

ETA' E CARATTERI PETROCHIMICI DEGLI ORTOGNEISS DELLA ZONA MONCUCCO-ORSELINA NELL'AREA OSSOLANA

BIAGIO BIGIOGGERO, ATTILIO BORIANI, ANNITA COLOMBO, ANNALISA TUNESI

Centro di Studi per la Stratigrafia e Petrografia delle Alpi Centrali,
Istituto di Mineralogia, Petrografia e Geochimica dell'Università di Milano

GIORGIO FERRARA, SONIA TONARINI

Istituto di Geocronologia e Geochimica Isotopica del C.N.R., Pisa

RIASSUNTO. — Gli ortogneiss della Zona Moncucco-Orselina (Pennidico Superiore) fanno parte di un complesso di prevalenti paragneiss, con subordinati paragneiss a bande anfibolitiche, anfiboliti e serpentinite. Nell'area in esame il metamorfismo riconosciuto è di grado medio (staurolite), crescente verso E fino alla zona della sillimanite ed è attribuito comunemente alla fase leontina del metamorfismo alpino. Gli ortogneiss hanno grana da medio-grossa a fine e raramente tessitura occhiadina; sono omogenei sia per composizione mineralogica (qz+pl+ksp+bi+mu) che chimica. Pur nell'ambito di una composizione chimica ristretta, i « trends » di evoluzione degli elementi maggiori e in traccia testimoniano l'unitarietà magmatologica di tutti gli ortogneiss analizzati. L'età radiometrica degli ortogneiss, ottenuta con il metodo Rb/Sr su RT, è di $271,6 \pm 4,8$ m.a. e il rapporto isotopico iniziale $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ è $0,7123 \pm 0,0004$. L'età di raffreddamento delle biotiti è ristretta tra 20,3 e 21,5 m.a.. L'età delle muscoviti, costruita con l'isocrona RT-Mu, varia tra 25 e 29 m.a., mentre l'isocrona delle muscoviti ha fornito età di $36,9 \pm 1,7$ m.a.. I dati radiometrici permettono di riconoscere negli ortogneiss della Zona Moncucco-Orselina originari graniti di età tardo-ercinica, metamorfosati nell'alpino. Le rocce incassanti rappresentano verosimilmente una porzione di basamento cristallino pre-westphaliano già metamorfica in epoca ercinica: poiché mancano evidenze microstrutturali pre-alpine, si presuppone che l'evento scistogeno alpino abbia ricalcato mimeticamente le precedenti strutture.

ABSTRACT. — In the investigated area the Moncucco-Orselina Zone (Upper Pennine Nappe) consists of paragneisses with minor orthogneisses, banded amphibolitic paragneisses, amphibolites and serpentinites with a medium grade (staurolite) metamorphism (plus sillimanite in the easternmost part), commonly attributed to the leontine phase of the alpine orogeny.

The orthogneisses are medium, coarse or fine grained, only seldom with augen texture: they show homogeneous mineralogical (qz+pl+ksp+bi+mu) and chemical composition. The evolutionary trends of major and trace elements indicate that all the analyzed orthogneisses are comagmatic.

Rb/Sr age of orthogneisses, obtained with the isochron method on whole rock, is 271.6 ± 4.8 m.y. with an initial $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ isotopic ratio of 0.7123 ± 0.0004 . The cooling age of biotites varies between 20.3 and 21.5 m.y.. The whole rock-muscovite isochrons give ages between 25 and 29 m.y., while the muscovite isochron gives an age of 36.9 ± 1.7 m.y..

Radiometric data indicate a late hercynian age of the intrusion for the metagranites of the Moncucco-Orselina Zone: their deformation is due to the alpine event. The country rocks probably belong to a pre-westphalian metamorphic basement: because of the lack of pre-alpine microstructural evidences, we suppose that the alpine schistosity is generally mimetic over an earlier one.

Introduzione

La Zona Moncucco-Orselina, affiorante su vasta area, è l'unico elemento strutturale del Pennidico della regione ossolana che sia costituito in prevalenza da paraderivati con subordinati orizzonti di ortogneiss e anfiboliti (KLEIN, 1978; LADURON, 1974). Essa è interposta tra la falda Monte Leone e la Zona Pioda di Crana a N (probabilmente attribuibile alla falda Monte Leone secondo BIGIOGGERO et alii, 1980) e la Zona Monte Rosa a S, tutte costituite da ortogneiss prevalenti: la sua posizione strutturale appare quindi più esterna rispetto alla Zona Monte Rosa.

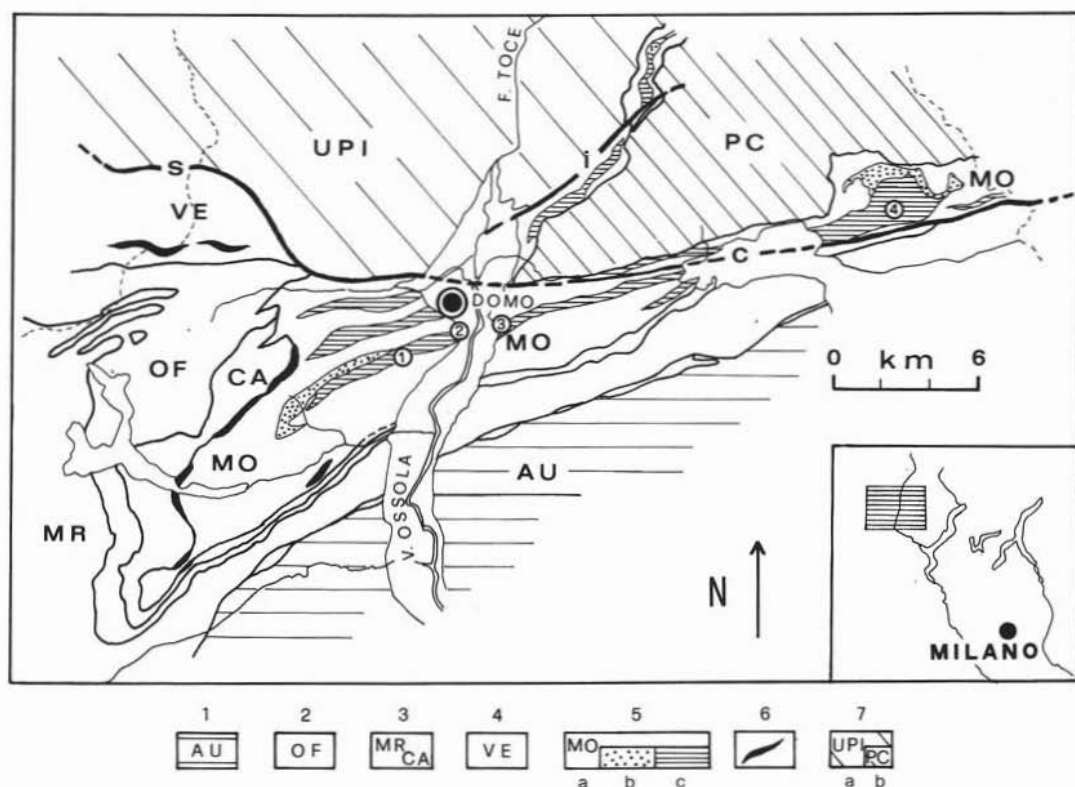


Fig. 1. — Schizzo geologico-strutturale del Pennidico nell'area ossolana. - LEGENDA: 1) *Austroalpino*. 2) *Ofoliti mesozoiche. Pennidico Superiore*: 3) Falda M.te Rosa-Zona Camughera; 4) Lembo del Verroscio; 5) Zona Moncucco-Orselina: a) paragneiss l.s., b) ultramafiti serpentinizzate con anfiboliti subordinate, c) ortogneiss; 6) Presunta copertura mesozoica e permo-carbonifera. 7) *Unità Pennidiche Inferiori*: a) M.te Leone, b) Zona Pioda di Crana. - s-c: sistema Sempione-Centovalli; i: linea Isorno-Feneccchio. - I numeri indicano le aree di campionatura degli ortogneiss: 1) strada Domodossola-Alpe Lusentino; 2) Domodossola, cava Calvario; 3) Trontano, cava Croppo; 4) Val Vigezzo, Rio Rodeggia.

