), con particolare riguardo ai terreni pre-mesozoici di pertinenza brianzonese ligure interna, investigati per riconoscerli — con metodi petrografici e chimici (figg. 7-12) — le litologie primarie e l'evoluzione deformativa-metamorfica e per definirvi la stratigrafia (figg. 13 e 14).

Nella zona della bassa val Casotto ed in altre adiacenti le anfiboliti a glaucofane precedentemente assegnate al Permo-Carbonifero fanno parte in realtà di un complesso pre-westfaliano mostrante evidenze di un'evoluzione metamorfica polifasica prealpina, del tutto equivalente a quella degli gneiss e delle anfiboliti dei massicci di Savona e Calizzano. Esso costituisce un elemento (« *Elemento di Bagnaschino* ») di pertinenza brianzonese molto interna, tettonicamente indipendente dal substrato permo-carbonifero.

Le « Migmatiti di Nucetto », cartografate nei fogli Albenga-Savona e Ceva della Carta Geologica d'Italia nelle zone di Nucetto e di Lisio (ed affioranti anche in val Casotto, alla Costa Dardella), precedentemente interpretate come derivanti da metasomatosi di sedimenti permo-carboniferi, costituiscono in realtà corpi complessi, geometricamente e stratigraficamente sottostanti al Permo-Carbonifero stesso. In essi sono stati distinti orto e paraderivati (rispettivamente *Ortogneiss di Nucetto* e *Paragneiss di Lisio*).

I primi sono ortogneiss granitoidi, con tracce abbastanza evidenti di una fase metamorfica prealpina di temperatura elevata, in facies anfibolitica, con ricristallizzazione all'equilibrio di biotite, muscovite, K-feldspato, oligoclasio e, probabilmente, granato almandinico. Le analisi chimiche indicano che i magmi originari, a carattere calcocalcino, derivano da anatessi crostale di rocce verosimilmente metasedimentarie. Non esistono al momento dati

sicuri per datare la loro messa in posto al termine del ciclo ordoviciano-siluriano, piuttosto che all'inizio di quello varisco.

I Paragneiss di Lisio — per i quali si propone ipoteticamente un'età namuriana-westfaliana, posteriore al metamorfismo varisco, di cui appaiono privi — constano di metasedimenti da grossolani a fini, a composizione da arcocosa a quarzifica, probabilmente derivati dallo smantellamento dei sottostanti ortogneiss.

In condizioni di giacitura non chiara, al limite tra Ortogneiss e Paragneiss, si sono rinvenuti piccoli corpi di rocce marcatamente leucocratiche riferibili a granofiri (*Granofiri di rio Castorello*), che i dati chimici e le osservazioni microstrutturali indicano derivati da anatessi crostale. La mancanza in essi di tracce di un metamorfismo prealpino e la presenza del metamorfismo polifasico alpino delimitano l'intervallo Carbonifero superiore-Cretaceo, nell'ambito del quale diverse considerazioni lasciano preferire, per l'età della loro messa in posto, il Permo-Carbonifero.

Al tetto dei Paragneiss sono presenti metasedimenti fini (*Scisti di Viola*) di presunta età westfaliana-stefaniana, costituiti da filladi e scisti quarzomicacei, con o senza grafite, scisti a cloritoide, ecc., comportanti intercalazioni di spessore variabile di metaderivati di prodotti lavici e piroclastici, più o meno rimaneggiati, a chimismo intermedio, assimilabili a quelli della Formazione di Eze.

Stratigraficamente interposte tra Paragneiss e Scisti si osservano localmente metarioliti (*Metarioliti di C. Lisetto*), a grossi cristalli di K-feldspato, a carattere calcocalcino.

Le formazioni sopra dette appartengono tutte all'unità di *Pamparato-Murialdo*, collocata nel dominio brianzonese interno. Nell'ambito di quest'ultimo, ma in posizione più esterna, è situata l'unità di *Mallare*, il cui basamento, formato dal massiccio di *Barbassiria*, è stato preso in considerazione per

confrontarlo con i predetti massicci di Nucetto, Costa Dardella e Lisio. In esso sono state riconosciute le stesse litofacies (ortogneiss granitoidi, metasedimenti poggianti su questi, granofiri e metarioliti) precedentemente descritte, pur con caratteri specifici e con rapporti e spessori in parte diversi.

Ben correlabili a quelli di Nucetto, per chimismo e caratteri petrografici, sono gli ortogneiss, nei quali non è stato tuttavia possibile mettere in evidenza con sicurezza una fase metamorfica prealpina.

Le metarioliti, qui assai più abbondanti — probabilmente perché situate in un'area che nel Carbonifero superiore era interessata da fenomeni distensivi, testimoniati dall'esistenza di strutture a Graben — sono complessivamente simili a quelle di C. Lisetto, dalle quali si possono tuttavia distinguere per un carattere mediamente più acido e tendenzialmente più alcalino.

I granofiri, qui molto frequentemente associati agli ortogneiss in corpi più o meno lentiformi da sub-metrici a decametrici e forse anche « intercalati » ai metasedimenti ed alle metarioliti, mostrano anch'essi caratteri petrografici e chimici sostanzialmente correlabili con quelli dei Granofiri di rio Castorello.

Si propone pertanto, in forma dubitativa, una correlazione cronostatigrafica tra le formazioni omologhe dei massicci delle due unità strutturali di Pamparato-Murialdo e di Mallare. Si propone inoltre la correlazione tra gli Scisti di Viola e la copertura del massiccio di Barbassiria, costituita da metasedimenti da grossolani a fini di età westfaliana superiore-stefaniana (*Formazione di Ollano*). In questi ultimi sono ancora presenti livelli riolitici più o meno tufacei e clasti di rioliti, che sono stati analizzati e confrontati con le metarioliti sopra descritte.

Il quadro prealpino che emerge presenta, accanto a notevoli analogie con altre aree dell'arco alpino occidentale — quali la presenza di un basamento con gneiss ed anfiboliti a metamorfismo prealpino polifaseico e con metagranitoidi a metamorfismo varisco, ricoperti da metasedimenti carboniferi — anche caratteri peculiari, riassumibili nell'apparente mancanza di granitoidi tardo-ercinici (di cui vengono peraltro segnalate modeste evidenze dirette ed indirette), cui « si sostituirebbe » un'attività essenzialmente vulcanica, a chimismo acido, forse accompagnata anche da messa in posto di granofiri; collocata nel Carbonifero superiore, essa appare precoce rispetto a quella, complessivamente assai più rappresentata, che nel Brianzonese ligure ha generato le ignimbriti riolitiche permiane.

La fase ercinica principale, metamorfica sincristosa, sarebbe quella sudetica, mentre all'asturiana ed alla saaliana corrisponderebbero essenzialmente fenomeni di tettonica fragile, legati ad aggiustamenti isostatici e/o ad un principio di rifting, accompagnati dalla messa in posto delle vulcaniti permo-carbonifere (fig. 14).

Nei terreni pre-mesozoici del Brianzonese ligure interno di tutte le aree esaminate nel presente lavoro l'evoluzione metamorfico-strutturale alpina appare caratterizzata come segue.

L'elemento di Bagnaschino è contraddistinto da una prima fase di pressione molto elevata e bassa temperatura: la coesistenza di giacite pressoché pura con quarzo, assieme alla comparsa di lawsonite

e talvolta pumpellyite, nonché anfiboli sodici, porta a considerare pressioni superiori ad almeno 8-11 kbs per  $T < 400^{\circ}C$ . Tale fase non sembra associata a deformazioni molto penetrative. Si hanno invece evidenze di una fase deformativa posteriore, relativamente energica e penetrativa, accompagnata da una seconda fase metamorfica, con caratteri essenzialmente retrogradi, legati ad un forte decremento barico.

Nelle unità di Pamparato-Murialdo e di Mallare si osservano caratteri di notevole uniformità sia nei metagranitoidi dei massicci di Nucetto, Costa Dardella e Barbassiria, sia nelle loro coperture pre-mesozoiche.

L'assetto deformativo quasi ovunque osservabile comporta due prime fasi isoclinali, con scistosità di flusso, molto penetrative; le due foliazioni risultano peraltro quasi ovunque parallele e pertanto per lo più indistinguibili. Sostanzialmente intercinematica fino a postcinematica rispetto ad esse è una fase metamorfica caratterizzata principalmente dalla presenza di cloritoide in alcuni metasedimenti e dalla coesistenza di pumpellyite con anfibolo sodico o attinolite in rocce basiche. Una biotite verde sembra talvolta coesistere con phengite. Le paragenesi ed il contenuto in  $Si^{++}$  delle phengiti corrispondono alle condizioni di più bassa temperatura e di relativamente alta pressione nell'ambito della facies degli scisti verdi (6-7 kbs per  $T \approx 350^{\circ}C$ ).

Alla prima complessa fase deformativo-metamorfica, probabilmente correlabile, a scala geodinamica, con movimenti lungo piani di taglio ensialici, fa seguito un'ulteriore fase deformativa, globalmente meno energica e penetrativa della precedente, che nell'area esaminata determina strutture retroflesse, a vergenza interna. La riequilibrio delle paragenesi precedenti si realizza pressoché contemporaneamente, in condizioni genericamente attribuibili a scisti verdi di bassa temperatura; le miche bianche, coesistenti ancora con biotite verde, hanno carattere di phengiti od anche di ferromoscoviti ed il loro contenuto in  $Si^{++}$  risulta in accordo con una diminuzione delle pressioni verso valori attorno a 2-4 kbs.

Verosimilmente connesse con la torsione sinistra dell'arco alpino e con aggiustamenti isostatici, le successive blande fasi duttili (alla più antica delle quali si accompagna, nelle litologie adatte, un clivaggio di frattura o anche di strain-slip discretamente pervasivo) non sono generalmente associate ad importanti processi di ricristallizzazione.

RÉSUMÉ. — Ce travail se rapporte à quelques zones des Alpes ligures au Sud de Mondovi (fig. 1), dans lesquelles de nouveaux levés de détail ont été exécutés (figs. 2 à 6); les recherches ont porté notamment sur les terrains anté-mésozoïques du Briançonnais ligure interne, dans le but d'en reconnaître — par des méthodes pétrographiques et chimiques (figs. 7 à 12) — les lithofaciès originels et l'évolution du métamorphisme et de la déformation ainsi que d'en préciser la stratigraphie (figs. 13 et 14).

Dans la région du bas val Casotto et dans d'autres régions voisines les amphibolites à glaucophane, précédemment placées dans le Permo-Carbonifère, font partie en réalité d'un complexe anté-west-

phalique montrant les effets d'une évolution métamorphique polyphasée anté-alpine, très comparable à celle des gneiss et des amphibolites des massifs de Savone et de Calizzano. Il constitue un élément (« Élément de Bagnaschino ») d'obédience Briançonnaise très interne, tectoniquement indépendant du substratum permo-carbonifère.

Les « Migmatites de Nucetto », cartographiées sur les feuilles d'Albenga-Savona et Ceva de la Carte Géologique d'Italie dans les zones de Nucetto et de Lisio (et affleurent aussi en val Casotto, à la Costa Dardella), interprétées auparavant comme dérivées d'une métasomatose de sédiments permo-carbonifères, forment en fait des corps complexes, géométriquement et stratigraphiquement sous-jacents au Permo-Carbonifère. On y a distingué des dérivés ortho et para (respectivement *Orthogneiss de Nucetto* et *Paragneiss de Lisio*).

Les premiers sont des orthogneiss granitoïdes, avec des traces assez évidentes d'une phase métamorphique anté-alpine de haute température (faciès des amphibolites), avec recristallisation à l'équilibre de biotite, muscovite, feldspath potassique, oligoclase et, probablement, grenat almandin. Les analyses chimiques indiquent que les magmas originels, à caractère calco-alcalin, dérivent d'une anatexie crustale de roches vraisemblablement métasédimentaires. Actuellement on ne dispose pas de données certaines pour dater leur mise en place à la fin du cycle ordovicien-silurien plutôt qu'au début du cycle varisque.

Les Paragneiss de Lisio — pour lesquels on propose hypothétiquement un âge namurien-westphalien, postérieur au métamorphisme varisque, dont il paraît être dépourvus — sont constitués par des métasédiments grossiers à fins, à composition arkosique à quartzitique, probablement dérivés de l'érosion des orthogneiss sous-jacents.

À la limite entre Orthogneiss et Paragneiss — les contacts étant toutefois masqués — on a trouvé de petits corps de roches nettement leucocrates attribuables à des granophyres (*Granophyres du rio Castorello*), que les données chimiques et les observations microstructurales indiquent comme étant dérivés d'une anatexie crustale. L'absence de traces d'un métamorphisme anté-alpin et la présence du métamorphisme polyphasé alpin permettent de limiter l'intervalle pendant lequel ils se sont formés seulement entre le Carbonifère supérieur et le Crétacé, avec une préférence, appuyée sur diverses considérations, pour le Permo-Carbonifère.

Au toit des Paragneiss on trouve des métasédiments fins (*Schistes de Viola*), d'âge westphalien-stéphanien présumé, constitués par des phylades et des schistes grésopélitiques, avec ou sans graphite, schistes à chloritoïde, etc., comportant des intercalations d'épaisseur variable de méta-dérivés de produits laviques et pyroclastiques, plus ou moins remaniés, à chimisme intermédiaire, très comparables à ceux de la Formation de Eze.

Stratigraphiquement interposées entre Paragneiss et Schistes on observe localement des méta-rhyolites (*Méta-rhyolites de C. Lisetto*) à gros cristaux de feldspath potassique, à caractère calco-alcalin.

Toutes les formations susdites appartiennent à l'unité de Pamparato-Murialdo, qui fait partie du domaine Briançonnais interne; dans ce dernier, mais

en position plus externe, se situe l'unité de Mallare, dont le soubassement, formé par le massif de Barbassiria, a été examiné dans le but de le comparer avec les massifs de Nucetto, Costa Dardella et Lisio. Dans ce massif on a reconnu les mêmes lithofaciès (orthogneiss granitoïdes, métasédiments recouvrant ceux-ci, granophyres et méta-rhyolites) précédemment décrits, bien qu'avec des caractères spécifiques et avec des rapports et des épaisseurs en partie différents.

Les orthogneiss sont très comparables à ceux de Nucetto tant pour le chimisme et la pétrographie que pour la genèse anatectique du magma dont ils sont issus, bien qu'il n'ait pas été possible d'y mettre en évidence avec certitude une phase métamorphique anté-alpine.

Les méta-rhyolites, ici bien plus abondantes (probablement parce que situées dans une zone qui au Carbonifère supérieur était intéressée par des phénomènes de distension, dont témoigne l'existence de structures en Graben) sont, tout comme fait, semblables à celles de C. Lisetto, dont elles peuvent tout de même être distinguées par leur caractère en moyenne plus acide et à tendance plus alcaline.

Les granophyres, ici très fréquemment associés aux orthogneiss, en lentilles sub-métriques à décimétriques, et peut-être aussi « intercalés » dans les métasédiments et les méta-rhyolites, montrent eux aussi des caractères pétrographiques et chimiques analogues à ceux du rio Castorello.

Par conséquent on envisage, bien qu'hypothétiquement, que les formations homologues des massifs des deux unités de Pamparato-Murialdo et de Mallare sont chronostratigraphiquement corrélables. On propose en outre la corrélation entre les Schistes de Viola et la couverture du massif de Barbassiria, formée par des métasédiments grossiers à fins, d'âge westphalien supérieur-stéphanien (*Formation de Olano*). Dans ces derniers on trouve encore des niveaux rhyolitiques plus ou moins tuffacés et des galets de rhyolites, qui ont été analysés et comparés avec les méta-rhyolites susdites.

Le tableau anté-alpin qui en ressort montre, à côté d'analogies d'ensemble avec d'autres régions de l'arc alpin occidental (telles la présence d'un soubassement avec gneiss et amphibolites à métamorphisme polyphasé anté-alpin et avec des meta-granodiorites à métamorphisme varisque, recouverts par des métasédiments carbonifères), aussi des caractères particuliers, notamment l'absence apparente de granitoïdes hercyniens tardifs (dont on signale, par ailleurs, de modestes témoignages directs et indirect), qui seraient « remplacés » par une activité essentiellement volcanique à chimisme acide — peut-être accompagnée aussi par une mise en place de granophyres — qui, située dans le Carbonifère supérieur, s'avère précoce par rapport à celle, bien mieux représentée, qui en Briançonnais ligure a produit les ignimbrites rhyolitiques permienues.

La phase hercynienne principale, métamorphique synchisteuse, serait celle sudète, alors qu'aux phases asturienne et saalienne seraient à rapporter principalement des phénomènes de tectonique cassante, liée à un réajustement isostatique et/ou à un début de rifting, accompagnés par la mise en place des volcanites permo-carbonifères (fig. 14).

Dans les terrains anté-mésozoïques du Briançon-

nais ligure interne de toutes les zones examinées, l'évolution métamorphique-structurale alpine apparaît caractérisée de la manière suivante.

L'élément de Bagnaschino est marqué par une première phase de très haute pression et de basse température: la coexistence de jadéite presque pure avec le quartz et en même temps la cristallisation de lawsonite et parfois de pumpellyite, ainsi que d'amphiboles sodiques, amène à considérer des pressions supérieures au moins à 8-11 kbs pour  $T < 400^\circ\text{C}$ . Cette phase ne semble pas être associée à des déformations très pénétratives. On a par contre des évidences d'une phase de déformation postérieure, relativement intense et pénétrative, accompagnée par une deuxième phase métamorphique, à caractère essentiellement rétrograde, liée à une diminution considérable de la pression.

Dans les unités de Pamparato-Murialdo et de Mallare on observe des caractères remarquablement homogènes soit dans les méta-granitoides du sous-bassement des massifs de Nucetto, Costa Dardella et Barbassiria, soit dans leurs couvertures anté-mésozoïques.

Presque partout on peut remarquer que la déformation comporte d'abord deux phases isoclinales, à schistosité de flux très pénétratives; les deux foliations sont par ailleurs presque toujours parallèles et par conséquent elles sont très rarement distinguables l'une de l'autre. Essentiellement inter-à post-cinématique par rapport à celles-ci, on note une phase métamorphique caractérisée principalement par la présence de chloritoïde dans certains métasédiments et par la coexistence de la pumpellyite avec l'amphibole sodique ou l'actinote dans des roches basiques. Une biotite verte semble parfois coexister avec la phengite. Les paragenèses et la teneur en  $\text{Si}^{4+}$  des phengites correspondent aux conditions de température la plus basse et de pression relativement haute (6-7 kbs pour  $T \approx 350^\circ\text{C}$ ) dans le faciès des schistes verts.

À la première phase, complexe, de déformation et métamorphisme, probablement liée, à l'échelle géodynamique, à des mouvements le long de plans de cisaillement intra-continentaux, succède une phase de déformation, moins intense et moins pénétrative que la précédente, qui, dans la région examinée, produit des rétroplissements à vergence interne. La transformation des paragenèses précédentes se réalise presque en même temps, dans les conditions des schistes verts de basse température; les micas blancs, qui coexistent encore avec la biotite verte, ont les caractères des phengites ou aussi des ferromuscovites et leur teneur en  $\text{Si}^{4+}$  est en accord avec une diminution des pressions vers 2-4 kbs.

Vraisemblablement liées à la torsion senestre de l'arc alpin et à des réajustements isostatiques, les faibles phases ductiles ultérieures (la plus ancienne de celles-ci est accompagnée, dans les lithofaciès convenables, par une schistosité de fracture ou même de strain-slip discrètement pénétrative) ne sont en général pas associées à des processus de recristallisation importants.

## 1. Inquadramento

Nel presente lavoro sono state esaminate (fig. 1) alcune aree delle Alpi Marittime, a

Sud di Mondovì, a cavallo dei fogli Albenga-Savona, Ceva, Boves e Cuneo, nelle quali affiorano terreni metamorfici pre-mesozoici ritenuti di pertinenza Brianzonese ligure.

Un quadro sintetico delle conoscenze precedenti relative alle formazioni distinte ed alla loro distribuzione nelle diverse unità strutturali può essere desunto (tab. 1) dalle recenti messe a punto di uno di noi (VANOSI, 1976, 1980 et bibl.).

Nel Brianzonese esterno e mediano la successione inizia con metasedimenti da grossolani a fini, con livelli carboniosi, attribuiti al Westfaliano superiore-Stefaniano sulla base di rare flore (Formazione di Ollano), prosegue con un livello discontinuo e poco potente di metapiroclastiti e metatufiti (Piroclastiti di C. Pollaio), cui succedono metavulcaniti e metavulcanoclastiti acide, potenti almeno diverse centinaia di metri (Porfiroidi del Melogno), assegnate, in base alla loro posizione,

TABELLA 1

*Distribuzione delle formazioni permo-carbonifere, dei granitoidi e delle polimetamorfiti prealpine nelle diverse unità strutturali del Brianzonese ligure*

Distribuzione desunta dai dati della letteratura. La stratigrafia ricostruita nel presente lavoro introduce nuove formazioni e modifica l'età delle Migmatiti di Nucetto (v. figg. 13 e 14).

BRIANZONSE LIGURE				
FORMAZIONI	UNITÀ			
	Esterno		Interno	
	ORMEA	MALLARE	PAMPARATO-MURIALDO	CALIZZANO-SAVONA
Coperture post-paleozoiche				
Metavulcaniti e metavulcanoclastiti acide (PORFIROIDI DEL MELOGNO)			---	---
Metasedimenti clastici di varia derivazione (SCISTI DI GORRA)	---	---		
Metavulcaniti intermedie-basiche (FORMAZIONE DI EZE)	---	---		
Fillidi greftitiche (FORMAZIONE DI MURIALDO)				
Metasedimenti da grossolani a fini, con livelli carboniosi (FORMAZIONE DI OLLANO)				
"Granitoidi" presunti permiani (MIGMATITI DI NUCETTO)				
Granitoidi ercinici o più antichi (GRANITI DEL TORRENTE LETIMBRIO)				
Polimetamorfiti prealpine (AMFIBOLITI DEL MONTE SPINARDA E GNEISS DI ALBISOLA)				

al Permiano inferiore. La stessa età viene attribuita anche a scisti di varia composizione mineralogica (Scisti di Gorra), considerati essenzialmente come metasedimenti di derivazione vulcanica e ritenuti eteropici dei Porfiroidi. La successione predetta caratterizza il substrato pre-mesozoico dell'unità di Ormea.

Nel Brianzese interno sono state distinte, in posizione via via più interna, le tre unità di Mallare, di Pamparato-Murialdo e di Calizzano-Savona.

La successione pre-mesozoica dell'unità di Mallare è analoga a quella dell'unità di Ormea; nella Formazione di Ollano sono state segnalate (CERRO et al., 1970) testimonianze di un'attività vulcanica acida precoce, più antica di quella documentata dai Porfiroidi. Alla base della Formazione di Ollano affiora il massiccio granitoide di Barbassiria, la cui età e genesi sono state oggetto di discussione (BLOCH, 1964 a, b; CERRO et al., 1969 c).

Sensibilmente diversa è invece la successione pre-mesozoica dell'unità di Pamparato-Murialdo, comportante: filladi e parascisti grafitici (Formazione di Murialdo) correlati cronostatigraficamente, senza prove paleontologiche, ai metasedimenti della Formazione di Ollano; parascisti (Scisti di Gorra) e metavulcaniti a chimismo intermedio (Formazione di Eze); queste ultime sono ritenute intercalate in entrambe le altre formazioni. Alla Formazione di Eze è stata assegnata (CERRO et al., 1978) anche la massa di anfiboliti glaucofaniche affiorante nella bassa val Casotto, in località Bagnaschino, ripresa in esame nel presente lavoro.

Alla base della Formazione di Murialdo o degli Scisti di Gorra affiorano in diversi punti (Nucetto, Lisio, Monte Rotondo, Priella, ecc.) rocce granitoidi che nella seconda edizione dei fogli Ceva ed Albenga-Savona figurano assegnate alla formazione delle « Migmatiti di Nucetto » e considerate (BONI et al., 1971; FRANCANI et al., 1971) derivate da migmatizzazione di sedimenti carboniferi realizzatasi verosimilmente nel Permiano. Tale ipotesi è stata peraltro criticata (BORIANI et al., 1976) o vista con scetticismo (D'AMICO e MOTTANA, 1976) su basi sia teoriche che geologiche regionali. In posizione geometrica analoga e con facies molto simili a quelle di Nucetto esiste una massa granitoide anche nella bassa val Casotto,

nella zona della Costa Dardella (CONTI, 1950; CERRO et al., 1975).

Infine, l'unità di Calizzano-Savona, sprovvista di copertura post-paleozoica, è costituita da polimetamorfiti (Anfiboliti del Monte Spinarda; Gneiss di Albisola) di età pre-westfaliana superiore, nelle quali è stata recentemente riconosciuta l'esistenza di due cicli metamorfici prealpini (MESSIGA, 1981) e da granitoidi (Graniti del Torrente Letimbro) di età ercinica o più antica (DEL MORO et al., 1982).

