

BONA BIANCHI POTENZA *, LUCIANO GORLA *, ADALBERTO NOTARPIETRO **

LA « FORMAZIONE DI VALLE GROSINA »:
REVISIONE DEI SUOI ASPETTI PETROGRAFICI
IN UN NUOVO CONTESTO GEOLOGICO
III. GLI « GNEISS OCCHIADINI »***

RIASSUNTO. — Gli autori, proseguendo lo studio della « Formazione di Valle Grosina », prendono in considerazione gli gneiss occhiadini, che ne costituiscono l'elemento strutturalmente inferiore. Sono stati determinati in fluorescenza X gli elementi maggiori di 30 campioni, compresi in un'area che si estende lungo l'alta Valtellina, tra Tirano e Bormio. Le associazioni mineralogiche presenti attribuiscono queste rocce ad un metamorfismo di basso grado, e consentono di identificare il passaggio tra la zona a clorite e la zona a biotite; in particolare lo studio microscopico e l'esame diffrattometrico hanno messo in evidenza stilpnomelano, coesistente con muscovite e biotite. Circa la genesi di queste rocce, le osservazioni di campagna ed i dati chimici concorrono nell'indicare una probabile derivazione da grovacche.

ABSTRACT. — The « gneiss occhiadini », the lowest structural element of the « Formazione di Valle Grosina », are here considered. Thirty samples, collected in the high Valtellina, between Tirano and Bormio, were analyzed for major elements by XRF. Low grade metamorphism is inferred from mineralogical associations; grading from chlorite zone and biotite zone is also recognizable: stilpnomelane coexisting with muscovite and biotite was detected either by microscopic and X ray analysis. From both field observations and chemical data derivation of these rocks from grauwacke can be inferred.

Introduzione

La « Formazione di Valle Grosina » (Austroalpino superiore, base del sistema Scarl-Umbrail) è costituita da tre litotipi, gneiss occhiadini, minuti, granitoidi, che affiorano diffusamente in alta Valtellina; viene presa ora in considerazione per quanto riguarda lo studio degli gneiss occhiadini. Lavori precedenti (CORRADINI et al., 1973; GORLA e POTENZA, 1974; BIANCHI POTENZA e NOTARPIETRO, 1977) hanno discusso l'assetto geologico e strutturale della regione in esame, dimostrando che i terreni ascritti alla « Formazione della Punta di Pietra Rossa » in buona parte possono più verosimilmente essere attribuiti alla « Formazione di Valle Grosina », che viene così ad assumere maggior rilevanza nel contesto petrologico centro alpino (fig. 1).

* Istituto di Mineralogia, Petrografia, Geochimica dell'Università di Milano. ** Centro di Studio sulla Stratigrafia e Petrografia delle Alpi Centrali del C.N.R., Milano. *** Lavoro eseguito nell'ambito del Centro di Studio sulla Stratigrafia e Petrografia delle Alpi Centrali del C.N.R., Milano.

Nell'ambito di tutta la formazione, gli gneiss occhiadini occupano sempre la parte inferiore, a diretto contatto con gli « Gneiss del Monte Tonale » sottostanti, da cui sono separati da una discontinuità tettonica molto evidente. Sul terreno gli gneiss occhiadini sono caratterizzati da « occhi » quarzoso-feldspatici di dimensioni variabili da qualche mm a qualche cm, spesso avvolti da lamine micacee; gli occhi si alternano con discreta regolarità ai letti micacei, conferendo scistosità alla roccia. I rapporti tra miche chiare e miche scure sono nell'insieme pressochè equivalenti, talora con prevalenza di un tipo sull'altro. I cristalli di K-feldspato sono spesso fratturati e solo raramente si trovano intatti, conservando la loro forma originaria; presentano sovente fenomeni di torsione. I caratteri ora descritti sono comuni anche ai cristalli di quarzo. La componente leucocrata è comunque preponderante rispetto a quella melanocrata; globalmente gli gneiss occhiadini presentano colore grigio chiaro che, per alterazione, può assumere sfumature rosa-aranciato o verdastre.

Per quanto riguarda i rapporti verticali, si nota a letto l'evidente sovrascorrimento sulla « Formazione degli Gneiss del Monte Tonale », mentre a tetto gli gneiss occhiadini sono limitati dagli gneiss minuti. Entrambi questi contatti provocano effetti di laminazione che riducono la dimensione degli occhi di K-feldspato; questi fenomeni sono molto più accentuati al limite inferiore degli gneiss occhiadini, dove le amigdale feldspatiche, riducendosi di dimensione, tendono sempre più a disporsi parallelamente al contatto. Qui il sovrascorrimento ha prodotto un'intensa milonitizzazione che talora riduce la roccia in minute scaglie, di colore scuro, quasi nerastro. La potenza di questi gneiss, per quanto difficilmente valutabile, è stimabile al massimo in 1500-2000 metri. La distinzione dagli gneiss granitoidi, quando questi non siano spiccatamente granitici, pone qualche difficoltà. Sul terreno gli occhiadini si possono riconoscere per i seguenti criteri:

- gli gneiss occhiadini occupano sempre la base della formazione, in contatto tettonico con la formazione sottostante (Gneiss del Monte Tonale o Gabbro di Sondalo);
- negli gneiss occhiadini gli occhi quarzoso-feldspatici sono prevalentemente avvolti in letti micacei continui, che danno origine ad una tessitura più regolare rispetto a quanto si osserva nei granitoidi; inoltre le miche si distribuiscono uniformemente in tutta la roccia, mentre nei granitoidi tendono a concentrarsi in plaghe.