La Zona Moncucco-Orselina può quindi essere riferita alla falda S. Bernardo sia per posizione strutturale che per analogie litologiche, come già ipotizzato da altri Autori (HERMANN, 1938; AMSTUTZ, 1954, 1971; BOCQUET et alii, 1973-74; KLEIN, 1978). Sembra invece poco probabile, proprio a seguito delle precedenti argomentazioni, una appartenenza della Zona Moncucco-Orselina alla falda Monte Leone, come ipotizzato da ARGAND (1911), BEARTH (1939) e BLUMENTHAL (1952); lo stesso Bearth, in successivi lavori (1956 a e b), tralascia questa ipotesi, senza però dare alcuna interpretazione alternativa. Inoltre la Zona Moncucco-Orselina è un elemento presente solo nella cosiddetta « zona raddrizzata meridionale » (« zona di radice » auct.), non ricollegabile direttamente ad alcuna falda pennidica; è invece possi-

bile un collegamento con la più orientale Zona Isorno-Lago Gelato attraverso una struttura sinforme, ben visibile all'imbocco della Valle Vigezzo (WIELAND, 1966).

A ridosso della parte strutturalmente più interna della Zona Moncucco-Orselina è presente una fascia di ortogneiss per lo più ghiandoni, denominata Zona Camughera, interpretata in modo contrastante in passato e generalmente associata alla precedente. Gli scriventi ritengono opportuno separare la Zona Camughera dalla Zona Moncucco-Orselina ed in particolare i rispettivi ortogneiss, in base a dati geologici, litologici, microstrutturali e isotopici che spingono ad assimilare la Zona Camughera alla vicina Zona Monte Rosa (nota in preparazione). Ciò rende conto della definizione Zona Moncucco-Orselina qui adottata, piuttosto che

Zona Camughera-Moncucco-Orselina, usata in precedenza.

Problematica è anche l'interpretazione stratigrafica della Zona Moncucco-Orselina, come porzione di basamento cristallino precarbonifero oppure copertura di età permo-carbonifera o mesozoica. La prima ipotesi venne già proposta da STELLA (1905) e ARGAND (1911) e accettata senza alcuna discussione da BEARTH (1956 a e b). La seconda ha come sostenitori KNUPP (1958), WIELAND (1966) e in epoca molto recente KLEIN (1978). In particolare Knupp, nel suo studio sull'area Vigizzo-Centovalli, attribuisce la maggior parte dei paraderivati della Serie Orselina, prosecuzione orientale della Zona Moncucco, ad antichi e generici sedimenti permo-carboniferi (che costituiscono la copertura delle rocce granitiche in essi intrusi). Per Wieland i metasedimenti della Serie Isorno e quindi per analogia della Zona Moncucco-Orselina, avrebbero età mesozoica; egli attribuisce la stessa età agli gneiss quarzoso-feldspatici intercalati, in quanto sono interstratificati con i precedenti. Da ultimo Klein ipotizza invece una età permo-mesozoica per la Zona Moncucco-Orselina considerandola l'equivalente strutturale, nella falda S. Bernardo, della Zona di Furgg nella falda Monte Rosa.

Senza dubbio il problema dell'età dei paraderivati della Zona Moncucco-Orselina non può prescindere dalle considerazioni sul loro metamorfismo. Nell'intera zona sono presenti minerali metamorfici di medio grado (staurolite e cianite) e di alto grado (sillimanite) verso oriente (Centovalli). Le paragenesi osservate sono state riferite all'evento alpino per analogia con il grado metamorfico dei terreni di copertura permo-mesozoici, interposti tra i vari elementi tettonici. Per gli stessi motivi la storia deformazionale, polifasica, è stata attribuita all'evento alpino. L'evento metamorfico lepontino nella regione ticinese ha raggiunto il suo culmine termico a 38 m.a., tardo-postcinematico rispetto alla fase scistogena principale (WENK, 1955; CHATTERJEE, 1962; NIGGLI, 1970; NIGGLI & NIGGLI, 1965; TROMSDORFF & EVANS, 1974).

Il problema appare più complesso se si considerano alcuni dati radiometrici di FERRARA et alii (1962) riguardanti la pegmatite

di Montescheno, già oggetto di studi precedenti (PAGLIANI & MARTINENGLI, 1941), intrusa in ultramafiti della Zona Moncucco-Orselina. La pegmatite mostra una scistosità irregolarmente sviluppata, concordante con la scistosità della roccia incassante e chiari segni di ricristallizzazione, specie nei plagioclasti; la sua messa in posto è sicuramente antecedente alla fase principale del metamorfismo alpino. L'età Rb/Sr ottenuta su una muscovite a grana grossa è di 210 m.a. e è considerata una età minima che non rappresenta quindi l'età di intrusione, in quanto nelle Alpi Centrali sono sconosciute pegmatite triassiche. Se da un lato questo dato sulla pegmatite è a favore di un'attribuzione dei paraderivati della Zona Moncucco-Orselina al basamento precarbonifero, dall'altro esso getta ombre sull'effettiva intensità della fase metamorfica alpina. Resta infatti problematico il mancato riequilibrio isotopico in una zona dove il metamorfismo alpino avrebbe raggiunto temperature maggiori di 500°C, se le paragenesi osservate (granato + staurolite) non sono relitte.

Parte petrografica

Gli ortogneiss della Zona Moncucco-Orselina s.s. formano più orizzonti di potenza non superiore ai 300-400 m e grande estensione laterale: ne risultano quindi corpi molto allungati concordanti con gli andamenti strutturali regionali (fig. 1). Gli orizzonti ortogneissici sono intercalati in una serie prevalentemente composta da:

- paragneiss biotitico-muscovitici, localmente con migmatiti gneissiche (bassa Valle Antrona, Val Vigizzo);
- paragneiss biotitici a bande (da centimetriche a metriche) di anfiboliti;
- anfiboliti in orizzonti più potenti, intercalate nei precedenti;
- ultramafiti serpentizzate, che formano due estesi corpi (uno sul crinale tra le Valli Antrona e Bognanco, l'altro sul crinale tra le Valli Vigizzo e Onsernone) e lembi di limitate dimensioni (Cisore e S. Marco, V. Bognanco).

Gli ortogneiss sono in prevalenza associati ai paragneiss del primo tipo, con contatti concordanti nei quali non sono osservabili rapporti di tipo chiaramente intrusivo.

