

MARINO MARTINI

STUDIO GEOCHIMICO DI VULCANITI PALEOZOICHE  
DELL'ALTO ADIGE:  
IPOTESI DI PROCESSI EPIGENETICI  
COME ORIGINE DI VARIAZIONI CHIMICHE

RIASSUNTO. — Viene studiata la distribuzione di sodio, potassio, calcio, magnesio, ferro, manganese, titanio, fosforo, in 130 campioni della serie effusiva di Ponte Gardena-Castelrotto.

La variazione chimica fra la formazione lavica trachiandesitica, le ignimbriti quarzolatitiche e le ignimbriti riolitiche, che si succedono dal basso verso l'alto della serie, viene attribuita ad un normale fenomeno di evoluzione magmatica.

La ulteriore variazione di composizione che interessa le ignimbriti riolitiche (aumento di potassio, diminuzione di sodio e calcio verso i termini superiori della formazione), viene interpretata come risultato di fenomeni prevalentemente epigenetici.

Vengono svolte alcune considerazioni sulla distribuzione del fluoro nelle formazioni ignimbritiche.

ABSTRACT. — The distribution of sodium, potassium, calcium, magnesium, iron, manganese, titanium, phosphorus, in 130 samples of the effusive series Ponte Gardena-Castelrotto (Alto Adige) is studied.

The chemical trend in the range trachyandesite lavas-quartzlatitic and rhyolitic ignimbrites, towards the top of the series, is to be ascribed to a normal process of magmatic evolution.

Further main compositional changes within the rhyolitic ignimbrite formation (increase of potassium, decrease of sodium and calcium, from the base to the top), are interpreted as a result of mainly epigenetic processes.

Some considerations on the distribution of fluorine in the ignimbritic formations are given.

RÉSUMÉ. — On étudie la distribution de sodium, potassium, calcium, magnésium, fer, manganèse, titane, phosphore, dans 130 échantillons de la série effusive Ponte Gardena-Castelrotto (Alto Adige).

La variation chimique entre les laves trachyandésitiques, les ignimbrites quartzolatitiques et rhyolitiques, vers l'haut de la série, est envisagée comme phénomène normal d'évolution magmatique.

L'ultérieure variation dans les ignimbrites rhyolitiques (augmentation de potassium, diminution de sodium et calcium, à partir de la base) est interprétée comme résultat de phénomènes épigénétiques.

On donne quelques considérations sur la distribution du fluor dans les formations ignimbritiques.

### Introduzione.

La serie effusiva paleozoica del Trentino-Alto Adige è stata oggetto di numerose indagini. Pur senza approfondire la discussione dei contributi portati a questo problema fino dal secolo scorso, si può dire che un decisivo passo in avanti nella comprensione dei fenomeni che hanno dato origine all'imponente sistema effusivo è stato compiuto da Mittempergher. Questi ha avuto il merito in primo luogo di riconoscere la natura ignimbritica delle formazioni in esame (Mittempergher 1958); successivamente ha effettuato un largo rilevamento geo-vulcanologico delle vulcaniti della Val Gardena, utilizzando nella presentazione il concetto di unità di raffreddamento formulato da R. L. Smith (Smith 1960).

Numerosi altri studi di carattere vulcanologico e petrografico sono stati intrapresi in seguito per precisare le particolarità petrogenetiche dell'intero sistema.

Però, mentre abbondano gli studi di carattere geologico e petrografico, non altrettanto può dirsi per quanto riguarda gli studi sulla distribuzione degli elementi chimici nei vari termini delle serie identificate (Coradossi 1959, Martini 1964).

Il presente lavoro è un contributo portato nel tentativo di colmare ulteriormente questa lacuna.

Non è stato possibile estendere l'indagine all'intera area delle manifestazioni vulcaniche, ma ci si è serviti dei campioni raccolti da Mittempergher nel corso del suo primo rilevamento della zona, ed a suo tempo messi a nostra disposizione.

Non vi sono ragioni evidenti perchè i fenomeni riscontrati nel corso del presente studio siano circoscritti alla serie esaminata, tuttavia le conclusioni ottenute valgono, a stretto rigore, solo per l'unità del vasto sistema effusivo che corrisponde alla serie riconosciuta da Mittempergher (1958).

**Cenno descrittivo sul prelievo dei campioni.**

Riassumo, per comodità di lettura, la descrizione dei campioni prelevati da Mittempergher (1958), rimandando ai suoi lavori per maggiori dettagli.

124-169	Ignimbriti riolitiche	<b>R<sub>1</sub></b>
120-123	Tufo	
78-119	Ignimbriti quarzo-latitiche	<b>Q<sub>2</sub></b>
73-77	Tufo	
69-72	Lava trachiandesitica	
50-68	Tufo	<b>TQ</b>
45-49	Lava trachiandesitica	
40-44	Tufo	

Fig. 1. — Sezione della serie oggetto del presente studio.

Ho mantenuto sostanzialmente immutata la sua nomenclatura; ciò ha ovviamente vantaggi pratici, mentre non è scopo di questo lavoro il discutere i problemi classificativi, già ampiamente trattati in studi specializzati.

I campioni sono stati prelevati sul versante idrografico sinistro della Valle dell' Isarco, avendo come direttrice la strada che porta da Ponte Gardena a Castelrotto. Talvolta particolari difficoltà topografiche hanno suggerito spostamenti laterali, o addirittura cambiamento di versante. Come vedremo in seguito, ciò ha provocato la sovrapposizione di elementi della serie, corrispondenti a sette campioni al contatto fra le ignimbriti di tipo quarzolitico (che indichiamo con Q2) e quelle di tipo riolitico (indicate con R 1).

L'intera serie, consistente di vari termini, ha spessore di circa 650 metri; non tutti i campioni che la costituiscono sono stati presi in considerazione nella presente indagine, ma solo quelli dal n. 40 al n. 169, cioè la porzione superiore (fig. 1, da Mittempergher (1958)).

Sono stati anche considerati alcuni campioni di vitrofiro, di cui alcuni prelevati lungo la stessa serie ed analizzati (Mittempergher 1960) ed altri prelevati in zone collaterali e messi a mia disposizione (<sup>1</sup>).

Ho ritenuto utile esaminare anche vitrofiri topograficamente un po' distanti fra loro, a causa della similitudine di giacitura alla base delle ignimbriti identificate come R 1.

### Metodi di analisi.

I metodi analitici impiegati sono essenzialmente quelli descritti da Falchi e Tonani (1964) salvo l'impiego dell'assorbimento atomico per la determinazione del magnesio.

In particolare si sono determinati:

sodio e potassio, mediante spettrofotometria di fiamma;

magnesio, mediante spettrofotometria di assorbimento atomico;

calcio, mediante complessometria con EDTA;

ferro totale, fosforo, manganese e titanio secondo le classiche procedure colorimetriche (vedi anche (7) per i dettagli).

Per quanto riguarda il fluoro (già determinato in uno studio precedente (Martini 1963)) ho ritenuto opportuno ripetere le determina-

---

(<sup>1</sup>) Ringrazio A. Brondi, dei laboratori CNEN della Casaccia, che ha raccolto i campioni R 69, R 75, R 81, R 91, P 213, DA 149, e G. Sabatini, dell'Istituto di Mineralogia dell'Università di Siena, che ha raccolto il campione TL.

zioni con una nuova procedura elaborata nel frattempo (Martini e Tonani 1967). Non vengono qui discussi i meriti relativi e le differenze trovate nei due metodi; basta avvertire che il metodo più perfezionato dà in media un tenore più elevato (480 ppm F anzichè 345), ma che il quadro della distribuzione relativa del fluoro rimane immutato.

### Risultati analitici.

La tabella 1 riporta i risultati delle analisi effettuate. Ho suddiviso i campioni in gruppi corrispondenti a quelli della fig. 1, e cioè secondo la diagnosi effettuata sul terreno (Mittempergher 1958).

I valori sono espressi come percentuali in peso degli elementi per Na, K, Fe totale, Ca, Mg, e come ppm per Mn, P, Ti e F. La numerazione da 40 a 169 è la stessa adottata da Mittempergher; anche per i vitrofiri ho usato la stessa notazione degli autori che li hanno raccolti.

La fig. 2 mostra graficamente la variazione della concentrazione di ciascun elemento lungo la serie descritta in precedenza.

Erano inoltre disponibili dodici analisi complete di campioni « rappresentativi » secondo la valutazione petrografica in sezione sottile (Mittempergher 1958 e 1960) ed una analisi di vitrofiro di G. Sabatini (Brondi et al. 1970).

Allo scopo di disporre di dati sicuramente paragonabili ho ripetuto il gruppo di determinazioni effettuate per l'intera serie (alcali, calcio, magnesio, ferro, titanio, manganese, fosforo) sugli stessi campioni, nonchè su un gruppo di campioni di vitrofiri raccolti nella stessa area da A. Brondi e G. Sabatini (2).