Descrizione petrografica

Gli gneiss occhiadini presentano al microscopio una tessitura variabile da occhiadina a scistosa, caratterizzata da occhi o lenti quarzoso-feldspatiche talora circondate da miche e, più raramente, da minuti cristalli di quarzo, alternate a letti di minerali lamellari. Le dimensioni degli occhi variano da qualche mm a pochi cm; essi possono essere costituiti da un unico minerale (quarzo, microclino o plagioclasio) o dall'associazione di due o tre componenti leucocrati, le cui dimensioni variano notevolmente: si possono trovare infatti numerosi piccoli individui associati tra loro

(tessitura glomero-occhiadina), o un unico cristallo di grandi dimensioni (tessitura occhiadina p.d.). Altra caratteristica comune del litotipo è una notevole disomogeneità nella grana: si passa da zone a grana minutissima a zone con grana da media fino a grossolana. Il quarzo è presente in due generazioni: si trovano infatti individui di prima generazione di dimensioni medio-grosse, con estinzione ondulata, fratturati e cementati da quarzo di seconda generazione, in cristalli di piccole dimensioni, che non presentano nè fratture, nè estinzione ondulata. Mentre i primi sono costituenti caratteristici degli occhi, i secondi sono diffusi uniformemente anche tra i minerali lamellari.

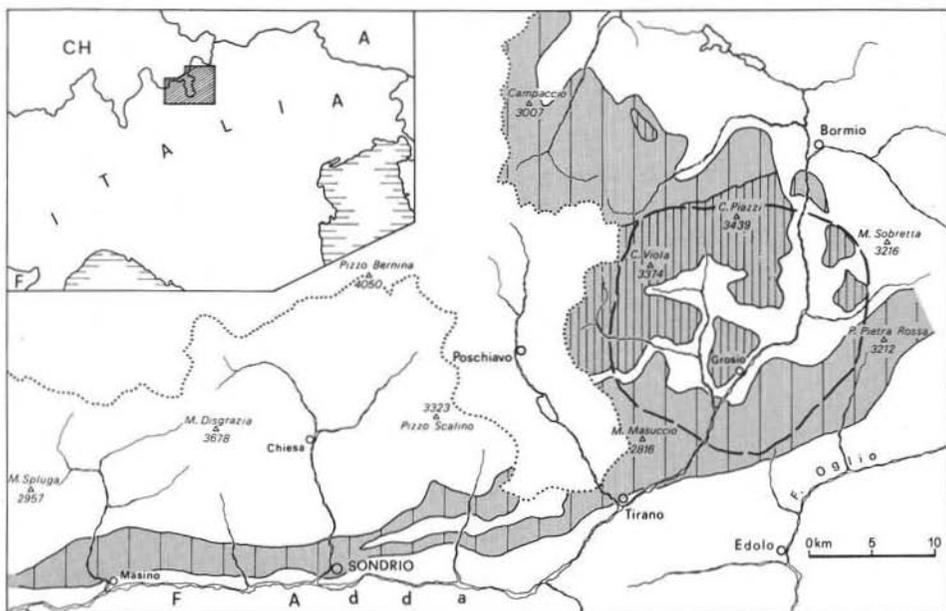


Fig. 1. — In grigio è indicata l'estensione della «Formazione di Valle Grosina», comprendente la «Formazione di Valle Grosina» auct. (tratteggio verticale fitto) e la «Formazione della Punta di Pietra Rossa» (tratteggio verticale largo). La linea tratteggiata racchiude l'area presa in esame.

Uguale diffusione hanno il plagioclasio, contenente il 10% di anortite e geminato secondo la legge dell'albite, e, più raramente dell'albite-Carlsbad, ed il K-feldspato, presente come microclino; pertiti e mirmechiti sono molto frequenti. Entrambi i minerali presentano numerosi inclusi e si trovano in individui di dimensioni notevoli, talora parzialmente alterati, fratturati e ricementati da quarzo, o anche notevolmente deformati.

Accanto a questi sono molto diffusi individui di dimensioni minori, poco o nulla alterati, e non fratturati. In alcuni casi si nota l'assenza di microclino e la presenza di albite a scacchiera. I componenti melanocrati sono rappresentati dalle miche, muscovite e biotite, disposte in genere a formare letti paralleli. Le lamelle sono frequentemente sfrangiate e deformate e, talvolta, non perfettamente isoorien-

tate. Talora prevale la muscovite, talora la biotite; questa presenta numerose inclusioni di zirconi e può essere sia bruna, sia verde e, sebbene non molto frequentemente, alterata in clorite.

In taluni campioni, provenienti dalle zone più vicine al contatto con gli Gneiss del Monte Tonale, i minerali lamellari sono rappresentati da fengite di colore verde chiaro, molto raramente associata a biotite. In altri campioni è presente una notevole quantità di stilpnomelano; esso è stato riconosciuto mediante studio diffrattometrico ⁽¹⁾, si presenta di colore bruno-rossiccio sia in aggregati aciculari fibroso-raggiati sia in piccole lamine riunite a formare plaghette (fig. 2).



Fig. 2. — Stilpnomelano in lamine ed aciculi (Foto Crespi).

I caratteri ottici suggeriscono che si tratti di stilpnomelano a prevalente composizione ferrica. Esso è sempre associato a biotite e muscovite, mai a clorite, clinzoisite e fengite.

I campioni contenenti stilpnomelano provengono sia dalla destra, sia dalla sinistra orografica della Valtellina, e sono localizzati sempre in prossimità del contatto con la formazione sottostante, sia essa rappresentata dagli Gneiss del M. Tonale o dal Gabbro di Sondalo. Gli epidoti, varietà clinzoisite, sono molto diffusi in sciami all'interno dei letti micacei; più raramente sono riuniti in noduli. Sono di colore bruno chiaro, talora con nucleo più scuro e mostrano caratteri che fanno propendere

⁽¹⁾ I diffrattogrammi per il riconoscimento di fengite e stilpnomelano sono stati eseguiti ed interpretati dal dott. G. Liborio, Istituto di Mineralogia, Petrografia e Geochimica dell'Università di Milano.

per un'origine primaria. Accessori sempre presenti sono minerali opachi e, molto diffusi, apatite, zircone, titanite e rutilo, spesso in aciculi nella biotite (sagenite). Più rari sono tormalina, granati in individui piuttosto piccoli, molto fratturati e poco alterati, e calcite, che si trova in vene o plaghe e costituisce il materiale di cementazione delle fratture.

