

G. M. BARGOSSÌ *, C. D'AMICO *, G. DI BATTISTINI **, F. LANDINI

LE K-ANDESITI INFERIORI ATESINE TRA NOGARÈ E SERO (TRENTO)

RIASSUNTO. — Le qz-K-andesiti inferiori costituiscono una formazione lavica (100-150 m di spessore) a diffusione limitata, compresa tra il conglomerato basale e le ignimbriti rioidacitiche del gruppo inferiore atesino del permiano. Sono rocce porfiriche (P.I. = 20-45) con fenocristalli di plagioclasti, clino- e orto-pirosseni, orneblenda bruna, scarsa biotite e quarzo. La mineralogia suggerisce due tappe di cristallizzazione: la prima, a maggiore pressione, con orneblenda, Mg-Al-iperstene, granati + plagioclasti (in incluso autigeno); la seconda, a più alti livelli cristallini, con plagioclasti, Fe-iperstene, augite salitica. Xenocristalli corrosi di quarzo suggeriscono la possibilità che l'assimilazione di materiale sialico in profondità possa aver giocato un ruolo non marginale nella genesi del magma andesitico.

La diffusissima e spesso generale trasformazione idrotermale delle andesiti provoca principalmente una ridistribuzione geochimica intraformazionale, con aumento della dispersione dei valori, ma senza importanti variazioni sulle composizioni medie, tranne variazioni significative in perdita per Sr e Ba e in aumento per Li e Na₂O; variazioni meno significative si hanno per SiO₂, MgO, Fe₂O₃ tot., K₂O, Zn.

L'esame comparato di 2 gruppi di campioni a diverso grado di autometasomatismo, permette di definire con sicurezza la natura qz-K-andesitica calcocalina delle lave studiate; tale carattere si inquadra nella tipologia calcocalina, più ricca di potassio che di sodio, di tutta la provincia plutonico-vulcanica atesina. Non si accorda però con gli usuali modelli mutuati dagli esempi meso-cenozoici pacifici, ma va inquadrato in un magmatismo ensialico ercinotipo.

ABSTRACT. — The lower qz-K-andesites of the late Hercynian Permian volcanic system, in Trentino-Alto Adige, are the first lava occurrences immediately above the basal conglomerate. They constitute a lava formation (fig. 1), with widths of 100-150 m, which appears in a discontinuous manner only on the SW limit (NE of Trento) of the volcanic region. Outcrops of it are not known in other areas; however, its original existence is indicated by andesitic pebbles in the upper part of the basal conglomerate.

The lava formation is given by the succession of massive, block and pseudostratified type flows. There are also minor scaly, scoriaceous and ash levels. It is covered by the lower rhyodacitic ignimbrite formation. These are both subject to direct faults, very probably volcanotectonic (limited extension, different direction from the alpine lines, parallel to hydrothermal and/or eruptive dikes).

The rocks show a Porphyritic Index of between 20 to 45 (table 2, fig. 3). Rocks with different P.I. are attributed to different flows with a different ratio melt/crystals. The ratio plagioclases/mafic in phenocrysts is with few exceptions between 1 and 2. This indicates a substantial homogeneity amongst the single flows.

The autometasomatized rocks are much more abundant, than those reasonably preserved.

The primary mineralogy is maintained only partially and only in a limited number of cases. Some primary minerals have been studied using the microprobe (tab. 1, fig. 2). Plagioclases vary from bitownite to Ca-andesine; salitic augite, Al-rich Mg-Hypersthene and Al-poor

* Istituto di Mineralogia dell'Università di Bologna. ** Istituto di Mineralogia dell'Università di Parma.

Fe-hypersthene are present in the same rocks. Brown Hornblende (Tschermakite—Mg-hastingsite) or its pseudomorph filling appear in half of the samples. Biotite is rare. There is a sporadic presence of embayed quartz in pheno- (or xeno-) crystals. A small enclave of plagioclases + garnets was seen in one sample.

Primary mineralogy suggests a complex history, with an origin of the magma from unknown depth and steps of crystallization under different *PT* conditions, in the presence of H_2O . The embayed quartz may suggest that the assimilation of sialic material may have played a role.

The groundmass is pilotaxitic, intersertal or aphanitic. The minerals produced by transformation (albite, sericite, calcite, epidotes, various chlorites, Fe-oxides, quartz etc.) are pseudomorphic; they are also found in veins and scattered spots.

Autometasomatism makes difficult the geochemical study of the original conditions. 22 lavas and 1 dyke were analysed (major elements and 16 minor elements — table 3 —): 8 samples representing all the better conserved outcrops of lava: the other 14 samples representing the more abundant autometasomatized lavas. The magmatic typology was defined without considering the individual samples, but an average of the 8 and the 14 samples described above.

The geochemical data and some of the classic diagrams (figs. 4-5-6), in which the single samples and the average of the two groups have been plotted, lead to the unambiguous definition of the calc-alkaline qz-K-andesitic character of the formation.