In un certo numero di casi le discordanze non erano accettabili, ed ho approfondito le determinazioni, sia ripetendole, sia ricorrendo ad altri laboratori (3).

---

(2) I vitrofiri raccolti costituiscono tutti la base della formazione riolitica R 1; le loro coordinate sono: R 69 (F° 10 I SE 8394/5475), R 75 (F° 11 IV SO 9123/6157), R 81 (F° 10 I SE 8424/6166), R 91 (F° 10 I SE 8301/5688), P 212 (F° 11 IV NE 9909/6554), DA 149 (F° 10 IV SE 6878/5500). TI è stato raccolto in una cava presso Tisana.

(3) Ringrazio G. Falchi dei laboratori CNEN della Casaccia, e R. Mazzuoli dell'Istituto di Mineralogia dell'Università di Pisa, per la gentile collaborazione fornita.

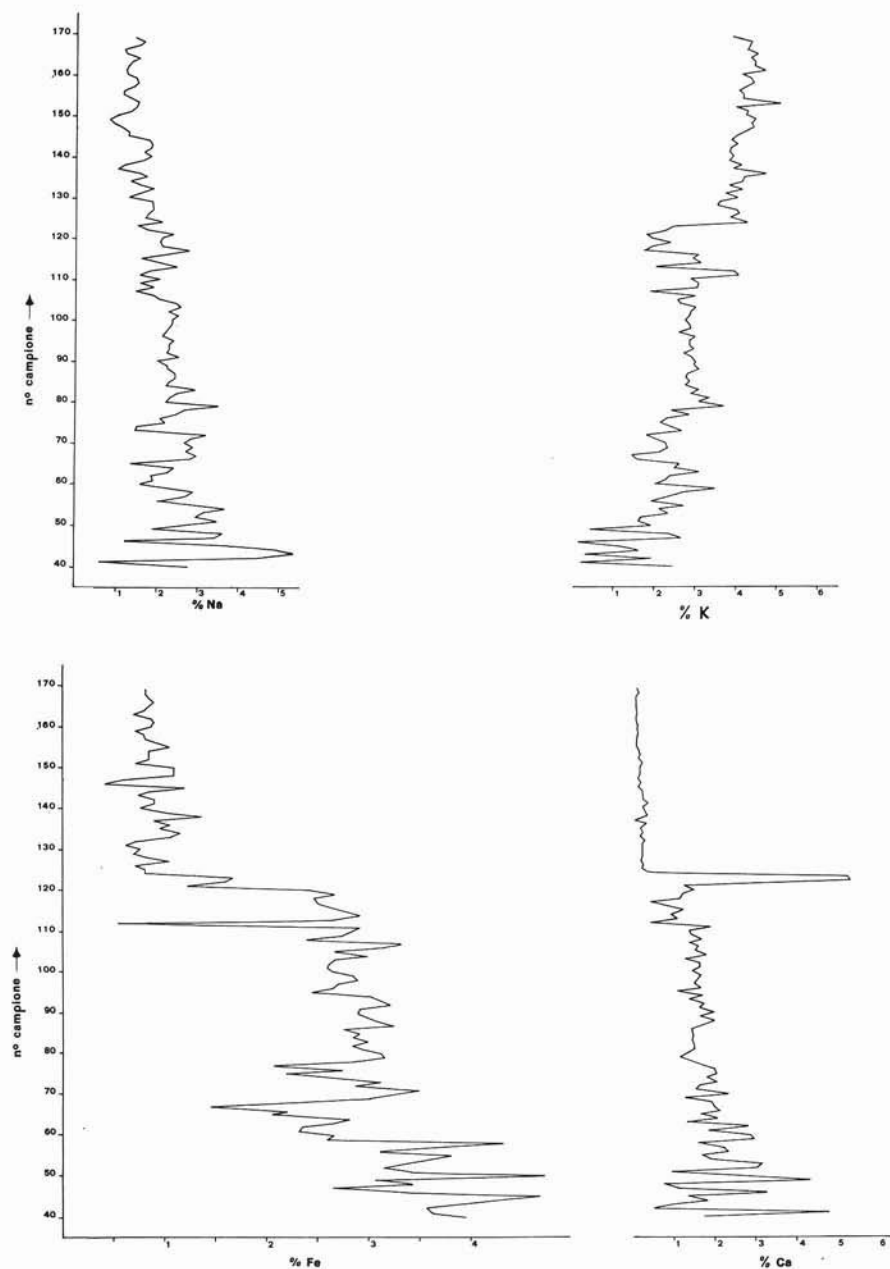


Fig. 2. — Variazione delle concentrazioni degli elementi lungo la serie.

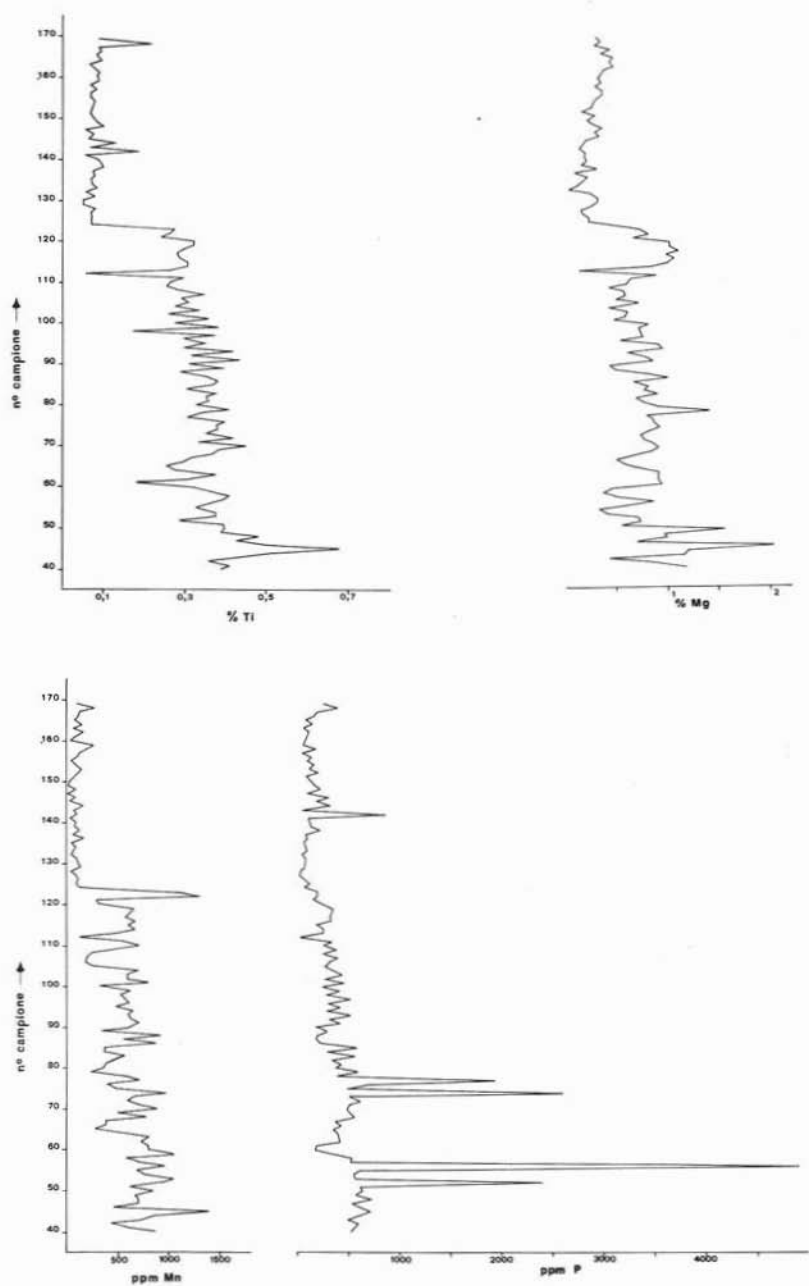
*segue Fig. 2.*

TABELLA 1.