Le associazioni mineralogiche osservate sono:

- quarzo, albite, K-feldspato, \pm muscovite, \pm biotite, \pm clinozoisite, \pm clorite;
- quarzo, albite, K-feldspato, fengite, \pm biotite;
- quarzo, albite, K-feldspato, muscovite, biotite, stilpnomelano.

Esse indicano che queste rocce, in equilibrio nella facies scisti verdi, subfacies quarzo-albite-epidoto-biotite per rocce di tipo quarzoso-feldspatiche, sono state interessate da un metamorfismo di basso grado, al passaggio tra la zona a clorite e la zona a biotite.

Studio petrochimico

Trenta tra i campioni esaminati al microscopio sono stati scelti come statisticamente rappresentativi della zona studiata. Con l'analisi spettrometrica per fluorescenza X (metodo di LEAKE et al., modificato) è stata determinata la percentuale in ossido dei dieci elementi maggiori. La percentuale di FeO è stata ottenuta per titolazione mediante KMnO_4 , eseguita in doppio; l'acqua è stata determinata come perdita al fuoco. I risultati delle analisi sono riportati nella tabella 1; le relazioni tra gli elementi determinati sono state ricercate con l'applicazione del metodo dell'analisi fattoriale utilizzando il programma CORFAN di ONDRİK e SRIVASTAVA (1970) che calcola modo R e modo Q.

Modo R

I risultati ottenuti con questo procedimento sono stampati dal programma in forma di matrice; le relazioni individuate tra gli ossidi sono espresse da un numero che rappresenta il coefficiente di correlazione. Per rendere più immediata la risposta ottenuta attraverso questa indagine, secondo la normale consuetudine, sono state contraddistinte con un asterisco le correlazioni significative e con due asterischi quelle altamente significative, con coefficienti rispettivamente superiori a 0,306 ($r_{0,95}$ per 28 gradi di libertà) e a 0,423 ($r_{0,99}$ per 28 gradi di libertà); le correlazioni con coefficienti più bassi sono state ignorate.

Come si può osservare, le deviazioni standard presentano sempre valori molto bassi, tutti inferiori ad 1, ad eccezione di quella relativa ad SiO_2 , indicando così che i litotipi analizzati per quanto concerne il chimismo sono caratterizzati da una sostanziale omogeneità. Dalla lettura della tabella emerge chiaramente che SiO_2 si correla positivamente solo con K_2O , mentre esprime correlazione negativa con tutti gli altri ossidi; K_2O è correlato negativamente con CaO , MgO , MnO , FeO , Fe_2O_3 , Al_2O_3 , TiO_2 ; correlazione negativa presentano pure Na_2O con MgO ed Na_2O con FeO . Correlazione positiva presentano anche Fe_2O_3 con FeO ed

TABELLA 1

Risultati delle analisi chimiche e coordinate chilometriche dei campioni esaminati
Sono riportati anche i valori dei fattori F₁, F₂, F₃ estratti dall'analisi fattoriale

	GR84	GL59	FT28	GR13	GR89	GL61	GR80	GL35
Coord.	0354 2458	0676 3856	9045 2653	0168 2536	0256 2454	0660 3916	0327 2440	0666 3180
SiO ₂	68.35	71.67	72.74	66.38	68.95	70.94	66.57	69.09
Al ₂ O ₃	15.83	15.76	15.58	17.61	16.57	15.31	16.33	15.99
Fe ₂ O ₃	1.70	.98	.91	2.30	1.68	1.75	2.38	1.79
FeO	1.62	1.06	.96	2.03	1.56	1.65	2.08	1.84
MnO	.04	.02	.02	.03	.04	.03	.08	.05
MgO	1.16	.02	.25	.80	1.02	.25	1.56	1.13
CaO	1.76	.73	.43	1.96	2.00	1.15	2.77	2.17
Na ₂ O	3.75	3.66	2.97	3.40	4.36	3.72	3.14	3.34
K ₂ O	3.24	5.45	4.95	4.04	2.35	4.24	2.87	3.54
TiO ₂	.31	.10	.17	.41	.43	.18	.68	.39
P ₂ O ₅	.10	.04	.16	.14	.13	.06	.23	.14
H ₂ O	1.76	1.29	1.28	1.42	1.69	1.62	1.40	1.14
	99.62	100.78	100.41	100.52	100.78	100.90	101.09	100.58
F ₁	58.0	39.0	38.3	59.3	61.0	51.0	70.8	61.0
F ₂	38.5	58.2	53.7	37.9	39.0	49.0	27.7	35.5
F ₃	3.5	2.8	8.0	2.8	0.0	0.0	1.5	3.5
	NA14	GL18	NA20	NA19	CCB4	CCA78	GL23	GR318
Coord.	9764 3034	1096 3456	9962 2966	9874 3038	0733 3608	0807 3504	0950 3300	0542 2593
SiO ₂	68.47	70.73	69.08	72.21	70.44	70.10	68.20	68.00
Al ₂ O ₃	17.43	15.58	16.26	16.46	15.95	15.88	16.08	16.19
Fe ₂ O ₃	1.32	.51	1.00	.46	1.48	1.28	1.47	1.94
FeO	1.32	1.89	2.31	.71	1.29	1.00	2.50	2.04
MnO	.03	.04	.03	.02	.04	.10	.04	.04
MgO	.82	.74	2.45	.04	.84	.70	1.30	1.36
CaO	.89	1.34	.64	.10	1.72	1.48	1.57	2.18
Na ₂ O	3.11	3.08	2.61	3.47	3.15	2.80	2.97	3.23
K ₂ O	4.46	4.71	4.32	4.92	4.46	4.65	4.26	3.89
TiO ₂	.29	.27	.39	.04	.31	.25	.53	.46
P ₂ O ₅	.08	.10	.09	.05	.11	.10	.12	.19
H ₂ O	1.40	1.36	.59	.69	1.26	1.77	1.72	1.40
	99.62	100.35	99.79	99.13	100.79	100.11	100.78	100.92
F ₁	47.4	46.2	46.7	30.7	54.5	56.7	54.5	59.7
F ₂	44.1	41.7	29.1	62.9	42.1	43.3	31.8	33.4
F ₃	8.5	12.1	23.2	6.4	3.5	0.0	13.7	6.9