It was observed that the principal difference between the two groups was the increased dispersion, in some cases very marked, of the geochemical values in the autometasomatized groups (14) with respect to the better conserved group (8). There is no other significant variation for Al_2O_3 , CaO, P_2O_5 , Rb, La, Ce, Y, Nb, Ca, Ni, Sc, V, Cr, Cu; and only small variations (at the limit of significance) which were diminishing for SiO_2 , K_2O , Zr, and increasing for TiO_2 , MgO, Fe_2O_3 tot., Zn. Besides the obvious variations in H_2O and CO_2 , only the variations, loss for Sr and Ba and increase for Li and Na_2O , appear to be significant.

The most evident effect of the autometasomatism is the inverse correlation of CaO and ($Na_2O + K_2O$) - fig. 7.

The analysis of some of the correlations (figs. 8-9-10) suggest that there are also indications of minor fractionation and, may be even, of more complex primary relations.

The K-andesitic nature of the initial lavas of a calc-alkaline suite is not in agreement with the model of magmatic evolution based on the meso-cenozoic Pacific examples. This difficulty can be added to the many contradictions, which continually, arise, in the ensialic Hercynian magmatism with respect to the pacific model.

This underlines the necessity for a more precise and critical definition of the hercynotype magmatism.

1. - Inquadramento geologico

Il sistema vulcanico atesino del permiano inferiore si estende in Trentino-Alto Adige (fig. 1) per quasi 2.000 Km^2 , giungendo ad un'estensione di almeno 3.000 e forse 4.000 Km^2 sotto le coperture permo-mesozoiche. La sua potenza raggiunge spesso i 2.000 metri.

Si tratta del massimo sistema vulcanico permiano delle Alpi Meridionali, dove gli altri complessi vulcanici-vulcanoclastici (Val Trompia, Alpi Orobie, Luganese-Varesotto-Val Sesia) si estendono per qualche centinaio di Km^2 ciascuno. Si tratta in realtà del più vecchio e potente complesso vulcanico permiano in Europa.

Per la storia delle conoscenze su di esso ci si può riferire a qualche sintesi (p. es. v. KLEBELSBERG, 1935; TRENER, 1957 post.; ANDREATTA, 1959; D'AMICO-GHEZZO, 1963; LEONARDI-SACERDOTI, 1968; BRONDI et al., 1976).

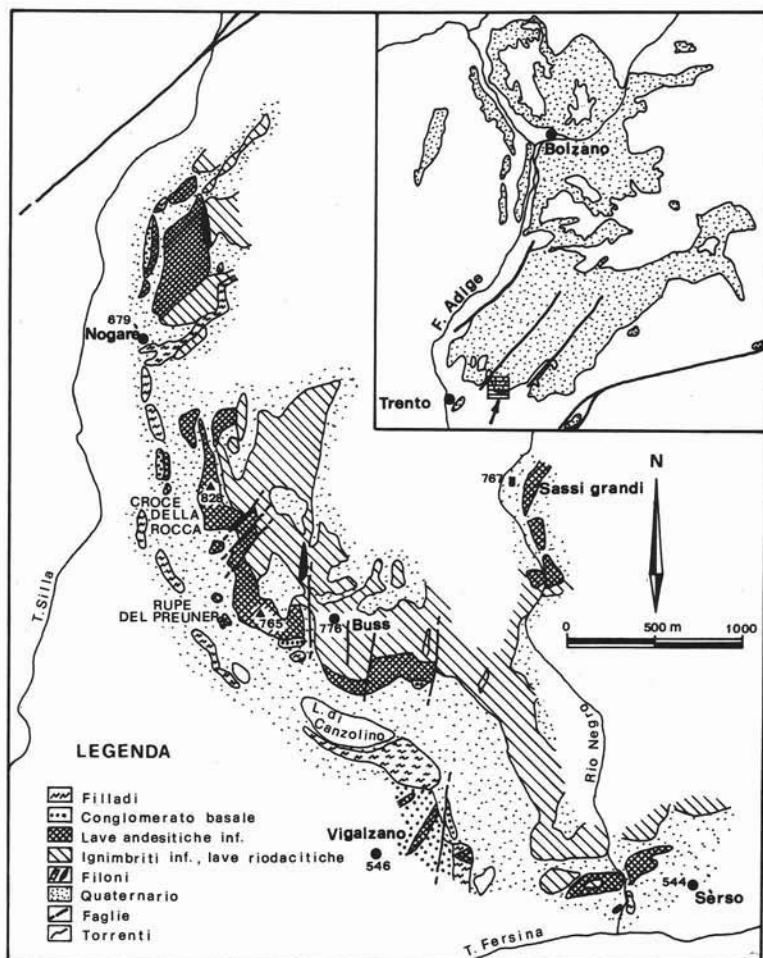


Fig. 1. — Cartina geologica delle andesiti nell'area Nogarè-Serso.