N° camp.	Na	K	Fe	Ca	Mg	Mn	P	Ti	F
40	2,70	2,44	3,95	1,73	1,17	875	524	3900	
41	0,57	0,18	3,63	4,86	0,86	612	560	4110	
42	4,40	1,91	3,57	0,50	0,43	450	598	3600	
43	5,37	0,30	3,85	0,94	1,17	750	498	4260	
44	4,90	1,57	4,22	1,77	1,20	875	581	5070	
$\bar{x}$	3,59	1,28	3,84	1,96	0,97	712	552	4188	
45	3,75	1,17	4,67	1,33	2,04	1400	712	6780	
46	1,19	0,15	3,35	3,25	0,70	480	620	4920	
47	3,40	2,64	2,65	1,06	0,98	706	541	4260	
48	3,60	2,36	3,43	0,74	0,96	706	725	4800	
49	1,87	0,44	3,17	4,32	1,55	663	576	3900	
$\bar{x}$	2,76	1,35	3,45	2,34	1,25	790	635	4932	
50	2,68	1,91	4,72	2,35	0,54	850	637	3990	
51	3,45	1,62	3,43	0,92	0,74	625	616	3960	
52	2,92	1,67	3,15	3,02	0,71	957	2390	2880	
53	3,12	2,36	3,37	3,15	0,40	1060	568	3780	
54	3,65	2,12	3,57	1,89	0,32	763	555	3780	
55	2,75	2,74	3,81	1,66	0,61	688	602	3300	
56	2,00	1,94	3,12	2,34	0,85	970	4900	3660	
57	2,70	2,36	3,50	2,23	0,52	713	520	3960	
58	2,87	2,67	4,32	1,57	0,37	581	532	4110	
59	2,15	3,49	2,60	2,97	0,45	1045	370	3690	
60	1,58	2,03	2,66	2,86	0,94	807	174	3180	
61	1,87	2,27	2,32	1,83	0,92	812	182	1860	
62	1,84	2,38	2,35	2,80	0,92	738	415	3120	
63	2,26	3,11	2,67	1,36	0,92	812	408	3750	
64	2,40	2,50	2,82	2,09	0,70	581	392	2820	
65	1,33	2,61	2,05	1,65	0,58	281	348	2580	
66	2,80	1,60	2,22	2,12	0,50	394	423	2970	
67	2,95	1,46	1,45	1,98	0,64	394	360	3180	
68	2,68	2,15	2,42	1,93	0,84	788	555	3690	
$\bar{x}$	2,56	2,26	2,97	2,14	0,67	729	786	3382	



*(segue Tab. I)*

N° camp.	Na	K	Fe	Ca	Mg	Mn	P	Ti	F
69	2,87	2,35	3,02	1,26	0,90	500	502	3840	
70	2,65	2,31	3,32	2,33	0,85	885	480	4500	
71	2,81	2,07	3,50	1,53	0,76	719	505	3360	
72	3,19	1,82	2,87	1,64	0,74	594	610	4200	
$\bar{x}$	2,88	2,14	3,18	1,60	0,81	674	524	3975	
73	1,45	2,67	3,12	2,05	0,82	656	502	3540	
74	1,50	2,40	2,70	1,79	0,92	970	2600	3810	
75	2,21	2,16	2,20	2,03	0,87	487	480	3810	
76	2,06	2,32	2,75	2,00	0,86	394	687	3990	
77	2,45	2,86	2,07	1,72	0,80	719	1930	3090	
$\bar{x}$	1,93	2,48	2,57	1,92	0,85	645	1340	3648	
78	2,67	2,44	2,87	1,37	1,41	575	392	3420	585
79	3,50	3,70	3,16	1,16	0,91	234	598	4110	490
80	2,21	3,10	3,12	1,32	0,77	350	374	3300	445
81	2,30	3,36	2,96	1,50	0,70	376	423	3600	635
82	2,48	2,91	2,85	1,49	0,90	500	337	3540	610
83	2,88	3,08	3,00	1,45	0,78	570	565	3810	470
84	2,22	2,79	2,85	1,47	0,82	375	298	3090	435
85	2,30	2,88	2,92	1,45	0,67	375	578	3720	455
86	2,45	2,79	2,75	1,43	1,00	875	315	3840	410
87	2,45	2,83	3,26	1,70	0,80	560	283	3570	465
88	2,27	3,07	3,10	1,98	0,50	920	294	2910	415
89	2,25	3,00	3,00	1,63	0,44	344	392	3990	435
90	2,01	3,03	2,90	1,97	0,86	625	272	3120	500
91	2,54	2,94	2,92	1,62	0,80	713	410	4350	525
92	2,25	2,73	3,22	1,73	0,62	625	315	3180	445
93	2,30	2,98	3,12	1,36	0,96	600	510	4170	560
94	2,30	2,87	3,00	1,68	0,92	650	294	3000	535
95	2,42	2,90	2,45	1,08	0,45	492	410	3540	315
96	2,14	3,03	2,65	1,64	0,77	619	300	3000	345
97	2,22	2,62	2,70	1,47	0,75	575	510	3750	340
98	2,30	2,91	2,90	1,54	0,73	538	283	1740	480
99	2,36	2,88	2,85	1,63	0,82	640	402	3840	300
100	2,37	2,78	2,65	1,42	0,49	331	246	2760	520
101	2,52	2,88	2,60	1,61	0,60	813	450	3600	445
102	2,30	2,93	2,62	1,60	0,62	500	278	2620	485
103	2,59	3,03	2,67	1,25	0,44	500	423	3390	460
104	2,48	2,67	3,00	1,77	0,73	620	325	2760	445

*(segue Tab. 1)*

N° camp.	Na	K	Fe	Ca	Mg	Mn	P	Ti	F
105	2,06	2,60	2,67	1,54	0,51	262	278	3120	470
106	1,92	3,02	3,15	1,58	0,60	194	304	2950	465
107	1,48	1,94	3,35	1,36	0,59	200	392	3500	480
108	1,94	3,07	2,40	1,66	0,44	250	250	2820	350
109	1,58	3,10	2,75	1,42	0,62	482	374	2590	490
110	2,08	2,91	2,85	1,36	0,65	710	250	2670	465
111	1,57	4,10	2,92	1,89	0,91	563	326	2970	580
112 (*)	1,85	3,97	0,55	0,43	0,16	137	27	600	650
113	2,50	2,06	2,65	1,08	0,83	500	250	2700	630
114	2,10	3,18	2,92	0,91	1,02	668	250	3090	470
115	1,67	2,98	2,75	1,20	1,08	610	185	3090	515
116	2,26	3,11	2,60	0,86	1,00	675	326	2880	460
117	2,78	1,76	2,50	0,43	1,12	575	315	2820	450
118	2,13	1,98	2,47	1,15	1,04	625	326	2970	550
119	2,07	2,43	2,67	1,20	1,04	662	348	3240	515
$\bar{x}$	2,27	2,86	2,84	1,43	0,77	533	356	3882	478
120	2,12	1,96	2,32	1,48	0,68	325	240	3250	400
121	2,40	1,84	1,22	1,24	0,83	287	152	2440	338
122	1,79	2,30	1,60	5,28	0,76	1310	196	2670	367
123	1,52	2,50	1,67	5,20	0,52	1138	196	2770	490
$\bar{x}$	1,96	2,15	1,70	2,93	0,70	765	196	2785	399
124	2,14	4,29	0,81	0,37	0,25	137	65	750	340
125	1,74	3,89	0,81	0,21	0,25	98	109	720	520
126	1,79	4,11	0,72	0,23	0,19	112	65	750	450
127	1,93	4,04	1,05	0,20	0,17	100	16	732	570
128	1,90	3,58	0,82	0,23	0,28	44	27	816	550
129	1,89	3,63	0,70	0,22	0,34	137	61	612	485
130	1,33	4,06	0,77	0,24	0,34	110	65	630	345
131	1,58	3,77	0,62	0,23	0,27	100	78	804	415
132	1,95	4,18	0,72	0,30	0,06	44	43	600	470
133	1,59	3,88	1,07	0,18	0,15	75	87	870	460
134	1,36	4,19	1,16	0,24	0,19	87	65	750	420
135	1,77	4,23	0,96	0,18	0,24	50	61	720	525
136	1,57	4,76	1,06	0,32	0,12	169	96	810	510
137	1,04	3,97	0,90	0,05	0,33	62	74	768	465
138	1,23	4,16	1,37	0,34	0,18	125	215	1002	520

(\*) I valori relativi al campione 112, considerato di composizione riolitica, sono inclusi nella media di questo tipo di rocce.