(continua)

Al₂O₃, e TiO₂ con Fe₂O₃, FeO, MnO, MgO, CaO, Al₂O₃ e P₂O₅. L'alto valore di Al₂O₃, il basso tenore di Fe₂O₃, bassi valori di MgO e CaO, percentuali abbastanza elevate di K₂O e, sebbene generalmente inferiori, di Na₂O, individuano

(segue Tab. 1)

	GL38	NA12	GL57	FM5	GR194	GR147	FT30
Coord	0746	9511	0649	9643	0136	0054	9068
	3452	3284	3986	3814	2343	3942	3043
SiO ₂	70.18	73.24	70.08	71.14	73.80	67.23	71.69
Al ₂ O ₃	15.65	15.19	15.96	16.27	13.29	16.17	15.50
Fe ₂ O ₃	1.41	.35	.90	.60	.57	1.71	.90
FeO	1.31	.85	1.56	.63	1.19	1.89	.72
MnO	.04	.02	.03	.03	.00	.04	.00
MgO	.58	.00	.80	.43	.21	1.01	.12
CaO	1.59	.34	.75	.98	.28	1.98	.34
Na ₂ O	3.60	3.72	3.98	4.35	2.28	3.79	3.51
K ₂ O	4.62	4.47	4.66	4.30	6.74	4.15	5.40
TiO ₂	.29	.07	.27	.18	.16	.38	.15
P ₂ O ₅	.10	.18	.08	.09	.17	.13	.13
H ₂ O	1.50	.72	1.32	.94	.71	1.62	1.10
	100.87	99.15	100.39	99.94	99.40	100.10	99.56
F ₁	51.4	33.1	44.2	42.1	31.2	57.6	34.0
F ₂	48.6	60.6	46.1	56.4	53.2	38.2	59.7
F ₃	0.0	6.3	9.7	2.5	15.6	4.2	6.3
	GR110	FT45	FT19	GR74	FT23	FT31	NA24
Coord.	9920	9360	8889	0388	9142	8898	9766
	2715	2880	2878	2576	2910	2918	3206
SiO ₂	68.42	68.60	72.61	70.10	71.62	72.13	67.50
Al ₂ O ₃	16.12	17.57	15.11	15.42	16.10	15.09	16.61
Fe ₂ O ₃	1.63	1.67	1.15	1.87	.55	.90	1.11
FeO	1.69	.67	.58	1.41	.63	.86	1.82
MnO	.05	.02	.02	.03	.01	.00	.04
MgO	1.63	.14	.09	.86	.02	.24	1.05
CaO	.72	.36	.23	1.36	.43	.32	1.25
Na ₂ O	3.09	4.10	3.57	3.63	4.02	4.09	3.98
K ₂ O	4.65	5.27	4.94	4.20	5.00	4.88	4.61
TiO ₂	.36	.21	.11	.35	.07	.11	.27
P ₂ O ₅	.10	.12	.12	.11	.17	.11	.10
H ₂ O	.72	1.47	.96	1.27	1.06	.84	.96
	99.18	100.20	99.51	100.61	99.68	99.55	99.30
F ₁	50.6	42.0	37.1	54.2	32.9	34.7	49.0
F ₂	35.9	58.0	60.7	43.1	62.9	59.0	41.8
F	13.5	0.0	2.2	2.7	4.2	6.3	9.2

TABELLA 2
Matrice di correlazione con medie e deviazioni standard

	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	TiO ₂
Al ₂ O ₃	-.702**										
Fe ₂ O ₃	-.779**	.414**									
FeO	-.720**	.210	.554**								
MnO	-.567**	.291	.503**	.445**							
MgO	-.715**	.296	.502**	.826**	.540**						
CaO	-.738**	.300	.759**	.682**	.695**	.572**					
Na ₂ O	-.034	.289	-.017	-.347*	-.228	-.344*	-.037				
K ₂ O	.627**	-.442**	-.615**	-.505**	-.555**	-.555**	-.762**	-.272			
P ₂ O ₅	-.114	-.135	.227	.121	.088	.108	.303	-.183	-.190		
TiO ₂	-.803**	.360*	.730**	.815**	.587**	.810**	.779**	-.255	-.665**	.370*	
Medie	70.01	15.96	1.28	1.39	.03	.72	1.13	3.48	4.48	.12	.27
Dev. St.	2.02	.82	.55	.55	.02	.59	.73	.51	.81	.04	.15

il carattere tendenzialmente grovacchico di questi litotipi. Uno solo dei campioni analizzati (GR 194), caratterizzato da un chimismo particolare, cade nel campo delle arkose. Le affinità sedimentarie sono meglio precisate dalla fig. 3, che pone a confronto i logaritmi dei rapporti SiO₂/Al₂O₃ e Na₂O/K₂O.

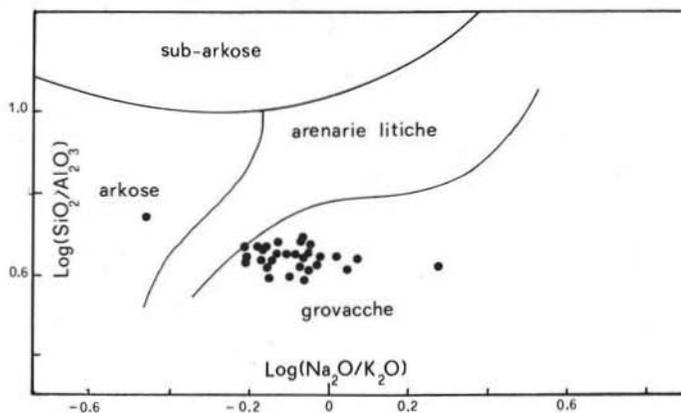


Fig. 3. — Diagramma che illustra il carattere delle rocce in esame.