TABELLA 1
Ortogneiss Zona Moncucco - Orselina. Analisi chimiche

| | MO 87 | MO 15 | MO 4 | MO 7 | MO 6 | MO 31 | MO 2 | MO 5 | MO 10 | MO 8 | MO 3 | MO 48 | MO 1 | MO 33 | MO 17 | MO 9 | MO 30 |
|--------------------------------|-------|-------|--------|-------|--------|-------|--------|-------|--------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|--------|
| SiO ₂ | 77.23 | 73.87 | 72.87 | 71.76 | 71.64 | 71.44 | 71.27 | 71.25 | 71.15 | 71.15 | 70.93 | 70.74 | 70.52 | 70.25 | 70.10 | 69.83 | 69.58 |
| TiO ₂ | 0.16 | 0.26 | 0.33 | 0.46 | 0.45 | 0.42 | 0.46 | 0.48 | 0.45 | 0.47 | 0.47 | 0.46 | 0.46 | 0.17 | 0.40 | 0.52 | 0.53 |
| Al ₂ O ₃ | 12.11 | 13.85 | 13.96 | 13.71 | 14.05 | 13.90 | 14.08 | 14.00 | 14.84 | 14.66 | 14.53 | 14.55 | 14.34 | 13.97 | 14.60 | 15.19 | 15.40 |
| Fe ₂ O ₃ | 0.43 | 0.55 | 0.76 | 0.90 | 1.07 | 1.06 | 1.21 | 0.93 | 0.52 | 0.57 | 0.86 | 0.74 | 0.84 | 1.67 | 1.86 | 0.56 | 1.09 |
| FeO | 1.02 | 1.28 | 1.52 | 1.79 | 1.94 | 1.76 | 2.30 | 2.11 | 2.02 | 2.18 | 2.08 | 1.94 | 2.08 | 1.50 | 0.85 | 2.25 | 2.15 |
| MnO | 0.03 | 0.07 | 0.04 | 0.05 | 0.05 | 0.04 | 0.04 | 0.05 | 0.05 | 0.05 | 0.04 | 0.04 | 0.05 | 0.02 | 0.05 | 0.05 | 0.05 |
| MgO | 0.00 | 0.16 | 0.56 | 0.66 | 0.89 | 0.98 | 0.80 | 0.73 | 0.70 | 0.68 | 0.71 | 0.48 | 0.72 | 0.96 | 0.50 | 0.77 | 1.08 |
| CaO | 0.42 | 0.85 | 1.20 | 1.46 | 1.47 | 1.68 | 1.40 | 1.58 | 1.52 | 1.52 | 1.32 | 1.34 | 1.44 | 0.96 | 1.30 | 2.10 | 1.73 |
| Na ₂ O | 3.00 | 3.19 | 3.14 | 2.89 | 2.95 | 3.45 | 3.53 | 3.04 | 3.31 | 3.29 | 3.68 | 3.05 | 3.06 | 3.62 | 3.10 | 2.89 | 3.64 |
| K ₂ O | 4.09 | 5.15 | 5.13 | 4.42 | 4.93 | 3.38 | 4.20 | 4.72 | 5.18 | 4.61 | 3.57 | 5.55 | 5.21 | 5.25 | 4.97 | 5.33 | 4.13 |
| P ₂ O ₅ | 0.06 | 0.13 | 0.13 | 0.16 | 0.17 | 0.14 | 0.16 | 0.16 | 0.13 | 0.17 | 0.16 | 0.15 | 0.17 | 0.22 | 0.12 | 0.18 | 0.17 |
| H ₂ O ⁺ | 0.72 | 0.47 | 0.45 | 0.56 | 0.57 | 0.85 | 0.90 | 0.59 | 0.37 | 0.44 | 0.69 | 0.64 | 0.50 | 0.93 | 1.35 | 0.29 | 0.69 |
| SOMMA | 99.27 | 99.83 | 100.09 | 98.82 | 100.18 | 99.10 | 100.35 | 99.64 | 100.24 | 99.79 | 99.04 | 99.68 | 99.39 | 99.52 | 99.20 | 99.96 | 100.24 |
| Rb | 174 | 273 | 258 | 237 | 207 | 206 | 141 | 226 | 233 | 191 | 150 | 258 | 244 | 281 | 214 | 204 | 173 |
| Sr | 47 | 67 | 108 | 85 | 85 | 104 | 173 | 102 | 106 | 109 | 109 | 94 | 111 | 65 | 140 | 212 | 113 |
| Ba | 175 | 334 | 472 | 420 | 454 | 411 | 501 | 494 | 516 | 502 | 446 | 551 | 538 | 294 | 567 | 525 | 516 |
| La | 29 | 38 | 40 | 50 | 46 | 48 | 46 | 48 | 52 | 54 | 46 | 51 | 47 | 31 | 47 | 54 | 50 |
| Ce | 21 | 45 | 57 | 80 | 67 | 80 | 68 | 78 | 69 | 76 | 67 | 78 | 74 | 37 | 74 | 77 | 84 |
| Y | 31 | 20 | 28 | 39 | 25 | 28 | 30 | 28 | 37 | 33 | 28 | 29 | 29 | 9 | 28 | 39 | 27 |
| Zr | 81 | 135 | 164 | 232 | 171 | 204 | 217 | 229 | 229 | 233 | 218 | 216 | 223 | 81 | 185 | 314 | 250 |
| Ap | 0.14 | 0.31 | 0.31 | 0.38 | 0.40 | 0.33 | 0.38 | 0.38 | 0.31 | 0.40 | 0.38 | 0.36 | 0.40 | 0.52 | 0.29 | 0.42 | 0.40 |
| Mt | 0.63 | 0.80 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 1.35 | 0.75 | 0.83 | 1.26 | 1.08 | 1.23 | 0.00 | 0.00 | 0.81 | 0.00 |
| Hm | 0.00 | 0.00 | 0.76 | 0.91 | 1.07 | 1.07 | 1.21 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 1.68 | 1.88 | 0.00 | 1.09 |
| Il | 0.15 | 0.25 | 0.31 | 0.44 | 0.43 | 0.40 | 0.44 | 0.46 | 0.43 | 0.45 | 0.45 | 0.44 | 0.44 | 0.16 | 0.38 | 0.49 | 0.50 |
| Ab | 25.60 | 27.07 | 26.57 | 24.77 | 24.94 | 29.49 | 29.79 | 25.84 | 27.97 | 27.92 | 31.47 | 25.92 | 26.08 | 30.81 | 26.47 | 24.49 | 30.76 |
| Or | 23.14 | 28.54 | 26.80 | 22.23 | 24.22 | 15.29 | 19.63 | 23.78 | 26.31 | 22.91 | 17.12 | 29.40 | 26.77 | 26.89 | 27.05 | 26.80 | 18.73 |
| An | 1.70 | 3.37 | 5.10 | 6.27 | 6.17 | 7.48 | 5.88 | 6.81 | 6.67 | 6.44 | 5.55 | 5.68 | 6.07 | 3.34 | 5.71 | 9.24 | 7.45 |
| Bi | 2.15 | 3.34 | 5.84 | 7.03 | 8.07 | 8.00 | 8.58 | 6.99 | 7.05 | 7.35 | 6.94 | 5.89 | 6.99 | 7.06 | 4.16 | 7.86 | 9.27 |
| Qz | 43.69 | 34.19 | 32.72 | 35.76 | 32.86 | 35.54 | 31.98 | 32.67 | 29.09 | 31.64 | 33.79 | 29.38 | 30.34 | 27.77 | 30.83 | 28.62 | 29.29 |
| C | 2.14 | 1.79 | 1.37 | 1.92 | 1.59 | 1.85 | 1.55 | 1.40 | 1.33 | 1.90 | 2.61 | 1.45 | 1.46 | 1.11 | 2.06 | 1.28 | 2.19 |
| Rest. | 0.65 | 0.34 | 0.22 | 0.29 | 0.25 | 0.54 | 0.57 | 0.32 | 0.10 | 0.16 | 0.42 | 0.41 | 0.23 | 0.65 | 1.19 | 0.00 | 0.32 |

Doppia sottolineatura: campioni utilizzati per datazioni radiometriche. Ossidi espressi in percentuale in peso; elementi in traccia espressi in ppm. Le determinazioni di SiO₂, TiO₂, Al₂O₃, Fe₂O₃ tot., MnO, CaO, P₂O₅ sono state eseguite in XRF; Na₂O e K₂O con spettrofotometria in emissione; MgO con spettrofotometria in assorbimento; FeO per titolazione con KMnO₄. Gli elementi in traccia sono stati determinati in XRF, usando il metodo delle aggiunte su pastiche fuse.

UBICAZIONE DEI CAMPIONI - I campioni in tab. 1 sono elencati per brevità con sigla MO: si precisa qui di seguito l'intera sigla, usata a volte nel testo. MO 87: Versante NW Villadossola (località La Costa), q. 480. MO 15: Rio Rimozzo (Val Bognanco), q. 800. MO 4 = MO 79-4: Strada Domodossola-Alpe Lusentino, q. 800. MO 7 = MO 81-7: Rio Rodeggia (Valle Vigizzo), q. 1210. MO 6 = MO 79-6: Cava del Croppo (Domodossola). MO 31: Rio Rodeggia (Valle Vigizzo), q. 1215. MO 2 = MO 79-2: Strada Domodossola-Alpe Lusentino, q. 900. MO 5 = MO 79-5: Cava del Croppo (Domodossola). MO 10 = MO 81-10: Domodossola, cava sotto il Calvario. MO 8 = MO 81-8: Strada Domodossola-Alpe Lusentino, q. 900. MO 3 = MO 79-3: Strada Domodossola-Alpe Lusentino, q. 850. MO 48: Cima del Monte Moncucco. MO 1 = MO 79-1: Strada Domodossola-Alpe Lusentino, q. 900. MO 33: Rio Rodeggia (Valle Vigizzo), q. 1130. MO 17: Rivoria (Masera). MO 9 = MO 81-9: Strada Domodossola-Alpe Lusentino, q. 785. MO 30: Rio Rodeggia (Valle Vigizzo), q. 1150.