*(segue Tab. 1)*

N° camp.	Na	K	Fe	Ca	Mg	Mn	P	Ti	F
139	1,66	3,89	1,00	0,28	0,23	81	130	972	505
140	1,88	3,96	0,77	0,23	0,21	100	107	852	570
141	1,69	3,88	0,90	0,36	0,22	37	100	600	485
142	1,86	3,91	0,90	0,24	0,17	105	855	1890	545
143	1,89	4,08	0,75	0,24	0,19	75	43	720	450
144	1,83	3,93	0,85	0,22	0,23	156	313	1332	540
145	1,30	4,03	1,20	0,13	0,35	31	183	690	580
146	1,31	4,29	0,42	0,18	0,32	87	300	780	410
147	1,19	4,49	0,60	0,13	0,39	—	87	600	605
148	0,98	4,44	1,10	0,16	0,29	87	215	1020	570
149	0,85	4,51	1,10	0,16	0,24	19	156	852	630
150	1,04	4,29	1,10	0,16	0,32	25	126	792	520
151	1,36	4,33	0,72	0,22	0,19	62	87	720	445
152	1,51	4,05	0,85	0,14	0,29	105	195	750	550
153	1,55	5,14	0,85	0,16	0,30	144	105	780	665
154	1,40	4,22	0,85	0,14	0,33	100	156	810	565
155	1,19	4,23	1,05	0,08	0,39	44	100	720	385
156	1,20	4,12	0,92	0,09	0,39	100	130	732	490
157	1,45	4,31	0,81	0,09	0,32	125	30	852	405
158	1,55	4,49	0,80	0,11	0,38	200	174	720	425
159	1,51	4,43	0,72	0,10	0,35	262	52	912	325
160	1,29	4,19	0,87	0,11	0,38	19	65	900	550
161	1,26	4,75	0,90	0,07	0,40	75	74	930	490
162	1,30	4,51	0,87	0,08	0,50	163	105	816	275
163	1,40	4,51	0,70	0,10	0,47	64	43	690	610
164	1,58	4,42	0,81	0,08	0,49	150	139	972	355
165	1,26	4,59	0,85	0,08	0,38	81	78	852	320
166	1,23	4,34	0,90	0,08	0,47	112	148	972	530
167	1,58	4,40	0,85	0,07	0,32	131	191	930	475
168	1,70	4,43	0,82	0,15	0,36	280	392	2195	440
169	1,47	3,96	0,82	0,10	0,33	100	248	930	390
$\bar{x}$	1,51	4,21	0,87	0,18	0,29	100	134	855	481
R 69	3,02	2,86	0,87	0,60	0,47	412	76	700	650
R 75	2,38	2,88	0,77	0,65	0,34	175	22	510	520
R 81	2,80	2,74	0,55	0,59	0,08	144	35	520	410
R 91	2,93	3,07	0,82	0,59	0,06	337	370	450	1135
DA 149	2,72	2,50	0,62	0,43	0,43	262	15	400	995
P 213	1,76	2,00	0,67	1,13	0,38	187	76	850	480
TI	2,72	2,88	0,80	0,90	0,12	262	35	540	715
$\bar{x}$	2,61	2,70	0,73	0,70	0,27	254	87	567	700

I dati riportati nella tabella 2 sono il risultato di questa revisione. Questa non ha condotto a cambiamenti nella classificazione già proposta da Mittempergher, tranne il caso del campione 128 che è una riolite anzichè una quarzolatite, ma vi sono differenze sensibili nel quadro evolutivo che ne risulterebbe per il sodio, ed in un caso per il calcio (campioni delle colate trachiandesitiche inferiori, indicati con (a) in tabella 2).

L'interpretazione dei risultati verrà discussa più oltre, ma è bene notare subito che l'andamento del sodio in funzione della silice o dell'indice I di Nockolds diviene monotono con la posizione stratigrafica, anzichè presentare una inversione al di sopra dei vitrofiri, e che il

TABELLA 2.

N° camp.	SiO <sub>2</sub>	Na	K	Fe+Mg	Ti	P	Ca	ind. I
(a) 45	54,60	3,75	1,17	6,71	6780	712	1,33	6,30
55	64,86	2,75	2,74	4,42	3300	602	1,66	
63	64,66	2,26	3,11	3,59	3750	408	1,36	
(b) 55-63	64,76	2,50	2,92	4,00	3525	505	1,51	10,72
(c) 70	62,51	2,65	2,31	4,17	4500	480	2,33	8,87
82	66,53	2,48	2,91	3,75	3540	337	1,49	
113	66,14	2,50	2,06	3,50	2700	250	1,08	
(d) 82-113	66,33	2,49	2,48	3,62	3120	293	1,28	10,64
112	77,28	1,85	3,97	0,71	600	27	0,43	
128	76,43	1,90	3,58	1,10	816	27	0,23	
143	76,99	1,89	4,08	0,94	720	43	0,24	
160	75,72	1,29	4,19	1,25	900	65	0,11	
(f) 112-160	76,60	1,73	3,96	1,00	759	40	0,25	15,31
VF (*)	73,64	2,23	3,04	0,85	500	58	0,74	13,71
VF (**)		2,61	2,70	1,00	567	87	0,70	
(e) Vitrofiri	73,64	2,49	2,80	0,95	547	78	0,71	13,34

(\*) Media dei campioni Ab 23, VT 11 (Mittempergher 1960) e AA 96 (Brondi et al. 1970).

(\*\*) Media dei campioni R 69, R 75, R 81, R 91, P 213, TI, DA 149.

diagramma mg/k, nettamente bimodale con i vecchi dati (Mittempergher 1958), diviene unimodale.

Quanto alle analisi di vitrofiri, la buona concordanza per Fe+Mg, Ti, Ca, lascia adito al sospetto che le determinazioni di alcali meritino una più attenta revisione.

### Rettifica della serie.

L'esame del diagramma di fig. 2 consente anzitutto di verificare quanto già accennato, che cioè si è avuta sovrapposizione fra due sezioni della serie proprio al limite fra le ignimbriti quarzolatitiche e riolitiche. Infatti il campione n. 112 (intercalato alle quarzolatiti, v. fig. 1) per la sua composizione risulta nettamente del tipo riolitico, mentre tutti quelli che lo seguono fino al n. 119 si devono effettivamente considerare ancora del tipo quarzolatitico. Dal n. 119 in poi, eccetto i campioni 120-123 costituiti da tufi, le ignimbriti hanno composizione riferibile al tipo riolitico. Poichè le descrizioni mostrano che proprio dopo il prelevamento del n. 112 si è reso necessario uno spostamento sul terreno, con cambiamento di versante, sembra evidente che il prelievo sia stato effettuato di nuovo su alcuni livelli già raggiunti dalla sezione precedente sul versante opposto. Ciò comporterebbe una modesta riduzione dello spessore complessivo della serie. A stretto rigore, mancando la serie integrale di analisi complete, si tratta di un'ipotesi, del resto già accennata da Coradossi (1959) sulla base dei tenori di uranio. Con i nuovi dati essa diviene abbastanza consistente per considerare ormai il n. 112 come rappresentativo del vero e proprio livello inferiore delle ignimbriti di tipo riolitico, e non come l'intercalazione di un episodio riolitico nella precedente attività magmatica quarzo-latitica.

### Composizione chimica delle vulcaniti.

Il Mittempergher aveva già rilevato, pur con un numero limitato di dati analitici, un cambiamento continuo della composizione delle vulcaniti, che attribuiva all'assimilazione graduale delle formazioni scistose del basamento da parte del magma. Lo stesso A. riteneva però di notare una variazione brusca nel passaggio alle ignimbriti di tipo riolitico, e proponeva a questo proposito l'ipotesi di un diverso mecca-

nismo per tale variazione di chimismo. La temperatura del magma sarebbe diminuita dopo le grandi emissioni di materiale quarzolatitico; questa diminuzione di temperatura avrebbe condotto ad un cambiamento della composizione del materiale assimilato e con ciò un mutamento nella qualità stessa del processo di assimilazione e nelle variazioni graduali ad esso associate.

Sebbene il Mittempergher non ne faccia menzione esplicita sembra plausibile che la sua conclusione riposi almeno in parte sulla bimodalità di indici, come *mg* e *k*, ritenuti generalmente caratteristici del tipo di processo magmatico.

I dati più numerosi da me raccolti confermano il quadro nel senso che rivelano una qualche discontinuità tra le ignimbriti quarzolatitiche e quelle riolitiche. Le concentrazioni dei vari componenti infatti presentano un netto « gradino » nel passaggio dalle une alle altre. Credo però che questo gradino rappresenti un passo più lungo nella evoluzione del magma e non un cambiamento nel tipo di questa evoluzione. Infatti questa discontinuità non si traduce in una discontinuità negli indici ritenuti significativi usualmente ed utilizzati dallo stesso Mittempergher. Questo mi sembra suggerire la possibilità che pur essendovi, fra eruzioni quarzolatitiche ed eruzioni riolitiche, una stasi dell'attività ed uno iato nella composizione, questo possa corrispondere al più lungo periodo di differenziazione nelle camere magmatiche, assai più lungo che in qualsiasi altro momento del ciclo evolutivo e non ci sia in realtà quel cambiamento nella qualità stessa del processo che il Mittempergher sospettava.

Ho cercato poi di estrarre dai dati altre informazioni sui fenomeni in gioco. Esse sembrano avvalorare indirettamente l'ipotesi sopra accennata, o più in generale l'idea di una sostanziale « semplicità » e continuità del processo fondamentale, su cui però si innestano apparentemente varie complicazioni. La natura di queste è in parte sfuggita all'esame petrografico, ma è rivelata dai più abbondanti dati chimici. Queste complessità, in un numero assai ridotto di campioni, possono produrre o nascondere, fortuitamente, fenomeni anche vistosi.