Riassumendo quanto indicato dalla matrice di correlazione, si può dire che l'aumento di SiO₂ è sostanzialmente legato all'aumento di K-feldspato, la cui presenza risulta essere antitetica rispetto ai minerali melanocratici; Fe₂O₃, FeO, MnO, MgO, CaO e TiO₂ sono tra loro correlati positivamente, aumentando in modo solidale e correlandosi insieme negativamente con SiO₂. Si osserva inoltre, per la correlazione

negativa espressa tra MgO e FeO con Na₂O, che biotite ed albite tendono ad essere mutuamente esclusivi.

Modo Q

I risultati ottenuti da questo procedimento sono stati trasferiti su un diagramma triangolare che consente una visione immediata della distribuzione globale dei campioni (fig. 4). In questo caso il passaggio dal sistema aperto, ottenuto dai confronti multipli tra variabili e campioni, al sistema chiuso, cioè al diagramma triangolare, è del tutto lecito (SKALA, 1977). I vertici del diagramma sono rappresentati dai primi tre fattori estratti e ricalcolati secondo rotazione varimax, che esprimono una varianza cumulativa pari al 97,89 %; di questa il fattore F1 rappresenta il 49,30 %, il fattore F2 il 46,95 % ed il fattore F3 il rimanente 1,64 %. Dalla figura appare

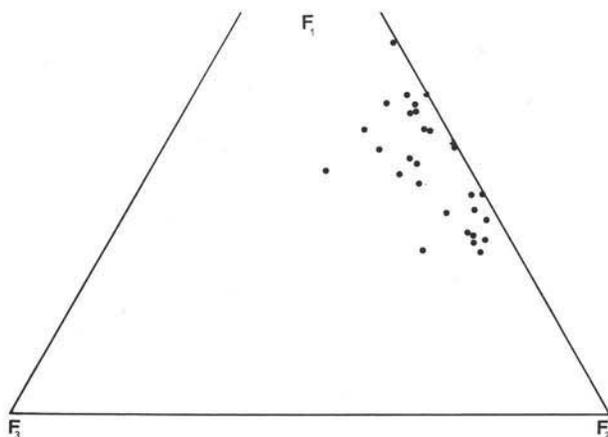


Fig. 4. — Diagramma triangolare F₁F₂F₃ che mette in evidenza la distribuzione dei campioni rispetto ai primi tre fattori espressi dall'analisi fattoriale.

subito evidente un raggruppamento dei campioni in due aree distinte, se si escludono i tre campioni che si discostano notevolmente dagli altri per il loro particolare chimismo e che, pur non rispecchiando una composizione mineralogica particolare, risulta decisamente anomalo rispetto alla media. Dei due gruppi, quello più prossimo al fattore F2 racchiude campioni di cui al microscopio sono state individuate paragenesi di più basso grado, caratterizzate dalla presenza di stilpnomelano. In particolare, per quanto concerne i caratteri chimici di queste rocce, esse presentano: valori di SiO₂ molto alti, sempre superiori al 71 % ($\bar{x} = 70,01$ %); valori di CaO molto bassi, solitamente inferiori allo 0,43 % ($\bar{x} = 1,13$ %); valori di Fe₂O₃ totale inferiori al 2,40 % ($\bar{x} = 2,67$ %); valori di MgO inferiori allo 0,43 % ($\bar{x} = 0,72$ %). La presenza di stilpnomelano potrebbe perciò essere legata al chimismo della roccia. La discriminazione dei campioni all'interno del triangolo, rispetto ai tre fattori rappresentanti i vertici, non ha fornito particolari indicazioni circa il peso della variazione degli ossidi. Sembrerebbe che i maggiori responsabili delle fluttuazioni

che si riferiscono ai fattori F1 ed F2 siano Fe_2O_3 totale e SiO_2 , tali che avvicinandosi ad F1 la percentuale di SiO_2 diminuisce e quella di Fe_2O_3 totale aumenta e viceversa.

I dati chimici della roccia totale sono stati poi utilizzati per ricercare relazioni con minerali che consentano, attraverso l'individuazione di associazioni caratteristiche, di meglio definire le condizioni metamorfiche cui queste rocce sono state assoggettate. Sono stati perciò costruiti diagrammi in cui sono riportati i minerali individuati al microscopio, in una posizione che deriva dalla loro composizione virtuale espressa dal chimismo, e si sono costruite le linee coniugate caratteristiche dei vari ambienti di metamorfismo.

Diagramma ACF (fig. 5)

I minerali coesistenti proiettati sono clorite, epidoto (clinozoisite), quarzo ed albite, che rappresentano la subfacies quarzo-albite-muscovite-clorite della facies scisti verdi.

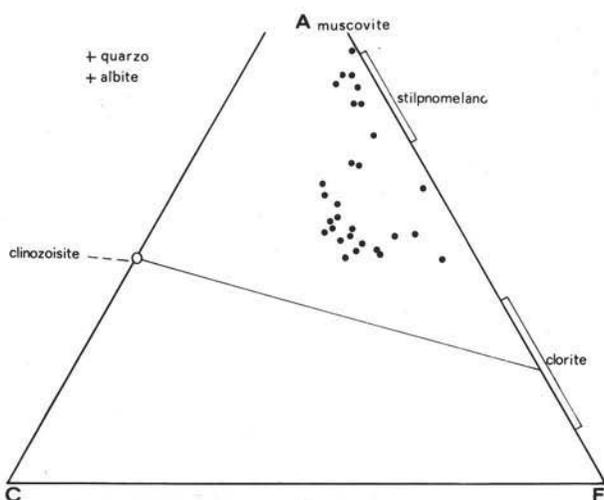


Fig. 5. — Distribuzione dei campioni all'interno del diagramma ACF. I valori dei vertici corrispondono a: $A = [\text{Al}_2\text{O}_3] + [\text{Fe}_2\text{O}_3] - ([\text{Na}_2\text{O}] + [\text{K}_2\text{O}])$; $C = [\text{CaO}] - 3,3 [\text{P}_2\text{O}_5]$; $F = [\text{MgO}] + [\text{MnO}] + [\text{FeO}]$.