Come abbiamo messo in evidenza, il problema a priori più aperto, nell'ambito del quadro sopra esposto, concerne la genesi e l'età delle masse granitoidi di Nucetto, Lisio e della Costa Dardella ed è pertanto da questa che la nostra indagine ha preso avvio; successivamente essa è stata estesa, per confronti, anche al massiccio di Barbassiria. Inoltre, la necessità di definire i rapporti tra massicci e terreni circostanti ci ha portato anche ad un riesame di questi ultimi che, benchè condotto non sistematicamente, ha messo in luce un certo numero di dati precedentemente ignorati, o sottovalutati, o non correttamente interpretati.

## 2. La bassa Val Casotto ed i massicci di Lisio e di Nucetto

### 2.1. LINEAMENTI STRATIGRAFICO-TETTONICI

Nell'area suddetta (fig. 1) affiorano, nelle grandi linee, tre gruppi di unità tettoniche, assegnati rispettivamente (COTTA RAMUSINO e OXILIA, 1978; OXILIA, 1978; OXILIA e VANOSSI, 1978; VANOSSI, 1980) ai domini brianzese interno (unità di Pamparato-Murialdo), prepiemontese-piemontese esterno (unità di Monte Sotta, di Villanova, di Montaldo) e liguro-piemontese (unità di Massimino e di Mombasiglio).

Il loro attuale ordine di sovrapposizione non corrisponde ovunque a quello che deriverebbe da un semplice appilamento verso l'esterno di unità; con posizione geometrica tanto più elevata quanto più interna è la provenienza; ciò è dovuto a multiple e complesse fasi di trasporto tettonico e di deformazione, registrate anche a scala meso e microstrutturale (v. fig. 1 e figg. 3, 4, 5, 6, rappresentanti inediti rilevamenti di dettaglio).

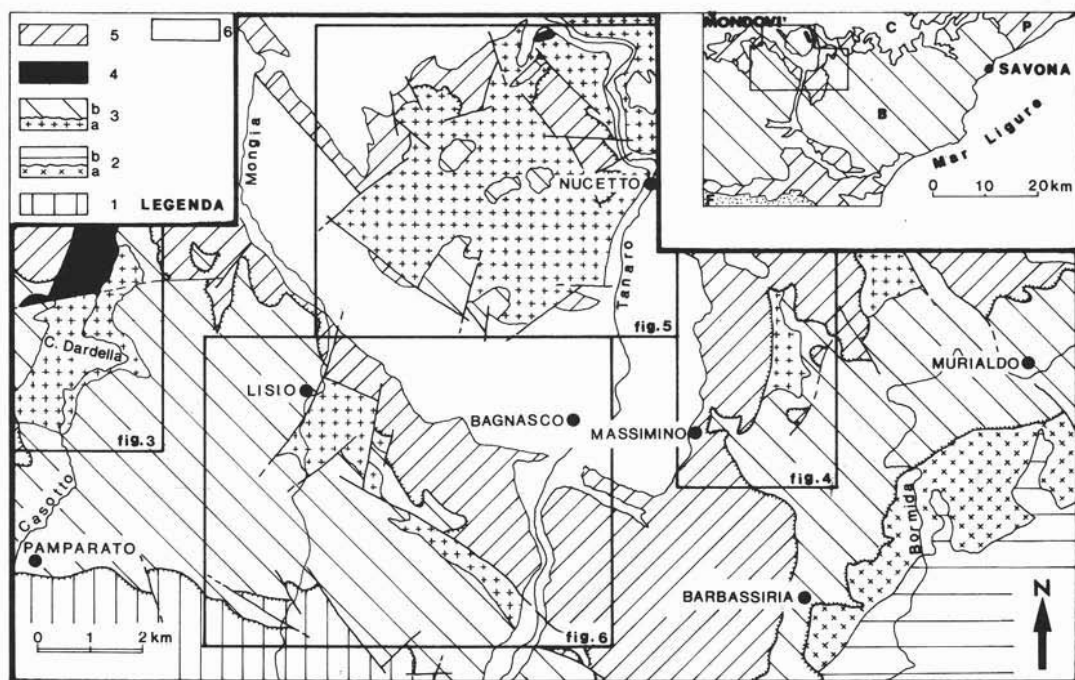


Fig. 1. — Schema semplificato delle unità tettoniche della zona a SE di Mondovì (Alpi Marittime), raggruppante le diverse aree studiate: a Nord la zona del massiccio di Nucetto, cartografata in dettaglio nella fig. 5; più a Sud, procedendo da W verso E, le zone dei massicci di Costa Dardella (fig. 3), Lisio (fig. 6), rio dei Mabiri (fig. 4). Al margine SE il massiccio di Barbassiria.

*Spiegazione della legenda* - Da 1 a 4 = unità brianzonesi [1 = unità di Ormea; 2 = unità di Mal-lare (a = massiccio di Barbassiria; b = copertura); 3 = unità di Pamparato-Murialdo (a = massicci; b = coperture, ivi comprese quelle tettoniche costituite da vari Klippen — Garofano, Balzo, ecc. — di terreni post-paleozoici, presumibilmente in gran parte — o tutti — di pertinenza brianzonese); 4 = elemento di Bagnaschino]. 5 = unità «extra-brianzonesi» (prepiemontesi, piemontesi, liguro-piemontesi) indistinte. 6 = copertura da oligocenica a quaternaria.

*Riquadro in alto a destra* - Schema tettonico semplificato delle Alpi Marittime, con l'ubicazione dell'area studiata. C = copertura da oligocenica a quaternaria. B = Brianzonese ligure. P = Prepiemontese, Piemontese, Liguro-Piemontese, ad eccezione del flysch della Liguria occidentale, indicato con F.

Nell'ambito delle unità prepiemontesi-piemontesi esterne si distinguono due gruppi. Il primo (unità di Monte Sotta e di Villanova) consta esclusivamente di quarziti scitiche, di calcari e dolomie mesotriassici e di una trilogia carbonatica in cui si riconoscono il Norico, il Reticco ed il Lias. In questi terreni non è stata fino ad ora messa in evidenza (MESSIGA et al., 1982) alcuna fase metamorfica alpina ad alto rapporto  $P/T$ . Al secondo gruppo appartiene l'unità di Montaldo, costituita da una successione (con radiolariti, breccie poligeniche ad elementi di derivazione da una crosta «continentale», marmi e Calcescisti) assegnata al Giurassico superiore-Cretaceo inferiore e caratterizzata da un metamorfismo alpino con paragenesi di tipo scisti verdi di bassa temperatura con presenza di anfibolo sodico. I caratteri di questa successione la collocano al margine esterno del dominio liguro-piemontese, senza che sia possibile dire con sicurezza se il substrato su cui si è deposta era a crosta continentale od oceanica.

Il dominio liguro-piemontese (e piemontese in-

terno), con successioni di tipo oceanico, è rappresentato da termini giurassico superiori-cretaceo inferiori, costituenti le locali unità di Massimino e di Mombasiglio, la prima assegnabile alla falda di Montenotte, la seconda, con molte incertezze, al Gruppo di Voltri. Esse sono caratterizzate da un metamorfismo alpino in facies scisti blu, verosimilmente acquisito durante la fase eoalpina.

I rapporti tettonici attuali (nei quali le falde dotate di metamorfismo probabilmente eoalpino, con rapporto  $P/T$  relativamente elevato, si trovano sia sovrapposte che sottoposte a quelle prepiemontesi con successione carbonatica, prive di detto metamorfismo) appaiono spiegabili mediante una sovrapposizione relativamente precoce delle prime alle seconde ed un successivo ripiegamento di tutto l'edificio così formato durante la sua traslazione sul Brianzonese ligure interno. La messa in posto su quest'ultimo, avvenuta dopo che esso aveva già subito un'importante evoluzione tettonico-metamorfica, precede la fase di « serrage », che, nella zona, ha determinato le retroflessioni.

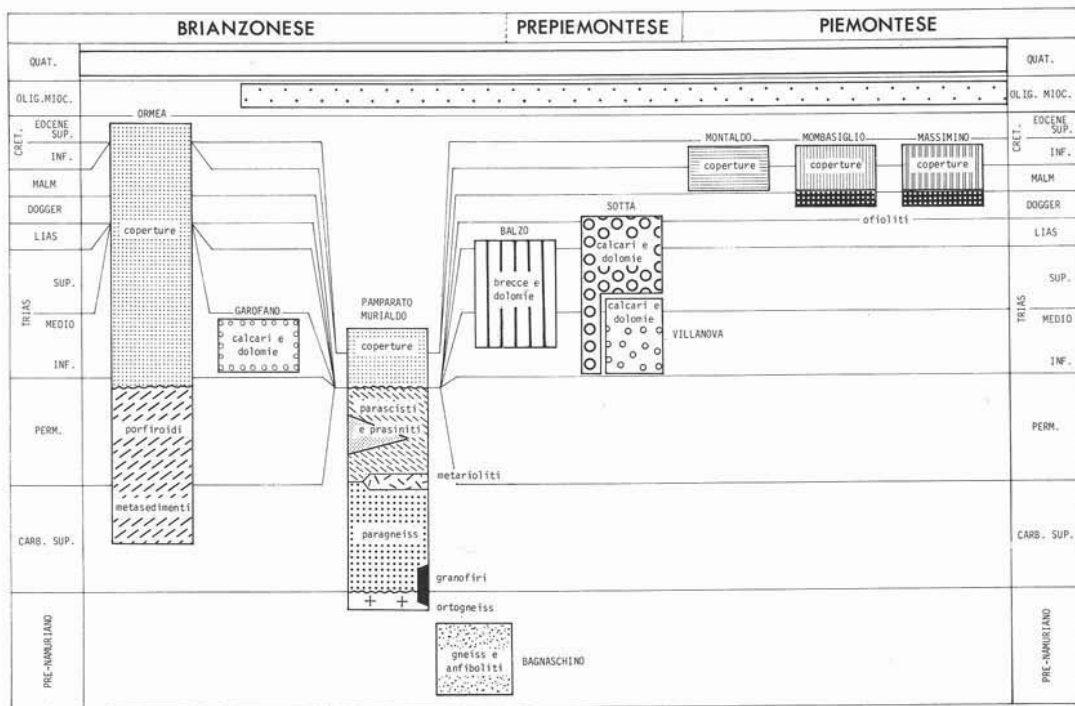


Fig. 2. — Legenda comune per le carte delle figure 3, 4, 5, 6. Le unità tettoniche sono disposte secondo la presunta collocazione paleogeografica, dall'esterno (sinistra) verso l'interno. Il dominio piemontese è qui inteso in senso lato, comprendente anche quello ligure-piemontese; nel suo ambito è possibile che la posizione relativa delle unità di Mombasiglio e di Massimino — tuttora non accertata — debba essere scambiata. L'età del substrato (ove esistente) e delle coperture e le lacune stratigrafiche presenti in queste ultime sono sinteticamente indicate mediante il posizionamento delle colonne rispetto alle isocrone. Le litofacies delle coperture con successioni comportanti svariati litotipi, non precisate nelle colonne, sono sommariamente descritte nel testo, ove sono forniti anche i riferimenti bibliografici per reperire ulteriori informazioni (in particolare per alcune unità di sola copertura, quali quelle del Garofano e del Balzo), omesse nel presente lavoro perchè non attinenti al tema trattato.

Quanto alle formazioni pre-mesozoiche metamorfiche oggetto del presente studio, precedentemente assegnate tutte all'unità di Pamparato-Murialdo (VANOSI, 1980), diremo anzitutto che è stata confermata la loro pertinenza Brianzonese ligure interna, ma che dall'unità predetta è stato separato un elemento (*Elemento di Bagnaschino*) riconosciuto come costituito da polimetamorfiti prealpine, tettonicamente sovrapposto all'unità di Pamparato-Murialdo e correlato all'unità di Calizzano-Savona.

Nell'ambito dell'unità di Pamparato-Murialdo abbiamo distinto due grandi insiemi. Di questi, quello geometricamente più alto è rappresentato dai termini permo-carboniferi, per i quali, per le ragioni illustrate in seguito, abbiamo istituito la nuova formazione degli *Scisti di Viola*.

L'insieme sottostante agli Scisti di Viola è costituito dai terreni dei massicci di Nucetto, Lisio e Costa Dardella, nella bassa val Casotto, precedentemente raggruppati nella formazione delle Migmatiti di Nucetto; in questi abbiamo distinto una porzione superiore, metasedimentaria (*Paragneiss di Lisio*) ed una inferiore, granitoide (*Ortogneiss di Nucetto*).

Ai due predetti grandi insiemi debbono essere aggiunte due formazioni, affioranti solo localmente, di cui non era nota l'esistenza.

La prima è rappresentata da granofiri (*Granofiri di rio Castorello*) situati al limite tra Scisti di Viola, Paragneiss di Lisio ed Ortogneiss di Nucetto (fig. 3), con contatti purtroppo mascherati. La seconda è costituita da metarioliti (*Metarioliti di C. Lisetto*) sottostanti agli Scisti di Viola (fig. 3).

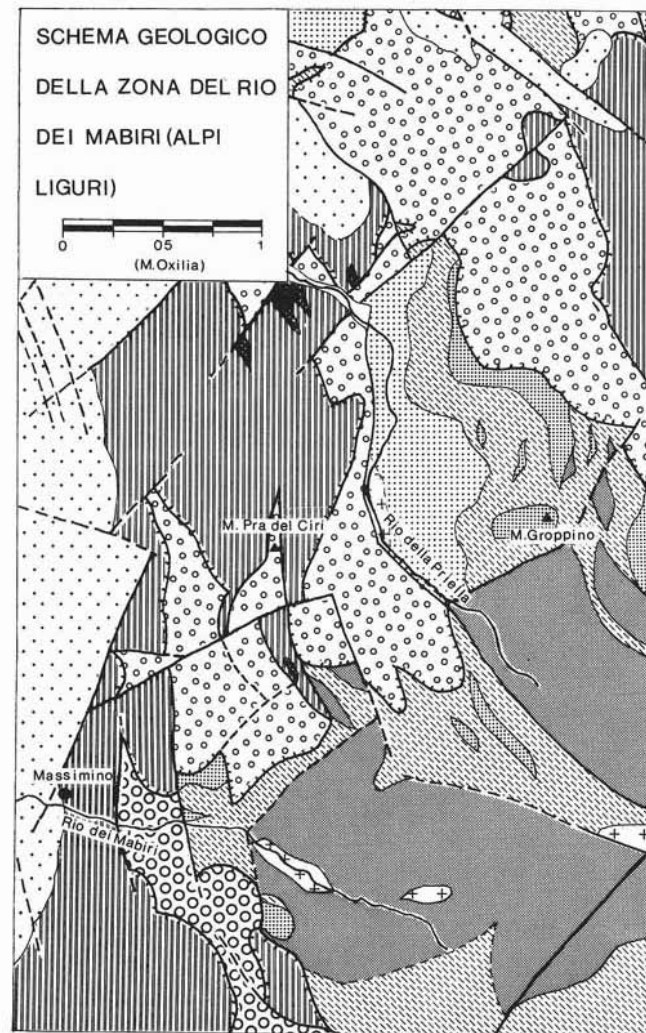
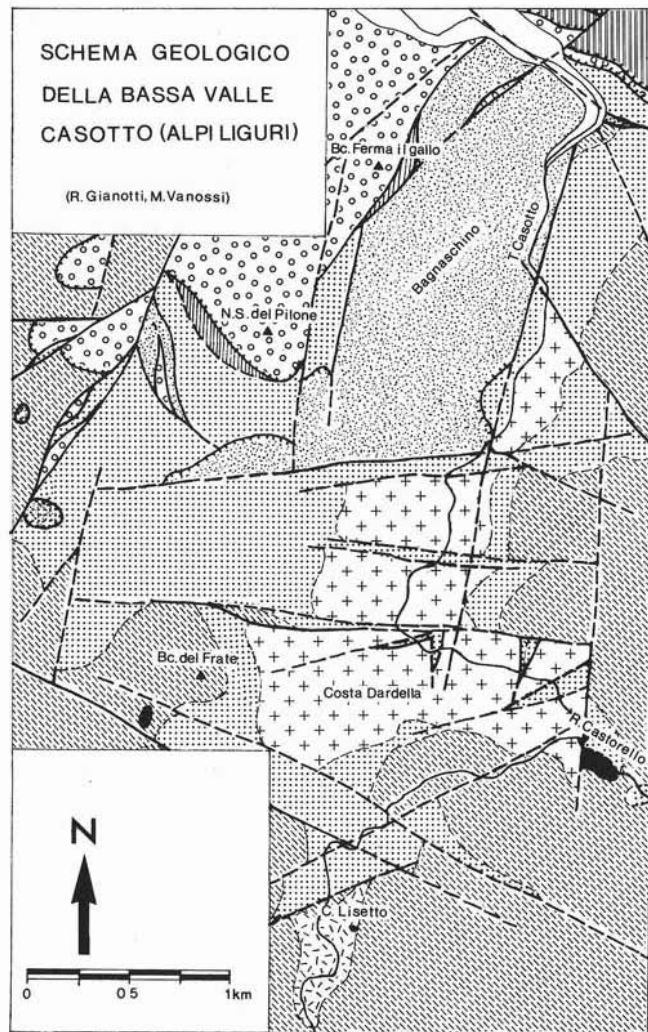


Fig. 3 (a sinistra) e 4. — La collocazione nel contesto geologico regionale delle aree raffigurate è indicata nella fig. 1. La didascalia è rappresentata nella fig. 2.



## 2.2. ANFIBOLITI E GNEISS DELL'ELEMENTO DI BAGNASCHINO

L'affioramento più cospicuo si estende lungo il versante occidentale della bassa val Casotto, a Nord della Costa Dardella, nell'area indicata « Bagnaschino » sulla carta topografica al 1:25.000 dell'I.G.M. (fig. 3). Altri affioramenti analoghi per facies e posizione tettonica sono presenti al rio Mazzarella, al margine NE del massiccio di Nucetto (fig. 5) e nella zona di M. Mezzano, a Sud di Castelnuovo di Ceva.

L'Elemento di Bagnaschino è costituito da anfiboliti e da subordinati gneiss e mica-scisti, relativamente frequenti specie al tetto geometrico dell'elemento stesso, intercalati alle anfiboliti.

A Nord dell'area rappresentata in fig. 3 affiora una successione post-paleozoica molto ridotta, di tipo Brianzonese, sulla quale sono in corso ricerche di dettaglio per accertare se essa possa costituire la normale copertura sedimentaria di anfiboliti e gneiss; in mancanza di dati sicuri, tale successione non è per ora stata inclusa nella stratigrafia dell'elemento in oggetto.

I caratteri primari di anfiboliti e gneiss, quando riconoscibili, sono strettamente assimilabili a quelli delle Anfiboliti del Monte Spinarda e degli Gneiss di Albisola, che concorrono a formare i massicci cristallini di Savona e Calizzano (MESSIGA et al., 1977).

Le anfiboliti, che sull'affioramento appaiono di color verde scuro fino a nero bluastrò, con frequenti alterazioni sui toni del marrone, si presentano per lo più a grana minuta ed omogenea, con fissilità poco marcata e tessitura a bande evidenziata da letti sub-centimetrici più chiari formati da epidoti o, talvolta, da pirosseni egirini.

La tessitura originaria dell'anfibolite è sostanzialmente conservata e le associazioni mineralogiche metamorfiche prealpine — costituite da orneblenda verde, plagioclasti, rutilo, titanite, apatite, occasionalmente granato almandinico o pirosseno salitico (CIMMINO et al., 1976) e forse epidoto clinozoisitico — possono essere in gran parte riconosciute dalle strutture di pseudomorfosi, oltre che da eventuali relitti mineralogici.

L'evento metamorfico alpino è contraddistinto da una prima fase di blastesi di paragenesi caratteristiche di pressione molto ele-

vata e di bassa temperatura, alla quale sono associate deformazioni apparentemente molto blande, che non generano importanti scistosità penetrative. La roccia in questa fase è caratterizzata da microstrutture prevalentemente clastiche, con stiramento e parziale rotazione delle orneblende prealpine.

L'orneblenda è parzialmente pseudomorfosata da anfiboli sodici a composizione di crossite; i plagioclasti sono completamente sostituiti da aggregati di anfibolo sodico e phengite con epidoto clinozoisitico e, talvolta, pirosseno sodico a composizione intermedia tra giadeite ed egirina. In qualche litotipo ricco di femici e scarso di plagioclasti compare già in questa fase anche pumpellyite. Il rutilo subisce ulteriori sostituzioni da parte di titanite e magnetite.

Una fase successiva, con pieghe relativamente aperte e fenomeni deformativi penetrativi, spesso a carattere clastico, è accompagnata dalla trasformazione di pirosseno ed anfibolo sodico in aggregati a carattere uralitico di Mg-riebeckite aciculare con albite e clorite; raramente si osserva una fase di retrocessione finale con albite «ocellare», clorite, epidoti e forse ancora pumpellyite.

Gli gneiss sono prevalentemente a grana fine, a composizione primaria con abbondanti miche muscovitiche e biotite subordinata od assente, ma mostrano anche livelli a tessitura occhiadina per la presenza di elementi relativamente grandi di K-feldspato; il passaggio ai livelli micascistosi è molto graduale, spesso marcato dalla comparsa di granato almandinico. La tessitura gneissica a bande composizionali è generalmente ben manifesta; in qualche caso sono riconoscibili, specie su mica bianca e biotite, le due fasi di deformazione e ricristallizzazione prealpine spesso evidenti negli gneiss dei massicci di Savona e Calizzano.

Anche negli gneiss le paragenesi alpine di alta pressione si sviluppano senza l'evidenza di importanti fasi deformative penetrative. Le trasformazioni principali interessano i plagioclasti, completamente sostituiti da un pirosseno giadeditico molto vicino al termine puro, con phengite e lawsonite. Sulle muscoviti si osservano sia parziale trasformazione che neoformazione di phengite e la biotite appare sempre completamente sosti-



Fig. 5. — La collocazione nel contesto geologico regionale dell'area raffigurata è indicata nella fig. 1. La legenda è rappresentata nella fig. 2.

tuita da clorite, epidoto e/o pumpellyite ed opachi.

Una fase deformativa successiva alle paragenesi di alta pressione è più agevolmente riconoscibile che nelle anfiboliti e sviluppa pieghe a kink talvolta con marcato clivaggio di piano assiale; essa può avere carattere fortemente elastico, con stiramento ed appiattimento delle fasi mineralogiche fino a determinare strutture quasi milonitiche; più raramente sviluppa una scistosità alpina in cui le miche prealpine appaiono ripiegate in cerniere intrafoliali. Questa fase è seguita da retrocessione verso condizioni di scisti verdi di grado molto basso, con scomparsa spesso quasi totale della giadeite e sviluppo di albite, phengite e clorite; frequente è la blastesi postcinematica di albite ocellare.

Caratteristica è la ricristallizzazione alpina in aggregati lenticolari granoblastici di quarzo « nastriforme » prealpino.

L'Elemento di Bagnaschino, essendo costituito da polimetamorfiti prealpine ed apparendo inserito tra il Permo-Carbonifero dell'unità di Pamparato-Murialdo, brianzonese interna, e le unità prepiemontesi-piemontesi esterne, va considerato come un elemento tettonico indipendente.

Ciò è ulteriormente confermato dalla sua evoluzione metamorfica alpina, diversa da quella di tutte le unità con cui viene in contatto ed in particolare da quella dell'unità di Pamparato-Murialdo, in cui l'« alta pressione » ha sviluppato paragenesi di tipo scisti verdi di bassa temperatura con presenza di anfibolo sodico.

L'esistenza di un metamorfismo alpino di pressione molto alta e bassa temperatura da un lato fornisce dunque un ulteriore documento dell'indipendenza tettonica di gneiss ed anfiboliti di Bagnaschino e dall'altro non contrasta con la pertinenza brianzonese interna che la posizione geometrica e le analogie con l'unità di Calizzano-Savona suggeriscono.

Paragenesi a giadeite sono infatti segnalate (MICHARD, 1977) nella « nappe ultrabriançonnaise » della zona di Aceglio, molto probabilmente all'incirca equivalente, per posizione paleogeografica e per evoluzione tettonico-metamorfica, a quella dalla quale pensiamo possano derivare i massicci cristallini liguri.

Nell'ambito di questi ultimi, anzi, sembra che l'Elemento di Bagnaschino, insieme con pochi altri affioramenti omologhi dispersi nell'areale ligure, possa costituire un'entità tettonica indipendente, più alta di quella formata dalla maggior parte del massiccio di Savona (MESSIGA et al., 1982).

## 2.3. GLI SCISTI DI VIOLA

### 2.3.1. Definizione

Come già detto, i terreni costituenti il Permo-Carbonifero dell'unità di Pamparato-Murialdo figurano distinti nella seconda edizione del foglio Albenga-Savona in tre unità litostratigrafiche: la Formazione di Murialdo, gli Scisti di Gorra e la Formazione di Eze.