Il sistema vulcanico atesino è stato ripartito formazionalmente a partire da TRENER (1933, 1957 post.) e in modo più conveniente da ANDREATTA (1957, 1959, 1962 post.) e poi D'AMICO-GHEZZO (1963), D'AMICO et al. (1969), NARDIN e SACERDOTI (1971) per la parte meridionale; nonchè da MITTEMPERGER (1958, 1962), BRONDI et al. (1970, 1974, 1976) per la parte settentrionale; e ancora da PICHLER (1959), MAUCHER (1960), D'AMICO (1979).

Sono distinti due gruppi formazionali, oppure tre gruppi, in Alto Adige (BRONDI et al., op. cit.).

Il *gruppo inferiore*, cui appartengono le rocce qui studiate, è il più complesso, articolato e ricco di variazioni laterali. Esso è descritto in modo scarsamente analitico nelle sezioni settentrionali, mentre è descritto più compiutamente nelle

sezioni meridionali da D'AMICO-GHEZZO (1963), D'AMICO (1979), SEGATTA (1979), LONGATO (1979), TURRINI (1980).

Esso è caratterizzato, in successione: da un *conglomerato di base*, con apporti vulcanici già abbondanti nelle sue porzioni più elevate; dalle *andesiti inferiori* qui studiate, affioranti in modo limitato e discontinuo; da *lave trachiriolitiche* (D'AMICO-SEGATTA, 1979), anch'esse ad estensione limitata; da una più continua e talora più potente *formazione ignimbrico-tufacea riodacitica*, con qualche intercalazione clastica; da un *complesso lavico-ignimbrico-vulcanoclastico dacitico-riodacitico* alquanto intricato; dalle potenti e ampiamente diffuse successioni laviche, con pochi intercalati tufacei, delle *andesiti superiori*.

Sopra queste ultime andesiti si pone il più esteso e potente *gruppo superiore*, comprendente una formazione a prevalenti *ignimbriti riodacitiche* in più unità di raffreddamento (gruppo intermedio di BRONDI et al., op. cit.; GHEZZO, 1967), in parte separata attraverso intercalazioni clastiche e anche collassi vulcanotettonici da un'altra formazione, di media ancora più potente e costituita da alcune unità di raffreddamento, di *ignimbriti riolitiche* datate a 267 m.a. (D'AMICO et al., 1971). Lave riodacitiche e riolitiche abbastanza frequentemente si pongono in posizione non ben chiarita ovunque, ma talora certamente al passaggio tra le due serie ignimbriche (ROMAGNOLI, 1981). Molto più scarse lave dacitiche si trovano in qualche punto nel gruppo superiore (LEONARDI-ROSSI, 1959; SACERDOTI, 1969).

Dell'esistenza di due successioni andesitiche nel gruppo inferiore del sistema vulcanico atesino hanno parlato per primi D'AMICO-GHEZZO (1963) e successivamente D'AMICO et al. (1969) e D'AMICO (1979). Le andesiti inferiori qui studiate formano un insieme di piccoli edifici lavici con piroclastiti decisamente scarse, che si estendono in fascia discontinua tra Nogarè e Serso, a NW di Trento (fig. 1). Poggiano o sul conglomerato basale («di ponte Gardena») avente apporto misto clastico-vulcanico, oppure direttamente sul basamento filladico; sono ricoperte da una formazione ignimbrica riodacitica. La potenza massima è di circa 150 m, ma può essere inferiore ai 100 m.

Per i caratteri unitari e ben differenziati rispetto alle formazioni a letto e a tetto, le andesiti inferiori meritano il rango di formazione secondo il codice di nomenclatura stratigrafica (AZZAROLI-CITA, 1968).

La formazione andesitica inferiore è data da un'alternanza di colate laviche, con litotipi massivi e compatti, a blocchi, pseudo-stratificati, scagliosi, talora scoriacei, quasi tutti avanzatamente idrotermalizzati. Quando gli affioramenti sono favorevoli si riconoscono successioni di colate, delimitate da livelli scaglioso-scoriacei e talora da livelletti cineritici. Nelle frequenti porzioni di lave a blocchi le successioni di colate non sono invece definibili.

Le andesiti dei Sassi grandi (fig. 1) rappresentano probabilmente un edificio vulcanico più elevato degli altri, come indicherebbero l'assottigliarsi, fino a scomparire, delle ignimbriti riodacitiche loro sovrastanti.

La successione è parzialmente segmentata da faglie distensive subverticali (fig. 1), assai probabilmente di genesi vulcanotettonica, come testimoniano la

limitata estensione, i riempimenti filoniani, l'andamento spesso trasversale rispetto alle grandi faglie alpine NE-SW ed alle faglie coniugate NW-SE (v. F.^o 21. «Trento», 1969; Urani, 1980; Valli, 1980; Venezia, 1979).