La distribuzione dei campioni all'interno di questo diagramma dimostra che essi sono in equilibrio con le condizioni di P e T di questa subfacies. I campioni, in cui al microscopio è stata riconosciuta la presenza di stilpnomelano, si dispongono nei pressi della posizione teorica assunta da questo minerale, riferita ad una composizione con Fe''' prevalente. Quindi questa particolare distribuzione, associata ai caratteri ottici, depone a favore di uno stilpnomelano a prevalente composizione ferrica. L'associazione mineralogica che si osserva è tipica della subfacies suddetta per rocce di tipo quarzoso-feldspatiche.

Diagramma A'KF (fig. 6)

Le fasi sono rappresentate da muscovite, biotite, stilpnomelano, K-feldspato, quarzo ed albite. I campioni con stilpnomelano si dispongono superiormente alla linea coniugata stilpnomelano-muscovite, mentre due di questi vi giacciono proprio sopra; tutti gli altri si dispongono al di sotto di essa. Appare così chiaro che nelle rocce a stilpnomelano sono in equilibrio le fasi quarzo-albite-muscovite-stilpnomelano, mentre le rocce prive dell'ultimo minerale sono in equilibrio con l'associazione quarzo-albite-muscovite-biotite-stilpnomelano, con K-feldspato sempre presente. La particolare distribuzione dei campioni analizzati chimicamente dà modo di osservare molto bene il passaggio tra la zona della clorite e quella della biotite, rappre-

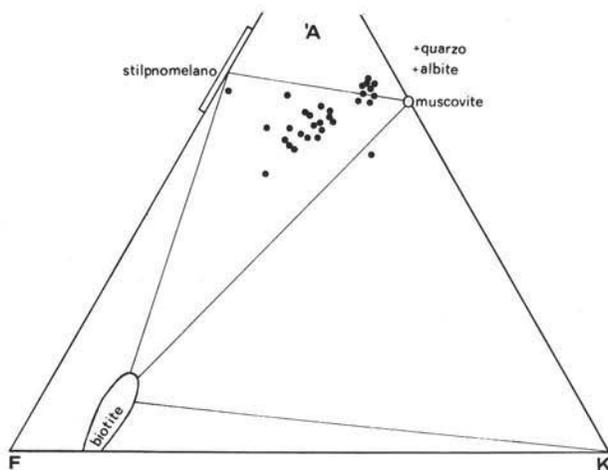


Fig. 6. — Distribuzione dei campioni nel diagramma triangolare A'KF. I valori dei vertici corrispondono a: $A' = [Al_2O_3] + [Fe_2O_3] - ([Na_2O] + [K_2O] + [CaO])^2$; $K = [K_2O]$; $F = [FeO] + [MgO] + MnO$.

sentato dalla reazione isograda « stilpnomelano + muscovite out/biotite + muscovite in ». Infatti al di sopra della linea coniugata stilpnomelano-muscovite si collocano i campioni contenenti lo stilpnomelano, al di sotto quelli in cui questo minerale non è stato osservato. I minerali coesistenti consentono di ascrivere queste rocce alla facies scisti verdi, subfacies quarzo-albite-epidoto-biotite.

Diagramma AFM (fig. 7) e KFeMg (fig. 8)

Questi due diagrammi mostrano la separazione tra la zona a clorite e quella a biotite. Nel triangolo AFM, infatti, dove i minerali coesistenti proiettati sono muscovite-biotite-stilpnomelano (+quarzo), si può osservare come i campioni contenenti stilpnomelano siano in equilibrio nel chimismo previsto dal sistema muscovite-stilpnomelano (+quarzo). I campioni privi di stilpnomelano sono invece in equilibrio con il sistema muscovite-biotite-stilpnomelano (+quarzo). Il campione che

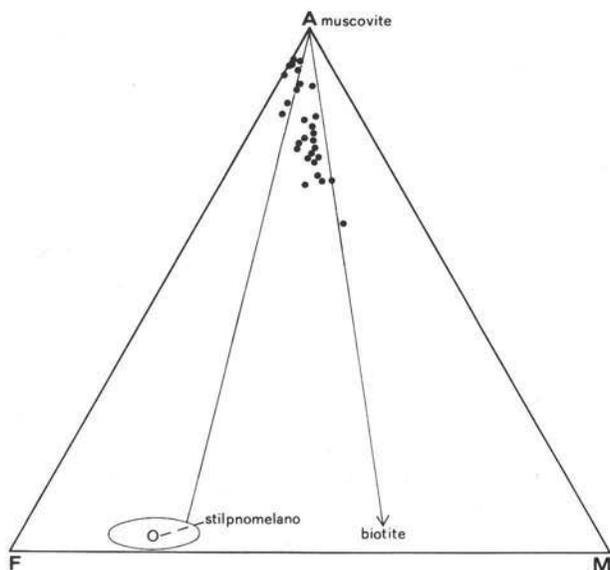


Fig. 7. — Distribuzione dei campioni nel diagramma triangolare AFM. I valori dei vertici corrispondono a: A = $[Al_2O_3]$; F = $[FeO]$; M = $[MgO]$.