Solo la Formazione di Murialdo, formata essenzialmente da filladi più o meno grafittiche ed assegnata, in base alla sua posizione, al Westfaliano superiore-Stefaniano, è caratteristica dell'unità in questione. Le altre due sono invece ampiamente rappresentate anche in unità brianzonesi più esterne, in particolare in quella di M. Carmo-Rialto e, subordinatamente, in quella di Mallare.

La Formazione di Eze, comprendente metavulcaniti e metavulcanoclastiti a chimismo intermedio, più o meno rimaneggiate, è litologicamente ben caratterizzata; in base alle sue relazioni con le altre formazioni permocarbonifere dell'areale brianzonese ligure è stato supposto che essa rappresenti un'attività vulcanica distribuita a diversi livelli entro il Permo-Carbonifero (CERRO et al., 1969 b).

Negli Scisti di Gorra sono invece raggruppate rocce di diversa natura: oltre a metasedimenti essenzialmente fini, a questa formazione sono stati cartograficamente assegnati anche tutti i litotipi la cui genesi, in assenza di studi petrografici approfonditi, appariva difficile da interpretare univocamente (scisti quarzo-micacei, scisti clorito-albitici, scisti a cloritoide, ecc.), specialmente a causa delle frequenti alternanze di litotipi diversi; pertanto in essa sono state incluse anche vulcaniti e vulcanoclastiti, sia acide che intermedie molto laminate. La formazione è stata ritenuta essenzialmente eteropica dei Porfiroidi del Melogno e quindi assegnata all'Eopermiano, con inizio nel Carbonifero superiore.

Nell'area coperta dal presente studio e, più in generale, in quella dell'unità di Pam-

parato-Murialdo, le ricerche dettagliate di uno di noi (M.O.) hanno messo in evidenza che la successione permo-carbonifera comporta fin dalla base alternanze ed intercalazioni di filladi e scisti quarzo-micacei grafitici (litologicamente assegnabili alla Formazione di Murialdo) e di scisti quarzo-micacei, filladi, scisti albito-cloritici, scisti a cloritoide (litologicamente assegnabili agli Scisti di Gorra); si tratta di un complesso di metasedimenti prevalentemente fini, nel quale non mancano peraltro intercalazioni di areniti e microconglomerati, presenti sia nei termini grafitici che in quelli non grafitici. Tale complesso appare caratterizzato da un lato dall'assenza o dalla grande scarsità di termini di derivazione vulcanica acida, dall'altro dalla costante associazione con litotipi riferibili alla Formazione di Eze (soprattutto scisti prasinitici ed ovarditici).

L'insieme di questi litotipi, in associazione stratigrafica, definisce quindi una nuova unità litostratigrafica, che deve essere distinta dalle formazioni fin qui identificate nelle Alpi Marittime e considerata eteropica della Formazione di Murialdo. Per essa proponiamo il nome di *Scisti di Viola*, includendovi non solo le alternanze di metasedimenti prevalentemente fini sia grafitici che non grafitici, ma anche tutte quelle intercalazioni di scisti prasinitici che non siano cartografabili separatamente come Formazione di Eze.

### 2.3.2. *Litofacies ed evoluzione metamorfico-strutturale*

Il tipo litologico più diffuso è rappresentato da scisti quarzo-micacei a grana generalmente fine, più raramente grossolana, in livelli a struttura blastopsammitica o blastopsefitica, in cui sono riconoscibili clasti di quarzo o di feldspati detritici e talvolta clasti policristallini di quarzo contenenti grandi lamelle muscovitiche. Sono localmente presenti alternanze di scisti quarzo-filladici a grana finissima contenenti abbondante grafite.

La composizione mineralogica è data da percentuali molto variabili di quarzo (25-85 %) e phengite (5-60 %), con minori quantità di albite (0-10 %) ed inoltre clorite (0-5 %), apatite (0,1-1,5 %), tormalina (0-3 %), zircone (0-0,5 %), titanite (0-2 %) e minerali opachi (0,3-2 %). Occasionalmen-

te possono comparire carbonati (calcite e/o ankerite), generalmente in piccole percentuali (0-5 %); esistono tuttavia rari sottili banchi costituiti prevalentemente da quarzo e carbonati.

Negli scisti grafitici è frequente la blastesi, postcinematica rispetto alle principali deformazioni, di abbondante pirite.

Sono anche frequenti livelli da millimetrici a metrici contenenti percentuali anche elevate (fino ad oltre 30 %) di cloritoide; questi livelli, a grana costantemente fine, contengono anche percentuali mediamente più elevate in clorite (5-25 %), apatite (0,5-1 %), tormalina (1-2 %) ed opachi.

Almeno tre fasi deformative sviluppatasi durante l'evento metamorfico polifasico alpino risultano sufficientemente penetrative da interessare le microstrutture.

Una scistosità  $S_1$ , molto penetrativa, sviluppa nella maggior parte dei litotipi una fine tessitura a bande composizionali con alternanze submillimetriche di miche lepidoblastiche e di quarzo in aggregati granoblastici poligonali o con netta isorientazione dimensionale.

La scistosità  $S_2$  risulta di intensità molto variabile; specialmente nei litotipi filladici si ha la trasposizione pressochè completa di  $S_1$ , che in alcuni casi viene conservata esclusivamente in nuclei di miche deformate; altrove si può avere soltanto sviluppo di un clivaggio trasversale più o meno fitto, generalmente accompagnato da parziale ricristallizzazione del quarzo in granuli appiattiti lobato-indentati e dei fillosilicati. Localmente la  $S_2$  è interessata da un piegamento a kink, che può sviluppare un clivaggio di crenulazione ( $S_3$ ), per lo più poco fitto e non accompagnato da importanti effetti di ricristallizzazione.

Per quanto riguarda l'evoluzione paragenetica, l'elemento più significativo risulta la stabilità del cloritoide, che compare in lamelle relativamente grandi (0,3-1,5 mm) sia parallele che trasversali ad  $S_1$  od in aggregati aciculari raggiati, risultando quindi essenzialmente di blastesi postcinematica rispetto a questa fase; la  $S_2$  deforma costantemente il cloritoide, che solo in alcuni casi sembra ricristallizzare parzialmente in piccoli individui aciculari; comunque, prima dello sviluppo

di  $S_3$  il cloritoide risulta evidentemente instabile ed è largamente pseudomorfosato da cloriti ferrifere, talvolta in aggregati con miche bianche, carbonati, opachi.

L'albite mostra una caratteristica blastesi postcinematica rispetto ad  $S_2$ , con individui grandi, tondeggianti, spesso a struttura elicica (albite ocellare), che sono deformati da  $S_3$ . Apatite e tormalina sono per lo più sviluppate parallelamente ad  $S_1$  e passivamente ruotate da  $S_2$ . Pirite e carbonati hanno invece strutture postcinematiche rispetto ad  $S_2$ .

Gli « scisti prasinitici » compaiono in intercalazioni da decimetriche a decametriche; per la presenza di rari relitti strutturali e per la composizione chimica possono essere considerati metaderivati da prodotti di un vulcanismo a chimismo intermedio, soggetti, nella maggior parte dei casi, a processi di rimaneggiamento sedimentario.

Il passaggio agli scisti quarzatici è quasi sempre graduale ed in prossimità del contatto si verificano in questi ultimi concentrazioni spesso notevolmente superiori alle medie di tormalina, titanite, apatite, oltre che di clorite.

La composizione degli « scisti prasinitici » è molto variabile, passando da termini prevalentemente albitici con mica bianca e clorite subordinate fino a termini con cloriti ed epidoto prevalenti. Sono frequenti e spesso abbondanti titanite ed apatite; quarzo e carbonati compaiono sporadicamente. Un anfibolo sodico a composizione crossitica può svilupparsi in particolare in alcuni livelli con alti tenori in  $Fe^{3+}$  espressi dalla coesistenza di magnetite ed ematite. Nei litotipi più massicci si possono riconoscere strutture blastoporfiriche con pseudomorfosi di albite e miche sericitiche su fenocristalli di plagioclasio.

Nell'area esaminata un solo affioramento, presso il rio dei Mabiri (fig. 4), è costituito da una colata lavica relativamente potente; in questa, oltre a pseudomorfosi su fenocristalli di plagioclasio, sono riconoscibili anche abbondanti fenocristalli di clinopirosseno ruotati e deformati, attorno a cui si sviluppa frequentemente anfibolo glaucofanico. Grandi individui di ilmenite sono sostituiti da titanite. La mesostasi è costituita da un fine aggregato di albite, pumpellyite, attinolute, clorite, epidoto, quarzo, biotite verde, phengite, titanite.

La scistosità  $S_1$ , corrispondente alla  $S_1$  degli scisti quarzo-micacei, sviluppa tessiture a bande submillimetriche di albite e quarzo finemente granoblastici alternati a pumpellyite, mica bianca e clorite. L'epidoto mostra frequentemente una generazione precinematica in granuli deformati e ruotati ed una postcinematica per concrecimento sui precedenti e sviluppo di piccoli idiolblasti. L'anfibolo sodico è più frequente attorno o in fratture dei clinopirosseni, con strutture che ne indicano la genesi sincinematica, ma in alcuni litotipi molto scistosi risulta anche postcinematico, potendo svilupparsi trasversalmente alla scistosità, di cui può includere alcuni elementi.

Lo sviluppo di  $S_2$ , accompagnato da ricristallizzazione parziale di cloriti, epidoto, miche bianche e da sviluppo di albite « ocellare », può obliterare completamente la  $S_1$  nei sottili livelli a composizione prevalentemente albitico-cloritica.

Sulla base dell'analisi meso e macrostrutturale, tuttora in corso, alla più antica foliazione osservabile in sezione sottile ( $S_1$ ) nei vari litotipi sopra descritti corrisponderebbero in realtà due fasi deformative (con pieghe isoclinali, ciascuna accompagnata da una scistosità — rispettivamente  $S_{1a}$  e  $S_{1b}$  — di piano assiale fortemente traspositiva), solo eccezionalmente riconoscibili in cerniere di mesopieghe intrafoliali completamente sradicate. Rispetto a queste due fasi — probabilmente connesse con una subduzione ensialica — le paragenesi ad anfibolo sodico sarebbero essenzialmente inter-, fino a post-cinematiche; in particolare sarebbero per lo più posteriori alla  $S_{1a}$  ed essenzialmente contemporanee, fino a posteriori, rispetto alla  $S_{1b}$  (v. anche MESSIGA et al., 1982).

La  $S_2$  corrisponde quasi certamente alla fase di « serrage », che, nel Brianzoneese interno, genera strutture retroflesse. L'insufficiente quantità di dati fino ad ora raccolti nella zona non ci consente invece di precisare a quale delle due deformazioni duttili tardive — attualmente in studio da parte di uno di noi (M.O.) in diverse unità brianzoni — l'una a direzione NNW o N, l'altra a direzione WNW debba essere ricondotto il clivaggio  $S_3$  osservabile in sezione sottile.

Nelle grandi linee, ed a parte le correlazioni con la prima delle fasi metamorfiche,

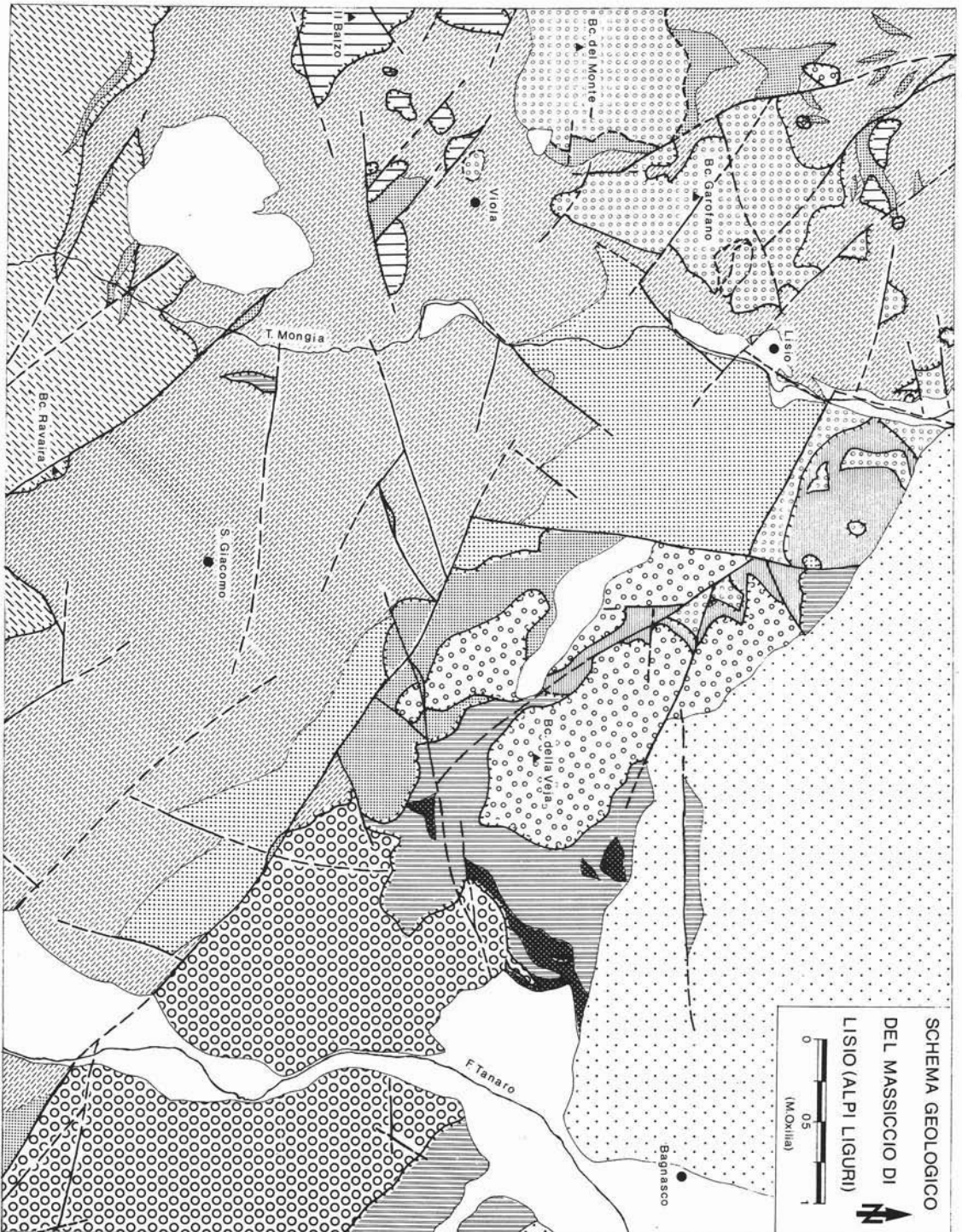


Fig. 6. — La collocazione nel contesto geologico regionale dell'area raffigurata è indicata nella fig. 1. La legenda è rappresentata nella fig. 2.

il quadro delle deformazioni qui presentato appare analogo a quello recentemente messo in evidenza in aree brianzonesi liguri più orientali da MENARDI NOGUERA (1982).

### 2.3.3. Età

Poichè da un lato gli Scisti di Viola sono ricoperti stratigraficamente dal Verrucano permo-triassico, localmente conservato, e dall'altro essi non mostrano di essere stati coinvolti nell'orogenesi ercinica, la loro assegnazione al Permo-Carbonifero è fuori di dubbio. In mancanza di fossili, una maggior precisione nell'ambito di tale intervallo di tempo poggia su argomenti non decisivi, che tuttavia sembrano piuttosto indicare, nel loro insieme, un'età unicamente (o essenzialmente) carbonifera superiore.

Premesso che, in presenza di sicuri piegamenti isoclinali — con superfici di sovrapposizione dei litotipi per lo più corrispondenti a scistosità con carattere più o meno spiccatamente traspositivo — la ricostruzione della successione stratigrafica originaria, impossibile nel dettaglio, presenta molte incertezze anche nelle grandi linee, il fatto che la successione geometrica si presenti nei suoi tratti fondamentali grossolanamente analoga sia a Lisio, che in val Casotto, che nella zona di Nucetto, depone a favore dell'ipotesi che essa rispecchi più o meno fedelmente quella stratigrafica.

Partendo da tale assunto, osserviamo che le filladi grafittiche (assegnate al Carbonifero per la loro litofacies) sembrano distribuite a diversi livelli, anche in posizione geometricamente elevata e, per converso, i metasedimenti non grafittici compaiono fin dalla base, dove, in particolare, sono frequenti gli scisti a cloritoide. Le metavulcaniti a chimismo intermedio, intercalate anch'esse in più orizzonti, sono in generale ritenute il prodotto di un'attività carbonifera superiore, piuttosto che permiana (RAU e TONGIORGI, 1972), anche se non mancano segnalazioni di un'attività a chimismo intermedio-basico nel Permiano inferiore (D'AMICO, 1979).

L'alternativa all'età unicamente carbonifera per gli Scisti di Viola consisterebbe in una loro datazione estesa anche al Permiano inferiore; ciò implicherebbe la loro correlazione con l'intera successione presente nell'unità di Ormea e, in particolare, con la

potente formazione dei Porfiroidi del Melogno, che diverrebbero eteropici della parte superiore degli Scisti di Viola stessi.

Una tale correlazione, che contrapporrebbe un dominio brianzonese ligure esterno e mediano caratterizzato nel Permiano inferiore da un'intensa attività ignimbratica ad uno interno ove questa non si sarebbe manifestata, è contraddetta dall'abbondanza di clasti riolitici presenti sia nel Verrucano al tetto degli Scisti di Viola, sia in quello delle più interne unità prepiemontesi.

Sembra dunque più probabile che anche nel Brianzonese interno esistesse una copertura ignimbratica e che questa sia stata smantellata durante il Permo-Trias. Ciò porta a rafforzare l'assunto che gli Scisti di Viola, base delle ignimbriti, siano essenzialmente carboniferi, verosimilmente da correlare alla Formazione di Ollano, del Westfaliano superiore-Stefaniano. Al tempo stesso appare che la tettonica tardo-ercinica, responsabile dell'erosione differenziale delle rioliti nell'ambito del Brianzonese, ha presumibilmente in parte almeno seguito « lineamenti » preesistenti, quali quello che separava il dominio dei futuri Scisti di Viola e della Formazione di Ollano. Essa ha inoltre guidato, in qualche modo, l'evoluzione paleogeografica successiva: la copertura post-paleozoica dell'unità di Pamparato-Murialdo è infatti diversa da quella delle unità brianzonesi più esterne (<sup>1</sup>).

### 2.4. LE METARIOLITI DI C. LISETTO

Lungo la bassa val Casotto, in prossimità di C. Lisetto, poco a Nord di Pamparato (fig. 3), interposte in apparente concordanza geometrica tra gli Scisti di Viola ed i sottostanti metasedimenti del massiccio di Costa Dardella, affiorano, con spessore apparente valutabile attorno ai 50 m, metarioliti a grossi cristalli di K-feldspato, macroscopicamente ben distinguibili dalle litofacies por-

(<sup>1</sup>) Una diversa possibilità cronologica, suggerita da alcune analogie che gli Scisti di Viola presentano con la Formazione di Collio delle Prealpi lombarde, consisterebbe nell'assegnare agli Scisti stessi un'età unicamente permiana inferiore: benchè questa ipotesi non possa essere respinta, quella sopra trattata ci appare, allo stato attuale delle conoscenze, complessivamente più convincente e meglio integrabile nel quadro generale della stratigrafia delle Alpi Occidentali.

friche dei Porfiroidi del Melogno per l'aspetto particolarmente compatto, per le maggiori dimensioni dei fenocristalli e la più grande abbondanza di matrice molto fine.

Rocce con caratteri analoghi si rinvennero anche più a Sud, in val del Tanaro, nei pressi di Borgo di Priola, ove compaiono in affioramento isolato, ovunque sottoposte alle metavulcaniti della Formazione di Eze ed alle filladi grafiche della Formazione di Murialdo. Qui esse erano state considerate come appartenenti al massiccio di Lisio ed affioranti in finestra (CERRO et al., 1969 c).

In entrambi i casi si tratta di rocce molto omogenee per aspetto e composizione; nonostante l'intensità delle deformazioni alpine la tessitura blastoporfirica è ben riconoscibile, soprattutto per gli abbondanti (fino al 25 %) fenocristalli idiomorfi di K-feldspato, spesso molto grandi (1-3 cm) e di quarzo (fino al 10 %), che, benché spesso deformati fino ad elementi lenticolari policristallini, in qualche caso conservano abito subidiomorfo e strutture di riassorbimento.

Molto più raramente sono riconoscibili fenocristalli di plagioclasio completamente sostituito da albite e phengite, che in qualche caso conservano abito idiomorfo e forse tracce di zonatura concentrica. Molto rare inoltre le pseudomorfose su biotite primaria di phengite, titanite, epidoto ed opachi. Tra le fasi primarie sono abbastanza diffusi allanite, zircone ed ilmenite, prevalentemente sostituita da titanite.

Solo le prime due fasi riconosciute negli Scisti di Viola risultano penetrative in questi litotipi. La scistosità  $S_1$  è evidenziata da aggregati di phengite da lepidoblastica a decussata, che tendono a sviluppare una tessitura a bande. Contemporaneamente, dalla matrice fine si ha blastesi di quarzo granoblastico ed aggregati fini di albite e phengite; il K-feldspato subisce processi di parziale albitizzazione alla periferia, talvolta con sviluppo di albite a scacchiera.

È probabile che biotite alpina ( $\alpha$  giallo,  $\gamma \equiv \beta$  bruno chiaro), in lamelle intercalate a phengite, sia stabile in questa fase).

La scistosità  $S_2$  risulta variamente sviluppata, da un clivaggio assiale in pieghe a kink fino a trasposizione completa della  $S_1$ . Il suo sviluppo è accompagnato da parziale ricristallizzazione della phengite, su cui spesso

si accresce ancora biotite alpina. Albite e biotite sviluppano anche pseudomorfose sul K-feldspato. In condizioni postcinematiche si ha infine blastesi di albite ocellare spesso elicetica.

In queste metavulcaniti non si hanno tracce di un'evoluzione tettonico-metamorfica prealpina, ciò che le colloca cronostaticamente nel Permo-Carbonifero. La posizione geometrica al letto degli Scisti di Viola o di Murialdo e le differenze litologiche rispetto ai porfiroidi permiani fanno considerare probabile un'età pre-westfaliana superiore, verosimilmente westfaliana inferiore.

Situate nel settore Brianzese interno, con tale attribuzione esse assumono il significato di un'attività vulcanica acida precoce, di cui erano già note modeste tracce in settori Brianzese liguri più esterni (CERRO et al., 1970; VANOSI, 1970 b). Tale attività, benché modesta come consistenza volumetrica, risulta pertanto ampiamente diffusa in tutto il dominio Brianzese figure.

## 2.5. I MASSICCI DI NUCETTO, COSTA DARELLA E LISIO

### 2.5.1. Generalità

Si tratta di affioramenti in gran parte già noti di rocce gneissiche, in cui, come già detto, erano stati riconosciuti orto- e para-derivati, considerati tutti di età permo-carbonifera, i secondi discendendo dai primi per processi di migmatizzazione (Migmatiti di Nucetto).

Le figure 3, 4, 5, 6, nelle quali i massicci sono collocati nel contesto geologico locale, mostrano i tre principali caratteri che differenziano i massicci stessi da quelli dell'unità di Calizzano-Savona. Anzitutto, i rapporti tra gneiss ed anfiboliti da un lato e meta-granitoidi dall'altro, molto complessi nell'unità di Calizzano-Savona, ove possono in parte essere interpretati come derivanti dall'intrusione dei secondi nei primi, sono invece chiaramente tettonici — per sovrapposizione dell'Elemento di Bagnaschino ai meta-granitoidi — nei massicci in questione. In secondo luogo, mentre in questi ultimi sono riconoscibili para- ed ortoderivati, negli altri non esisterebbero, sulla base delle conoscenze attuali, che ortogneiss. Infine, diversa è la posizione tettonica attuale, che vede l'unità di Calizzano-Savona sovrapposta a



quella di Pamparato-Murialdo o ad altre unità brianzoni più esterne, mentre i massicci in esame sono globalmente sottoposti agli Scisti di Viola, di cui costituiscono, a nostro giudizio, il substrato stratigrafico.

Lungo la val Casotto, a Nord di Pamparato, è possibile riconoscere che il massiccio granitoide di Costa Dardella consta, in realtà, di varie litofacies, riconducibili a due gruppi fondamentali: metagranitoidi e metasedimenti più o meno grossolani. Identica distinzione può essere operata anche nel massiccio di Nucetto, mentre quello di Lisio si è rivelato costituito forse unicamente da litofacies metasedimentarie ed il piccolo affioramento lungo il rio dei Mabiri, a NW del Colle dei Giovetti e ad Est di Massimino, è integralmente assegnabile ad ortogneiss.

Benchè spesso i rapporti attuali tra metasedimenti e granitoidi siano — specialmente in val Casotto — tettonici, guidati da sistemi di faglie tardive, le relazioni osservabili indicano che i primi rappresentano l'attuale diretta copertura geometrica dei secondi.