La presenza della formazione andesitica inferiore non è segnalata in affioramento in altre zone vulcaniche atesine. Non rari sono però i ritrovamenti di ciottoli andesitici nel conglomerato basale (LARGAIOLLI et al., 1964; DAL CIN, 1969; NARDINI-SACERDOTI, 1971; più dettagliatamente in SEGATTA, 1979 e TURRINI, 1980), derivati da corpi lavici ora del tutto erosi o coperti. Non è possibile un confronto chiaro con le vulcaniti permiane in Alto Adige (MITTEMPERGER, 1958, 1962; BRONDI et al., 1970, 1974, 1976), dove il gruppo inferiore viene descritto in modo molto riassuntivo.

2. - Petrografia

Le andesiti massive presentano colore variabile da nero a grigio-verde a grigio-violaceo a seconda del grado e tipo di idrotermalismo sovrapposto. Le più massive hanno frattura concoide e fessurazione ora di tipo colonnare o prismatico, ora stratoide (p. es. Sassi grandi). La tessitura è porfirica con fenocristalli di plagioclasì e femici per lo più piccoli. Nel solo affioramento dei Sassi grandi è presente anche sparso quarzo faneritico, xenocristallino.

Le andesiti a blocchi, pseudostratificate, scagliose, scoriacee hanno prevalenti colori grigio-violacei a causa di una più completa trasformazione postmagmatica. I blocchi hanno dimensioni da centimetriche a decimetriche e presentano la stessa composizione della porzione inglobante.

Le andesiti si presentano talora estremamente alterate fino ad assumere consistenza terrosa, colori sul grigio-verde chiaro, abbondanti patine di ossidazione, fratture fitte e irregolari. Tutti i tipi possono presentare fitta diffusione di pirite.

Nel basamento filladico e nel conglomerato sovrastante alcuni filoni andesitici (fig. 1) appaiono di natura simile alle lave e possono venire considerati i condotti di alimentazione delle sovrastanti colate.

La tessitura è porfirica, spesso seriatà. La pasta di fondo è costituita da microliti plagioclasici, talora con tessitura intersertale o pilotassitica e variamente interessata da vene e chiazze di calcite e quarzo secondario; alcune strutture micro-pavimentose suggeriscono una devetrificazione di originario vetro.

I fenocristalli primari sono presenti in piccole quantità in pochi campioni e sono rappresentati da plagioclasì, clinopirosseni, ortopirosseni, anfiboli bruni, più scarsa biotite e scarso quarzo xenocristallino.

Gli xenocristalli di quarzo, diffusi soprattutto ai Sassi grandi, sono corrosi e ricchi di cracks interni, senza però mostrare alcun orlo di reazione.

I plagioclasì si presentano sia come cristalli isolati sia come aggregati di individui con abito generalmente idiomorfo, spesso geminati polisinteticamente e zonati. Solo nei campioni massivi e neri il loro stato di conservazione è discreto. Altrove sono totalmente trasformati in aggregati di albite, sericite, calcite,

TABELLA 1

Chimismo in microsonda delle fasi minerali (valori medi delle misure indicate)

		SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	Cr ₂ O ₃	BaO	SrO
OPX		n.misure											
VA22A	12	53,60	0,21	1,39	19,63	0,41	23,35	1,30	0,02	-	0,07		
VA22B	3	51,87	0,09	0,59	30,20	0,68	16,13	0,64	-	-	-		
CPX													
VA22	7	51,34	0,53	2,94	8,87	0,23	15,22	20,24	0,28	-	0,25		
VA43	3	53,70	0,31	2,89	5,78	0,22	17,19	18,92	0,24	-	0,36		
VA103	21	51,90	0,60	2,68	8,40	0,23	16,18	19,65	0,21	-	0,20		
VA54	4	52,91	0,34	3,59	5,12	0,14	15,96	20,97	0,27	-	0,84		
ANF. TSCH.													
VA21	14	42,81	2,83	11,79	12,74	0,18	13,31	10,46	2,21	0,80	0,11		
VA22	6	42,83	2,90	11,85	13,55	0,16	12,82	10,93	2,27	0,74	0,12		
VA54	7	43,31	2,74	12,09	13,15	0,14	12,62	11,11	2,24	0,69	0,15		
ANF. MG HAST.													
VA43	12	42,36	3,01	11,51	12,89	0,15	14,15	11,17	2,24	0,84	0,08		
PL													
VA22	3	48,76	-	32,66	0,52	-	0,06	15,65	2,23	0,14	-	0,10	-
VA34	9	53,21	-	29,85	0,19	-	-	12,21	4,09	0,33	-	0,13	0,04
VA43	5	52,11	-	30,83	0,17	-	-	13,76	3,46	0,31	-	-	-
VA122	12	54,35	-	29,22	0,12	-	0,01	10,45	4,73	0,31	-	0,06	0,04
VA103	9	56,94	-	27,53	0,09	-	0,01	8,99	5,79	0,66	-	0,14	0,02

Analisi su 1-6 cristalli per campione. Almeno 3 punti di analisi per ciascun cristallo (VA 21-22-43 zona Buss; VA 34 zona Rupe del Preuner; VA 122 zona Serso; VA 103 zona Sassi grandi; VA 54 filone Vigalzano).

clorite, talora epidoti o ossidi di ferro. Le analisi in microsonda (v. tab. 1, fig. 2) di alcuni relitti, forniscono composizioni da bytownitiche a Ca-andesiniche, in accordo con le determinazioni ottiche.