Così i due campioni di tufi della serie inferiore, analizzati dal Mittempergher, non sono affatto rappresentativi del tenore di potassio di queste rocce, e ciò nasconde il progressivo aumento di potassio già presente durante questa prima fase e chiarissimo dal diagramma di fig. 2.

Vera invece la costanza di contenuto di potassio nella massa quarzolatitica, coerente con il quadro tracciato da Mittempergher.

La massa riolitica emessa a chiusura del ciclo è secondo me altrettanto uniforme come quella quarzolatitica, dal punto di vista magmatico.

L'apparente e singolare evoluzione in senso potassico, in primo luogo non è probabilmente un fenomeno magmatico, ma una trasformazione epigenetica di questa parte terminale della serie; in secondo luogo, dato e non concesso che si trattasse di evoluzione magmatica stricto sensu, non sarebbe un fenomeno qualitativamente diverso rispetto a quanto visto per la serie inferiore.

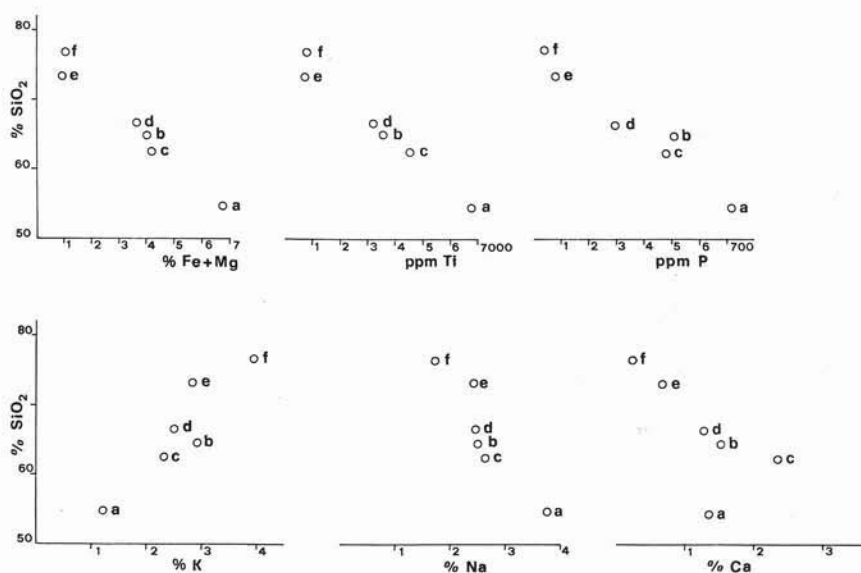


Fig. 3. — Variazione delle concentrazioni degli elementi considerati, in funzione del tenore di silice; i punti rappresentano valori medi delle diverse componenti della serie (vedi tabella 2).

Ma, ripeto, io credo con il Mittempergher che, dopo una prima fase iniziale di relativamente lento sviluppo delle formazioni vulcaniche, sviluppo accompagnato da evoluzione magmatica, si sia avuta una grandiosa emissione di materiale quarzolatitico; e che, dopo una iato di attività, un secondo grandioso episodio eruttivo abbia portato in superficie una grande quantità di materiale riolitico sostanzialmente omogeneo.

Vediamo ora in dettaglio i fenomeni e la loro interpretazione.

Ho costruito i diagrammi di figg. 3 e 4, utilizzando i valori della tabella 2.

Nella fig. 3 sono riportati i valori dei femici, di titanio, di fosforo, di sodio, di potassio e di calcio in funzione del tenore di silice. Come detto nella presentazione dei dati, si tratta dei campioni per i quali il Mittempergher aveva già fornito l'analisi completa. Ho utilizzato solo la determinazione della silice di questo autore, ed ho preferito utilizzare le nuove analisi per il resto, per le ragioni già indicate a pag. 451.

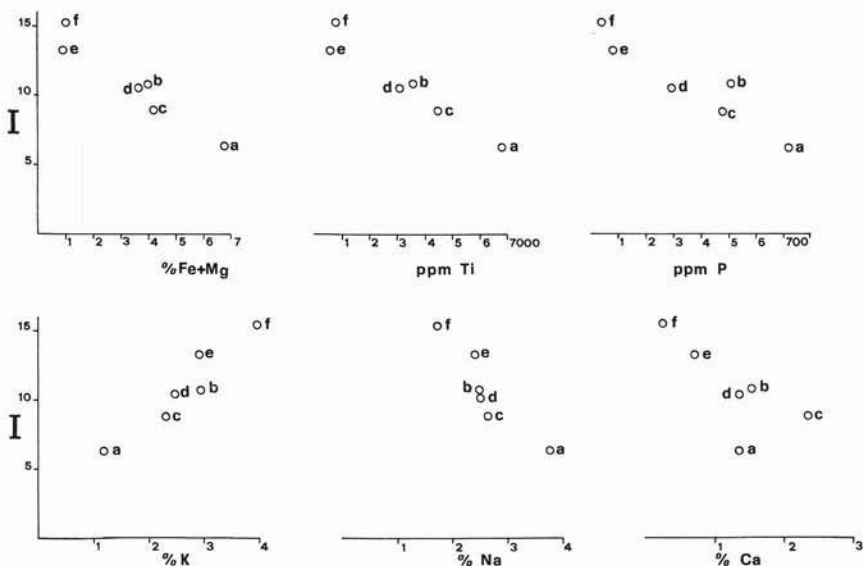


Fig. 4. — Variazione delle concentrazioni degli elementi considerati, in funzione del valore dell'indice I di Nockolds.

Sugli stessi diagrammi sono riportati i punti rappresentativi della media dei valori relativi ai dieci campioni di vitrofiro presi in considerazione (vedi tab. 2).

La fig. 4 mostra la variazione degli stessi parametri rispetto all'indice di Nockolds (Nockolds e Allen 1963), più idoneo del semplice tenore di silice a rendere conto della evoluzione della composizione chimica di rocce di natura vulcanica.



L'esame dei diagrammi consente di verificare che non si hanno sostanziali differenze fra usare come parametro di riferimento il tenore di silice o l'indice di Nockolds. I fatti salienti che possono essere messi in evidenza sono:

a) quasi tutti i costituenti considerati mostrano una variazione progressiva attraverso le formazioni succedentisi cronologicamente; ciononostante, secondo gli indici adottati, i tufi rappresenterebbero uno stadio evolutivo più avanzato delle lave trachiandesitiche che li seguono nella serie;

b) il calcio mostra una eccezione a questa regola, ma sembra che ciò possa dipendere da circoscritte anomalie locali (infatti se ai punti « a » e « c », rappresentanti i campioni 45 e 70, sostituiamo il tenore medio di calcio delle formazioni cui appartengono, l'anomalia scompare);

c) i punti che rappresentano i vitrofiri sui diagrammi (« e ») costituiscono un termine di passaggio tra le quarzolatiti (« d ») e le rioliti (« f »).

La caratteristica principale della variazione di composizione nella sequenza di rocce prese in esame è l'aumento della silice e del potassio, la diminuzione del sodio, del calcio, dei femici, del titanio e del fosforo; per questi costituenti, eccetto la silice, i dati qui presentati indicano una variazione continua ed abbastanza regolare. E' possibile in tal modo integrare le osservazioni di Mittempergher, attribuendo una modalità evolutiva unica, che conduce alle R 1 nello stesso modo in cui ha prodotto le formazioni precedenti.

Si può pensare quindi che anche la causa che provoca tale variazione sia essenzialmente la stessa e che cambi invece solo il grado di variazione, che può essere solo una funzione monotona del tempo.

L'esame della fig. 2 consente però di osservare che i femici, il titanio ed il fosforo subiscono un cambiamento al passaggio fra trachiandesiti e quarzolatiti (Q 2), che diviene di maggior intensità passando alle rioliti (R 1); il potassio, il sodio ed il calcio, mostrano inoltre una variazione progressiva dal basso verso l'alto nella serie delle rioliti R 1, dello stesso tipo (almeno a prima vista) di quella che si osserva passando da una formazione all'altra. Un esame più completo mostra che in questo caso non vi è simile accordo fra le variazioni dei contenuti degli elementi alcalini e le variazioni di silice e

dell'indice I; inoltre, in questo caso le variazioni di sodio e potassio non sono accompagnate da corrispondenti variazioni di femici, titanio e fosforo, come invece si è verificato per la evoluzione dei prodotti effusivi nel loro complesso.

Dal basso verso l'alto nella serie delle rioliti R 1, in particolare il potassio aumenta, il sodio ed il calcio diminuiscono.