La stretta analogia di composizione tra graniti e litofacies sedimentarie più grossolane, qui sotto documentata, consente di ritenere probabile che queste ultime derivino dalla detritazione dei graniti stessi, di cui avrebbero costituito in origine una copertura stratigrafica discordante. A causa dell'analogia delle litofacies primarie e della loro ulteriore « omogeneizzazione » operata dagli eventi metamorfo-deformativi alpini, il limite tra para- ed ortoderivati è particolarmente difficile da identificare in campagna, ove il suo tracciamento risente in misura anche notevole della soggettività del rilevatore. Con tali riserve, esso è presentato nelle figg. 3 e 4, mentre nella zona della fig. 5, anche a causa delle cattive condizioni di esposizione, esso è stato tracciato in modo approssimato solo in corrispondenza delle masse più importanti di ortoderivati.

### 2.5.2. I metagranitoidi (Ortogneiss di Nucetto)

I metagranitoidi affioranti nelle zone di Costa Dardella, Nucetto e lungo il rio dei Mabiri possono essere considerati ortogneiss polimetamorfici a metamorfismo prealpino e metamorfismo alpino polifasico molto mar-

cato, che porta ad una pressochè completa riequilibratura. Tutti presentano una relativa omogeneità per quanto riguarda i caratteri composizionali e tessiturali; le principali differenze riguardano essenzialmente variazioni granulometriche primarie ed intensità degli effetti deformativi sui caratteri tessiturali.

Le principali caratteristiche osservate in campagna sono:

a) presenza di una scistosità alpina ( $S_1$ ) sempre molto marcata, che riorienta e trasporta le precedenti strutture, a sua volta fittamente ripiegata con sviluppo di un clivaggio ( $S_2$ ) spesso ben evidente;

b) abbondanza di K-feldspato in individui spesso di dimensioni centimetriche (1-5 cm), meno frequentemente millimetriche (2-3 mm), che in parte conservano, benchè ruotati e deformati, l'originario abito idiomorfo, rispecchiando la primitiva tessitura nettamente anequigranulare della roccia.

Se si escludono incerte tracce nell'affioramento del rio dei Mabiri, in campagna non è stato possibile osservare sicure evidenze della foliazione metamorfica prealpina, che talvolta è invece riconoscibile in sezione sottile.

#### a) Caratteri primari

Lo studio microscopico permette di rilevare che in molti casi, nonostante il carattere polimetamorfo della roccia, gli individui di K-feldspato possono aver conservato alcuni caratteri microstrutturali primari: sono infatti frequenti inclusioni di piccoli (0,5-1 mm) plagioclasti idiomorfi, di quarzo spesso idiomorfo e non di rado biterminato (0,5-2 mm), biotite, zircone e meno frequentemente apatite, quest'ultima a sua volta generalmente inclusa nella biotite.

Sovente sono riconoscibili strutture peritiche (di tipo string e più raramente patch) e talvolta alcuni grandi individui mostrano al bordo un concrescimento con quarzo. Generalmente i K-feldspati a grana medio-fine sono invece privi di inclusioni.

#### b) Caratteri metamorfici prealpini

Le tessiture metamorfiche prealpine sono riconoscibili con sicurezza solo in sezioni sottili provenienti da pochi affioramenti presso Nucetto e lungo il rio dei Mabiri, dove

sono parzialmente sfuggite alla deformazione alpina. Tipiche di gneiss occhiadini, esse sono caratterizzate da bande prevalentemente muscovitiche con subordinata biotite, alternate a bande quarzo-feldspatiche. Le miche, in grandi lamelle, mostrano strutture decussate, spesso per parziale ricristallizzazione su individui precinematici; il quarzo ha struttura nastriforme con individui di oltre 1 cm, che tuttavia sopravvivono molto raramente alle deformazioni alpine. I plagioclasti conservano talvolta riconoscibile la struttura granoblastica poligonale, pur risultando completamente saussuritizzati. Il K-feldspato, mentre in parte conserva il primitivo abito subedrale, compare anche in aggregati lenticolari con struttura granoblastica a punti tripli; anche queste strutture tuttavia sono raramente risparmiate dall'evento alpino. Molto rare sono anche strutture mirmechitiche con plagioclasio saussurítico di reazione attorno al K-feldspato. Piuttosto rara è la comparsa di granato, in sciami di piccoli individui associati ad aggregati di plagioclasio e/o di muscovite o in individui a struttura scheletrica, che compaiono come estese ma sottili ramificazioni; specie per questi ultimi sembra poco probabile un'origine restitica nel primitivo granito, mentre appare più accettabile un'origine metamorfica.

Molto dubbia è l'attribuzione a pseudomorfosi su sillimanite di aggregati micacei finissimi, che raramente si trovano inclusi nel quarzo.

I caratteri tessiturali riferibili alla fase prealpina, spesso di difficile e talora incerta interpretazione, trovano tuttavia riscontro in litotipi analoghi presenti in altri massicci cristallini brianzoni, in particolare Calizzano e Savona, dove le fasi deformative alpine sono risultate meno intense. È prevalentemente per le analogie riscontrate con questi ultimi che la fase prealpina riconosciuta negli Ortogneiss di Nucetto sembra poter essere attribuita a condizioni metamorfiche in facies anfibolitica.

Come già detto, tracce di un metamorfismo pre-alpino di alta temperatura compaiono più frequentemente negli affioramenti di Nucetto e di rio dei Mabiri, mentre si hanno caratteri meno definiti negli affioramenti della Costa Dardella. Questo fatto può essere spiegato forse da differenze nell'intensità delle

deformazioni e ricristallizzazioni alpine, ma potrebbe anche suggerire la possibilità di una zoneografia metamorfica prealpina relativa ai diversi massicci.

### c) Caratteri metamorfici alpini

Il metamorfismo alpino, a parte locali variazioni nell'intensità degli effetti deformativi, risulta omogeneo nelle zone considerate. La prima fase deformativa ( $S_1$ ) è caratterizzata da energiche deformazioni e porta alla ricristallizzazione del quarzo in strutture di aggregato granoblastiche lobato-indentate a grana medio-fine, alla trasformazione dei plagioclasti in aggregati di albite e phengite ed alla completa sostituzione della biotite che, a seconda del microambiente chimico, può dar luogo a pseudomorfosi da parte di: phengite + rutilo  $\pm$  opachi; phengite + clorite  $\pm$  titanite  $\pm$  opachi; epidoto + phengite  $\pm$  pumpellyite  $\pm$  clorite  $\pm$  titanite; pumpellyite  $\pm$  phengite  $\pm$  titanite.

Il K-feldspato, solo parzialmente trasformato in microclino, reagisce rigidamente alla deformazione e subisce una progressiva sostituzione da parte di albite; tale sostituzione può avvenire con diverse modalità a partire dalla periferia o anche dagli inclusi plagioclastici e dall'albite peritica; in alcuni casi la trasformazione è pressoché completa da parte di albite a scacchiera.

La scistosità  $S_1$  è evidenziata, oltre che dall'orientazione dei fenoclasti di K-feldspato e dalla distribuzione del quarzo in banderelle granoblastiche isorientate, dallo sviluppo di aggregati sub-paralleli di phengite a grana medio-fine (0,1-0,5 mm) che possono includere relitti di muscoviti deformate e parzialmente sostituite.

La successiva fase deformativa, caratterizzata da pieghe di tipo concentrico e da sviluppo di fitto clivaggio di piano assiale ( $S_2$ ), che può in qualche caso mascherare la  $S_1$ , è accompagnata da ulteriore ricristallizzazione e riorientazione del quarzo e in minor misura della phengite, mentre si ha frequentemente sviluppo post-cinematico di albite « ocellare » in piccoli porfiroblasti tondeggianti, spesso a struttura elicittica.

Una terza fase deformativa con pieghe ad ampio raggio provoca ondulazioni più o meno importanti della  $S_2$ , raramente con sviluppo di un clivaggio grossolano, ma non

determina importanti effetti di ricristallizzazione.

Oltre allo zirconio ed all'apatite compaiono come fasi accessorie epidoto allanitico, generalmente circondato da epidoto pistacitico, titanite e, molto raramente, fluorite.

### 2.5.3. I metasedimenti (*Paragneiss di Lisio*)

Questi, precedentemente confusi con i metagranitoidi o interpretati come litotipi sedimentari « granitizzati » e in ogni caso cartografati come « Migmatiti di Nucetto », costituiscono in realtà un'unità litostratigrafica autonoma, compresa tra gli Ortogneiss di Nucetto (sui quali essa doveva verosimilmente posare in discordanza e dal cui smantellamento essa probabilmente deriva) e gli Scisti di Viola.

Essa è contraddistinta, oltre che dalla posizione, anche dall'associazione di litotipi metarenacci e metaconglomeratici, dall'esistenza nei termini più grossolani di livelli ad abbondanti grossi elementi di K-feldspato, spesso sub-idiomorfi, e dalla presenza di grosse muscoviti prealpine.

Con tali caratteri, la formazione è chiaramente distinguibile non solo da quella di Viola, ma anche da quella di Ollano, i cui metasedimenti sono essenzialmente quarzosi, privi delle grosse muscoviti e relativamente ricchi di grafite.

Benchè nell'area attorno a Lisio la base stratigrafica della formazione non sia visibile, perchè gli ortogneiss granitoidi non affiorano, proponiamo per essa il nome di *Paragneiss di Lisio*, poichè in questa zona gli svariati litotipi che la costituiscono appaiono meglio rappresentati ed il suo contatto con i soprastanti Scisti di Viola abbastanza ben esposto.

Tra Castello di Viola e Lisio, alla base degli Scisti di Viola, si può infatti rilevare una successione geometrica (rispetto alla  $S_2$ ) che comporta, dal tetto al letto, un centinaio di metri di metaconglomerati ricchi in clasti quarzosi di taglia centimetrica, poi alcune decine di metri di metaquarziti bianche ed infine alcune centinaia di metri di alternanze di metaconglomerati arcocici e metareniti, nelle quali la quantità di elementi di K-feldspato, spesso sub-idiomorfo, e le dimensioni di questi aumentano verso la base.

Considerati nei vari affioramenti di Lisio, Costa Dardella e Nucetto, i litotipi in que-

stione appaiono strettamente analoghi.

I termini grossolani, molto prevalenti, possono presentare contenuti molto elevati in K-feldspati; questi ultimi, per le dimensioni centimetriche e per l'abito grossolanamente euedrale, risultano particolarmente evidenti sull'affioramento.

Mentre i termini a grana fine tendono verso litotipi quarzatici (quarzo fino a oltre 80 %), con miche bianche subordinate, quelli grossolani presentano un'ampia variabilità composizionale che va da quella degli ortogneiss cui sono associati fino a termini composti prevalentemente da quarzo (fino al 70 % ed oltre) o da quarzo e miche (miche bianche fino a 50 % e oltre).

Specie in questi ultimi litotipi sono identificabili strutture blastopsefitiche con clasti di quarzo — la cui forma arrotondata è talvolta ancora riconoscibile — contenenti a volte grandi muscoviti prealpine. Ricordiamo che clasti simili sono osservabili anche nella Formazione di Ollano e, più raramente, per la granulometria minore, nei livelli più grossolani degli Scisti di Viola.

Al contrario, nei litotipi con abbondanti feldspati la distinzione rispetto agli ortogneiss può in qualche caso risultare problematica, essendo spesso basata soltanto su importanti deviazioni (nel senso di un arricchimento in quarzo e/o in mica bianca) rispetto alla composizione dei metagranitoidi. La presenza di concentrazioni di muscovite in lamelle anche grandi (0,5-3 mm), riorientate dalla scistosità alpina, può essere distintiva.

Le fasi deformative alpine corrispondono bene a quelle già descritte per gli Ortogneiss; la  $S_1$  e la  $S_2$  sono sempre ben sviluppate, in particolare nella bassa val Casotto ed a Lisio. Un clivaggio  $S_3$  è talvolta penetrativo nelle facies a grana più fine. Anche i fenomeni di riequilibrio paragenetico corrispondono a quanto già descritto per la formazione precedente.

Metasedimenti grossolani e fini appaiono spesso in « sequenze ritmiche » di spessore variabile tra 2 e 4-5 m; benchè le superfici di separazione tra i banchi corrispondano per lo più ad un sistema di  $S$  metamorfiche locali, le variazioni di granulometria sono verosimilmente un carattere primario, che rispecchia quindi originarie alternanze di corpi arenacci e conglomeratici, aventi maturità

tessiturale e mineralogica diverse, con spessori ed estensione laterale attualmente imprecisabili.

Complessivamente i Paragneiss di Lisio sembrano rappresentare originari sedimenti a carattere essenzialmente continentale, comprendenti prodotti di arenizzazione (in posto?) di termini composizionalmente analoghi agli Ortogneiss di Nucetto, conglomerati monogenici e percentuali complessivamente subordinate di areniti quarzoso-mi-  
cacee.

#### 2.5.4. I granofiri di rio Castorello

Nei pressi dello sbocco del rio Castorello nella val Casotto è osservabile (fig. 3) un affioramento di rocce marcatamente leucocratiche, a grana media piuttosto omogenea, sulla quale spiccano noduli centimetrici a colorazione debolmente verdastra, ricchi di pirite e phengite; la scistosità alpina appare mal riconoscibile per l'assenza di strutture di differenziazione metamorfica.

I loro rapporti con gli ortogneiss, con i metasedimenti a questi associati e con gli Scisti di Viola non sono definibili con chiarezza a causa della cattiva esposizione e dei sistemi di faglie che interessano l'affioramento.

All'osservazione microscopica le deformazioni alpine, non particolarmente intense, non hanno del tutto obliterato i caratteri primari della roccia. Una valutazione, sia pur forzatamente approssimativa, della mineralogia originaria, basata sul riconoscimento dei rapporti di pseudomorfo, porta a considerare una media delle composizioni modali del tipo: quarzo mediamente attorno al 37 % con variazioni dal 35 al 40 % circa; K-feldspato attorno al 25-30 %; plagioclasio, a composizione verosimilmente acida, fino al 30 %; muscovite circa 7 %; biotite da 0 a 0,5 %; apatite da 0,2 a 0,4 %.

Il K-feldspato, largamente trasformato in microclino, conserva meglio delle altre fasi le microstrutture originarie; esso presenta dimensioni da 1 a 5 mm ed include frequentemente quarzo idiomorfo, piccoli plagioclasti ed apatite; gli individui, benchè grossolanamente sub-edrali, presentano bordi irregolarmente lobati per parziali fenomeni di concrecimento con individui anche idiomorfi di quarzo e plagioclasio. In qualche caso si

osservano strutture di concrecimento tra muscovite (0,5-2,5 mm) e quarzo o muscovite e K-feldspato, più raramente tra muscovite e plagioclasio.

Nonostante la completa sostituzione da parte di albite e phengite, è possibile riconoscere strutture di plagioclasti primari relativamente grandi (fino a 7 mm) e subidomorfi, talvolta includenti piccoli granuli di quarzo. Nel complesso i caratteri primari ancora riconoscibili sembrano suggerire la cristallizzazione quasi contemporanea di tutte le fasi in condizioni pressochè eutectiche.

I noduli micacei, che caratterizzano l'aspetto della roccia alla scala del campione, risultano nettamente differenziati dalla roccia includente e sono rappresentati da aggregati di phengite con zircone e talvolta clinozoisite abbondante ed in cui sono riconoscibili pseudomorfo di biotite attorno a grandi idio-  
blasti di pirite talvolta con albite. Spesso gli idio-  
blasti di pirite contengono al nucleo numerosi granuli di granato.

I caratteri descritti potrebbero indicare in questi noduli micacei il prodotto di trasformazione, dovuta al metamorfismo alpino, di inclusi restitici nel granofiro.

Per quanto riguarda il metamorfismo alpino, questo presenta un'evoluzione paragenetica assimilabile a quanto descritto per gli Ortogneiss di Nucetto; l'aspetto più notevole è rappresentato dall'abbondante blastesi di phengite, cui è talvolta associata biotite verde alpina.

Benchè, come detto, la giacitura dei granofiri non sia precisabile, i caratteri litologici, l'assenza di metamorfismo prealpino ed i confronti con quanto osservabile nel massiccio di Barbassiria (v. cap. 3) fanno ritenere probabile che le condizioni in cui essi affiorano nel rio Castorello corrispondono a quelle di corpi subvulcanici intrusi negli ortogneiss granitoidi e, forse, nei soprastanti paragneiss; non è però possibile stabilire se l'intrusione sia avvenuta anche negli Scisti di Viola, o se i contatti con questi ultimi siano tettonici.

#### 2.5.5. Ipotesi sulla cronologia degli eventi prealpini

Poichè l'ordine di sovrapposizione geometrica delle varie formazioni è costante in tutte le aree rilevate, e poichè esistono passaggi apparentemente stratigrafici tra Scisti

di Viola e Paragneiss di Lisio (al Castello di Nucetto; al Castello di Viola; ecc.) e tra questi ultimi e gli Ortogneiss di Nucetto (in diversi punti del massiccio di Nucetto) è verosimile che l'originaria successione stratigrafica (v. anche fig. 13) comparti, a partire dall'alto:

- Scisti di Viola;
- Metarioliti di C. Lisetto;
- Paragneiss di Lisio;
- Ortogneiss di Nucetto

con i granofiri di rio Castorello certamente posteriori agli Ortogneiss.

Ulteriori argomenti a favore di tale stratigrafia possono essere considerati i clasti di ortogneiss che, sia pure raramente, sembrano riconoscibili nei Paragneiss di Lisio e, sporadicamente, anche negli Scisti di Viola. Per il resto, si può ribadire che la litofacies dei Paragneiss evoca quella che si produrrebbe per smantellamento di rocce a composizione granitoidale e struttura porfiroblastica, quali sono gli Ortogneiss di Nucetto.

Non avendo fino ad ora potuto far eseguire datazioni con metodi radiometrici, i dati disponibili per le ipotesi cronologiche sono la presunta età westfaliana superiore-stefaniana degli Scisti di Viola ed il metamorfismo prealpino degli Ortogneiss.

L'elemento di maggiore incertezza, che condiziona l'età relativa di gran parte degli eventi, è costituito dalla presenza o meno di un metamorfismo prealpino anche nei Paragneiss di Lisio. Pur con notevoli riserve, siamo inclini a ritenere che questa formazione ne sia esente e che le grosse muscoviti che essa contiene siano detritiche, ereditate dai sottostanti ortogneiss. Al più, non possiamo escludere che in essa siano stati da noi cartograficamente inclusi anche lembi — che non siamo stati in grado di distinguere — di più antiche rocce metamorfiche nelle quali potrebbero originariamente essersi intrusi i granitoidi di Nucetto.

Se i Paragneiss di Lisio sono posteriori al metamorfismo prealpino e se i soprastanti Scisti di Viola sono del Westfaliano-Stefaniano, l'età più probabile per i paragneiss stessi diviene namuriana superiore-westfaliana inferiore.

L'età della messa in posto dei granitoidi non può essere precisata, se non nel senso che tra questa e la deposizione dei meta-

sedimenti di Lisio si deve inserire l'evento metamorfico prealpino, in condizioni relativamente profonde, ed il successivo smantellamento delle rocce in cui i graniti si sono intrusi.

Il metamorfismo prealpino dovrebbe logicamente corrispondere a quello varisico, al quale sono in generale associate, nelle Alpi, paragenesi variabili tra la facies anfibolitica e quella scisti verdi.

Mentre, come già detto, le Metarioliti di C. Lisetto potrebbero far parte delle prime fasi, carbonifere superiori, degli eventi magmatici tardo-ercinici, l'età dei Granofiri di rio Castorello è più difficilmente precisabile, potendo essi rappresentare manifestazioni « subvulcaniche » più o meno coeve sia delle metarioliti carbonifere che di quelle permiane (v. anche par. 3.7).

### 3. Il massiccio di Barbassiria: confronti

#### 3.1. INQUADRAMENTO GEOLOGICO

Questo massiccio, anch'esso noto da tempo, affiora su entrambi i versanti della Bormida di Millesimo, tra Vetria e Isola Grande; nella seconda edizione del foglio Albenga-Savona esso è assegnato alla formazione dei Graniti del Torrente Letimbro, gli stessi cartografati anche nei massicci di Savona, Pallare, Calizzano e Loano, tutti considerati di età tardo-ercinica.

Il contesto geologico nel quale è inserito lo differenzia tuttavia dai massicci dell'unità di Calizzano-Savona e lo apparenta invece a quelli di Nucetto, Lisio e Costa Dardella, con i quali ha in comune una posizione stratigrafica profonda, al di sotto di una copertura permo-carbonifera.

È soprattutto questa analogia di posizione rispetto al Permo-Carbonifero che ci ha suggerito il suo confronto con le masse descritte nel capitolo precedente.

La copertura post-ercinica alla quale soggiace è tuttavia diversa, poichè è costituita da una successione che inizia con i metasedimenti carboniferi della Formazione di Ollano e prosegue con una potente serie di metarioliti e metavulcanoclastiti acide (Porfiroidi del Melogno). Anche la copertura post-paleozoica è, nei dettagli, un po' diversa da quella che caratterizza l'unità di Pamparato-Murialdo, cui appartengono i massicci precedentemente descritti.

Quest'ultima unità è inoltre tettonicamente sovrapposta ai terreni formanti la copertura stratigrafica del massiccio di Barbassiria.

Risulta pertanto evidente, su basi sia stratigrafiche che tettoniche, un'unità brianzonese più profonda, costituita dal massiccio stesso e dalla sua copertura; essa è stata considerata, nell'ambito del Brianzonese ligure interno, più esterna della Pamparato-Murialdo ed è stata denominata « unità di Mallare » (VANOSI, 1980 et bibl.).

Uno studio recente di MENARDI NOGUERA (1982) ne amplia l'affioramento, estendendolo verso S e ne descrive le deformazioni, soprattutto nella copertura.

Per quanto concerne il massiccio di Barbassiria, le ricognizioni che vi abbiamo condotto hanno consentito di distinguervi diverse litofacies, analoghe a quelle riscontrate nei massicci di Nucetto e Costa Dardella, anche se con sviluppo diverso e con rapporti reciproci talora differenti: esistono in effetti ortogneiss, metasedimenti, rocce granofiriche e metariolitiche.

Anche le tre scistosità alpine macroscopicamente più evidenti sono paragonabili a quelle già descritte nel capitolo precedente: un layering differenziato  $S_1$ , estremamente regolare in tutte le litologie (probabilmente multiplo, derivante da almeno due fasi di deformazione con pieghe isoclinali di tipo simile), nel quale giace una lineazione di energico stiramento; una foliazione  $S_2$ , passante (a seconda delle posizioni e dei litotipi) da clivaggio di frattura a clivaggio di crenulazione o di strain-slip, generalmente ben regolata, ma meno pervasiva della precedente, associata a pieghe meno serrate, con netta vergenza settentrionale; un clivaggio di frattura o di crenulazione  $S_3$ , o pieghe a kink, solo localmente sviluppato e connesso a pieghe aperte, a vergenza incerta.

Le stesse fasi, con analogo carattere di intensità decrescente e con giacitura delle foliazioni omologhe complessivamente concordante, sono ben riconoscibili anche nei metasedimenti della soprastante Formazione di Ollano.

Rispetto alle condizioni descritte nel capitolo precedente, i vari litotipi del massiccio di Barbassiria appaiono, nel complesso, più

energicamente deformati dalle fasi corrispondenti alla foliazione  $S_1$  e più frequentemente coinvolti nelle corrispondenti pieghe isoclinali. Questo fatto e anche una tessitura originaria nel complesso più fine ed omogenea rendono veramente problematica la distinzione sul terreno delle varie litologie e molto aleatoria la ricostruzione non solo della successione originaria, ma anche dei rapporti primitivi fra i diversi litotipi.

I dati che ci sembrano meno incerti sono, in sintesi, i seguenti.

Gli ortogneiss rappresentano la litofacies geometricamente più profonda; il primo livello (di spessore apparente metrico) al di sopra di questi è formato da metaquarziti. A tetto si ha, con uno sviluppo verticale di circa 100 m, un complesso nel quale si alternano metasedimenti, metarioliti e forse granofiri, senza che se ne possano precisare i rapporti, i contatti essendo sempre accordati secondo una foliazione metamorfica. In alcuni punti sembrano esistere passaggi più o meno graduali tra metasedimenti e metarioliti, nelle quali appaiono inoltre frequentemente intercalati livelli di metareniti generalmente fini a composizione da quarzofeldspatica a quarzo-micacea.

Il passaggio alla soprastante Formazione di Ollano (attualmente per lo più caratterizzato, a causa del brusco cambiamento litologico, da una superficie di scollamento) si realizza spesso mediante l'interposizione di un pacco unicamente metariolitico, il cui spessore apparente può superare la cinquantina di metri; manifestazioni vulcaniche, descritte nel paragrafo 3.6, esistono poi anche, in varia forma, entro la Formazione di Ollano stessa. Localmente, inoltre (fig. 13), quest'ultima poggia direttamente sugli ortogneiss, mediante l'interposizione di un livello decimetrico di paragneiss.