I pirosseni sono stati osservati solo in pochi campioni. Moltissime pseudomorfosi di clorite, calcite, opachi, calcedonio, sono però sempre presenti e chiaramente attribuibili all'autometasomatismo di originari pirosseni. Alcuni relitti di clinopirosseni sottoposti ad analisi in microsonda hanno dato caratteri omogenei di augite salitica (v. tab. 1, fig. 2). Due soli ortopirosseni analizzati nello stesso campione (v. tab. 1, fig. 2) rivelano composizioni molto differenti, indice di un disequilibrio che sarà discusso nel cap. 4.

Le orneblende brune (X = giallo-bruno, Y = bruno chiaro, Z = bruno) diffuse nelle zone di Serso e Buss e nel filone di Vigalzano sono quasi sempre idiomorfe, con vistose aureole di ossidazione e spesso con trasformazione completa. L'analisi alla microsonda di porzioni residue ha rivelato composizioni di tschermachite—Mg-hastingsite (v. tab. 1 e fig. 2).

La biotite è stata osservata come relitto a plaghe brune pleocroiche solo al Buss; qui e altrove non è infrequente la presenza di pseudomorfosi con abito lamellare, costituite da clorite, ossidi di Fe e sericite su originaria biotite.

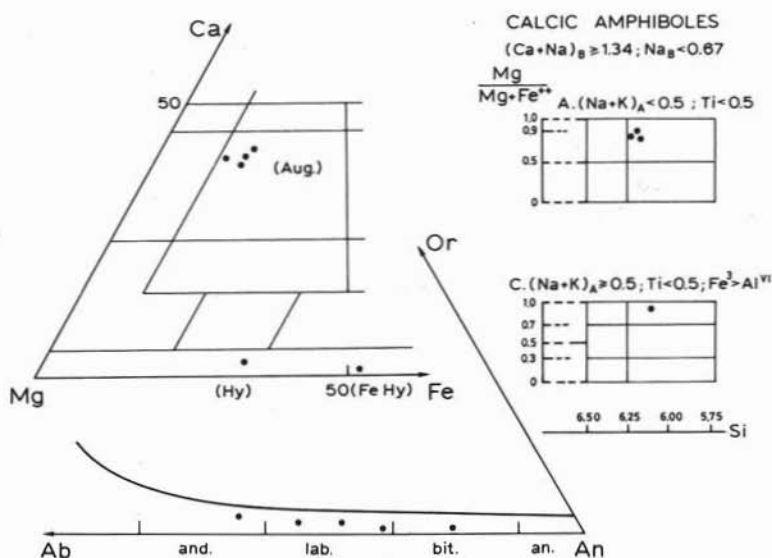


Fig. 2. — Composizione dei fenocristalli di pirosseni, anfiboli e plagioclasti analizzati in microsonda (v. tab. 1).

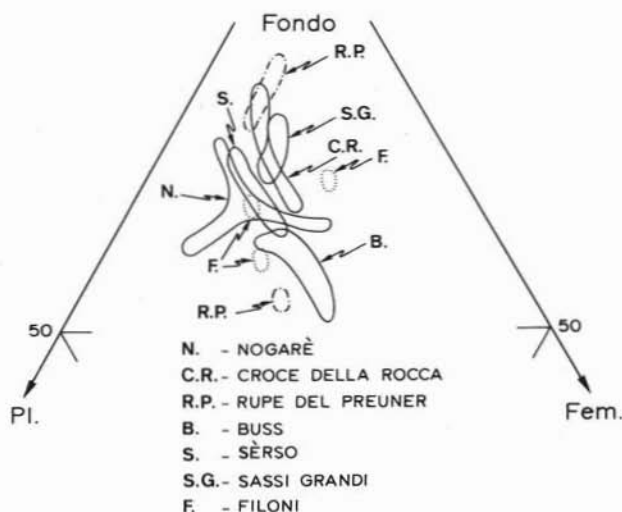


Fig. 3. — Aree modali delle andesiti nei diversi settori (v. fig. 1 e tab. 2).

Apatite e ossidi di ferro sono accessori. Pirite cubica è disseminata in vari luoghi.

Sono presenti inclusi xenolitici con struttura ofitica subvulcanica e con mineralogia uguale a quella descritta, pur essi profondamente alterati. Nell'affioramento di Nogarè, in un solo incluso, si è vista un'associazione plagioclasti + granati, che verrà pure discussa nel cap. 4.