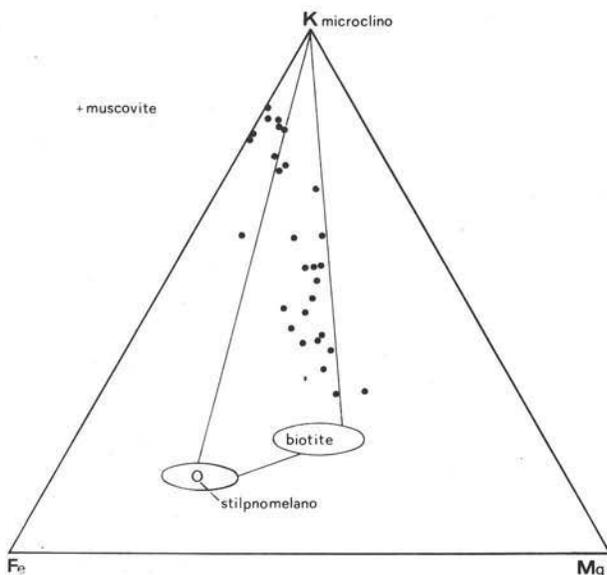


Fig. 8. — Distribuzione dei campioni nel diagramma triangolare KFeMg.

si colloca al di là della linea coniugata muscovite-biotite, verso il vertice M, è caratterizzato da un elevato contenuto di MgO (campione NA 20, % MgO = 2,45, x = 0,72 %). Il diagramma KFeMg rispecchia quanto già osservato nel diagramma AFM; discriminante risulta essere la congiungente K-feldspato-stilpnomelano che separa i campioni contenenti questo minerale da quelli che ne sono privi. Le fasi

in questo caso sono rappresentate da microclino-biotite-stilpnomelano (+ muscovite), che secondo BROWN (1971) rappresentano i minerali in equilibrio nelle condizioni più basse della zona della biotite, e da microclino-stilpnomelano (+ muscovite), che rappresentano invece le condizioni alte della zona della clorite. Anche questo diagramma mette in evidenza che le rocce in esame si situano al limite tra la zona a clorite e quella a biotite. Il campione che si colloca al di fuori delle condizioni di equilibrio del sistema microclino-biotite-stilpnomelano, più vicino al vertice Mg, è chimicamente anomalo rispetto agli altri, essendo caratterizzato da un alto contenuto di K_2O (GR 194, $K_2O = 6,47\%$, $\bar{x} = 4,48\%$). Analogamente il campione che nella zona delle cloriti si colloca più vicino al vertice Fe è contraddistinto da un alto tenore in Na_2O (FM 5, $Na_2O = 4,35\%$, $\bar{x} = 3,48\%$).

Conclusioni

L'esame petrografico e l'analisi petrochimica degli gneiss occhiadini della « Formazione di Valle Grosina » consentono di definire queste rocce come metamorfiti di basso grado, al limite tra la zona della biotite e quella della clorite. Le associazioni mineralogiche osservate indicano che questi litotipi sono da attribuire alla facies scisti verdi, subfacies quarzo-albite-muscovite-clorite e quarzo-albite biotite-(muscovite)-epidoto.

Per quanto concerne la definizione dell'ambiente metamorfico, che potrà trovare una trattazione adeguata soltanto attraverso uno studio che comprenda tutti i tipi litologici della « Formazione di Valle Grosina », si possono fare solo alcune considerazioni preliminari. L'associazione stilpnomelano-biotite-muscovite segna il passaggio tra la zona a clorite e la zona a biotite, che circonda le rocce in esame nell'ambito del metamorfismo di basso grado. Negli occhiadini biotite e fengite si trovano associate sempre in assenza di stilpnomelano (metamorfismo di basso grado), mentre stilpnomelano e biotite sono associati in assenza di fengite (metamorfismo di grado molto basso). L'ambiente riducente in cui queste rocce si sarebbero messe in equilibrio, caratterizzato da un rapporto FeO/Fe_2O_3 superiore a 1, indica che le temperature sarebbero state piuttosto basse, con pressioni moderatamente elevate. Circa la composizione dello stilpnomelano, l'omogeneità del colore, quasi costantemente bruno-rossiccio, e la stretta relazione messa in evidenza dal diagramma triangolare ACF tra i campioni contenenti stilpnomelano e la loro distribuzione attorno alla posizione che questo minerale occupa nel diagramma secondo la sua composizione ferrica virtuale, ci portano a ritenere che si tratti di stilpnomelano (Fe''') e non di ferrostilpnomelano (Fe''). È da notare che le rocce contenenti stilpnomelano sono caratterizzate dalle percentuali più basse di Fe_2O_3 totale. Il tipico aspetto con cui questo minerale si presenta (aggregati fibrosi aciculari, privi di tracce di deformazione), la mancanza di orientazioni preferenziali, i rapporti con gli altri minerali, indicano che lo stilpnomelano si è formato successivamente rispetto a questi, e quasi sicuramente in una fase di ricristallizzazione post-tettonica. Circa la distribuzione

che questo minerale presenta sul terreno, si può dire che essa è abbastanza regolare, in quanto negli gneiss occhiadini occupa una posizione pressochè costante, collocandosi in una fascia di spessore limitato abbastanza prossima al contatto con le rocce sottostanti, rappresentato dal sovrascorrimento sugli Gneiss del Monte Tonale e talora sul Gabbro di Sondalo. Inoltre, correlando la posizione dello stilpnomelano tra gli affioramenti da cui sono stati prelevati i campioni che lo contengono, si riesce ad individuare una direttrice tendenzialmente parallela al limite del sovrascorrimento.

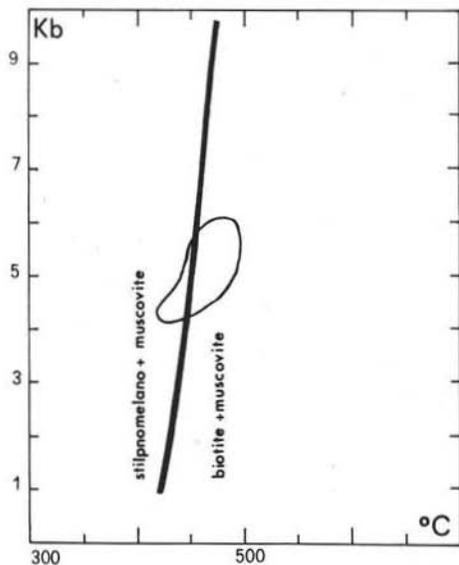


Fig. 9. — Distribuzione dei campioni riferiti alla reazione isograda $Sti + Musc / Bio + Musc$.