Oltre che forse associate — non frequentemente — a metasedimenti e metarioliti, le facies granofiriche risultano sovente intercalate anche negli ortogneiss, sotto forma di bande più o meno lentiformi, di spessore da decimetrico a plurimetrico. I loro limiti, netti, corrispondono per lo più alla più antica delle foliazioni metamorfiche alpine, ma non mancano esempi di passaggi secondo superfici molto irregolari e sinuose, forse dovute, almeno in parte, alla trasposizione alpina.

### 3.2. ORTOGNEISS

Si tratta di rocce granitoidi a tessitura marcatamente scistosa, con notevole omogeneità composizionale e tessiturale in tutta l'area di affioramento.

In sezione sottile, la tessitura dominante, dovuta alla scistosità alpina  $S_1$ , è materializzata da fini banderelle di quarzo e miche bianche fengitiche, raramente associate a biotite verde, con porfiroclasti di dimensioni relativamente grandi (0,3-1 cm, raramente 2 cm) di K-feldspato (25-30 %) e fini aggregati lenticolari di albite associata a fengite.

Relitti di muscovite, pseudomorfo su biotite di phengite + titanite + opachi, raramente con epidoto, sono frequenti.

La scistosità  $S_1$  risulta più o meno pieghettata e talvolta trasposta con ricristallizzazione del quarzo granoblastico secondo una direzione  $S_2$ . La presenza di una deformazione più recente è raramente riscontrabile alla scala del campione; frequente è la blastesi di albite ocellare postcinematica rispetto a  $S_2$ .

I K-feldspati si presentano quasi sempre fortemente deformati e mostrano ai bordi ampie sostituzioni da parte di albite, generalmente postcinematica rispetto a  $S_2$ ; più raramente la sostituzione da parte di albite a scacchiera può essere pressochè completa.

Benchè generalmente deformati, gli individui di K-feldspato in qualche caso possono conservare abito subidiomorfo e talvolta includere granuli di quarzo, più spesso con abito eudrale. In rari campioni è presente granato in granuli deformati e fratturati da  $S_1$ . L'allanite è relativamente frequente e tende ad essere sostituita da Fe-epidoto. La fluorite compare raramente, ma talvolta in percentuali apprezzabili, in aggregati irregolari disposti su  $S_1$  oppure, in qualche caso, in piccoli idioblasti postcinematici. Postcinematico rispetto ad  $S_2$  e relativamente diffuso è lo stilpnomelano.

Gli ortogneiss di Barbassiria presentano evidentemente non poche analogie con quelli di Nucetto, dai quali tuttavia differiscono per alcuni caratteri particolari: minore evidenza di tessiture occhiadine dovuta sia alle dimensioni originariamente inferiori dei K-feldspati, sia alla più intensa deformazione alpina; maggiore omogeneità composizionale e tessiturale, con contenuto medio in quarzo

compreso tra 35 e 40 % e probabilmente con più basso contenuto originario ( $\sim 2$  %) in femici (biotite); presenza più frequente di corpi lenticolari a struttura granofirica, localmente anche abbondanti.

Infine, non è stato possibile riconoscere negli ortogneiss di Barbassiria relitti strutturali o tessiturali sicuramente attribuibili a fasi metamorfiche prealpine. Gli unici elementi in favore dell'esistenza di una fase prealpina analoga a quella riconosciuta negli ortogneiss granitoidi di altri massicci Brianzoni liguri sono rari relitti di quarzo con tessitura « a nastri » e tracce di tessiture a bande differenziate in aggregati di muscovite e biotite prealpine; la presenza di granato prealpino potrebbe invece essere attribuibile tanto ad evento metamorfico sui litotipi granitici quanto ad origine restitica.

### 3.3. GRANOFIRI

In sezione sottile presentano una evidente tessitura porfiroclastica con elementi di K-feldspato (1-3 mm, raramente fino a oltre 10 mm), solitamente poco deformati, tanto da conservare pressochè intatte le strutture granofiriche primarie (talvolta semplici inclusioni di quarzo idiomorfo); i porfiroclasti feldspatici sono sparsi in un aggregato granoblastico piuttosto fine di quarzo ed albite con phengite e rara biotite verde. Lamelle di muscovite di 1-2 mm e pseudomorfo su biotite da parte di phengite + titanite + opachi  $\pm$  epidoto sono diffuse, ma generalmente poco abbondanti. Aggregati molto fini di albite e sericite conservano raramente strutture pseudomorfiche su piccoli plagioclasidi subidiomorfi e talvolta è possibile riconoscere individui porfirici di quarzo deformati e parzialmente cristallizzati.

Una valutazione approssimativa della composizione modale originaria, basata sul riconoscimento di strutture pseudomorfiche, porta a valori del tipo: quarzo da 30 a 40 %; K-feldspato da 25 a 30 %; plagioclasio circa 25 %; biotite e muscovite 2-4 %; ilmenite (titanite) circa 0,5 %; apatite da 0 a 0,7 %; lo zirconio è un accessorio frequente.

Mentre le fasi alpine di deformazione e ricristallizzazione già descritte per gli ortogneiss incassanti sono ben riconoscibili anche nei corpi granofirici, in questi mancano le tracce delle tessiture a bande composizionali

occasionalmente riconoscibili negli ortogneiss e le microstrutture primarie, in particolare dei K-feldspati, appaiono meglio conservate.

Tali fatti, ipotizzando per i granofiri una correlazione con quelli del rio Castorello, cui sono simili, possono costituire un ulteriore indizio dell'esistenza di un evento metamorfico prealpino negli ortogneiss, rispetto al quale (o almeno alle cui fasi principali) la messa in posto dei granofiri sarebbe posteriore.

### 3.4. METASEDIMENTI

Visti in sezione sottile, essi presentano praticamente gli stessi caratteri già descritti per i Paragneiss di Lisio, ma con percentuali più elevate di sedimenti a grana fine costituiti quasi esclusivamente da quarzo e miche bianche, che spesso sono intercalati (a scala centimetrica) a bande più grossolane ricche di K-feldspato; molto più rari sono invece i livelli a tendenza pelitica. In qualche caso sono osservabili strutture blastopsammitiche e plastosefitiche; in queste ultime è possibile riconoscere clasti litici di metamorfiti micascioste.

Arricchimenti di fluorite, anche fino ad oltre il 10 % in volume, sono molto frequenti; la fluorite cristallizza in condizioni postcinematiche rispetto ad  $S_2$ , sia in plaghe irregolari che in individui idioblastici.

### 3.5. METARIOLITI

Si tratta di rocce a scistosità più o meno marcata, a composizione riolitica, che, come già detto, oltre che « alternate » a metasedimenti e forse a granofiri, formano una grossa bancata, di spessore pluridecamentrico, alla base della Formazione di Ollano.

La struttura è evidentemente blastoporfirica e le dimensioni medie dei porfiroclasti, più spesso attorno al centimetro, possono variare sensibilmente nei diversi livelli. La sequenza comprende termini derivati da effusi lavici e piroclastici; questi ultimi, che possono sfumare verso termini prevalentemente sedimentari arcocici e quarzarenitici, sono intercalati ai termini più massicci, rispetto ai quali mostrano quasi sempre una più accentuata scistosità.

Nei livelli meno deformati sono riconoscibili strutture primarie con abbondanti fe-

nocristalli di quarzo, che conserva spesso strutture di riassorbimento, e di K-feldspato; meno comuni sono fenocristalli di plagioclasio, che, benché completamente trasformati in albite e phengite, possono conservare tracce di una primitiva zonatura compositiva; ancor più rare sono pseudomorfi di phengite + opachi + titanite ± epidoto su piccoli fenocristalli di biotite. I fenocristalli di K-feldspato, che includono frequentemente individui di quarzo idiomorfo, possono conservare strutture pertitiche, di tipo string, e mostrano in genere fenomeni di sostituzione da parte di albite.

La matrice è ricristallizzata in aggregati fini di albite + quarzo + phengite e, raramente, biotite verde; nella matrice di alcuni campioni sono riconoscibili strutture dell'originario vetro ed inoltre tracce di probabili tessiture ignimbritiche.

Tra gli accessori sono presenti piccole quantità di apatite e zirconio; nei livelli più spiccatamente piroclastici può essere abbondante la pirite precinematica rispetto a  $S_1$  e, nelle intercalazioni arenitiche, costituite da quarzo + phengite + clorite ± albite ± opachi ± titanite, può comparire abbondante fluorite.

Le fasi deformative alpine risultano del tutto assimilabili a quanto già descritto per le metarioliti di C. Lisetto e la composizione paragenetica ne differisce soltanto dal punto di vista quantitativo, per la relativa rarità di epidoti e di biotite verde, che trova riscontro nelle differenze di chimismo.

In prossimità del contatto con la Formazione di Ollano le metarioliti sono localmente rappresentate da termini piroclastici ricchi di fenocristalli di quarzo, plagioclasio molto acido e biotite, che mostrano un certo grado di rimaneggiamento sedimentario, con inquinamento da clasti di rocce cristalline a metamorfismo prealpino, e presentano quindi passaggi transizionali molto graduali ai termini metasedimentari soprastanti.

### 3.6. INTERCALAZIONI E CLASTI METARIOLITICI NELLA FORMAZIONE DI OLLANO

Per completare i dati relativi alle manifestazioni vulcaniche carbonifere del Brianzese ligure interno abbiamo ripreso in considerazione quelle già segnalate (CERRO et



al., 1970; VANOSI, 1970 a) nella Formazione di Ollano.

Si tratta da un lato di vulcaniti intercalate ai metasedimenti carboniferi, soprattutto nella porzione inferiore di questi ultimi, e dall'altro di clasti presenti nei livelli metaconglomeratici poligenici.

Le vulcaniti appaiono relativamente disomogenee, con alternanze di prodotti più nettamente piroclastici e materiali più compatti a matrice generalmente vetrosa che conserva tessiture di tipo ignimbrico.

Questi livelli presentano struttura porfirica, con abbondanti fenocristalli (oltre il 20 %) di quarzo con strutture di riassorbimento; plagioclasio a composizione primaria verosimilmente acida ( $An \approx 5-10$ ) in individui euedrali frequentemente geminati Albite-Carlsbad o Albite-Periclino; K-feldspato molto subordinato, in individui irregolarmente arrotondati.

La matrice, trasformata in aggregati microcristallini di albite, sericite, quarzo, talvolta con stilpnomelano ed occasionalmente andradite, conserva tracce di tessiture fluidali ed include talvolta frammenti tondeggianti di natura eterogenea: clasti verosimilmente andesitici a struttura intersertale e grana fine con plagioclasio intermedio (saussuritizzato) in scarsa matrice vetrosa e clasti di granodiorite a grana media ( $\sim 2$  mm), con plagioclasio oligoclasico zonato abbondante (38 %) nettamente idiomorfo, quarzo (32 %) e microclino (18 %) interstiziali, biotite (11 %).

Clasti simili risultano più frequenti nei livelli piroclastici, dove compaiono inoltre frammenti di scisti quarziticci a mica bianca, talvolta a clinozoisite o a granato, e più raramente piccoli elementi di rocce probabilmente gneissiche.

I clasti di riolite — di taglia pluricentrica, con variabilità composizionale abbastanza ampia — sono stati campionati nella zona della miniera di Riofreddo, dove eccezionalmente esistono potenti bancate di conglomerati poligenici sfuggiti pressochè completamente agli effetti delle deformazioni alpine.

Più comunemente si hanno termini con fenocristalli di quarzo, biotite anche molto abbondante (oltre il 10 %) e di plagioclasio a composizione primaria oligoclasica; assai più rari sono termini con fenocristalli di

quarzo e di K-feldspato abbondante, assieme ad un plagioclasio molto acido. Zirconio ed apatite sono sempre frequenti e la mesostasi vetrosa è ricristallizzata in aggregati microcristallini in cui può comparire biotite alpina e/o stilpnomelano.

La biotite primaria, spesso euedrale, è pseudomorfofata da aggregati di biotite alpina ed opachi, mentre nei plagioclasti sono raramente conservate piccole plaghe a composizione oligoclasica.

Da ricordare, infine, è la rarissima presenza di piccoli clasti riferibili a vulcaniti a chimismo intermedio.

### 3.7. CORRELAZIONI CON I MASSICCI DI NUCETTO, COSTA DARDELLA E LISIO

Gli elementi meno incerti sui quali fondare le correlazioni (v. fig. 13) appaiono le metarioliti presenti in tutte le aree esaminate alla base dei depositi westfaliano-stefaniani ed i depositi stessi (Scisti di Viola o Formazione di Murialdo da un lato, Formazione di Ollano dall'altro).

Il legame tra vulcaniti e depositi clastici soprastanti, particolarmente chiaro nella zona del massiccio di Barbassiria, testimonia di un'attività vulcanica precoce, in buona parte precedente alla deposizione della Formazione di Ollano e tuttavia posteriore al metamorfismo varisco, da cui sono esenti anche i clasti di riolite nei conglomerati della miniera di Riofreddo.

Le intercalazioni apparentemente stratigrafiche tra le stesse metarioliti ed i metasedimenti sottostanti dimostrano che anche questi sono, almeno in parte, posteriori all'evento metamorfico ercinico.

La parte più profonda della successione di Barbassiria, composta da ortogneiss rivestiti da metaquarziti più o meno feldspatiche e micaee, non sembra sostanzialmente diversa da quella riscontrata a Nucetto ed alla Costa Dardella, a parte il più ridotto spessore della copertura e la molto maggior frequenza di « lenti » a tessitura granofirica: una correlazione stratigrafica appare pertanto possibile, anche se non provata; ne discenderebbe l'ammissione che anche nel massiccio di Barbassiria gli ortogneiss hanno subito il metamorfismo prealpino.

Testimonianze locali dell'esistenza in superficie di metamorfiti di vario grado durante

il Carbonifero superiore sono offerte dai già citati conglomerati poligenici della miniera di Riofreddo; vi sono infatti contenuti, tra gli altri, clasti di: metasedimenti esenti da metamorfismo prealpino di alto grado, quali filladi, areniti più o meno scistose, radiolariti, che in parte almeno potrebbero rappresentare la porzione superiore della successione in cui si intrusero gli attuali ortogneiss di Barbassiria; metamorfiti di alto grado, tra cui micascisti, paragneiss ed anfiboliti — nelle quali si è tentati di vedere la porzione inferiore della predetta successione — ed ortogneiss, per i quali si può ipotizzare una derivazione da massicci di tipo Barbassiria, già metamorfici.

#### 4. Caratterizzazione chimica dei principali termini ortoderivati

I dati relativi alle rocce analizzate sono riportati in tab. 2, con in calce il relativo simbolo utilizzato nelle diverse figure e diagrammi.

Le analisi chimiche sono state effettuate secondo quanto indicato in BASSO e MAZUCOTELLI (1975).

##### 4.1. GLI ORTOGNEISS GRANITOIDI

Gli ortogneiss granitoidi affioranti nelle sezioni di Costa Dardella e di Nucetto mostrano una composizione chimica alquanto variabile, particolarmente per quanto riguarda  $\text{SiO}_2$  ( $\bar{x} = 71,33\%$ ,  $\sigma = 4,04$ ),  $\text{Al}_2\text{O}_3$  ( $\bar{x} = 17,11\%$ ,  $\sigma = 2,86$ ),  $\text{CaO}$  ( $\bar{x} = 0,41\%$ ,  $\sigma = 0,47$ ) e  $\text{Na}_2\text{O}$  ( $\bar{x} = 2,69\%$ ,  $\sigma = 0,86$ ).

Tale variabilità composizionale può essere ritenuta originaria, pur essendo in parte influenzata da effetti di mobilizzazioni locali di cui esistono evidenze petrografiche. Mediamente sembra possibile che tali effetti si siano configurati in un arricchimento relativo di  $\text{Al}_2\text{O}_3$  e un allontanamento di  $\text{CaO}$  e  $\text{Na}_2\text{O}$ .

Gli ortogneiss di Barbassiria sono invece caratterizzati da una maggiore omogeneità composizionale, con tenori particolarmente costanti in  $\text{SiO}_2$  ( $\bar{x} = 76,20\%$ ,  $\sigma = 1,79$ ),  $\text{Al}_2\text{O}_3$  ( $\bar{x} = 13,56\%$ ,  $\sigma = 0,38$ ),  $\text{Fe}_2\text{O}_3^+$  ( $\bar{x} = 0,61\%$ ,  $\sigma = 0,23$ ),  $\text{Na}_2\text{O}$  ( $\bar{x} = 3,05\%$ ,  $\sigma = 0,30$ ) e  $\text{K}_2\text{O}$  ( $\bar{x} = 4,5\%$ ,  $\sigma = 0,48$ ).

Si osservano in sostanza, rispetto agli Ortogneiss di Nucetto, maggiori contenuti in

silice (mediamente circa il 5%), minori tenori in allumina (3,5%) e valori leggermente meno elevati di ferro, calcio, magnesio, fosforo e titanio.

Queste differenze di chimismo nella mesonorma calcolata secondo MIELKE e WINKLER (1979) si traducono in più elevati tenori di quarzo e albite normativi negli ortogneiss di Barbassiria, e maggiori tenori in corindone, biotite e apatite normativi in quelli di Nucetto; l'ortoclasio mantiene in entrambi valori sostanzialmente analoghi.

Sia pure tenuto conto delle variazioni di chimismo presentate in particolar modo dagli Ortogneiss di Nucetto, la composizione strettamente granitica di tutti i campioni è evidenziata dai diagrammi classificativi di DE LA ROCHE et al. (1980) e di STRECKEISEN (1976) di fig. 7 a e di fig. 8: in quest'ultimo le percentuali di quarzo, feldspato alcalino e plagioclasio calcolate sulla base dei valori normativi si sono rivelate in buon accordo con i dati dell'analisi modale.

I trends di variazione dei caratteri chimici fondamentali, rappresentati nelle figure 7 a, 9, 10 e 11, interessano un intervallo troppo modesto per consentire una precisa classificazione del loro carattere magmatico. Tuttavia sembra di poter attribuire agli ortogneiss granitoidi un carattere generalmente calcalino, in analogia con gli andamenti osservati per i diversi elementi in alcune serie calcaline (DE LA ROCHE e LETERRIER, 1973; fig. 7 a) e nei batoliti calco-alcalini terziari del Nord America (figg. 9, 10 e 11).

In questi ultimi diagrammi i punti rappresentativi cadono sostanzialmente nello stesso campo dei metagranitoidi austroalpini dell'Ordoviciano (BORSI et al., 1980; PECCELLI et al., 1979; SASSI e ZIRPOLI, 1979).

La mancanza di indicazioni a favore di processi di differenziazione da magmi più basici, peraltro assenti, la predominanza di un tipo litologico (granito), caratterizzato tuttavia nel proprio ambito da una certa variabilità composizionale e il contesto geologico generale fanno ritenere probabile un'origine prima degli ortogneiss granitoidi attraverso processi di anatessi crostale.

I successivi eventi metamorfici hanno reso problematico il riconoscimento tra una derivazione per fusione di rocce magmatiche

(« I-types ») o di rocce metasedimentarie (« S-types »).

Tuttavia, sulla base di alcuni criteri distintivi (CHAPPEL e WHITE, 1974; WHITE e CHAPPEL, 1977), sembra proponibile una derivazione dei metagranitoidi di Nucetto, Costa Dardella e Barbassiria da metapeliti alluminifere. Si osservano infatti indicativi contenuti in  $\text{Na}_2\text{O}$  e  $\text{K}_2\text{O}$  (mediamente 2,69 % di  $\text{Na}_2\text{O}$  con 4,89 % di  $\text{K}_2\text{O}$  per gli Ortogneiss di Nucetto e 3,05 % di  $\text{Na}_2\text{O}$  con 4,56 % di  $\text{K}_2\text{O}$  per quelli di Barbassiria), valori del rapporto molecolare  $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} + \text{CaO}$  sempre maggiori di 1,1 (mediamente 1,63 per Nucetto e 1,33 per Barbassiria), alte percentuali di corindone normativo, composizioni limitate ad alte percentuali di silice ed una certa irregolarità nei diagrammi di variazione.

Tale ipotesi sembra confermata anche dalle osservazioni effettuate circa la natura mineralogico-petrografica del probabile materiale restitico (ad es. granato nei metagranitoidi di Barbassiria).

Analoghe indicazioni sembrano inoltre emergere dallo studio attualmente in corso sulla distribuzione delle terre rare.

Si può inoltre ricordare che in ortogneiss granitoidi di altri massicci cristallini brianzoni liguri, che presentano notevoli analogie con quelli studiati (ad es. Savona e Pallare) sono stati rinvenuti materiali restitici di sicura origine pelitica.

I valori normativi di Qz, Or, Ab e An proiettati nei diagrammi ternari Qz-Or-Ab e An-Or-Ab per  $P_{H_2O} = 5$  kb (WINKLER et al., 1975; WINKLER e BREITBART, 1978) indicano (fig. 12) una notevole vicinanza alla linea cotettica  $PE_5$  dei diversi punti, che tuttavia evidenziano valori di quarzo superiori a quelli indicati nei vari punti delle isoterme.

Questo comporta, sia per gli Ortogneiss di Nucetto che per quelli di Barbassiria, un'appartenenza allo spazio del Qz nel sistema, con una cristallizzazione iniziale del quarzo, quindi una cristallizzazione quarzo + alcali-feldspato, ai quali si unisce infine il plagioclasio.

I rari caratteri strutturali relitti sembrano indicare che solo una piccolissima quantità di quarzo cristallizza prima della massiccia cristallizzazione di K-feldspato.

Sembra pertanto probabile la presenza in queste rocce di quarzo restitico.

#### 4.2. I GRANOFIRI

I granofiri di rio Castorello sono caratterizzati da una notevole omogeneità composizionale. I tenori medi particolarmente elevati in  $\text{SiO}_2$  ( $\bar{x} = 76,96$  %,  $\sigma = 1,04$ ) e in  $\text{Na}_2\text{O}$  ( $\bar{x} = 3,52$  %,  $\sigma = 0,19$ ) e quelli leggermente più bassi in  $\text{K}_2\text{O}$  ( $\bar{x} = 4,25$  %,  $\sigma = 0,28$ ) evidenziano nei vari diagrammi (figg. 7 a, 8, 10 e 11) un certo scostamento dei punti rappresentativi da quelli degli ortogneiss affioranti alla Costa Dardella, ciò che non contrasta con la diversa età assegnata ai due litotipi.

Alcune differenze di chimismo sono peraltro evidenti anche nel confronto con i granofiri di Barbassiria. Questi ultimi, notevolmente simili, per chimismo, agli ortogneiss cui sono associati, mostrano rispetto ai granofiri di rio Castorello un contenuto in  $\text{SiO}_2$  minore e più variabile ( $\bar{x} = 74,83$  %,  $\sigma = 3,11$ ), un tenore più alto in  $\text{Al}_2\text{O}_3$  ( $\bar{x} = 14,74$  %,  $\sigma = 2,36$ ), valori mediamente più elevati in  $\text{K}_2\text{O}$  ( $\bar{x} = 5,01$  %,  $\sigma = 0,32$ ) e meno elevati in  $\text{Na}_2\text{O}$  ( $\bar{x} = 3,18$  %,  $\sigma = 0,32$ ), in  $\text{Fe}_2\text{O}_3^+$  ( $\bar{x} = 0,55$  %,  $\sigma = 0,07$ ) e in  $\text{P}_2\text{O}_5$  ( $\bar{x} = 0,06$  %,  $\sigma = 0,10$ ). Nei diversi diagrammi si può in effetti osservare un relativo scostamento tra i punti rappresentativi dei granofiri di Barbassiria e di rio Castorello.

Sotto l'aspetto normativo i granofiri di Barbassiria presentano minori quantità di quarzo (circa 37 % rispetto a 40 % dei granofiri di rio Castorello) e di apatite (0,13 % rispetto a 0,50 %), mentre sono caratterizzati da maggiori tenori in ortoclasio (28,5 % rispetto a 26,5 %) e corindone (3,7 % rispetto a 2,4 %); l'albite normativa presenta valori analoghi.

Anche per i granofiri valgono le considerazioni effettuate per gli ortogneiss, circa i caratteri magmatici e le modalità di formazione attraverso processi di anatessi crostale, indicati anche dalle osservazioni microstrutturali.