In affioramento sono presenti due tipi fondamentali di ortogneiss. Il primo è a grana da media a minuta, omogenea, spesso a bande più o meno ricche di biotite, localizzato di preferenza ai bordi delle masse gneissiche. Il secondo litotipo, nettamente prevalente, è a grana più grossolana, con tessitura da occhiadina a « flaser » per la presenza di occhi di K-feldspato in genere

molto appiattiti. I passaggi tra le due litofacies sono estremamente graduali sul terreno.

In entrambi il tipo prevalente è « granitico »; rare sono le porzioni a tendenza aplite o leucogranitica ed assenti o irrilevanti i termini più basici.

La composizione mineralogica è molto semplice: quarzo, plagioclasio (An 21-25%),

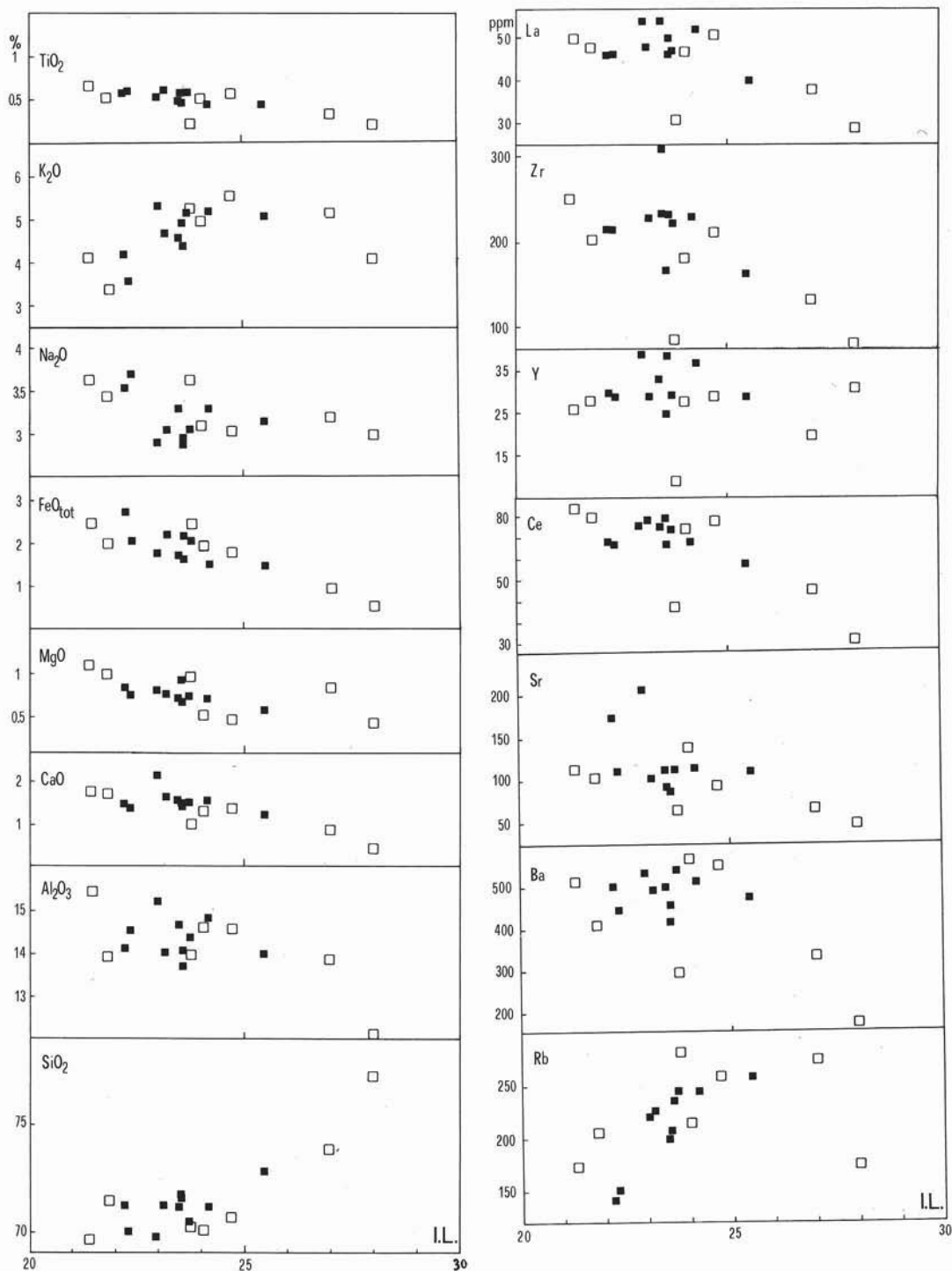


Fig. 2. — Diagramma Indice di Larsen ($1/3 \text{ SiO}_2 + \text{K}_2\text{O}-\text{CaO}-\text{MgO}-\text{FeO tot.}$) contro ossidi ed elementi. - ■ = campioni utilizzati per datazioni radiometriche; □ = altre campionature.

microclino, biotite e muscovite; comune la presenza di zirconio, titanite, epidoto, apatite, in piccole quantità.

La microtessitura è equigranoblastica, con orientazione delle miche in un unico piano che costituisce l'unica foliazione visibile. Nei tipi a tendenza occhiadina, ad una tessitura sostanzialmente simile alla precedente, si aggiunge la presenza di piccole lenticelle od occhi, isoorientati, costituiti da un aggregato di granuli di microclino, a volte con porfiroclasti dell'originario feldspato alcalino al nucleo. Un tentativo di ricostruzione dei caratteri microtessiturali premetamorfici, basato sulla forma e sulle dimensioni degli aggregati monomineralici, porta a ipotizzare un'origine dei tipi più occhiadini da « graniti » a grana più grossolana, ma apparentemente non a megacrystalli di feldspato alcalino.

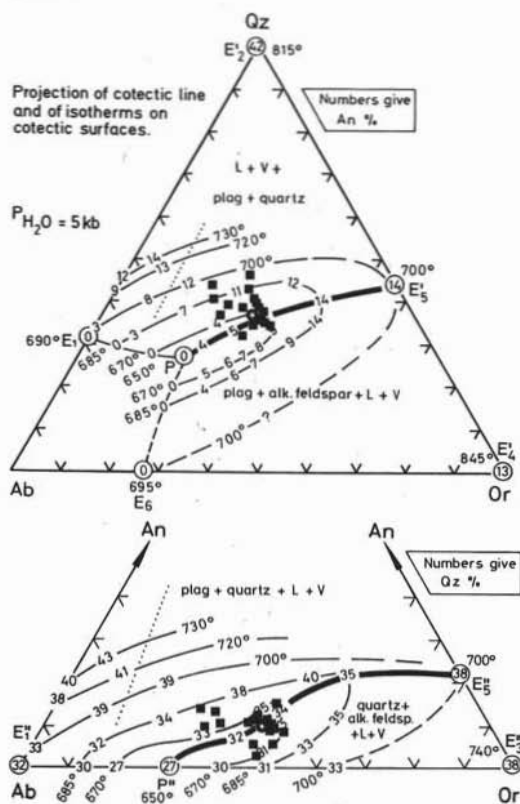


Fig. 3. — Diagrammi Q-Ab-Or e Ab-Or-An a $P_{H_2O} = 5$ kb. Da WINKLER, 1979; simboli come in fig. 2. La stella vuota rappresenta la media dei campioni con cristallizzazione prossima alla linea coctetica.