Facendo riferimento alla isograda stilpnomelano + muscovite/biotite + muscovite, si possono indicare limiti di P e T °C per gli gneiss occhiadini della « Formazione di Valle Grosina ». Per le rocce prive di stilpnomelano situate al di sopra dell'isograda, coesistenti con biotite e muscovite, le temperature sarebbero all'incirca comprese tra 450 e 500° C con pressioni di 5-6 kbar. Per le rocce coesistenti con stilpnomelano e muscovite, le temperature si abbasserebbero rimanendo comprese con buona approssimazione tra 400 e 450° C, mentre le pressioni assumerebbero valori attorno ai 4-5 kbar (fig. 9).

Ringraziamenti. — Gli Autori ringraziano i dott. R. CRESPI e G. LIBORIO per l'aiuto e i consigli dati nelle determinazioni ottiche e roentgenografiche dei minerali studiati, il prof. A. MORTANA e il dott. R. POTENZA per la lettura critica del manoscritto.

L'esame dei triangoli A'KF, AFM, KFeMg ha dato modo di osservare la netta separazione tra i litotipi contenenti stilpnomelano e quelli che ne sono privi. Dalla distribuzione dei campioni all'interno di questi diagrammi, e nell'ipotesi che lo stilpnomelano sia cristallizzato dopo la biotite e la muscovite, si potrebbe dedurre che le rocce coesistenti con biotite e muscovite dovevano già essere in condizioni di equilibrio, o per lo meno vi sono rimaste, prima che si formasse lo stilpnomelano; gli altri terreni, invece, coesistenti con le fasi stilpnomelano-muscovite, si sarebbero riequilibrati nelle condizioni di pressione e temperatura che stanno al di sotto di questa reazione isograda. Se ne dedurrebbe perciò il carattere retrogrado del metamorfismo, che passerebbe dal grado basso (zona della biotite) al grado molto basso (zona della clorite).

BIBLIOGRAFIA

- BIANCHI POTENZA B., NOTARPIETRO A. (1977) - *La «Formazione di Valle Grosina»: revisione dei suoi aspetti petrografici in un nuovo contesto geologico. I. Gli «gneiss granitoidi».* Rend. Soc. It. Min. Petr., 33, 617-629.
- BIANCHI POTENZA B., GORLA L., NOTARPIETRO A. (in stampa) - *La «Formazione di Valle Grosina»: revisione dei suoi aspetti petrografici in un nuovo contesto geologico. II. Gli «gneiss minuti».*
- BROWN E. H. (1971) - *Phase relations of biotite and stilpnomelane in the greenschist facies.* Contr. Min. Petr., 31, 275-299.
- BROWN E. H. (1975) - *A petrogenetic grid for reactions producing biotite and other Al-Fe-Mg silicates in the greenschist facies.*
- CORRADINI M., NOTARPIETRO A., POTENZA R. (1973) - *L'assetto geologico degli gneiss di Valle Grosina nell'alta Valtellina (Sondrio, Italia).* Atti Soc. It. Sc. Nat., 114, 135-151.
- DAL PIAZ G. V., GOVI M. (1967) - *Lo stilpnomelano in Valle d'Aosta: nuovi ritrovamenti.* Boll. Soc. Geol. It., 87, 91-108.
- DAY H. W. (1973) - *The high temperature stability of muscovite plus quartz.* Amer. Miner. 58, 255-262.
- DEER W. A., HOWIE R. A., ZUSSMAN J. (1964) - *Rock forming minerals.* Longmans, London.
- GORLA L., POTENZA R. (1975) - *La «Formazione della Punta di Pietra Rossa» Auct.: revisione del suo significato nel contesto geologico delle Alpi Centrali.* Boll. Soc. Geol. It., 94, 177-184.
- JÄGER E., KEMPTER E., NIGGLI E., WUETHRICH H. (1961) - *Biotit-Varietäten und Stilpnomelan im alpin metamorph überprägten Mittaghflub-Granit (Aarmassiv).* S.M.P.M., 41, 117-126.
- LEAKE et alii (1969) - *The chemical analysis of rock powders by automatic X ray fluorescence.* Chem. Geol., 5, 7-86.
- MÜLLER R. F., SAXENA S. K. (1977) - *Chemical Petrology.* Springer-Verlag, New York.
- NIGGLI E. (1965) - *Stilpnomelan als gesteinsbildendes Mineral in den Schweizer Alpen.* S.M.P.M., 36, 511-514.
- ONDRIK C. W., SRIVASTAVA G. S. (1970) - *«CORFAN-FORTRAN IV» computer program for correlation factor analysis (R and Q mode) and varimax rotation.* State Geol. Survey Kansas, comp. contr., 42.
- OSBORNE HUTTON C. (1938) - *The stilpnomelane group of minerals.* Miner. Mag., 25, 172-206.
- PETTIJHON F. J., POTTER E. P., SIEVER R. (1972) - *Sand and sandstone.* Springer-Verlag, New York.
- SKALA W. (1977) - *A mathematical model to investigate distortions of correlation coefficients in closed arrays.* Mathematical Geology, 9, 519-528.
- THOMPSON J. B., NORTON S. A. (1968) - *Paleozoic regional metamorphism in New England and adjacent areas.* Interscience, New York, 319-328.
- TRÖGER W. E. (1967) - *Optische Bestimmung der gesteinsbildenden Minerale.* E. Schweizerbartische Verlagsbuchhandlung, Stuttgart.
- TURNER F. J. (1968) - *Metamorphic Petrology.* Mc Grow-Hill, New York, Toronto, London.
- TURNER F. J., VEROOGEN J. (1960) - *Igneous and metamorphic petrology.* Mc Grow-Hill, New York, Toronto, London.
- WINKLER H. G. F. (1976) - *Petrogenesis of metamorphic rocks.* Springer-Verlag, New York.