Questo fatto è già stato rilevato da Mittempergher, che lo attribuiva al già citato meccanismo di assimilazione; D'Amico, rilevando un fenomeno del genere in una zona adiacente (D'Amico 1966), lo giustifica per mezzo di fenomeni di alterazione postdeposizionali, di origine idrotermale, che porterebbero ad uno scambio ionico fra sodio e potassio per azione di soluzioni saline termali sulle rocce.

Mentre i meccanismi invocati da questi autori sono capaci di giustificare la variazione riscontrata nei metalli alcalini, non ritengo siano applicabili al caso attualmente in esame.

Al fenomeno dell'assimilazione non viene attualmente riconosciuta una eccessiva validità nella giustificazione delle variazioni di composizione chimica di serie vulcaniche, e d'altra parte ho già discusso in precedenza i motivi per i quali non lo ritengo applicabile alla evoluzione delle rocce in studio.

Per quanto riguarda l'azione di soluzioni idrotermali sulle rocce, questa risulta più plausibile, perchè in effetti manifestazioni del genere costituiscono una normale appendice di fenomeni effusivi di tipo ignimbrítico, e perchè nella zona studiata sono ben note numerose mineralizzazioni di origine idrotermale. Le soluzioni idrotermali possono essere ipotizzate come iniettate dal basso, secondo la teoria idrotermale classica, dopo l'effusione (come accenna D'Amico), oppure pressochè insieme (sebbene agenti soprattutto dopo la deposizione della coltre ignimbrítica).

Nel primo caso dovremmo riscontrare effetti maggiori di alterazione idrotermale nei livelli inferiori, più vicini alla sorgente; invece, come risulta da questo studio e da altri (Brondi et al. 1967, Ghezzi 1967), tale effetto è crescente verso l'alto.

L'ipotesi di una alterazione ad opera di fluidi iniettati contemporaneamente alla effusione ed agenti successivamente a questa, da ricondursi ad un processo di « gaseous transfer » (Marinelli 1961, Innocenti 1967), non è del tutto priva di credibilità, ma risulta scarsamente probabile se consideriamo il complesso delle ignimbriti studiate. Le quarzolatiti Q 2, infatti, non mostrano alcun effetto analogo di varia-

zioni chimiche, ed è ovvio che una migrazione di elementi in fase gassosa avrebbe dovuto interessare anche questa formazione.

Se il processo che dovrebbe spiegare la variazione delle rioliti R 1 non si è verificato, per lo meno non in maniera apprezzabile, nelle formazioni sottostanti, ciò induce a pensare che la formazione R 1 è l'ultima della serie e che quindi l'azione degli agenti esogeni potrebbe soddisfare alle condizioni richieste; ogni altro processo, infatti, avrebbe agito più a lungo sulle parti più antiche.

Conviene perciò in primo luogo esaminare i fatti alla luce di un semplice fenomeno di alterazione ad opera di agenti esogeni, cioè di acque di origine meteorica prossima.

I livelli vitrofirici, segnalati da vari Autori e descritti e studiati in dettaglio da Mittempergher (1960), se effettivamente sono da considerare come facenti parte dei livelli basali delle stesse ignimbriti R 1, possono fornire preziose informazioni, utili all'interpretazione dei processi geochimici. Originati da un brusco raffreddamento della massa ignimbrificata fusa, forse laddove questa è venuta a contatto con masse acquose, i vitrofiri sono costituiti da circa il 50% di vetro; questa massa è compatta, contrariamente a quella delle ignimbriti stricto sensu.

Appunto per questa particolarità, oltre ed insieme alla loro bassa permeabilità, è da aspettarsi che abbiano potuto conservare meglio, e forse anche sostanzialmente invariata, la loro composizione chimica iniziale.

I risultati delle analisi effettuate sui vitrofiri (tab. 1; Brondi et al. (1970), Mittempergher (1960)) mostrano che è ragionevole considerarli abbastanza omogenei. Potremo perciò riferirci a loro come a materiale analogo a quello delle ignimbriti, anche se raccolti in zone diverse da queste.

Per le stesse ragioni, come già fatto per i diagrammi di figg. 3 e 4, è alle loro medie (vedi tab. 2) che mi riferirò per le considerazioni svolte in seguito.

Come già notato in precedenza, dalle figg. 3 e 4 si può verificare che il punto rappresentativo dei vitrofiri è situato tra il punto « d » (quarzolatiti Q 2) ed il punto « f » (rioliti R 1); cioè sembra che i vitrofiri, in qualche modo, siano un termine di passaggio dalle Q 2 verso le R 1, con le quali però hanno stretta analogia chimica.

Si può supporre allora che una « normale » evoluzione delle vulcaniti abbia dato origine ad un tipo chimico rappresentato dai vitrofiri, e che fenomeni successivi abbiano effettuato la trasformazione fino ai prodotti attualmente reperibili come ignimbriti di tipo riolitico.

Consideriamo quindi i vitrofiri come prodotto originale e cerchiamo di valutare le differenze di composizione tra questi e le rioliti R 1 alla luce del processo di alterazione ipotizzato.

A questo scopo i campioni corrispondenti ai vari livelli delle ignimbriti riolitiche sono stati riuniti in gruppi di cinque (rappresentanti ognuno uno spessore di circa 25 metri) ed i parametri di ogni gruppo, considerati per i confronti successivi, sono stati ottenuti per semplice media aritmetica dei valori dei costituenti il gruppo.

TABELLA 3.

	Na	K	Ca	Fe	Mg	Ti
VF	2,47 0,107	2,83 0,072	0,74 0,0185	0,77 0,013	0,17 0,0070	0,056 0,0012
1	1,89 0,082	4,06 0,104	0,29 0,0072	0,79 0,014	0,19 0,0078	0,071 0,0015
2	1,73 0,075	3,84 0,098	0,24 0,0060	0,73 0,013	0,26 0,0106	0,069 0,0014
3	1,47 0,064	4,20 0,108	0,19 0,0048	1,03 0,018	0,20 0,0084	0,078 0,0016
4	1,66 0,072	3,96 0,101	0,29 0,0072	0,99 0,018	0,20 0,0083	0,106 0,0022
5	1,50 0,065	4,16 0,107	0,18 0,0045	0,76 0,014	0,30 0,0122	0,082 0,0017
6	1,14 0,049	4,32 0,111	0,17 0,0042	0,97 0,017	0,27 0,0110	0,083 0,0017
7	1,36 0,059	4,40 0,113	0,11 0,0027	0,90 0,016	0,34 0,0141	0,078 0,0016
8	1,37 0,059	4,49 0,115	0,09 0,0023	0,84 0,015	0,40 0,0166	0,086 0,0018
9	1,46 0,063	4,38 0,112	0,09 0,0023	0,84 0,015	0,40 0,0166	0,108 0,0022

Per ogni elemento i valori sono in percentuale in peso nella prima colonna, ed in grammaatomi per 100 grammi nella seconda.

Il gruppo n. 9 comprende gli ultimi sette campioni della serie.

Ho ritenuto opportuno introdurre questa semplificazione per evitare che piccole fluttuazioni troppo localizzate facessero perdere di vista il processo naturale nel suo complesso, che già di per sè può mostrare differenze di intensità nel tempo e nello spazio.

I valori così ottenuti sono riportati in tabella 3, unitamente ai valori medi che competono ai vitrofiri.

Partendo dai vitrofiri e risalendo la serie, diminuiscono il sodio ed il calcio, aumentano il potassio e, in minor misura, il titanio ed i femici.

Esaminiamo le variazioni di sodio potassio e calcio; nel diagramma di fig. 5 sono riportati i valori atomici relativi agli stessi gruppi considerati.

Si può verificare che i punti relativi alle rioliti R 1 sono quasi perfettamente allineati con il punto rappresentante i vitrofiri, e come la variazione sia abbastanza rigorosamente progressiva. Una stima del coefficiente di correlazione fra variazione e posizione nella serie dà un valore notevolmente significativo; l'inclinazione della retta consente anche di verificare, per quanto riguarda gli alcali, che il processo fondamentale è essenzialmente uno scambio sodio-potassio.

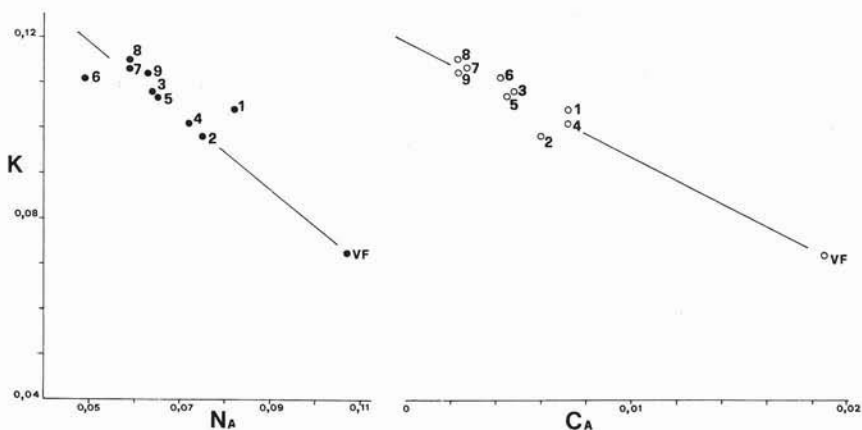


Fig. 5. — Variazione delle concentrazioni di sodio e calcio in funzione della concentrazione di potassio, dal basso verso l'alto della formazione R 1.