Chimismo

Nella tab. 1 sono riportati i dati analitici relativi ad elementi maggiori e alcuni elementi in traccia dei campioni utilizzati per le determinazioni isotopiche ed altri provenienti dai maggiori orizzonti di ortogneiss.

Il chimismo appare notevolmente uniforme: i valori di SiO_2 sono piuttosto elevati (70-75 %) e coprono uno spettro di composizioni molto ristretto.

Nei diagrammi elementi maggiori/indice di Larsen (fig. 2), tutti i campioni descrivono un unico andamento di evoluzione magmatica, analogo a quello di tutti i granitoidi « ercinici » (o anche ordoviciani!) delle Alpi, anche nei valori di percentuale di ossidi. Tutti gli ossidi decrescono regolarmente nei termini a più alto I.L., tranne SiO_2 e K_2O ; quest'ultimo cresce nettamente fino a I.L. circa 24 per accennare poi ad un andamento quasi piatto.

Zr, Ce, La, Y non si comportano come residuali (fig. 2), ma mostrano un andamento decrescente simile a quello di Sr o piatto (Y).

La cristallizzazione già in atto delle fasi accessorie quali apatite e zirconio governa evidentemente l'impovertimento di questi elementi nei termini più evoluti. Ba e Rb mostrano andamenti differenti: Ba cresce leggermente o rimane quasi costante sino a I.L. 24 per poi diminuire; Rb cresce e quindi si stabilizza in analogia con l'andamento di K_2O .

Correlando dati petrografici e chimici si nota come le rocce relativamente meno « evolute » sono rappresentate dai litotipi a grana più minuta.

I dati di mesonorma secondo MIELKE & WINKLER (1979) sono stati inseriti nelle proiezioni del tetraedro Q-Ab-Or-An- H_2O proposto da Winkler per pressioni di $H_2O = 5$ kb (fig. 3); l'esistenza di muscovite modale si traduce in una non perfetta corrispondenza dei dati di mesonorma con i valori effettivi di Or, anche se l'errore indotto non appare di grande entità. Dall'osservazione del diagramma sono riscontrabili i seguenti dati:

- le rocce a grana minuta si raggruppano in prevalenza nel volume di Q+L+V sempre molto vicino alla superficie Q+Pl+L+V;

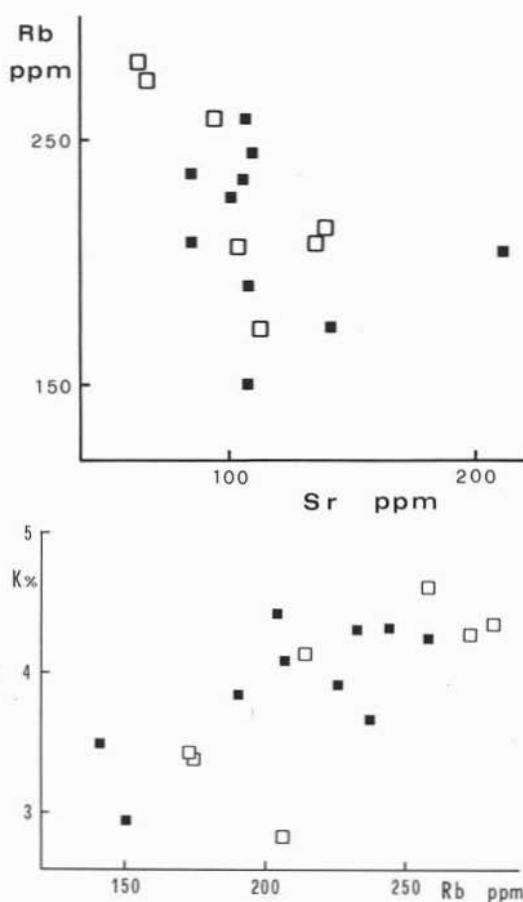


Fig. 4. — Diagrammi Rb-Sr e K-Rb. Spiegazioni nel testo; simboli come in fig. 2.

— le rocce a grana più grossolana cadono vicino alla linea cotettica, su di essa o sulle superfici $Q+Pl+L+V$ o $Q+Alc\ Feld+L+V$;

— entrambi i gruppi sono compresi in un ambito di temperature non superiori a $690^{\circ}C$ a $p_{H_2O} = 5\ kb$.

Dati radiometrici

Nella tabella 2 sono riportati i dati relativi ai campioni dei quali è stata determinata l'età con il metodo Rb/Sr; la loro localizzazione è riportata nella didascalia di Tab. 1.

La retta isocrona calcolata per otto campioni (sono stati esclusi dal calcolo il campione MO 79-3 perchè presenta un'alterazione della biotite e il campione MO 81-8 che si scosta notevolmente dalla retta isocrona), ha fornito un'età di $271,6 \pm 4,8$

TABELLA 2

Dati analitici dei campioni di roccia totale e dei minerali

| campione | Rb ppm | Sr ppm | $^{87}Sr/^{86}Sr$ | $^{87}Rb/^{86}Sr$ | EIA' m.a. |
|-------------|--------|--------|-------------------|-------------------|----------------|
| Mo 79-2 RT | 147 | 180 | $0,7217 \pm 4$ | 2,37 | |
| PL | 7,1 | 195 | $0,7211 \pm 3$ | 0,11 | |
| KF | 234 | 320 | $0,7223 \pm 3$ | 2,12 | |
| Biot | 705 | 2,7 | $0,9534 \pm 67$ | 776,5 | $21,1 \pm 0,7$ |
| Mu | 347 | 20,1 | $0,7395 \pm 15$ | 50,0 | $26,3 \pm 2$ |
| Mo 79-1 RT | 246 | 116 | $0,7352 \pm 6$ | 6,14 | |
| Biot | 1085 | 1,48 | $1,4249 \pm 36$ | 2265 | $21,5 \pm 0,3$ |
| Mu | 541 | 9,78 | $0,7992 \pm 8$ | 161,6 | $29,0 \pm 0,6$ |
| Mo 79-3 RT | 150 | 110 | $0,7300 \pm 2$ | 3,94 | |
| Biot | 825 | 1,90 | $1,1147 \pm 2$ | 1309 | $20,7 \pm 0,3$ |
| Mu | 402 | 10,9 | $0,7728 \pm 6$ | 107,9 | $29,0 \pm 0,6$ |
| Mo 79-4 RT | 248 | 109 | $0,7578 \pm 3$ | 6,62 | |
| Biot | 1192 | 2,22 | $1,2216 \pm 57$ | 1636 | $20,9 \pm 0,4$ |
| Mu | 580 | 10,3 | $0,8004 \pm 15$ | 164,8 | $27,9 \pm 0,8$ |
| Mo 79-5 RT | 223 | 107 | $0,7360 \pm 4$ | 6,05 | |
| Biot | 1003 | 1,4 | $1,3833 \pm 12$ | 2231 | $20,5 \pm 0,3$ |
| Mu | 495 | 14,8 | $0,7691 \pm 5$ | 97,6 | $25,4 \pm 0,6$ |
| Mo 79-6 RT | 238 | 103 | $0,7381 \pm 5$ | 6,70 | |
| Biot | 1069 | 1,1 | $1,5982 \pm 50$ | 2988 | $20,3 \pm 0,3$ |
| Mu | 531 | 11,3 | $0,7886 \pm 6$ | 136,8 | $27,3 \pm 0,6$ |
| Mo 81-7 RT | 237 | 85 | $0,7434 \pm 3$ | 8,08 | |
| Mo 81-8 RT | 191 | 109 | $0,7352 \pm 2$ | 5,11 | |
| Mo 81-9 RT | 204 | 212 | $0,7227 \pm 4$ | 2,78 | |
| Mo 81-10 RT | 233 | 106 | $0,7372 \pm 3$ | 6,34 | |

L'errore analitico del rapporto $^{87}Sr/^{86}Sr$ è considerato $\pm 1,5\%$. Il valore del rapporto $^{87}Sr/^{86}Sr$ è normalizzato a $^{87}Sr/^{86}Sr = 0,1194$; l'errore 1σ è la media degli errori delle singole analisi.