Sulla base dei già citati criteri distintivi (CHAPPEL e WHITE, 1974; WHITE e CHAPPEL, 1977) i granofiri di Barbassiria mostrano una probabile origine di tipo «S», mentre quelli di rio Castorello presentano

TABELLA 2

## Caratteri chimici dei campioni analizzati

Camp. 2480, 2484, 2488, 2489 = Ortogneiss di Nucetto; camp. 2490 = scisto a cloritoide negli Scisti di Viola (dato analitico riportato per confronto solo in tabella e non nelle figure); camp. 2506, 2508, 2511 = metarioliti di C. Lisetto; camp. 2512, 2514 = metavulcaniti di tipo Eze negli Scisti di Viola; camp. 2689, 2690 = intercalazioni riolitiche nella Formazione di Ollano; camp. 2916, 2917, 2918, 2919 = metarioliti di Borgo; camp. 2947 D, 2947 A, 2947 F, 2948 A = clasti vulcaniti nella Formazione di Ollano; camp. 3086, 3087, 3088, 3089, 3090 = granofiri di rio Castorello; camp. 2681, 2714, 2715, 2716, 2717 = metarioliti di Barbassiria; camp. 2702, 2703, 2704, 2706, 2707, 2708, 2711, 2739 = granofiri di Barbassiria; camp. 2693, 2694, 2699, 2710, 2737, 2738, 2746, 2750, 2751 = ortogneiss granitoidi di Barbassiria.

	2480	2484	2488	2489	2490	2506	2508	2511	2512	2514	2689	2690
SiO <sub>2</sub>	74.51	66.68	69.22	74.90	64.89	68.80	69.99	72.82	60.97	62.70	65.33	70.44
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14.40	19.97	19.15	14.90	22.40	14.93	13.90	14.08	17.79	21.04	22.05	13.71
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> <sup>+</sup>	.83	1.06	.56	1.05	1.65	3.58	3.72	2.89	4.29	2.42	1.02	3.01
CaO	.06	1.07	.44	.08	.68	.86	.06	.11	3.38	.54	.62	1.66
MgO	.29	.48	.52	.38	1.81	1.25	1.06	.59	2.45	2.98	.84	.69
Na <sub>2</sub> O	3.47	2.98	1.46	2.85	.35	3.54	3.70	3.24	4.02	2.83	1.98	2.94
K <sub>2</sub> O	4.77	4.61	5.93	4.25	3.78	3.84	4.78	4.41	2.52	2.68	4.60	4.39
MnO	.03	.03	.03	.03	.06	.07	.07	.01	.10	.05	.04	.06
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	.26	.04	.10	.02	.10	.29	.53	.03	.57	.09	.06	.30
TiO <sub>2</sub>	.09	.60	.75	.05	.70	.74	.85	.66	.73	.86	1.00	.22
L.O.I.	1.31	2.07	1.55	1.36	3.50	1.96	1.28	1.05	3.10	3.46	2.27	2.51
Tot.	100.02	99.59	99.71	99.87	99.92	99.86	99.94	99.89	99.92	99.65	99.81	99.93

Simbolo	*	*	*	*		Δ	Δ	Δ	▽	▽	□	□	
	2916	2917	2918	2919	2947 D	2947A	2947F	2948A	3086	3087	3088	3089	3090
SiO <sub>2</sub>	78.15	73.76	74.71	70.95	77.62	62.33	66.43	66.31	77.32	76.19	78.44	77.08	75.78
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14.06	14.26	13.75	15.97	10.78	18.43	14.85	15.03	12.73	13.34	10.95	13.36	13.82
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> <sup>+</sup>	1.92	1.60	1.90	2.73	.82	4.57	4.16	4.28	.78	.95	1.21	.87	1.01
CaO	.05	.06	.05	.07	.08	.06	.68	.42	.08	.10	.05	.05	.09
MgO	.24	.21	.20	.42	.46	1.16	1.41	1.06	.03	.04	.10	.03	.05
Na <sub>2</sub> O	1.71	2.91	2.49	1.80	2.39	3.86	2.75	3.15	3.67	3.68	3.63	3.31	3.32
K <sub>2</sub> O	2.05	5.35	5.15	5.52	4.14	5.45	5.27	5.18	4.06	4.24	4.41	3.91	4.62
MnO	.02	.02	.02	.04	.04	.08	.06	.05	.01	.02	.01	.02	.02
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	.12	.16	.11	.17	.31	.21	.44	.44	.22	.20	.20	.19	.24
TiO <sub>2</sub>	.56	.39	.47	.36	.59	1.08	.74	.63	.06	.08	.07	.05	.06
L.O.I.	.75	1.12	.89	1.94	2.68	2.71	3.06	3.14	.89	.94	.82	1.04	.78
Tot.	99.61	99.82	99.72	99.93	99.91	99.94	99.85	99.69	99.85	99.78	99.89	99.91	99.79

Simbolo	▲	▲	▲	▲	◇	◇	◇	◇	+	+	+	+	+
---------	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---

(continua)

caratteri «S» meno accentuati: tuttavia per questi ultimi sembra accertata, dai dati petrografici, la presenza di materiale pelitico di origine restitica.

I punti rappresentativi dei granofiri sul diagramma di fig. 12 indicano condizioni di cristallizzazione molto prossime alla linea coettica PE<sub>5</sub>, particolarmente per i granofiri

Segue Tab. 2

	2681	2714	2715	2716	2717	2702	2703	2704	2706	2707	2708
SiO <sub>2</sub>	72.17	70.73	76.24	77.02	75.50	75.26	76.58	68.74	74.92	78.20	76.99
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> <sup>+</sup>	14.99	19.08	14.13	12.62	14.73	14.62	13.03	19.72	14.61	12.51	13.12
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> <sup>+</sup>	1.39	.41	.56	1.10	.66	.56	.56	.46	.58	.52	.68
CaO	.15	.31	.05	.08	.05	.05	.08	.44	.04	.04	.07
MgO	.44	.25	.04	.05	.04	.06	.06	.20	.10	.05	.10
Na <sub>2</sub> O	3.72	2.56	3.35	3.44	3.37	3.56	3.16	3.13	3.44	3.00	2.90
K <sub>2</sub> O	4.97	3.94	4.44	4.53	4.62	4.77	5.45	5.28	5.33	4.79	4.82
MnO	.03	.04	.03	.02	.04	.01	.04	.02	.02	.01	.02
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	.03	.12	.01	.11	.02	.01	.01	.04	.01	.01	.31
TiO <sub>2</sub>	.54	.78	.10	.08	.05	.08	.09	.85	.11	.11	.19
L.O.I.	1.50	.67	.95	.85	.93	.99	.85	.72	.79	.73	.77
Tot.	99.93	98.89	99.90	99.88	100.01	99.97	99.91	99.60	99.95	99.97	99.97
Simbolo	●	●	●	●	●	■	■	■	■	■	■
	2711	2739	2693	2694	2699	2710	2737	2738	2746	2750	2751
SiO <sub>2</sub>	71.74	76.19	72.51	77.73	76.51	76.27	76.68	74.42	78.45	77.18	76.09
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> <sup>+</sup>	16.42	13.85	14.28	12.99	13.39	13.78	13.69	13.20	13.32	13.67	13.75
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> <sup>+</sup>	.53	.48	1.21	.54	.63	.58	.52	.49	.41	.57	.53
CaO	1.07	.06	.10	.05	.18	.05	.06	.41	.05	.08	.07
MgO	.27	.06	1.42	.16	.31	.34	.13	.22	.06	.11	.28
Na <sub>2</sub> O	2.71	3.57	2.58	3.31	3.19	3.30	3.05	2.56	2.96	3.15	3.37
K <sub>2</sub> O	5.05	4.58	4.95	4.34	4.53	4.45	4.79	5.37	3.64	4.30	4.71
MnO	.02	.01	.07	.01	.02	.02	.02	.02	.02	.02	.02
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	.10	.01	.03	.01	.01	.01	.02	.08	.01	.01	.01
TiO <sub>2</sub>	.82	.05	.21	.09	.05	.05	.10	.97	.05	.05	.20
L.O.I.	1.34	.99	2.52	.72	1.04	1.09	.92	1.21	.99	.75	.95
Tot.	100.07	99.85	99.88	99.95	99.86	99.94	99.98	98.95	99.96	99.89	99.98
Simbolo	■	■	○	○	○	○	○	○	○	○	○

di Barbassiria, in accordo con i caratteri microstrutturali primari.

Nei granofiri di rio Castorello si osservano invece valori di quarzo più elevati di quelli indicati nei vari punti delle isoterme. È verosimile che tale eccesso di quarzo sia dovuto alla presenza di materiali restitici, come evidenziato dai caratteri petrografici.

#### 4.3. LE METAROLITI DI C. LISETTO

L'analisi chimica conferma il carattere essenzialmente riolitico (fig. 7 b), con presenza di valori relativamente elevati di Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub><sup>+</sup> ( $\bar{x} = 3,40\%$ ,  $\sigma = 0,44$ ), TiO<sub>2</sub> ( $\bar{x} = 0,75\%$ ,  $\sigma = 0,10$ ), in MgO ( $\bar{x} = 0,97\%$ ,  $\sigma = 0,34$ ) e da tenori in Na<sub>2</sub>O ( $\bar{x} = 3,49\%$ ,  $\sigma = 0,23$ )

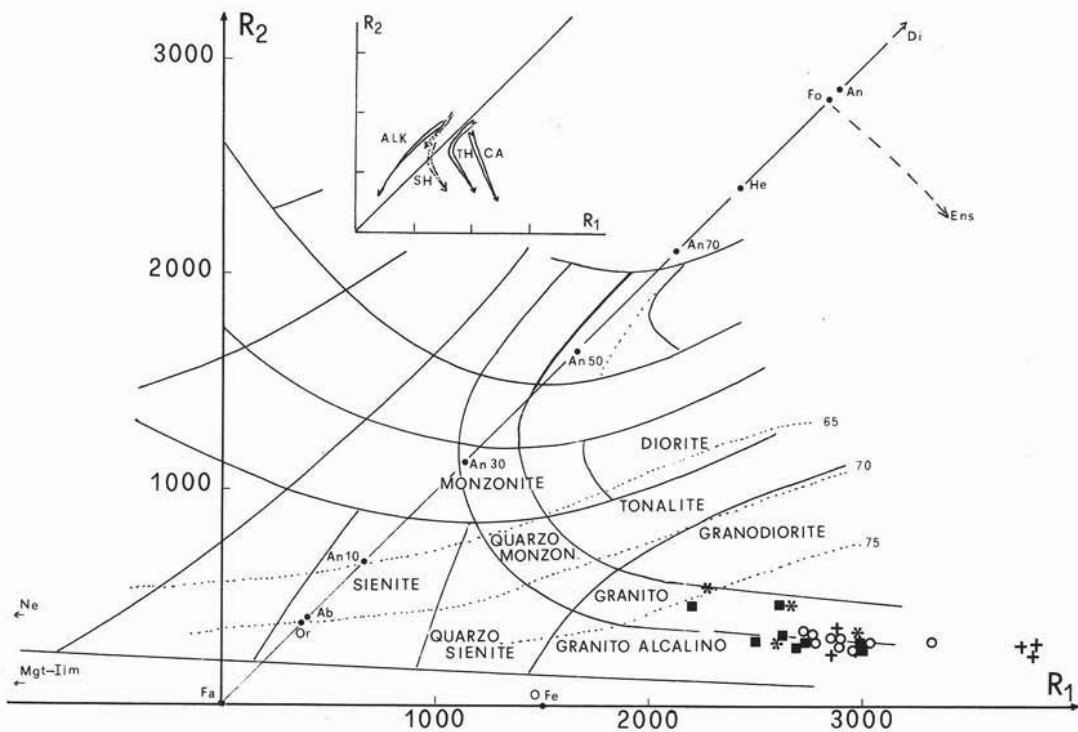


Fig. 7 a. — Diagramma  $R_1$ - $R_2$  (DE LA ROCHE et al., 1980) per le rocce intrusive. -  $R_1 = 4 \text{ Si} - 11 (\text{Na} + \text{K}) - 2 (\text{Fe} + \text{Ti})$ ;  $R_2 = 6 \text{ Ca} + 2 \text{ Mg} + \text{Al}$ .

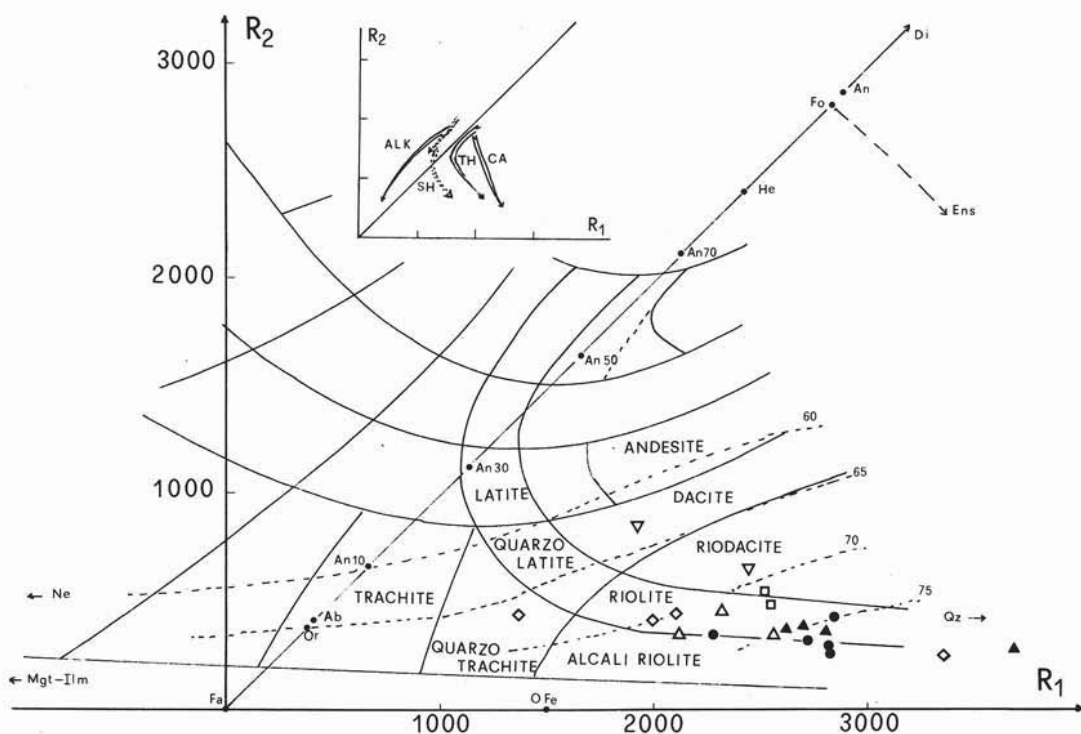


Fig. 7 b. — Diagramma  $R_1$ - $R_2$  (DE LA ROCHE et al., 1980) per le rocce effusive.

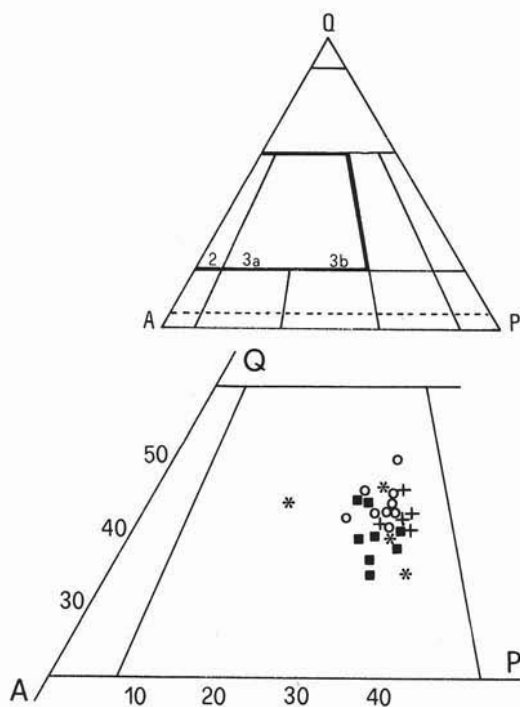


Fig. 8. — Diagramma di STRECKEISEN (1976). - Campo 2 = graniti alcalini; campo 3a = sienograniti; campo 3b = monzograniti.

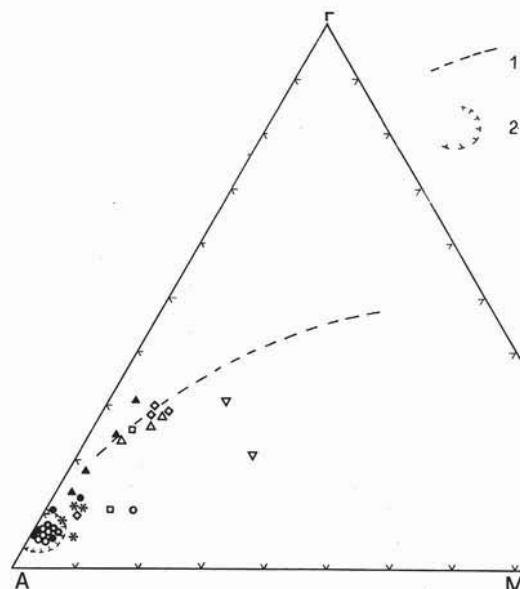


Fig. 9. — Diagramma AFM ( $A = \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ ;  $F = \text{Fe}$  totale come  $\text{FeO}$ ;  $M = \text{MgO}$ ). - 1 = trend del batolite calco-alcalino della California; 2 = campo dei granofiri del rio Castorello e di Barbassiria.

superiori a quelli delle altre metarioliti esaminate.

Tali composizioni, dal punto di vista normativo, si configurano in una paragenesi costituita, in ordine decrescente, da quarzo (mediamente 33%), albite (30%), ortoclasio (21%) ed elevate percentuali di biotite (7%). Presenti in rilevanti quantità magnetite, ilmenite e apatite normative.

Le metarioliti di Borgo, pur essendo caratterizzate mediamente da un chimismo più acido, con valori inferiori di  $\text{Fe}_2\text{O}_3^+$  ( $\bar{x} = 2,04\%$ ,  $\sigma = 0,48$ ),  $\text{TiO}_2$  ( $\bar{x} = 0,45\%$ ,  $\sigma = 0,09$ ),  $\text{MgO}$  ( $\bar{x} = 0,27\%$ ,  $\sigma = 0,10$ ),  $\text{Na}_2\text{O}$  ( $\bar{x} = 2,23\%$ ,  $\sigma = 0,57$ ) e maggiori percentuali di silice, con conseguente variazione dei caratteri normativi, mostrano in qualche caso (es.: camp. 2918) notevoli analogie di chimismo con le metarioliti di C. Lisetto, mentre più in generale sembrano rappresentarne i termini più acidi.

Infatti, l'insieme metarioliti di C. Lisetto e metarioliti di Borgo — in accordo con il contesto geologico — sembra formare un'unica serie a carattere calcalcalino, dove le metarioliti di C. Lisetto rappresenterebbero i termini mediamente più basici e quelle di Borgo i termini più acidi. Tale relazione è particolarmente evidente nei diagrammi delle figure 7a, 9 e 11.

#### 4.4. LE METARIOLITI DI BARBASSIRIA

La composizione chimica risulta strettamente riolitica (fig. 7b). Se si eccettuano i tenori in  $\text{Fe}_2\text{O}_3^+$  ( $\bar{x} = 0,82\%$ ,  $\sigma = 0,41$ ) e  $\text{TiO}_2$  ( $\bar{x} = 0,31\%$ ,  $\sigma = 0,33$ ) leggermente più elevati, i valori medi di  $\text{SiO}_2$  ( $\bar{x} = 74,33\%$ ,  $\sigma = 2,73$ ),  $\text{Al}_2\text{O}_3$  ( $\bar{x} = 15,11\%$ ,  $\sigma = 2,40$ ),  $\text{Na}_2\text{O}$  ( $\bar{x} = 3,29\%$ ,  $\sigma = 0,43$ ) e  $\text{K}_2\text{O}$  ( $\bar{x} = 4,5\%$ ,  $\sigma = 0,37$ ) risultano molto vicini a quelli degli ortogneiss e praticamente assimilabili a quelli dei granofiri di Barbassiria.

Al contrario esistono differenze di qualche rilevanza rispetto alle metarioliti di C. Lisetto e di Borgo: più elevati valori normativi di quarzo (circa 38%), ortoclasio (24%), corindone (5%) e minori di albite (27%), biotite (2%) e apatite (0,10%).

#### 4.5. INTERCALAZIONI E CLASTI METARIOLI-TICI NELLA FORMAZIONE DI OLLANO

I caratteri chimici delle intercalazioni risultano influenzati sia da possibili inquinazioni

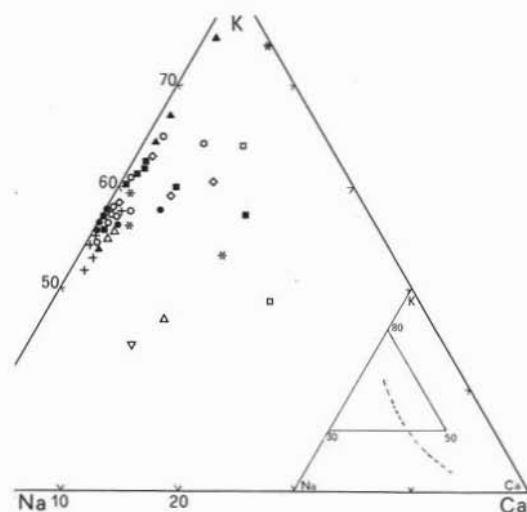


Fig. 10. — Diagramma Na-K-Ca. - La linea tratteggiata nel diagramma in piccolo sulla destra rappresenta il trend del batolite calco-alcalino della California.

menti dovuti all'esiguo spessore delle intercalazioni stesse, sia dalla commistione con materiali eterogenei, evidenziata dallo studio petrografico, derivante dall'origine essenzialmente esplosiva di questi livelli.

Ne risultano caratteri variabili ed una difficile definizione del significato dei tenori medi nei diversi elementi, che tuttavia sembrano sufficienti a distinguere queste metarioliti da quelle precedentemente prese in esame.

Presentano infatti più elevati valori normativi di anortite e biotite e, talora, contenuti in Al, Fe e Ca tra i più alti osservati.

È interessante rilevare come, sulla base di studi attualmente in corso, sembrano emergere alcune analogie tra queste intercalazioni e le metarioliti di Osiglia.

Per quanto riguarda l'analisi dei clasti di rocce effusive compresi nella Formazione di Ollano, questi mostrano una certa variabilità: la composizione risulta essenzialmente riolitica, mentre un campione cade nel campo delle quarzo-latiti.

Pur trattandosi di materiali probabilmente di diversa provenienza, esistono tuttavia termini simili alle altre metarioliti esaminate; d'altra parte appare evidente che per il numero esiguo dei campioni esaminati e la selezione operata dal rimaneggiamento non possono essere svolte ipotesi interpretative.

#### 4.6. LE METAVULCANITI DI TIPO EZE NEGLI SCISTI DI VIOLA

Sono riportati in tab. 2 e nei diversi diagrammi anche i dati chimici di due campioni provenienti da intercalazioni entro gli Scisti di Viola, a titolo di confronto con gli altri litotipi considerati.

La composizione dacitico-riodacitica e il carattere più femico differenziano nettamente questi termini dall'insieme dei prodotti riolitici esaminati. Lo scostamento della composizione chimica rispetto ai termini più tipici della Formazione di Eze (dati non pubblicati) ed in particolare il più elevato contenuto in silice sono, almeno in parte, attribuibili a fenomeni di rimaneggiamento sedimentario.

### 5. Riepilogo e conclusioni

#### 5.1. IPOTETICA STRATIGRAFIA DEI TERRENI PRE-MESOZOICI

In chiusura di questo lavoro ci sembra opportuno presentare in un quadro coordinato la stratigrafia dei terreni pre-mesozoici del Brianzone ligure interno scaturita dallo studio eseguito, anche per sottolinearne l'alto grado ipotetico (figg. 13 e 14).

I terreni più antichi sono rappresentati da gneiss ed anfiboliti, che recano tracce di un evento metamorfico pre-varisico (MES-SIGA, 1981).

Gli ortogneiss granitoidi di Nucetto — ai quali ipoteticamente associamo anche quelli di Barbassiria, che, pur con caratteri specifici, sembrano mostrare una sostanziale analogia composizionale — costituiscono il prodotto di un evento magmatico, derivato da anatessi crostale probabilmente di metasedimenti, che può trovare due collocazioni temporali: al termine del ciclo ordoviciano-siluriano o all'inizio di quello varisico. Questi magmi debbono essere messi in posto entro un basamento che, oltre a gneiss ed anfiboliti, comportava verso l'alto complessi non metamorfici (fig. 14 a), che l'evento varisico trasformò nelle filladi, nelle metareniti e nelle radiolariti più o meno scistose presenti in clasti nella Formazione di Ollano (fig. 14 b).