La frazione originariamente vetrosa delle ignimbriti riolitiche (R 1) ha avuto modo di devetrificarsi; le acque meteoriche hanno dilavato preferenzialmente questa porzione arricchendosi di sodio e calcio, facilmente mobili, e dando luogo ad un modesto ma ben rilevabile incremento di titanio e femici, meno mobili, verso i termini sommitali della serie.

Le soluzioni di circolazione così formatesi non sono tuttavia in equilibrio con le rocce circostanti e possono ancora dilavare sodio, scambiandolo con il loro potassio. Come è ben noto infatti, e come appare dalla fig. 6, il rapporto Na/K di equilibrio fra soluzioni e rocce è di circa 20 a temperature dell'ordine di quelle che si hanno nei normali processi di alterazione ad opera di acque superficiali. Pur avendo dilavato già buona parte del sodio dei livelli superiori delle R 1, le acque non sono ancora all'equilibrio a causa della limitata abbondanza del

sodio stesso rispetto al potassio nella roccia; penetrando quindi verso il basso sfruttando le numerose fessurazioni della coltre ignimbratica, sono in grado di dar luogo al fenomeno progressivo dello scambio.

La falda acquifera che, nella zona considerata, si raccoglie alla base delle ignimbriti riolitiche rende conto sia dell'estrema permeabilità di

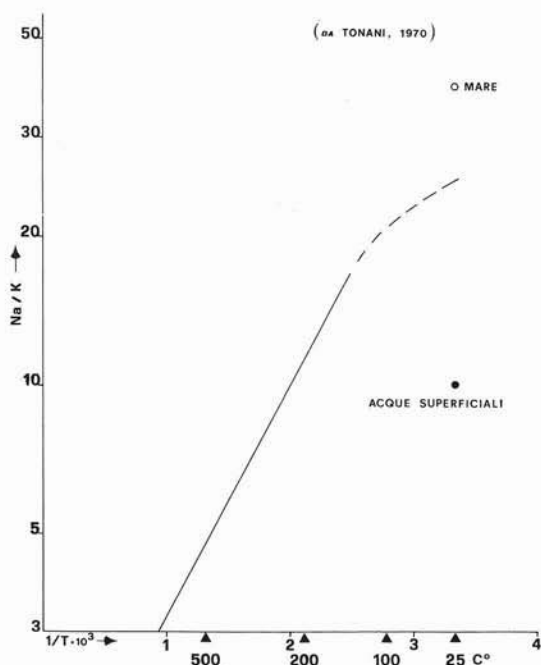


Fig. 6. — Rapporto sodio/potassio di soluzioni in equilibrio con le rocce, in funzione della temperatura.

questa formazione, sia della copertura impermeabile che ha impedito il realizzarsi di simile fenomeno sulle ignimbriti quarzolatitiche sottostanti.

E' evidente, peraltro, che il tipo di alterazione considerato non è una prerogativa di un certo tipo di formazione, e che altrove può aver interessato ignimbriti analoghe a quelle che nella zona in oggetto non sembrano aver subito tale processo; è altrettanto evidente però che il carattere parziale dello studio chimico di formazioni analoghe in zone diverse, quale finora si ritrova nella letteratura, non consente per

il momento di fornire delle alternative sufficientemente motivate a quello che mi sembra essere il meccanismo fondamentale delle variazioni chimiche riscontrate.

La validità del processo da me ipotizzato richiede anche però che la pasta di fondo microcristallina delle ignimbriti R 1 sia pressochè priva di minerali sodici, mentre il vetro originario che le corrisponde doveva contenere una certa quantità dello stesso elemento.

Il primo punto è verificato dalle indagini microscopiche (Mitterpergher 1958); il secondo è stato da me controllato effettuando l'analisi di sodio e potassio nel vetro separato dal vitrofiro TI. Il risultato è stato di 2,32% Na e 2,91% K; questi valori sono molto prossimi a quelli riscontrati per la stessa roccia presa nel suo complesso e modesto appare il grado di differenziazione del vetro per quanto riguarda questi due elementi.

#### **La distribuzione del fluoro nelle ignimbriti.**

Uno studio sulla distribuzione del fluoro era stato già svolto vari anni fa, ma ho ritenuto utile applicare la nuova procedura elaborata (Martini e Tonani 1967), in quanto suscettibile di migliorare i risultati dal punto di vista analitico.

In effetti ho utilizzato in parte il lavoro svolto a suo tempo, cioè le lastre spettrografiche, ripetendo però la calibrazione mediante nuovi dosaggi del tenore di fluoro dei campioni adottati come standard.

La tab. 1 riporta i risultati; si è avuto un incremento di fluoro, perchè, infatti, come già rilevato (Martini 1964), la procedura precedentemente adottata era risultata errata per difetto.

Come era da aspettarsi però, il quadro generale della distribuzione del fluoro non è mutato, nel senso che la notevole uniformità di tenore già riscontrata in precedenza si è mantenuta (fig. 7).

Il contenuto medio delle ignimbriti quarzolatitiche (Q 2) è risultato di 478 ppm, e quello delle ignimbriti riolitiche (R 1) di 481 ppm.

Le conclusioni del già citato lavoro (Martini 1964) ipotizzavano però un più alto tenore originario di fluoro delle due formazioni.

Era stata tentata anche una valutazione quantitativa di questo fatto, secondo un procedimento empirico, cioè determinando il rapporto fra il fluoro ed i femici della biotite, unico minerale portatore sia per quanto riguarda il fluoro che il ferro e il magnesio, e desumendo

il valore iniziale di fluoro nell'intera roccia conoscendo i valori relativi ai femici.

Naturalmente, utilizzando una procedura del genere, si trascura l'impovertimento pur limitato in femici provocato possibilmente dagli stessi fenomeni che hanno dilavato il fluoro, ed il calcolo è largamente approssimativo, ma sufficientemente indicativo per gli scopi ricercati.

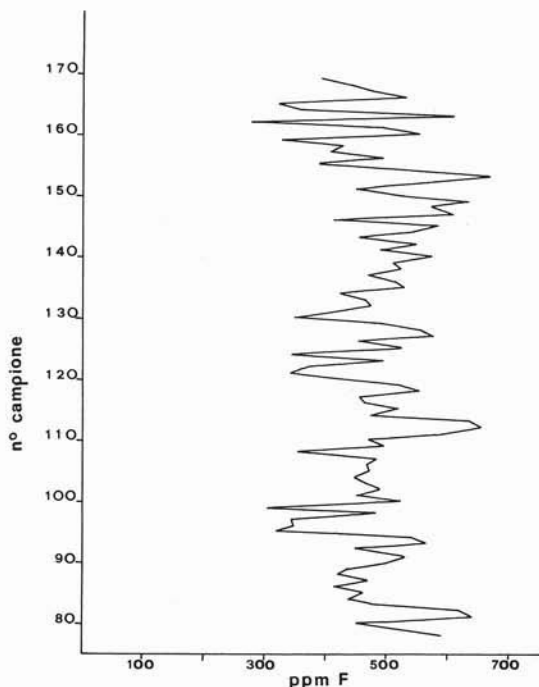


Fig. 7. — Variazione della concentrazione di fluoro lungo la serie.

Riprendendo quei dati limitatamente alle sole ignimbriti riolitiche considerate, ed introducendo i valori relativi al ferro ed al magnesio di questo lavoro, si ha una media di 822 ppm come tenore iniziale di fluoro.

Come risulta dalla tab. 1, i dosaggi effettuati sui campioni di vitrofiro danno una media di 700 ppm, mentre il vitrofiro TI dà 715 ppm.

Pur con tutte le possibili approssimazioni introdotte, mi sembra quindi che l'accordo fra il tenore di fluoro stimato e verificato sia piuttosto buono, per cui si può dire che il valore del fluoro dei vitrofiri può essere considerato molto prossimo a quello originale (e, incidentalmente, i meccanismi immaginati ne ricevono in validità).



Anche nel vetro del vitrofiro TI è stato dosato il fluoro, e si è ottenuto 670 ppm; anche per quanto riguarda il fluoro, perciò, non sembra che il vetro costituisca una fase differenziata dell'intero magma, ma solo una porzione soggetta a brusco raffreddamento. Si è già detto che questo sembra aver caratterizzato la messa in posto dei vitrofiri anche secondo le osservazioni petrografiche di terreno.