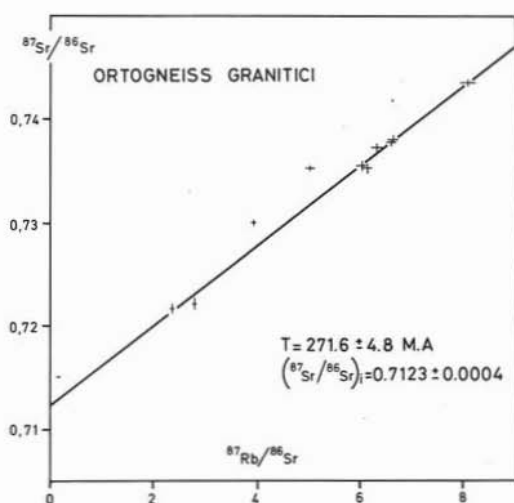


Fig. 5. — Isocrona relativa ai campioni di rocce totali degli ortogneiss della Zona Moncucco-Orselina.

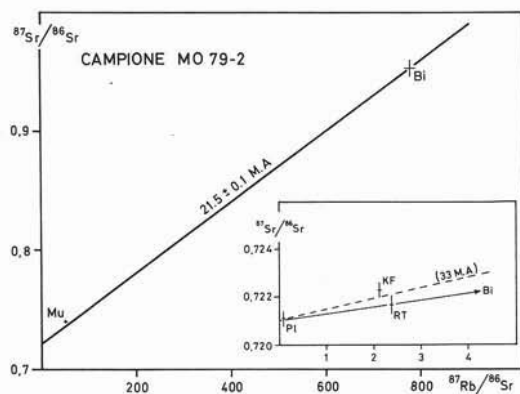


Fig. 6. — Risultati dei minerali del campione MO 79-2 riportati in un diagramma $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$. La retta tratteggiata è l'isocrona calcolata con RT, PL e Kf. La retta intera è stata calcolata col metodo RT-biot.

m.a. e un rapporto $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0,712 \pm 0,0004$ (fig. 5) usando il valore $\lambda = 1,42 \cdot 10^{-11} \text{ a}^{-1}$ (STEIGER & JÄGER, 1977).

Gli altri dati relativi ai campioni di ortogneiss del Moncucco si allineano abbastanza bene lungo la retta isocrona. Nei vari diagrammi degli elementi in traccia, compresi Rb e Sr, non si evidenziano caratteri chimici ed evolutivi discrepanti tra i due litotipi fondamentali riconosciuti sul terreno, che si allineano su un unico trend di evoluzione magmatica.

Queste considerazioni geochimiche ci inducono a ritenere l'età ottenuta età primaria di queste rocce che si sono comportate come sistema chiuso per il Rb e lo Sr durante il metamorfismo alpino, come tutti gli altri ortogneiss della zona lepontina (JÄGER, 1970). Anche il rapporto $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ iniziale di 0,7123 è normale nelle rocce tardo-erciniche intrusive delle Alpi, risultate da fusi originatisi per anatessi di materiali cristallini (HUNZIKER, 1970).

Dal campione MO 79-2 sono stati separati e analizzati K-feldspato, plagioclasio, biotite e muscovite. Nel diagramma di evoluzione dello Sr (fig. 6) si può notare come i minerali non siano completamente riequilibrati. La causa del disequilibrio isotopico dovrebbe essere essenzialmente legata al lento raffreddamento connesso con la fase di sollevamento successiva al picco termico del metamorfismo alpino di 38 m.a.. Ne con-

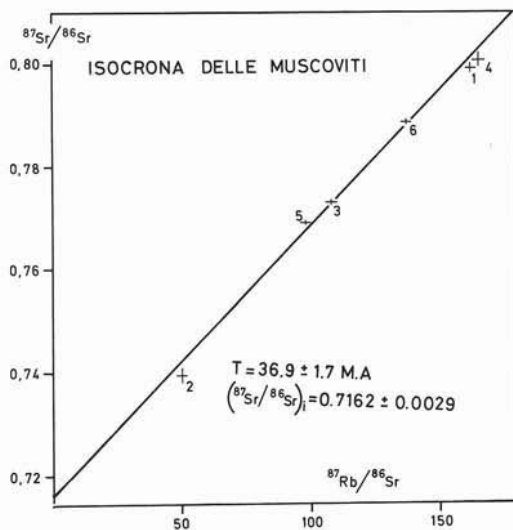


Fig. 7. — Isocrona delle muscoviti della Zona Moncucco-Orselina.

segue una chiusura dei sistemi isotopici dei minerali non omogenea, ma che rispecchia la temperatura di chiusura di ogni singolo minerale (PURDY & JÄGER, 1976, JÄGER, 1979).

Le età Rb-Sr sulle biotiti e sulle muscoviti separate dai granitoidi della Zona Moncucco-Orselina sono state calcolate con la isocrona RT-mica. Nell'adottare questo metodo per il calcolo dell'età delle miche, si deve assumere che durante il metamorfismo ci sia stata una completa omogeneizzazione isotopica, tale che la composizione isotopica iniziale della RT e dei minerali sia uguale. Questo non è sempre vero e non lo è in particolare nel caso delle rocce della Zona Moncucco-Orselina (vedere isocrona dei minerali del campione MO 79-2). Comunque l'errore fatto per calcolare le età delle biotiti è trascurabile, dati i loro alti rapporti $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ e $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ misurati e infatti le età delle biotiti sono raggruppate in un ristretto « range » compreso tra 20,3 e 21,5 m.a.. Queste età sono interpretate come età di raffreddamento, successive al picco termico dell'evento metamorfico lepontino.

Le muscoviti, invece, hanno dato età variabili comprese tra 25 e 29 m.a.. Questo ventaglio di età ha fatto nascere il sospetto che si trattasse di età apparenti dovute ad una non perfetta correzione per lo stronzio

comune e non di diverse età di raffreddamento, perchè i campioni provengono da un'area piuttosto ristretta. Allo scopo di evitare il calcolo dell'età con il metodo RT-Mu, è stata costruita una retta isocrona delle muscoviti dei granitoidi che ha fornito un'età di $36,9 \pm 1,7$ m.a. e un rapporto $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0,7162 \pm 0,0029$ (fig. 7). La composizione isotopica iniziale dello Sr ricavata da questa isocrona indica che le muscoviti sono prevalentemente di formazione prealpina e che hanno perso quasi totalmente lo Sr radiogenico prodotto dal momento della loro prima cristallizzazione.

La preferenziale perdita di ^{87}Sr radiogenico di biotiti erciniche ricristallizzate nell'alpino, è stata dimostrata da SATIR (1974), che propose di usare rapporti $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ iniziali prealpini e, in molti casi, i rapporti isotopici iniziali ercinici delle isocrone delle rocce totali per calcolare l'età di raffreddamento della biotite. PURDY & JÄGER (1976) trovarono una preferenziale perdita di ^{87}Sr radiogenico in biotiti ricristallizzate nella zona a « cloritoide ».

L'apice termico del metamorfismo alpino (38 ± 2 m.a.) è stato datato da HUNZIKER (1970, 1974) e JÄGER (1973) su muscoviti e fengiti di neoformazione alpina, mentre le età su muscoviti erciniche ricristallizzate, in genere inferiori a quelle dell'apice termico nelle zone ad alto grado metamorfico come quella in esame, sono state interpretate dagli stessi autori come età di passaggio, durante il raffreddamento, al di sotto della soglia termica di 500°C .