I dati modali sono riportati in fig. 3 (1 sezione per campione, con 500-600 punti su maglie di 1 mm²) secondo le diverse aree di campionamento. Si coglie una certa varietà dell'indice porfirico (P.I. 20-45), una minore varietà del rapporto

TABELLA 2
Modi delle andesiti inferiori atesine

	Nogarè		Croce Rocca		Rupe Preuner		Buss	Serso	Sassi grandi	Filoni Vigalzano	
	(3)	(1)	(3)	(2)	(1)	(4)	(3)	(3)	(3)	(1)	(2)
Q	0,1	0,2	-	-	-	tr	0,1	1,8	-	-	tr
P	20,6	33,3	17,3	14,3	20,3	22,0	21,1	17,7	13,7	13,7	24,3
M	13,6	7,5	10,6	7,2	15,5	17,7*	11,6*	9,9	17,9*	13,6	13,6
Altri	0,5	0,2	1,8	5,7	23,1	2,1	3,7	1,0	3,2	0,4	0,4
Fondo	65,3	58,9	70,3	72,9	41,0	58,2	63,6	69,6	65,3	61,7	61,7

M = pirosseni + prodotti di alterazione $\pm$ biotite; M^* = pirosseni + anfiboli + prodotti di alterazione; *Altri* = per gran parte vene e chiazze secondarie. - Nogarè VA 61-82-127, VA 141; Croce della Rocca VA 131-139-187; Rupe del Preuner VA 34-179, VA 31; Buss VA 21-22-42-43; Serso VA 109-121-122; Sassi grandi VA 103-106-169; filoni Vigalzano VA 54, VA 52-56.

plagioclasti/femici tra i fenocristalli, dove $P \geq M$, tranne un campione di Nogarè con $P \gg M$. Lo sgranarsi delle rocce su una fascia di variazione compresa tra i rapporti P/M di circa 2 : 1 e 1 : 1 è indice, nei limiti della sensibilità delle misure modali eseguite, di una buona omogeneità tipologica, le cui variazioni interne appaiono legate in modo preponderante al rapporto fuso/cristalli all'atto dell'effusione.

Le variazioni interne si rapportano quindi all'esistenza di colate diverse, effuse a diverso grado di cristallizzazione anche in una stessa area (v. per es. i due camp. RP).

Le differenze tra una zona e l'altra sono abbastanza sistematiche da suggerire in ciascuna di esse la presenza di colate abbastanza potenti intersecate e accatastate, piuttosto che di colate molto estese orizzontalmente; ciò sta ad indicare una notevole viscosità delle lave, in accordo con i caratteri litologici.

3. - Geochimica

Sono state eseguite 22 analisi chimiche (elementi maggiori e 16 elementi minori) di rocce andesitiche effuse e l'analisi di un filone andesitico nei sottostanti conglomerati misti di Vigalzano (fig. 1). I campioni scelti coprono tutti i tipi petrograficamente e modalmente distinguibili e tutte le aree distinte in fig. 3.

La diffusa alterazione autometasomatica già descritta (cap. 2) pone problemi per una corretta utilizzazione dei dati chimici. In linea di premessa non è possibile valutare l'influenza dell'autometasomatismo sulla geochimica se non avendo il

TABELLA 3
Confronto tra gruppi di andesiti a parziale (a) e completo (b)
stato di autometasomatosi

Dati reali							Dati su base priva di H ₂ O e CO ₂						
		filone		a (8)		b (14)		filone		a (8)		b (14)	
				$\bar{x}$	σ	$\bar{x}$	σ			$\bar{x}$	σ	$\bar{x}$	σ
%	SiO ₂	57,17	57,73	1,32	54,53	3,35		59,66	60,29	0,86	58,35	2,74	
	TiO ₂	0,83	0,83	0,02	0,85	0,08		0,87	0,87	0,02	0,91	0,07	
	Al ₂ O ₃	15,61	15,83	0,47	15,81	1,82		16,30	16,54	0,41	16,89	1,58	
	Fe ₂ O ₃ tot.	7,02	6,84	0,22	7,36	1,10		7,33	7,14	0,25	7,90	1,30	
	MnO	0,17	0,10	0,02	0,13	0,05		0,18	0,10	0,02	0,14	0,06	
	MgO	4,88	3,67	0,76	4,17	0,65		5,10	3,83	0,79	4,49	0,74	
	CaO	4,86	5,42	1,08	5,22	2,68		5,07	5,67	1,17	5,66	3,08	
	Na ₂ O	2,16	2,10	0,38	2,44	1,20		2,26	2,19	0,37	2,60	1,23	
	K ₂ O	2,93	3,07	0,49	2,73	1,42		3,06	3,12	0,51	2,90	1,49	
	P ₂ O ₅	0,14	0,15	0,01	0,15	0,02		0,15	0,16	0,01	0,16	0,02	
	H ₂ O	3,01	4,26	1,05	6,58	2,69							
	CO ₂	1,22	1,75	1,01	2,91	2,26							
							Norma C.I.P.W.						
ppm	Rb	111	120	19	123	61	Q	13,42	15,01		10,32		
	Ba	407	520	160	353	164	Or	18,06	18,95		17,12		
	Sr	284	307	38	213	85	Ab	19,11	18,52		21,98		
	La	33	37	4	36	9	An	24,15	25,80		25,83		
	Ce	43	56	17	57	29	Wo-Di	-	0,53		0,49		
	Y	24	34	4	30	4	En-Di	-	0,29		0,27		
	Nb	14	14	3	12	4	Fs-Di	-	0,21		0,20		
	Zr	133	171	41	154	39	En-Hy	12,65	9,21		10,86		
	Cu	31	23	3	18	9	Fs-Hy	7,30	6,61		7,90		
	Co	21	18	3	19	4	Mt	2,18	2,18		2,18		
	Ni	26	16	6	18	6	Il	1,66	1,66		1,73		
	Sc	21	21	3	23	3	Ap	0,36	0,38		0,38		
	V	138	134	12	138	10	C	0,41	-		-		
	Cr	138	85	41	91	49	D.I.	51,00	52,47		49,42		
	Li	87	76	18	117	24	S.I.	29,70	23,24		26,03		
	Zn	97	91	11	100	47	Convenzione: 1,5 % Fe ₂ O ₃ ; restante Fe ₂ O ₃ tot. ricalcolato come FeO.						