La devettrificazione, alla quale già si è accennato, ha reso possibile un massiccio dilavamento del fluoro, che, considerato che lo stesso fenomeno si è verificato anche per il calcio, aveva fatto pensare ad una possibile origine secondaria di parte delle numerose mineralizzazioni di fluorite presenti nella zona.

Poichè le evidenze di terreno e le consuete paragenesi idrotermali facevano considerare appunto di origine idrotermale buona parte delle mineralizzazioni conosciute, fu iniziato uno studio sistematico per verificare se in prossimità dei filoni si avesse una anomalia positiva del tenore di fluoro (da aspettarsi nel caso di genesi per ascensum) oppure negativa (da aspettarsi nel caso di epigenesi, o per discensum).

Sono stati raccolti numerosi campioni nelle zone circostanti i filoni. Le determinazioni di fluoro non hanno rivelato alcuna chiara anomalia, il che significa che non c'è stato, nelle grandi linee, un fenomeno univocamente caratterizzato.

Per ora, riprendendo anche le conclusioni del lavoro precedente (Martini 1964), si può dire che una massiccia quantità di fluoro è stata asportata per alterazione delle rocce delle formazioni ignimbritiche considerate, e che è possibile che una parte di questo fluoro abbia dato origine a fluorite.

### Conclusioni.

Lo studio della distribuzione di alcuni dei costituenti principali delle vulcaniti alto-atesine consente di verificare che l'evoluzione della composizione chimica non presenta quei caratteri così anomali che le prime indagini avevano fatto supporre; le variazioni riscontrabili fra i livelli lavici trachandesitici, le ignimbriti di tipo quarzolatitico e le ignimbriti di tipo riolitico, sembrano da attribuire ad un unico fenomeno evolutivo.

Fenomeni secondari da attribuire ad acque circolanti di origine superficiale ma probabilmente in condizioni fisico-chimiche idroter-

mali, sarebbero responsabili di un ulteriore fenomeno. Questo consterebbe di uno scambio sodio/potassio; si introdurrebbe così un carattere potassico che non sarebbe in realtà, in questo caso, un riflesso della natura ed evoluzione del magma, ma un fenomeno relativamente superficiale.

Firenze, Centro di studio per la Geochimica e la Cristallografia dei minerali del C.N.R. presso l'Istituto di Mineralogia dell'Università, maggio 1972.

#### BIBLIOGRAFIA

- (1) BORDET P., MARINELLI G., MITTEMPERGER M., TAZIEFF H. (1963) - *Contribution à l'étude volcanologique du Katmai et de la Vallée des Dix Mille Fumées (Alaska)*. Mém. Soc. Belge de Géol. de Pal. et d'Hydr., Série IN-8°, n. 7.
- (2) BRONDI A., GHEZZO C., GUASPARRI G., RICCI C. A., SABATINI G. (1970) - *Le vulcaniti paleozoiche nell'area settentrionale del complesso effusivo atesino. Nota I - Successione stratigrafica, assetto strutturale e vulcanologico nella Val Sarentina*. Atti Soc. Tosc. Sc. Nat., Mem. Ser. A, 77, 157-200.
- (3) CORADOSSI N. (1959) - *L'uranio nelle rocce della formazione effusiva paleozoica del Trentino-Alto Adige*. Ric. Scient. 29, n. 10, 2032-2048.
- (4) D'AMICO C. (1966) - *Le rioidaciti del Monte Zaccan (Valsugana)*. Min. Petr. Acta, 12, 11-35.
- (5) D'AMICO C., VENTURELLI G. (1968) - *Rioidaciti e rioliti atesine in cupole e colate di Piné (Trento)*. Min. Petr. Acta, 14, 143-170.
- (6) ELLIS A. J., MAHON W. A. J. (1964) - *Natural hydrothermal systems and experimental hot-water/rock interactions*. Geoch. Cosm. Acta, 28, 1323-1357.
- (7) ELLIS A. J., MAHON W. A. J. (1967) - *Natural hydrothermal systems and experimental hot-water/rock interactions (Part II)*. Geoch. Cosm. Acta, 31, 519-538.
- (8) FALCHI G., TONANI F. (1964) - *Procedura rapida per l'analisi delle rocce*. CNEN, RT/GEO (64) 6, Roma.
- (9) FENNER C. N. (1936) - *Bore-hole investigations in Yellowstone Park*. Jour. Geol., XLIV, 225-315.
- (10) GHEZZO C. (1967) - *Le vulcaniti paleozoiche dell'area centro-orientale del complesso effusivo atesino*. Min. Petr. Acta, 13, 339-408.
- (11) GIANNOTTI G. P. (1962) - *Intercalazioni lacustri entro le vulcaniti paleozoiche atesine*. Atti Soc. Tosc. Sc. Nat., Mem. Ser. A, 69 (2), 598-617.
- (12) HESS P. C. (1966) - *Phase equilibria of some minerals in the  $K_2O-Na_2O-Al_2O_3-SiO_2-H_2O$  system at 25°C and 1 atmosphere*. Am. Jour. Sc., 264, 289-309.
- (13) INNOCENTI F. (1967) - *Studio chimico-petrografico delle vulcaniti di Radiconfani*. Rend. Soc. Min. It., XXIII, 99-128.

- (14) LIPMAN P. W. (1965) - *Chemical composition of glassy and crystalline volcanic rocks*. U. S. Geol. Surv. Bull., 1201-D, 1-24.
- (15) MARINELLI G. (1961) - *Genesi e classificazione delle vulcaniti recenti toscane*. Atti Soc. Tosc. Sc. Nat., Mem. Ser. A, 68, 74-116.
- (16) MARINELLI G. (1967) - *Genèse des magmas du volcanisme plio-quaternaire des Apennins*. Geol. Rund., 57, 127-141.
- (17) MARINELLI G., MITTEMPERGER M. (1966) - *On the genesis of some magmas of typical mediterranean (potassic) suite*. Bull. Volc., XXIX, 113-140.
- (18) MARTINI M. (1964) - *Contributo alla conoscenza della geochimica del fluoro: dosaggio del fluoro nelle ignimbriti del Trentino-Alto Adige*. Acc. Naz. Lincei, ser. VIII, Vol. XXXVI, fasc. 3, 400-417.
- (19) MARTINI M., TONANI F. (1967) - *Determinazione del fluoro nelle rocce: procedura mediante separazione per scambio ionico*. Acc. Naz. Lincei, ser. VIII, Vol. XLII, fase. 5, 683-694.
- (20) MITTEMPERGER M. (1958) - *La serie effusiva paleozoica del Trentino-Alto Adige*. C.N.R.N. St. e Ric. Div. Geomin. 1 (1), 61-146.
- (21) MITTEMPERGER M. (1960) - *Studio di alcuni vitrofiri del complesso vulcanico paleozoico atesino*. C.N.R.N. St. e Ric. Div. Geomin. 3, 1-43.
- (22) MITTEMPERGER M. (1962) - *Rilevamento e studio petrografico delle vulcaniti paleozoiche della Val Gardena*. Atti Soc. Tosc. Sc. Nat., Mem. Ser. A, 69 (2), 482-530.
- (23) NOCKOLDS S. R., ALLEN R. (1953) - *The geochemistry of some igneous rock series*. Geoch. Cosm. Acta, 4, 105-142.
- (24) ORVILLE P. M. (1963) - *Alkali ion exchange between vapor and feldspar phases*. Am. Jour. Sc., 261, 201-237.
- (25) RAYMAHASHAY B. C. (1968) - *A geochemical study of rock alteration by hot springs in the Paint Pot Hill area, Yellowstone Park*. Geoch. Cosm. Acta, 32, 499-522.
- (26) ROSS C. S., SMITH R. L. (1955) - *Water and other volatiles in volcanic glasses*. Am. Min., 40, 1071-1089.
- (27) SCOTT R. (1966) - *Origin of chemical variation within ignimbrite cooling units*. Am. Jour. Sc., 264, 273-288.
- (28) SIMONS F. S. (1962) - *Devitrification dikes and giant spherulites from Klondyke, Arizona*. Am. Min., 47, 871-885.
- (29) SMITH R. L. (1960 a) - *Ash flows*. Bull. Geol. Soc. America, 71, 795-842.
- (30) SMITH R. L. (1960 b) - *Zones and zonal variations in welded ash flows*. Geol. Surv. Prof. Paper, 107 (2-3), 144-240.
- (31) TERZAGHI R. D. (1948) - *Potash-rich rocks of the Esterel, France*. Am. Min., 33, 18-30.
- (32) TONANI F. (1970) - *Geochemical methods of exploration for geothermal survey*. U. N. Symposium on the development and utilization of geothermal resources, Pisa Vol. 2, Part 1.