L'isocrona di 37 m.a. ottenuta sulle muscoviti dei granitoidi è dunque in buon accordo con le datazioni della fase di metamorfismo lepontino, sebbene la composizione isotopica iniziale indichi, come abbiamo già detto, che le muscoviti sono per lo più ricristallizzate e non di neoformazione alpina. L'età di 37 m.a. potrebbe indicare che le miche sono state a temperature superiori a 500°C per un tempo relativamente breve. Queste considerazioni possono spiegare perchè la muscovite della pegmatite di Montescheno (datata 210 m.a. da FERRARA et alii, 1962) non sia stata isotopicamente riomogeneizzata. La causa potrebbe ricercarsi nella « grana grossa » del minerale che, nell'arco di tempo in cui le miche sono state a T

TABELLA 3
Età K/Ar di alcune muscoviti

| Campione | Minerale | K% | $^{40}\text{Ar}_{\text{rad}}$ ml/gr-K | rend % | ETA' m.a. |
|----------|-----------|------|---------------------------------------|--------|----------------|
| No 79/5 | Muscovite | 8,91 | $7,968 \cdot 10^{-5}$ | 39 | $19,9 \pm 1,0$ |
| No 79/2 | Muscovite | 8,91 | $8,646 \cdot 10^{-5}$ | 44 | $21,6 \pm 1,1$ |
| No 79/1 | Muscovite | 9,17 | $8,688 \cdot 10^{-5}$ | 48 | $21,7 \pm 1,1$ |

Le costanti usate sono quelle consigliate da STEIGER & JÄGER, 1977.

500°C , non avrebbe permesso la completa diffusione dello stronzio radiogenico (DODSON, 1979).

Sono state inoltre datate tre muscoviti dei granitoidi con il metodo K-Ar (tab. 3): hanno fornito età comprese tra 19,9 e 21,7 m.a.. Queste età sono concordi con quelle Rb-Sr su biotite, indicando che il sistema isotopico dell'Ar nella muscovite e quello dello Sr nella biotite si sono chiusi circa alla stessa temperatura durante il raffreddamento dovuto al sollevamento dell'area in esame.

Discussione dei dati petrologici

Lo scopo di questo lavoro non era certo, nelle nostre intenzioni, magmatologico. Dai dati petrografici risulta, tuttavia, la presenza di due tipi litologici, anche se poco diversi tra di loro.

Poichè nella costruzione della retta isocrona sono stati utilizzati campioni di entrambi i gruppi litologici, ci sembra ragionevole escludere qualsiasi dubbio sulla « comagmaticità » dei campioni raccolti.

Sia nei diagrammi degli elementi maggiori che in traccia si nota una sostanziale unitarietà di andamenti, come anche nei rapporti K/Rb e Rb/Sr (fig. 4): un dato di questo tipo, anche se di per sè non decisivo, è certamente a favore di una genesi comune delle rocce analizzate.

Nella rappresentazione nel tetraedro Q-Ab-Or-An a 5 kb; tutti i campioni potrebbero essere interpretati come liquidi a temperatura ragionevolmente basse. Questo diagramma, anche se non rappresenta sicuramente la pressione alla quale è avvenuta la cristallizzazione, può fornire un'indicazione generale sull'andamento dell'evoluzione magmatica. Questa potrebbe essere avvenuta per cristallizzazione frazionata con separazione

iniziale di quarzo, poi quarzo + plagioclasio e quindi quarzo + plagioclasio + K-feldspato, accompagnati da quantità decrescenti di biotite; i termini più differenziati sarebbero rappresentati dai campioni che cadono nell'intorno della linea cotettica.

In considerazione dell'elevata viscosità di un fuso granitico è diffusa l'opinione che un meccanismo di perfetta separazione tra liquido residuale e cristalli non sia applicabile (si veda a questo proposito: McCARTY & HASTY, 1976; McCARTY & ROBB, 1978; WINKLER, DAS, BREITBART, 1977).

Non è possibile escludere che le rocce analizzate costituiscano il risultato di un mixing tra un fuso granitico e quantità variabili di xenocristalli restitici; un fenomeno di questo tipo sembra essere abbastanza comune in rocce granitiche anatettiche, ma il suo riconoscimento risulta impossibile a livello microstrutturale in rocce metamorfosate.

Un meccanismo di evoluzione tipo quello di McCARTY & ROBB (1978), che interpretano le rocce granitoidi in termini di rapporti tra fasi di « cumulus » e di « intercumulus », appare il più soddisfacente; è evidente che mixing « restitico » e mixing « cumulus-intercumulus » possono aver agito contemporaneamente.

Nel modello « cumulus-intercumulus », i campioni a grana minuta da noi analizzati corrisponderebbero ad uno stadio meno evoluto, con quarzo e plagioclasio come fasi di « cumulus », associate a quantità rilevanti di liquido residuale dal quale sarebbero cristallizzati ancora quarzo + plagioclasio + K-feldspato; in questa ipotesi queste rocce rappresenterebbero i primi prodotti magmatici: in effetti esse sono localizzate in prevalenza vicino ai contatti con i paragneiss della serie incassante. La composizione del liquido si è poi spostata sulla linea cotettica, con cristallizzazione contemporanea di quarzo + plagioclasio + K-feldspato; a questa fase corrisponderebbe la formazione delle rocce a grana più grossolana che sono localizzate in posizioni più « interne » nelle masse magmatiche di maggiori dimensioni.

L'interpretazione precedente si accorda con l'andamento di K_2O , Rb e Ba, che subiscono un moderato arricchimento sino a che non compare la cristallizzazione di K-feld-

spato come fase di « cumulus ». A quel punto la cristallizzazione avviene sostanzialmente in equilibrio.

Conclusioni

L'isocrona di 272 ± 5 m.a. testimonia l'appartenenza degli originari graniti della Zona Moncucco-Orselina all'evento magmatico tardo-ercinico. L'evento metamorfico che ha prodotto la loro attuale scistosità deve, quindi, necessariamente essere alpino. La scistosità e il grado metamorfico degli ortogneiss sono coincidenti con quelli delle rocce incassanti (paragenesi a staurolite \pm cianite fino a sillimanite nella zona orientale della Valle Vigizzo), nelle quali non sono mai state ritrovate evidenze mineralogiche o strutturali sicure di più di un ciclo metamorfico. Datando come tardo-ercinica l'intrusione dei graniti e considerando l'unitarietà strutturale-tessiturale con le rocce incassanti, non è sostenibile in questa area l'ipotesi che il metamorfismo alpino abbia avuto effetti al più termici ma non scistogeni: le precedenti strutture possono essere state cancellate del tutto oppure riscaldate mimeticamente.

Se nella zona la scistosità principale è alpina, essa potrebbe aver agito sia su rocce della copertura post-westphaliana che su rocce già metamorfiche. L'unica possibilità di distinzione tra sequenze metamorfiche di basamento e di copertura è data dalle associazioni litologiche.

Il termine di paragone più appropriato appare la falda S. Bernardo. In essa, al di sopra di un basamento cristallino pre-westphaliano è descritta una zona di copertura permo-carbonifera costituita da sequenze pselitico-psammitiche caratterizzate da abbondanti facies grafitiche, rare intercalazioni di vulcaniti basiche e ancor più rari corpi subvulcanici di età permiana (gneiss di Sapey, Modane...; BOCQUET et alii, 1973-74; GOVI, 1973).

A tutt'oggi non è stata riconosciuta nella Zona Moncucco-Orselina una serie litologica che possa essere attribuita con sicurezza a copertura permo-carbonifera; limitati affioramenti di scisti a grafite con probabili porfiroidi, quarziti e marmi sono presenti lungo il versante meridionale della Valle Antrona, al contatto tra Zona Moncucco-Orselina e

Zona Camughera. La loro interpretazione in termini di sequenze di copertura risulta però estremamente problematica, al di là di una formale analogia litologica con la copertura della falda S. Bernardo.

La serie in cui sono intercalati gli orizzonti ortogneissici è prevalentemente costituita da paragneiss di aspetto banale con intercalazioni di anfiboliti e paragneiss a bande anfibolitiche; litologie di questo tipo sono simili a quelle descritte nel basamento cristallino pre-carbonifero della falda S. Bernardo o dei suoi equivalenti strutturali (lembo del Berisal, STILLE, 1980). Un altro dato significativo a favore dell'attribuzione dei paraderivati della Zona Moncucco-Orselina a serie di basamento, è la presenza di un complesso di migmatiti gneissiche, almeno

in parte interpretabili come testimonianza di un fenomeno anatettico di età verosimilmente pregranitica.