VA 54 filone Vigalzano; a (8) - VA 22 Nogarè, VA 187 Croce della Rocca, VA 34 Rupe del Preuner, VA 21-22-43 Buss, VA 103-106 Sassi grandi; b (14) - VA 61-71-127-141 Nogarè, VA 131-139 Croce della Rocca, VA 31-179 Rupe del Preuner, VA 20-42 Buss, VA 109-121-122 Serso, VA 169 Sassi grandi.

riferimento di un certo numero di campioni inalterati, che nella formazione studiata mancano. Infatti, anche i campioni di aspetto inalterato (nerastri e compattissimi) sono abbondantemente trasformati.

Ciò pone il problema di quanto le attuali composizioni rappresentino le composizioni originarie, precedenti all'autometasomatismo; il problema quindi della tipologia magmatica associazionale delle andesiti, analizzate nello stato di alterazione descritto.

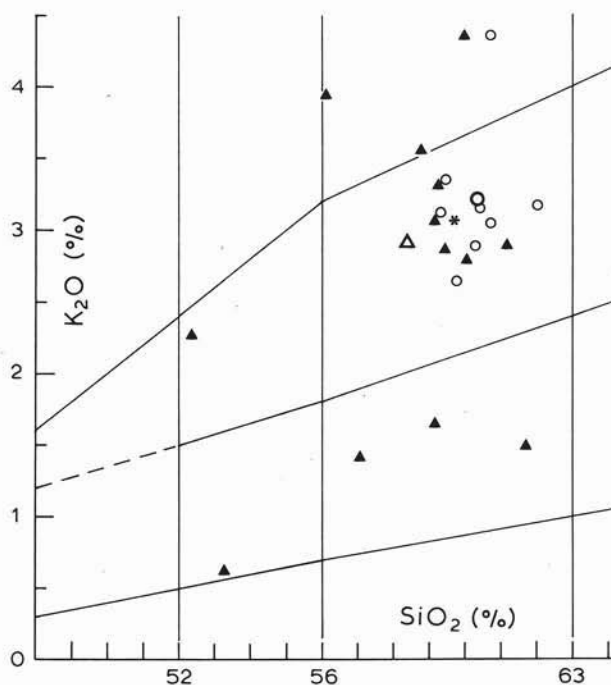


Fig. 4. — Carattere K-andesitico (v. PECCERILLO-TAYLOR, 1976) dei valori medi e di molti singoli campioni. ● = andesiti meno alterate; ▲ = andesiti del tutto autometasomatizzati; * = filone. In grosso i valori medi delle due popolazioni. La dispersione della popolazione autometasomatizzata è molto forte intorno al campo delle K-andesiti. Dati di tab. 3, ricalcolati senza H_2O e CO_2 .

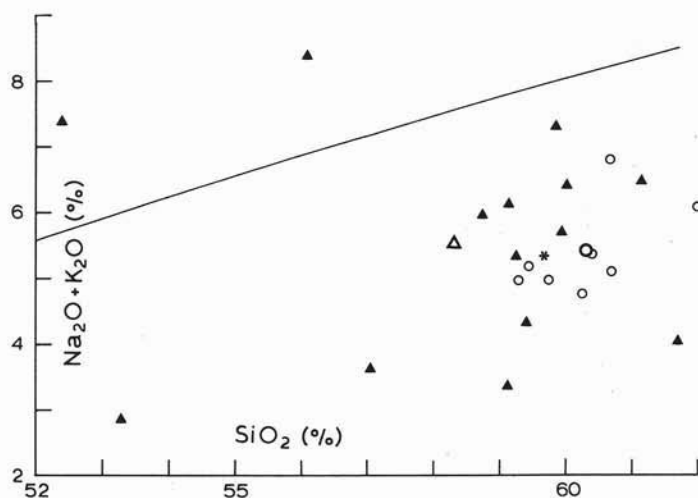


Fig. 5. — Carattere subalcalino (riferito al limite di IRVINE-BARAGAR) di tutta la popolazione, salvo due campioni autometasomatizzati. Simboli come in fig. 4.