Dal punto di vista dell'età dell'intrusione e del tipo di rocce originariamente incassanti



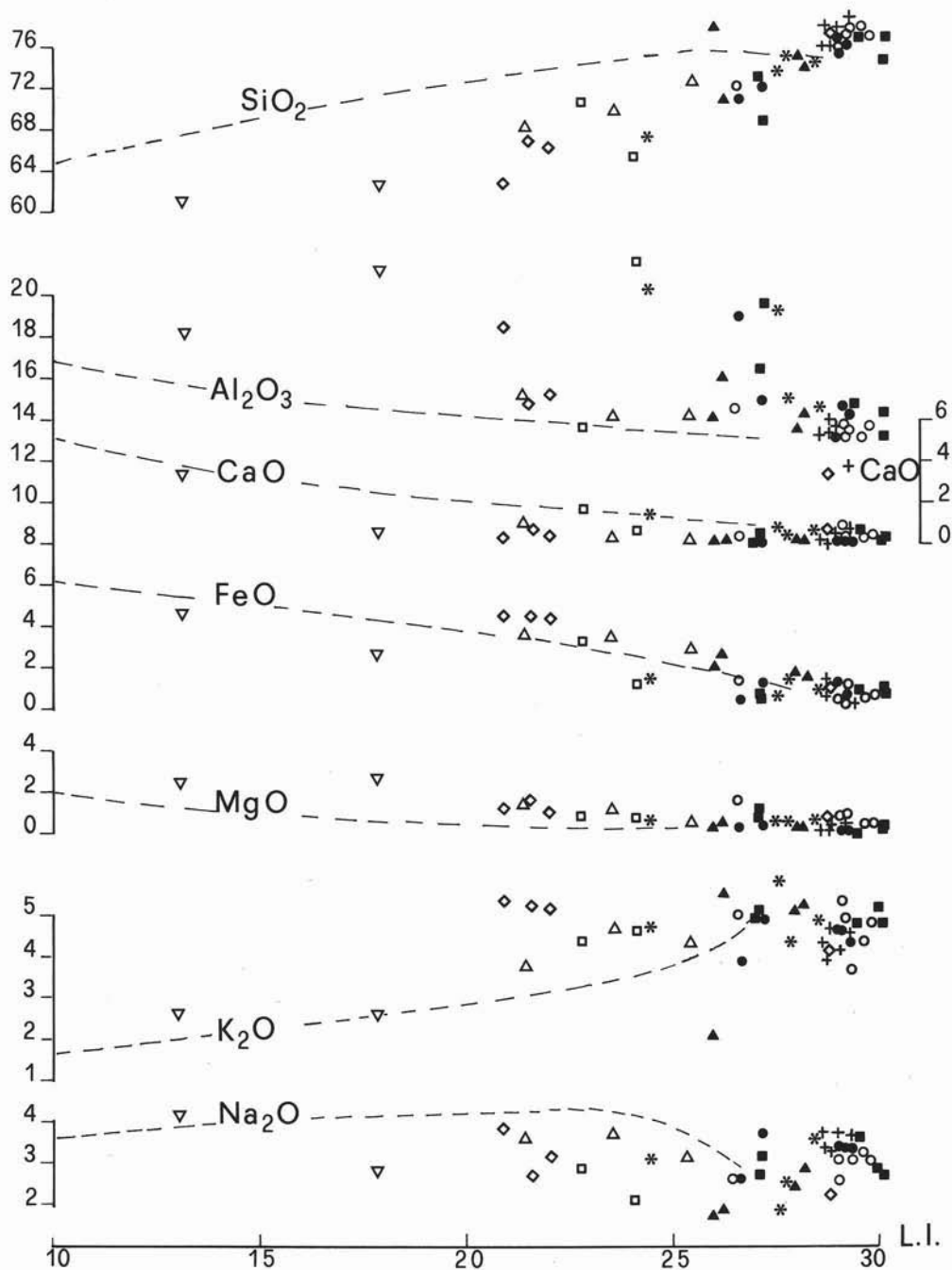


Fig. 11. — Variazione dei principali ossidi rispetto all'indice di Larsen. -  $L.I. = 1/3 SiO_2 + K_2O - (CaO + MgO + FeO \text{ tot.})$ .

i metagranitoidi di Nucetto, Costa Dardella (e Barbassiria) non possono essere differenziati da quelli di Calizzano, Pallare e, vero-

similmente, da almeno una parte di quelli di Savona, per i quali è appena stata proposta (DEL MORO et al., 1982) la stessa al-

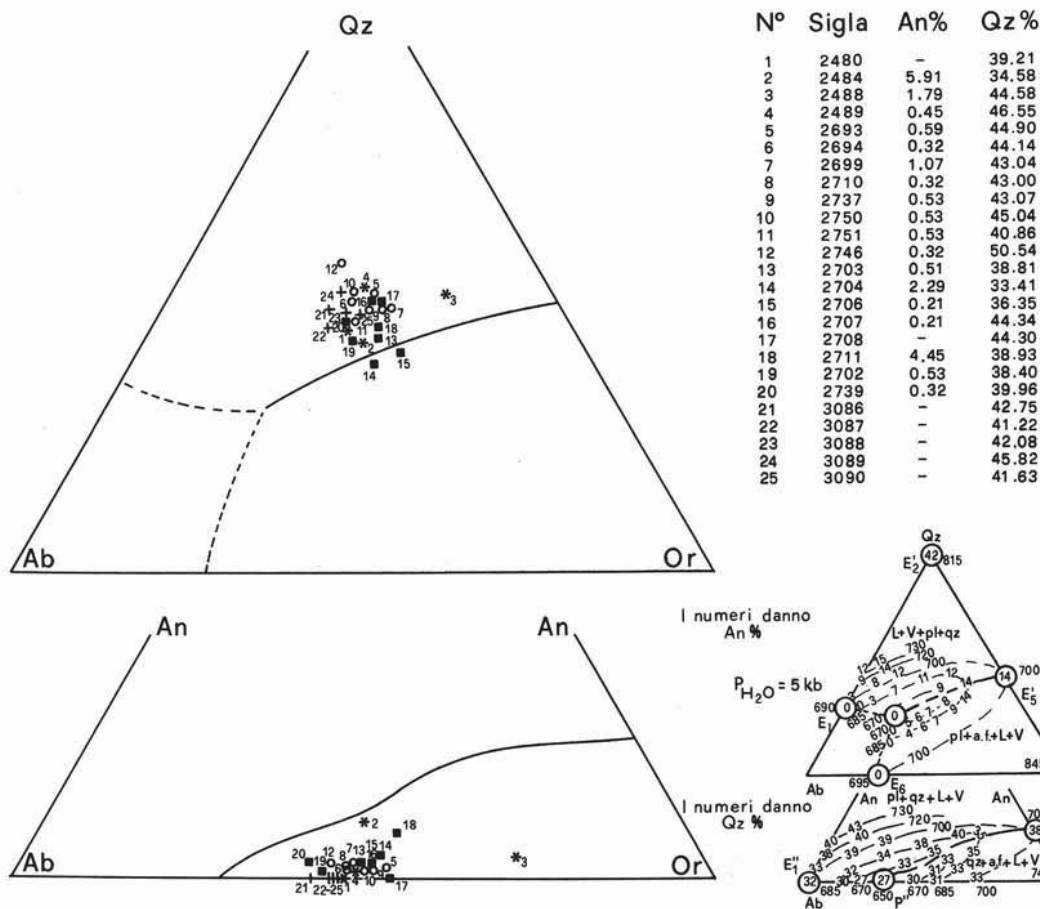


Fig. 12. — Proiezione dei campioni esaminati nel tetraedro  $Qz-Ab-Or-An$  (WINKLER et al., 1975; WINKLER e BREITBART, 1978).

ternativa cronologica. Anche il confronto petrografico — per ora non approfondito — ne indica una sostanziale analogia. Solo l'evoluzione strutturale alpina, forse come conseguenza di una posizione paleogeografica differente nell'ambito del Brianzone interno, sarebbe diversa.

Preciudendo dall'ipotesi — possibile, ma attualmente non sostenuta da alcun dato di fatto — che i granitoidi siano in parte caledoniani ed in parte ercinici, un elemento indiretto di notevole peso per l'identificazione degli eventi pre-mesozoici è rappresentato dall'età del più antico metamorfismo nei Paragneiss di Lisio.

Posto che questi derivino dallo smantellamento dei sottostanti granitoidi (ciò che ci sembra altamente probabile, anche se non

certo), sulla base degli elementi raccolti e dei confronti tra le coperture metasedimentarie degli ortogneiss granitoidi di Nucetto e Costa Dardella da un lato e di Barbassiria dall'altro, noi abbiamo ritenuto che i paragneiss in questione siano esenti dal metamorfismo varisco. In questa ipotesi, la concatenazione logica degli eventi [intrusione dei granitoidi (fig. 14 a); loro metamorfismo (fig. 14 b); smantellamento della loro copertura e, finalmente, loro venuta a giorno per alimentare gli attuali metasedimenti di Lisio (fig. 14 c)] può essere sia distribuita nell'arco di tempo compreso tra il Siluriano-Devoniano ed il Namuriano, sia concentrata tutta nell'intervallo Dinantiano-Namuriano.

Viceversa, se i Paragneiss di Lisio — mantenendone il significato di prodotti dello

smantellamento dei granitoidi — hanno subito il metamorfismo varisico, la catena di eventi si allunga, poichè all'ultimo di quelli predetti si deve aggiungere, prima del metamorfismo varisico, un seppellimento dei graniti e dei sedimenti di Lisio da parte di una copertura che abbia loro assicurato le condizioni termo-bariche sufficienti a svilupparvi paragenesi in facies anfiboliti-scisti verdi di alto grado. Tale copertura, di cui non esiste traccia, dovrebbe essere stata successivamente demolita e trasportata altrove prima dell'inizio dell'attività vulcanica che prelude ed accompagna la deposizione della Formazione di Ollano.

Nell'ipotesi — a nostro giudizio preferibile — che i paragneiss siano posteriori al metamorfismo varisico, mantenendo per la messa in posto dei granitoidi l'alternativa tra un'età « caledoniana » ed una dinantiana inferiore, la tappa successiva (Dinantiano-Namuriano?) vede la loro trasformazione in ortogneiss e la loro successiva venuta in superficie. Poichè, come detto, è assai probabile che essi siano correlabili, per età ed evoluzione prealpina, ai granitoidi del Savonese, l'età del metamorfismo in questi ultimi (DEL MORO et al., 1982) conferma la ricostruzione qui prospettata: l'evento metamorfico scistogeno avrebbe quindi età sudetica, analogamente a quanto è stato rilevato anche in altri settori di questa porzione della catena ercinica.

Nell'intervallo Namuriano superiore-Westfaliano inferiore (?) si depositano i sedimenti di tipo Lisio, ai quali, verso l'alto, si alternano e successivamente si sostituiscono i prodotti di un'attività vulcanica precoce, con caratteri essenzialmente riolitici, ma occasionalmente andesitici, come testimoniano i clasti di tale natura osservati, sia pur raramente, nella Formazione di Ollano (fig. 14 c).

Indizi di eventi intrusivi di questa età — così diffusi in altre parti dell'arco alpino — esistono solo indirettamente, sotto forma di clasti di granodioriti prive di metamorfismo ercinico presenti in piroclastiti intercalate alle sequenze detritiche della Formazione di Ollano. A questi possiamo aggiungere la segnalazione di un modesto affioramento di granodiorite — tuttora allo studio — che abbiamo rinvenuto nei pressi di Borda, lungo la Bormida di Millesimo, nella quale il meta-

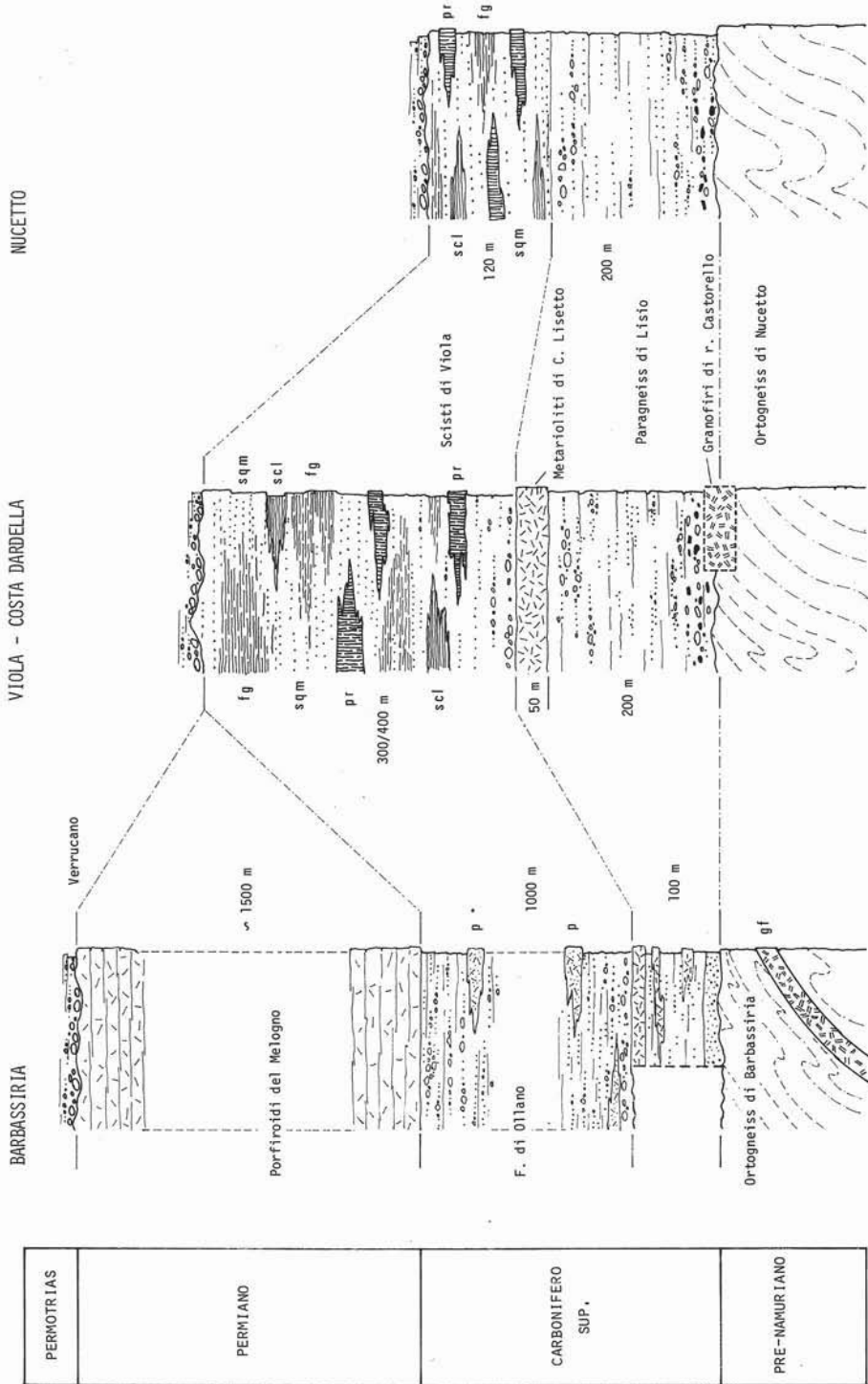
morfismo varisico sembra assente.

Benchè l'attività riolitica carbonifera sia stata osservata in tutti i settori studiati, la sua distribuzione areale ed i suoi caratteri sono lunghi dall'essere omogenei: vulcaniti e piroclastiti acide, pur risultando sostanzialmente coeve e probabilmente originate dallo stesso processo di anatessi crostale, sono infatti ampiamente rappresentate nella parte esterna del dominio Brianzonese interno (zona di Barbassiria), dove mostrano un carattere mediamente più acido e tendenzialmente più alcalino (dati non pubblicati) e solo modestamente e sporadicamente in quella interna (C. Lisetto e Borgo), ove il carattere è maggiormente femico.

Tale distribuzione non è certamente casuale, poichè ad essa si accompagna la diversa attività deposizionale westfaliana-stefaniana nei due settori: alle potenti successioni detritiche — probabili riempimenti di Graben intra-continentali attivi (VANOSI, 1970 a) — della Formazione di Ollano all'esterno, si contrappongono infatti all'interno i depositi, presumibilmente continentali, molto meno spessi e grossolani, con testimonianze di un'attiva degradazione chimica (gli attuali scisti a cloritoide), oggi complessivamente rappresentati dagli Scisti di Viola e di Muraldo (fig. 14 c).

Appare così evidente che la venuta a giorno dei prodotti del vulcanismo riolitico (nel Westfaliano inferiore?) è condizionata e guidata da quella stessa attività tettonica di tipo « distensivo », relativamente persistente, che ha poi (Westfaliano superiore-Stefaniano) mantenuto attivi i Graben; in tal modo si spiegano anche i ripetuti, sporadici episodi vulcanici che accompagnano a diversi livelli la deposizione della Formazione di Ollano, fino a quelli piroclastici che — in posizione molto più esterna, nel Brianzonese della val Tanarello — coronano la Formazione stessa e preannunciano le grandi coltri ignimbratiche permiane.

Un'altra sostanziale differenza tra le due porzioni interna ed esterna del dominio Brianzonese interno è rappresentata dalle manifestazioni di un vulcanismo intermedio (Formazione di Eze), che caratterizza il settore più interno proprio nel momento (Westfaliano superiore-Stefaniano?) in cui in quello



esterno il vulcanismo acido si riduce enormemente.

La presa di posizione dei corpi granofirici, con caratteri chimici assai simili sia alla Costa Dardella che a Barbassiria, non è per ora databile con sicurezza.

Il fatto che nella Formazione di Ollano manchino clasti di rocce granofiriche potrebbe essere un indizio della posteriorità di queste ultime rispetto all'evento varisico. Se l'attuale apparente associazione ai metasedimenti ed alle metarioliti rispecchia in qualche modo la loro originaria giacitura intrusiva, l'età di questi corpi potrebbe essere relativamente tardiva.

Il metamorfismo alpino, da cui sono affetti, esclude una loro collocazione nel Terziario. Un'età giurassica, connessa con le ripercussioni entro il margine continentale paleoeuropeo dell'apertura dell'oceano ligure-piemontese, o una cretacea inferiore, collegata con le fasi di chiusura (per subduzione) di quest'ultimo, benchè non impossibili, appaiono difficili da sostenere allo stato attuale delle conoscenze (2).

Pertanto, benchè i granofiri non siano mai stati osservati attraversare gli Scisti di Viola o la Formazione di Ollano, rimane in sostanza più probabile una loro età carbonifera recente, o anche permiana, grossolanamente coeva di altre manifestazioni subvulcaniche note nell'arco alpino: in favore di tale ipotesi parla anche l'analogia di genesi e di chimismo

(2) Il chimismo dei granofiri non è, ad esempio, paragonabile con quello delle riolaciti di Case Morteo, le quali rappresentano la testimonianza di un'attività ignea giurassica media entro il margine del continente paleoeuropeo (CORTESOGNO et al., 1981).

che abbiamo messo in evidenza tra granofiri e metarioliti.

Il quadro prealpino che emerge presenta, accanto a sostanziali analogie con altre aree dell'arco alpino occidentale (quali la presenza di un basamento con gneiss ed anfiboliti a metamorfismo prealpino polifasico e con metagranitoidi a metamorfismo varisico, ricoperti da metasedimenti carboniferi), anche caratteri peculiari, di cui il principale sembra l'apparente mancanza in superficie di granitoidi tardo-ercinici (a parte le modeste evidenze dirette ed indirette sopra segnalate), il cui posto verrebbe preso dalle vulcaniti riolitiche e dai granofiri.

## 5.2. POSSIBILE EVOLUZIONE TETTONICO-METAMORFICA

Per quanto concerne gli eventi prealpini, tuttora indefiniti sul piano tettonico, il metamorfismo mostra i caratteri seguenti.

L'elemento di Bagnaschino, costituito da anfiboliti e gneiss, presenta evidenze di un'evoluzione metamorfica polifasica prealpina del tutto equivalente a quella degli gneiss e anfiboliti dei massicci di Savona e di Calizzano, per cui sono accertate (CIMMINO et al., 1976; MESSIGA et al., 1977) condizioni metamorfiche in facies anfibolitica di alto grado con presenza di cianite e sillimanite e per i quali, come già detto, è stata ipotizzata (MESSIGA, 1981) una più antica fase in condizioni eclogitiche.

Gli ortogneiss granitoidi del massiccio di Nucetto presentano tracce abbastanza evidenti di una fase prealpina di temperatura elevata, in facies anfibolitica, con ricristallizzazione all'equilibrio di biotite, muscovite, K-feldspato, oligoclasio e, probabilmente, granato almandinico.

Fig. 13. — Schema delle possibili correlazioni dei terreni pre-mesozoici del settore brianzese ligure interno, disposti nel loro presunto ordine paleogeografico dall'esterno (Barbassiria) all'interno (Nucetto). Gli spessori riportati sono quelli apparenti, con valori unicamente indicativi. Entro la formazione degli Scisti di Viola sono distinti: filladi e scisti quarzo-micacei grafitici (*f.g.*) e non grafitici (*s.g.m.*); scisti prasinitici (*pr.*); scisti a cloritoide (*s.cl.*). Entro la Formazione di Ollano sono evidenziati i livelli metapiroclastici (*p.*). Nei Paragneiss di Lisio i rettangolini neri indicano i livelli più ricchi di K-feldspato, mentre i circoletti bianchi distinguono quelli con quarzo predominante. Infine, entro gli ortogneiss di Barbassiria ed al limite (?) tra Ortogneiss di Nucetto e Paragneiss di Lisio sono indicati i granofiri (*g.f.*). Nella colonna di Barbassiria il complesso interposto tra ortogneiss e Formazione di Ollano (nel quale non sono inseriti i granofiri, poichè la loro presenza è dubbia) consta di una porzione basale, unicamente metasedimentaria, e di una superiore, ad alternanze di metasedimenti e metarioliti; per esse non è stata indicata, perchè molto incerta, la correlazione rispettivamente con i Paragneiss di Lisio e con le Metarioliti di C. Lisetto, presenti nella colonna centrale. Si notino la mancanza dei Porfiroidi del Melogno nelle due colonne a destra, la presenza solo in queste di scisti prasinitici e lo spessore ridotto degli Scisti di Viola nella colonna di Nucetto.

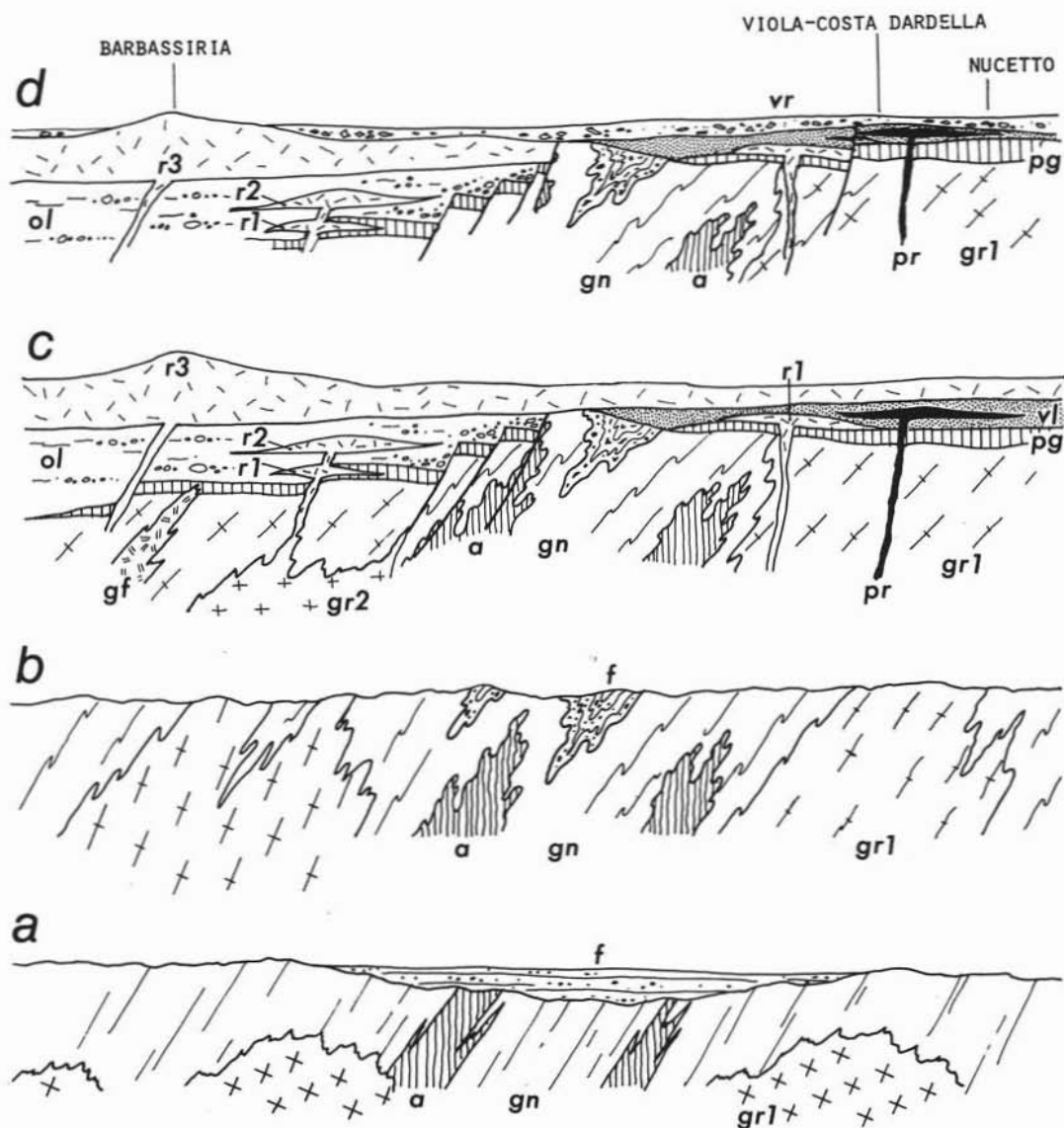


Fig. 14. — Schema ipotetico della storia pre-mesozoica del Brianzonnese ligure interno, ricavato dalle colonne della figura 13; come in questa, l'esterno (rispetto all'arco alpino) è collocato a sinistra. -  
**a:** situazione pre-sudetica. In un basamento metamorfico [attualmente rappresentato da gneiss (*gn*) ed amphiboliti (*a*)], ricoperto in discordanza da una successione sedimentaria [*f*, le cui uniche testimonianze attuali sono costituite da clasti di filladi, metareniti e radiolariti entro la Formazione di Ollano (*ol* di fig. c)], appaiono intrusi graniti di anatessi crostale (*gr*<sub>1</sub>). I rapporti cronologici tra la messa in posto di *gr*<sub>1</sub> e la deposizione di *f* (ipoteticamente assegnabile, per analogia con quanto è noto in Corsica ed in Toscana, all'intervallo Ordoviciano-Carbonifero inferiore o ad una parte di questo) non sono noti.  
**b:** situazione al termine della fase sudetica (*Dinantiano terminale*?). Deformazione dei complessi preesistenti e loro metamorfismo. In particolare questo si realizza in condizioni presumibilmente amphibolitiche entro le metamorfiti *gn* ed *a* ed entro i granitoidi, trasformandoli in ortogneiss, ed in condizioni di scisti verdi di basso grado nella parte inferiore (quella attualmente conservata in clasti nella Formazione di Ollano) dei soprastanti sedimenti *f*.  
**c:** successione degli eventi dal Namuriano (?) al Permiano inferiore. L'evoluzione condensata in questa figura consta delle fasi seguenti: 1: deposizione, nelle depressioni di un'area a rilievi già molto adolciti, occupata in gran parte dagli ortogneiss *gr*<sub>1</sub>, di sedimenti prevalentemente arcocici (i futuri Pa-

Indizi meno probanti di un metamorfismo prealpino si riscontrano anche negli ortogneiss di Costa Dardella e, con maggiore incertezza, in quelli di Barbassiria. Le strutture e le paragenesi metamorfiche che compaiono, sia pure come relitti non frequenti, nel massiccio di Nucetto, trovano una notevole corrispondenza nei metagranitoidi dei massicci di Calizzano, Pallare e, almeno in parte, Savona.