Dai dati e dalle osservazioni sovraesposte si ricava il quadro di intrusioni tardo-erciniche in un basamento già metamorfico; il livello crostale di intrusione non è direttamente determinabile per la cancellazione dei rapporti primari con le rocce incassanti; i caratteri e l'età dell'intrusione fanno comunque propendere per intrusioni non profonde.

Il successivo evento alpino avrebbe cancellato, ricalcandole, le paragenesi e le strutture prealpine del basamento.

Ringraziamenti. — Si ringrazia il Prof. A. GRENNANIN per la lettura critica del dattiloscritto.

BIBLIOGRAFIA

- AMSTUTZ A. (1954) - *Pennides dans l'Ossola et problèmes des racines*. Arch. Sci., Genève, 7, 411-462.
- AMSTUTZ A. (1971) - *Formations des Alpes dans le segment Ossola-Tessin*. Ecl. Geol. Helv., 64/1, 149-150.
- ARGAND A. (1911) - *Les nappes de recouvrement des Alpes Pennines et leurs prolongement structureaux*. Mat. Carte géol. Suisse, N.S., 31, 1-26.
- BEARTH P. (1939) - *Über den Zusammenhang von Monte Rosa- und Bernhard-Decke*. Ecl. Géol. Helv., 32, 101-111.
- BEARTH P. (1956 a) - *Zur Geologie der Wurzelzone östlich des Ossolates*. Ecl. Geol. Helv., 49, 267-278.
- BEARTH P. (1956 b) - *Geologische Beobachtungen im Grenzgebiet der lepontinischen und penninischen Alpen*. Ecl. Geol. Helv., 49, 279-290.
- BIGIOGGERO B., BORIANI A., COLOMBO A., GRENNANIN A. (1980) - *Carta geolitologica delle valli Vigizzo, Fenecchio e Basso Isorno*. Quaderni della Regione Piemonte. In stampa.
- BLUMENTHAL M. (1952) - *Beobachtungen über Bau und Verlauf der Muldenzone von Antrona, zwischen der Walliser Grenze und dem Locarnese*. Ecl. Geol. Helv., 45/2, 219-263.
- BOCQUET J., DAL PIAZ G.V., HUNZIKER J.C., MARTINOTTI G., PECHER A. (1973-1974) - *Carta delle facies metamorfiche dell'Europa, foglio speciale Alpi e Note illustrative (The Western Alps)*. Sub-Commission Cartography Metamorphic Belts of the World, Leiden/UNESCO.
- CHATTERJEE N.D. (1962) - *The alpine metamorphism in the Simplon Area, Switzerland and Italy*. Geol. Rdsch., 51, 1-72.
- DODSON M.H. (1979) - *Theory of cooling ages*. In: JÄGER E. & HUNZIKER J.C. - *Lectures in Isotope Geology*. Springer-Verlag, Berlin, 329 pp.
- FERRARA G., HIRT B., JÄGER E., NIGGLI E. (1962) - *Rb-Sr and U-Pb Age Determinations on the Pegmatite of I Mondei (Penninic Camughera-Moncucco Complex, Italian Alps) and some Gneisses from the Neighbourhood*. Ecl. Geol. Helv., 55/2, 443-450.
- GOVI M. (1973) - *Carbonifero e Permiano nelle Alpi Occidentali*. Geologia dell'Italia, UTET.
- HERMANN F. (1938) - *Note illustrative per la Carta geologica delle Alpi nord-occidentali*. Milano.
- HUNZIKER J.C. (1970) - *Polymetamorphism in the Monte Rosa, Western Alps*. Ecl. Geol. Helv., 63, 151-161.
- HUNZIKER J.C. (1974) - *Rb-Sr and K-Ar age determination and the alpine tectonic history of the Western Alps*. Mem. Ist. Geol. Min. Univ. Padova, 31, 55 pp.
- JÄGER E. (1970) - *Rb-Sr systems in different degree of metamorphism*. Ecl. Geol. Helv., 63/1, 163-172.
- JÄGER E. (1973) - *Die Alpine Orogenese im Lichte der radiometrischen Alterbestimmung*. Ecl. Geol. Helv., 66, 11-21.
- JÄGER E. (1979) - *Introduction to geochronology*. In: JÄGER E. & HUNZIKER J.C. - *Lectures in isotope geology*. Springer-Verlag, Berlin, 329 pp.
- KLEIN J.A. (1978) - *Post-nappe folding southeast of the Mischabelrucksfalte (Pennine Alps) and some aspects of the associated metamorphism*. Leidse Geol. Meded., 51/2, 233-312.
- KNUPP P. (1958) - *Geologie und Petrographie des Gebietes zwischen Centovalli-Valle Vigizzo und Onsernone*. S.M.P.M., 38, 83-236.

- LADURON D. (1974) - *L'Antiforme de Vanzone. Etude pétrographique et structurale dans la Valle Anzasca (Province de Novara - Italie)*. Dissertation inédit, Institut de Géologie, Laboratoire de Pétrographie, Université de Lausanne.
- MCCARTHY T.S. & HASTY R.A. (1976) - *Trace element distribution patterns with reference to the crystallization of granitic melts*. Geoch. Cosmoch. Acta, 40, 1351-1358.
- MCCARTHY T.S. & ROBB L.J. (1978) - *On the relationship between cumulus mineralogy and trace and alkali element chemistry in an Archean granite from the Barbrton region, South Africa*. Geoch. Cosmoch. Acta, 42, 21-26.
- MIELKE P. & WINKLER H.C.F. (1979) - *Eine bessere Berechnung der Mesonorm für granitische Gesteine*. N. Jb. Miner. Mh., 10, 471-481.
- NIGGLI E. & NIGGLI C.R. (1965) - *Karten der Verbreitung einiger Mineralien der alpidischen Metamorphose in den Schweizer Alpen (Stilpnomelan, Alkali-Amphibol, Chloritoid, Staurolith, Disthen, Sillimanit)*. Ecl. Geol. Helv., 58, 335-368.
- NIGGLI E. (1970) - *Alpine Metamorphose und alpine Gebirgsbildung*. Fortschr. Min., 47/1, 16-26.
- PAGLIANI G. & MARTINENGI M. (1941) - *Il filone pegmatitico di Montescheno in Val Antrona (Ossola)*. Periodico di Min., 12, 49-82.
- PURDY J.W. & JÄGER E. (1976) - *K-Ar ages on rock-forming minerals from the Central Alps*. Mem. Ist. Geol. Min. Univ. Padova, 30, 31 pp.
- SATIR M. (1974) - *Rb-Sr Alterbestimmungen an Glimmern der westlichen Hoben Tauern: Interpretation und geologische Bedeutung*. S.M.P.M., 54, 213-228.
- STEIGER R.H. & JÄGER E. (1977) - *Subcommission on geochronology: convention on the use of decay constants in geo- and cosmo-cronology*. Earth Plan. Science Lett., 36, 359-362.
- STELLA A. (1905) - *Relazione della campagna 1904*. Bollettino del R. Comitato Geologico d'Italia, 36 (parte ufficiale), 35-38.
- STILLE P. (1980) - *On the genesis of the amphibolites and hornblendefelses in the Berisal Complex (Simplon; Italy-Switzerland)*. Mem. Sc. Geol., 34, 205-246.
- TROMMSDORF V. & EVANS B.W. (1974) - *Alpine metamorphism of peridotitic rocks*. S.M.P.M., 54, 333-352.
- WENK E. (1955) - *Ergebnisse einer Rekognoszierung im Gebirgsdreieck Domodossola-Camedo-P. Porcarescio (Lepontinische Alpen)*. Ecl. Geol. Helv., 48/1, 125-131.
- WIELAND H. (1966) - *Zur Geologie und Petrographie der Valle Isorno (Novara, Italien)*. S.M.P.M., 46, 189-303.
- WINKLER H.C.F., DAS B.K., BREITBART R. (1977) - *Further data of low temperature melts existing on the quartz+plagioclase+liquid+vapour isobaric cotectic surface within the system Qz-Ab-Or-An-H₂O*. N. Jb. Miner. Mh., 241-247.