È da sottolineare il fatto che l'unico evento prealpino — quindi varisco — presente negli ortogneiss mostra caratteri analoghi a quelli dell'evento prealpino più recente riconosciuto in gneiss ed anfiboliti. Ammesso, come appare probabile, che i due eventi siano coevi, esce rafforzata l'ipotesi, formulata nel paragrafo precedente, che i granitoidi del tipo di Nucetto fossero associati a gneiss ed anfiboliti, analogamente a quanto si osserva nei massicci dell'unità di Calizzano-Savona.

Nei terreni pre-mesozoici del Brianzonese figure interno l'evoluzione alpina appare caratterizzata come segue.

L'elemento di Bagnaschino è contraddistinto da una prima fase di pressione molto elevata e bassa temperatura: la coesistenza

di giadeite pressochè pura con quarzo, assieme alla comparsa di lawsonite e talvolta pumellyite, nonchè anfiboli sodici, porta a considerare pressioni superiori ad almeno 8-11 kbs, per  $T \leq 400^\circ \text{C}$  (KUSHIRO, 1969; POPP e GILBERT, 1972; NITSCH, 1972). Benchè sia disponibile un numero insufficiente di dati sulle miche bianche, la composizione di queste ultime sembra in buon accordo con le valutazioni espresse su base paragenetica (v. anche MESSIGA et al., 1982).

In questo elemento tettonico la prima fase non sembra associata a deformazioni molto penetrative. Si hanno invece evidenze di una fase deformativa posteriore, relativamente energica e penetrativa, accompagnata da una seconda fase metamorfica, con caratteri essenzialmente retrogradi, legati ad un forte decremento barico.

Nelle unità di Pamparato-Murialdo e di Mallare si osservano caratteri di notevole uniformità sia nei metagranitoidi costituenti il basamento dei massicci di Nucetto, Costa Dardella e Barbassiria, sia nelle loro coperture pre-mesozoiche.

L'assetto deformativo quasi ovunque osservabile comporta due prime fasi isoclinali, con

ragneiss di Lisio, *pg*); **2**: inizio della fase tettonica asturiana, che si manifesta con faglie dirette (probabilmente listriche, associate a rotazioni di blocchi), che determinano una strutturazione a Graben intracontinentali. In particolare, tra la zona esterna e quella interna è ipoteticamente inserita un'area rilevata (Horst relativo), che separa due settori a diversa evoluzione tettono-sedimentaria tardo-ercinica e che funge da zona alimentatrice. In essa si suppone che affiorino anche resti della successione *f*. A questo momento iniziale dei fenomeni distensivi è associato anche l'inizio della risalita di magmi acidi a carattere calcocalcino, che si manifesta in superficie con l'attività vulcanica rappresentata dalle Rioliti di C. Lisetto (*r<sub>1</sub>*). Ipoteticamente si ammette che a quest'ultima corrisponda la messa in posto di corpi granodioritici (*gr<sub>2</sub>*), equivalenti dei « granitoidi tardo-ercinici », tanto diffusi nelle Alpi Occidentali e nel massiccio corso-sardo, le cui sole possibili testimonianze a tutt'oggi reperite sono rappresentate da frammenti entro le piroclastiti intercalate alla Formazione di Ollano e dalla piccola massa di Borda. Parimenti ipotetica è l'attribuzione a questo periodo della messa in posto dei granofiri (*gf*); **3**: proseguimento (Westfaliano superiore?-Stefaniano) della tettonica distensiva, che mantiene attive le faglie delimitanti i Graben e la subsidenza in questi ultimi, documentata dalle potenti successioni detritiche della Formazione di Ollano (*ol*), che ricevono clasti, oltre che di gneiss (*gn*), di anfiboliti (*a*) ed ortogneiss (verosimilmente *gr<sub>1</sub>*), anche di metasedimenti della successione *f* e di vulcaniti non metamorfiche a chimismo sia acido che intermedio. Il mantenimento dell'attività tettonica nel settore esterno è associato alla ricorrente messa in posto di rioliti e piroclastiti acide (*r<sub>2</sub>*), intercalate in *ol*. All'interno della supposta dorsale montuosa (oggi interamente scomparsa, forse per subduzione ensialica durante l'orogenesi alpina) le diverse condizioni morfologiche, apparentemente legate ad una minore instabilità tettonica, facilitano la deposizione dei sedimenti finì oggi costituenti gli Scisti di Viola (*vl*); ad essi sono associate manifestazioni vulcaniche a chimismo intermedio (gli attuali scisti prasinitici di tipo Eze, *pr*); **4**: formazione di una potente coltre di ignimbriti riolitiche (gli attuali Porfiroidi del Melogno, *r<sub>3</sub>*), al passaggio Carbonifero-Permiano e durante il Permiano inferiore, che riveste sia il settore esterno, sia quello interno. **d**: situazione al termine del Permo-Trias. Nel Permiano superiore (fase saaliana) si generano nuove faglie (e/o rivivono le precedenti). Come nel periodo precedente, il settore esterno appare strutturalmente ribassato rispetto a quello interno: ciò favorisce la conservazione delle rioliti permiane, che vengono invece smantellate nel settore interno. In quest'ultimo, l'assetto a gradinata determinato dalle faglie saaliane agevola un'asportazione differenziale anche dei sottostanti sedimenti finì (*vl*), che appaiono con spessore ridotto nella zona di Nucetto. Al passaggio Permiano-Trias i prodotti della denudazione delle rioliti permiane (e del loro substrato, ove affiorante) alimentano la deposizione clastica del Verrucano brianzonese (*vr*).

scistosità di flusso molto penetrative; le due foliazioni risultano peraltro quasi ovunque parallele e pertanto per lo più indistinguibili. Sostanzialmente intercinematica fino a post-cinematica rispetto ad esse è una fase metamorfica con condizioni di cristallizzazione che possono essere caratterizzate principalmente dalla presenza di cloritoide in alcuni sedimenti e dalla coesistenza di pumpellyite con anfibolo sodico o attinolite in rocce a chimismo basico. Una biotite verde sembra talvolta coesistere con phengite. Le paragenesi indicano un ambiente metamorfico che dovrebbe corrispondere alle condizioni di più bassa temperatura e di relativamente alta pressione nell'ambito della facies degli scisti verdi. Assumendo, sulla base della stabilità di pumpellyite e cloritoide (HOSCHEK, 1969; NITSCH, 1971), temperature di circa 350° C e considerando il contenuto in  $Si^{4+}$  delle phengiti ( $Si^{4+}$  attorno a 7,20), le pressioni risulterebbero comprese tra 6 e 7 kbs (VELDE, 1967).

La prima complessa fase deformativo-metamorfoica nel Brianzone interno appare correlabile, a scala geodinamica, con movimenti lungo piani di taglio ensialici, dapprima con sottoscorrimenti, poi con sovrascorrimenti, atti a determinare un primo appilamento delle unità brianzoni interne. Il fatto che le paragenesi di alta pressione risultino talora persino post-cinematiche rispetto alla foliazione più recente generata in questa fase ( $S_{1b}$ ) indica che i movimenti si realizzano in profondità; si deve anzi dedurre che se la  $S_{1b}$  è già in relazione con la « risalita » delle masse precedentemente subdotte, le paragenesi che l'accompagnano non caratterizzano le massime profondità raggiunte durante la subduzione.

Si ha successivamente un'ulteriore fase tettonica, globalmente meno intensa della precedente e forse anch'essa multipla, determinante dapprima traslazioni verso l'esterno (cui, nella zona esaminata, non sembrano associate deformazioni penetrative), poi — in seguito a « serrage » — strutture che, sem-

pre nell'area esaminata, appaiono retroflesse, a vergenza interna, accompagnate da una scistosità  $S_2$  variamente penetrativa. La riequilibratura delle paragenesi precedenti si realizza pressochè contemporaneamente a questa deformazione, in condizioni che possono genericamente essere attribuite a Scisti Verdi di bassa temperatura, e quindi assai meno profonde delle precedenti, benchè non superficiali: infatti le miche bianche, coesistenti ancora con biotite verde, hanno carattere di phengite od anche di ferromuscovite ed il loro contenuto in  $Si^{4+}$  (da 7,0 a 6,4) risulta in accordo con una diminuzione delle pressioni verso valori attorno a 2-4 kbs.

Verosimilmente connesse con la torsione sinistra dell'arco alpino e con assestamenti isostatici, le successive blande fasi duttili (alla più antica delle quali si accompagna, nelle litologie adatte, un clivaggio —  $S_3$  — di frattura o anche di strain-slip discretamente pervasivo) non sono generalmente associate ad importanti processi di ricristallizzazione.

*Ringraziamenti.* — Si ringraziano la dottoressa GABRIELLA LUCCHETTI (Istituto di Mineralogia dell'Università di Genova) ed il dottor MARIO MOLIN (Istituto di Mineralogia dell'Università di Padova) per le esecuzioni delle analisi delle miche chiare, che sono state rese possibili dalla disponibilità delle microsonde elettroniche installate rispettivamente presso l'Istituto di Mineralogia e Petrologia dell'Università di Modena e presso l'Istituto di Mineralogia dell'Università di Padova.

Si ringrazia inoltre il professor MICHEL DURAND DELGA per la lettura critica del manoscritto.

Lavoro eseguito nel quadro degli studi del « Gruppo Alpi » del C.N.R. (unità di Pavia, contr. N. 79.00806.05 e 80.01057.05; unità di Genova, contr. N. 79.00799.05 e 80.01000.05) e del progetto « Dynamics and evolution of the lithosphere » (contr. M.P.L., 40 %, 1981). Pubbl. N. 1 sul tema « Compared structural evolution of sectors of southern and western Alps and northern Apennines ».

I rilevamenti sono stati eseguiti da R.G. e M.V. (val Casotto, Barbassiria) e da M.O. (Lisio, Nucetto, rio dei Mabiri), cui si deve anche la raccolta di buona parte dei dati macroscopici di analisi strutturale. La parte petrografica di laboratorio è stata curata da L.C. e R.V. Una parte del lavoro di terreno è stata svolta collegialmente dagli autori.



## BIBLIOGRAFIA

- BASSO R. e MAZZUCOTELLI A. (1975) - *Schema di analisi con metodi rapidi dei principali elementi di rocce e minerali*. Per. Min., 44, 5-40.
- BLOCH J.-P. (1964 a) - *Les gneiss du domaine Briançonnais ligure. Existence de deux ensembles pétrographiques: gneiss du type de Nucetto; gneiss à biotite et amphibolites*. C.R. Acad. Sc., 259, 421-424.
- BLOCH J.-P. (1964 b) - *Les gneiss du domaine Briançonnais ligure. Existence d'une unité charriée, disjointe, à matériel cristallophyllien*. C.R. Acad. Sc., 259, 604-607.
- BLOCH J.-P. (1965) - *Nappe de cisaillement et érosion précoce dans les Alpes ligures*. C.R. Acad. Sc., 260, 4016-4019.
- BLOCH J.-P. (1966) - *Le Permien du domaine Briançonnais ligure. Essai de chronologie des formations anté-triasiques*. «Atti Symposium sul Verucano», Soc. Tosc. Sc. Nat., 99-115.
- BOCQUET J. (1974) - *Etudes minéralogiques et pétrologiques sur les métamorphismes d'âge alpin dans les Alpes françaises*. Thèse Univ. Grenoble.
- BOCQUET J. (1976) - *Il metamorfismo prealpino nella Savoia (Savoia) e in altri settori dello zoccolo Brianzese*. Mem. Soc. Geol. It., 13/1, 271-284.
- BONI A., CERRO A., GIANOTTI R. e VANOSSI M. (1971) - *Note illustrative della Carta Geologica d'Italia. Foglio 92-93, Albenga-Savona*. Tip. Salomone, Roma.
- BORIANI A., DAL PIAZ G.V., HUNZIKER J.C., VON RAUMER J. e SASSI F.P. (1976) - *Caratteri, distribuzione ed età del metamorfismo prealpino nelle Alpi*. Mem. Soc. Geol. It., 13/1, 165-225.
- BORSI S., DEL MORO A., SASSI F.P. e ZIRPOLI G. (1980) - *New petrologic and radiometric data on the Oetztal and Stubai orthogneisses (Eastern Alps)*. N. Jb. Miner. Mh., 2, 75-87.
- CERRO A., GIANOTTI R. e VANOSSI M. (1969 a) - *Nuovi dati sulla distribuzione del Carbonifero della Liguria occidentale*. Atti Acc. Naz. Lincei, Rend. Cl. Sc. fis., mat. e nat., 46, 449-456.
- CERRO A., GIANOTTI R. e VANOSSI M. (1969 b) - *Osservazioni preliminari sulle rocce verdi del Permo-Carbonifero Brianzese ligure*. Atti Acc. Naz. Lincei, Rend. Cl. Sc. fis., mat. e nat., 46, 737-744.
- CERRO A., GIANOTTI R. e VANOSSI M. (1969 c) - *Osservazioni sulla posizione strutturale dei massicci cristallini della Liguria occidentale (F. Albenga-Savona)*. Atti Acc. Naz. Lincei, Rend. Cl. Sc. fis., mat. e nat., 47, 337-347.
- CERRO A., GIANOTTI R. e VANOSSI M. (1970) - *Sull'inizio dell'attività vulcanica acida nel tardo Paleozoico Brianzese ligure*. Atti Acc. Naz. Lincei, Rend. Cl. Sc. fis., mat. e nat., 48, 456-461.
- CERRO A., OXILIA M. e VANOSSI M. (1975) - *Rapporti tra Brianzese interno e Piemontese nella zona compresa tra le valli del Casotto e del Pesio (Alpi Marittime)*. Atti Ist. Geol. Univ. Pavia, 25, 72-88.
- CERRO A., OXILIA M. e VANOSSI M. (1978) - *Osservazioni sulle anfiboliti della bassa val Casotto*. Atti Ist. Geol. Univ. Pavia, 27, 11-14.
- CHAPPEL B.W. e WHITE A.J. (1974) - *Two contrasting granite types*. Pacific Geology, 6, 173-174.
- CIMMINO F., CORTESOGNO L. e LUCCHETTI G. (1976) - *Orneblende nelle anfiboliti dei massicci cristallini liguri*. Rend. Soc. It. Min. Petr., 32, 591-616.
- CONTI S. (1950) - *Un grande massiccio frammentario gneissico-granitico nelle Alpi Liguri*. Atti Acc. Naz. Lincei, Mem. Cl. Sc. fis., mat. e nat., 2, 45-69.
- CORTESOGNO L., OXILIA M., ROYANT G., VANOSSI M. e VIVIER G. (1981) - *Témoins d'un volcanisme rhyodacitique du Dogger dans le domaine prépiémontais des Alpes ligures*. Eclogae geol. Helv., 74/3, 569-585.
- CORTESOGNO L., ODDONE M., OXILIA M., VANNUCCI R. e VANOSSI M. - *Le metavulcaniti a chimismo andesitico del Permo-Carbonifero Brianzese (Alpi Marittime): caratterizzazione petrografica e geochimica e tentativo di interpretazione geodinamica*. Rend. Soc. It. Min. Petr. (in prep.).
- COTTA RAMUSINO S. e OXILIA M. (1978) - *Uno studio geologico nella zona compresa tra Priola e Nucetto (Alpi Marittime): primi risultati*. Atti Ist. Geol. Univ. Pavia, 27, 78-86.
- D'AMICO C. (1979) - *General picture of Hercynian magmatism in the Alps, Calabria-Peloritani and Sardinia-Corsica*. Newsletter, 1, 33-68.
- D'AMICO C. e MOTTANA A. (1976) - *Hercynian plutonism in the Alps. A report 1973-74*. Mem. Soc. Geol. It., 13/1, 49-118.
- DE LA ROCHE H. e LETERRIER J. (1973) - *Transposition du tétraèdre de Yoder et Tilley dans un diagramme chimique de classification des roches basaltiques*. C.R. Acad. Sc., 276, 3115-3118.
- DE LA ROCHE H., LETERRIER J., GRANDCLAUDE P. e MARCHAL M. (1980) - *A classification of volcanic and plutonic rocks using R/R<sub>0</sub>-diagram and major-element analyses. Its relationships with current nomenclature*. Chemical Geology, 29, 183-210.
- DEL MORO A., MESSIGA B., PARDINI G. e POGGIO M. (1982) - *Dati petrologici e radiometrici preliminari sui Massicci Cristallini della Liguria Occidentale*. Rend. Soc. It. Min. Petr., 38, 73-87.
- FRANCANI V., GELATI R., MARTINIS B., OROMBELLI G., PASQUARÈ G., ROSSI P.M. e SFONDRINI G. (1971) - *Note illustrative della Carta Geologica d'Italia: Foglio 81 - Ceva*. Nuova Tec. Graf., Roma.
- GOFFÉ B. (1977) - *Succession de subfacies métamorphiques en Vanoise méridionale (Savoie)*. Contr. Mineral. Petrol., 62, 23-41.
- HOSCHKE G. (1969) - *The stability of staurolite and chloritoid and their significance in metamorphism of pelitic rocks*. Contr. Mineral. Petrol., 22, 208-232.

- KUSHIRO I. (1969) - *Clinopyroxene solid solution formed by reaction between diopside and plagioclase at high pressure*. Min. Soc. Am., Sp. pap., 2.
- MENARDI NOGUERA A. (1982) - *Tettonica polifasata nel settore centro-orientale del Brianzonese ligure*. Boll. Soc. Geol. It., 100, 527-540.
- MESSIGA B. (1981) - *Evidenze strutturali e paragenetiche della evoluzione polifasica prealpina del massiccio cristallino di Savona*. Rend. Soc. Min. Petr., 37, 739-754.
- MESSIGA B., CORTESOGNO L. e PEDEMONTE G.M. (1977) - *I caratteri del metamorfismo alpino su rocce del cristallino del Savonese sottostanti la Falda di Montenotte*. Boll. Soc. Geol. It., 94, 1659-1683.
- MESSIGA B., OXILIA M., PICCARDO G.B. e VANOSI M. (1982) - *Fasi metamorfiche e deformative alpine nel Brianzonese e nel Prepiemontese-Piemontese esterno delle Alpi Liguri: un possibile modello evolutivo*. Rend. Soc. It. Min. Petr., 38, 261-280.
- MESSIGA B., PICCARDO G.B. e VANOSI M. (1978) - *Dati preliminari sulla distribuzione del metamorfismo alpino nei terreni pre-mesozoici liguri*. Rend. Soc. It. Min. Petr., 34, 351-369.
- MICHARD A. (1977) - *Charriages et métamorphisme haute pression dans les Alpes cottiennes méridionales: à propos des schistes à jadéite de la bande d'Acceglio*. Bull. Soc. Geol. France, 19, 883-892.
- MIELKE P. e WINKLER H.G.F. (1979) - *Eine bessere Berechnung der Mesonorm für granitische Gesteine*. N. Jb. Miner. Mh., 10, 471-480.
- NITSCH K.H. (1971) - *Stabilitätsbeziehungen von prehnit- und pumpellyit-haltigen paragenesen*. Contrib. Mineral. Petrol., 30, 240-260.
- NITSCH K.H. (1972) - *Das P-T-XCO<sub>2</sub> stabilitätsfeld von lawsonit*. Contrib. Mineral. Petrol., 34, 116-134.
- OXILIA M. (1978) - *Stratigrafia e tettonica dell'unità di Monte Sotta (Alpi Marittime)*. Atti Ist. Geol. Univ. Pavia, 27, 15-24.
- OXILIA M. e VANOSI M. (1978) - *Osservazioni sul contatto Brianzonese-Piemontese tra le valli del T. Pesio e del T. Colla (Alpi Marittime)*. Atti Ist. Geol. Univ. Pavia, 27, 3-10.
- PECGERILLO A., POLI G., SASSI F.P., ZIRPOLI G. e MEZZACASA G. (1979) - *New data on the Upper Ordovician acid plutonism in the Eastern Alps*. N. Jb. Miner., 137, 162-183.
- POPP R.K. e GILBERT M.C. (1972) - *Stability of acmite-jadeite pyroxenes at low pressure*. Am. Min., 57, 1210-1231.
- RAU A. e TONGIORGI M. (1972) - *The Permian of middle and northern Italy*. In «Essays on European lower Permian». H. Falke Ed., Leiden.
- SASSI F.P. e ZIRPOLI G. (1979) - *Stato delle conoscenze sulla storia pre-ercinica delle Alpi Orientali*. Mem. Soc. Geol. It., 20, 11-20.
- STRECKEISEN A. (1976) - *To each plutonic rock its proper name*. Earth Sci. Rev., 12, 1-33.
- VANOSI M. (1970 a) - *Studio sedimentologico della Formazione di Ollano (Carbonifero medio-superiore della Liguria occidentale)*. Atti Ist. Geol. Univ. Pavia, 21, 3-36.
- VANOSI M. (1970 b) - *Il Carbonifero di Viozene (Alpi Marittime)*. Atti Ist. Geol. Univ. Pavia, 21, 67-74.
- VANOSI M. (1976) - *Ipotesi sull'evoluzione ercinica delle Alpi Liguri tra Savona e l'Ellero*. Mem. Soc. Geol. It., 13/1, 39-48.
- VANOSI M. (1980) - *Les unités géologiques des Alpes Maritimes entre l'Ellero et la mer ligure: un aperçu schématique*. Mem. Sc. Geol., Padova, 34, 101-142.
- VANOSI M., MESSIGA B. e PICCARDO G.B. (1980) - *Hypothèses sur l'évolution tectogénétique des Alpes ligures*. Rev. Géol. dyn. et Géogr. phys., 22, 3-13.
- VELDE B. (1967) - *Si<sup>4+</sup> content of natural phengites*. Contr. Mineral. Petrol., 14, 250-258.
- WHITE A.J.R. e CHAPPEL B.W. (1977) - *Ultra-metamorphism and granitoid genesis*. In: «Experimental Petrology Related to Extreme Metamorphism». D.H. Green (editor). Tectonophysics, 43, 7-22.
- WINKLER H.G.F. e BREITBART R. (1978) - *New aspects of granitic magmas*. N. Jb. Miner., 10, 463-480.
- WINKLER H.G.F., BOESE M. e MARCOPOULOS TH. (1975) - *Low temperature granitic melts*. N. Jb. Miner., 7, 245-268.