Per tentare la soluzione di questo problema si è voluto usare un criterio di valutazione probabilistica molto elementare.

In un primo esame dei dati analitici con numerose diagrammazioni di prova si è riscontrato che solo variazioni minori nel quadro generale potevano essere

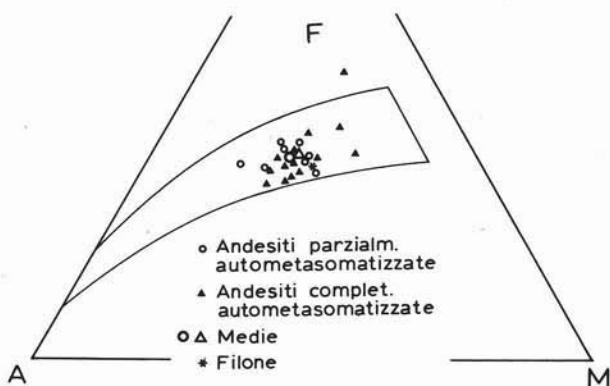


Fig. 6. — Carattere calcalkalino delle andesiti. Limiti della fascia calcalkalina tratti da RINGWOOD, 1975. Simboli come in fig. 4.

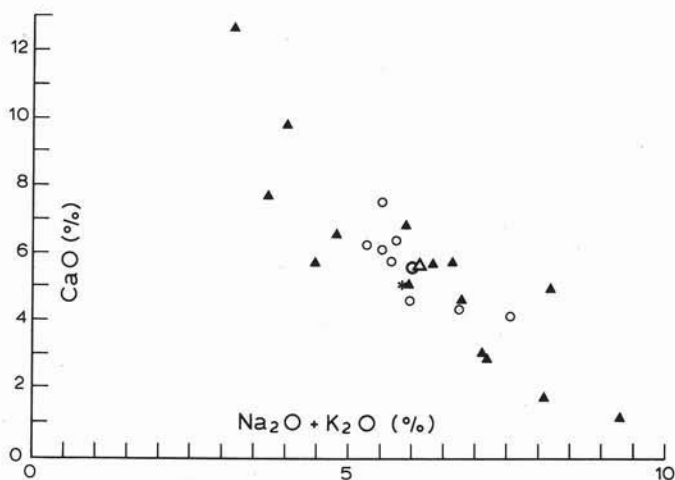


Fig. 7. — Correlazione negativa tra CaO e $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$, dovuta in gran parte ad effetto autometasomatico. Simboli come in fig. 4.

considerate indicatrici di frazionamento o altra differenziazione, in confronto al carattere prevalente di ampia dispersione mostrata dalle relazioni geochemiche.

Di qui la scelta di considerare, ai fini di una caratterizzazione generale, la popolazione come omogenea. Si sono così disaggregate due subpopolazioni: quella dei campioni meno alterati (8 campioni) e quella dei campioni del tutto trasformati (14 campioni). Separatamente si è considerato il filone andesitico, somigliante però

per stato di conservazione, alla prima subpopolazione. Tutte le aree studiate contengono campioni delle due subpopolazioni, tranne quella di Serso, che ha solo campioni avanzatamente autometasomatizzati.

La prima subpopolazione (8 campioni) rivela nei suoi valori medi un evidente carattere di qz-andesite ricca in potassio (tab. 3). Analogo carattere è mantenuto, nei valori medi, dalla subpopolazione autometasomatica, principalmente nel ricalcolo su base priva di H_2O e CO_2 . Stesso carattere mostra il filone andesitico.

La figura 4 indica il carattere *K-andesitico* non solo delle medie, ma di gran parte dei singoli campioni, anche se in presenza di dispersione sensibile. La realtà del carattere *K-andesitico* è rafforzata dal confronto fra le due subpopolazioni (tab. 3) che rivela che con lo sviluppo dell'autometasomatosi, si è avuta piuttosto una leggera perdita media di potassio, e non certo un acquisto. La tipologia *K-andesitica* va considerata perciò un carattere primario, assieme alla relativa povertà di sodio.

La fig. 5 evidenzia la caratterizzazione *subalcalina* delle medie e di grandissima parte delle singole rocce, tranne pochissime, probabilmente arricchite in alcali per autometasomatismo. La fig. 6 infine definisce il carattere *calcalcalino* della formazione andesitica; nello stesso senso parlano l'alto rapporto Y/Nb (tab. 3), i valori TiO_2 , Zr ecc.

I dati di tab. 3 permettono di esaminare anche l'influenza dell'autometasomatosi sul chimismo medio della formazione. Per parecchi elementi non si ha alcuna differenza significativa tra le medie della subpopolazione più alterata e di quella meno alterata, ma solo un più o meno forte aumento della dispersione (TiO_2 , Al_2O_3 , P_2O_5 , La , Ce , Y , Nb , Co , Ni , Sc , V , Cr , Zr e sorprendentemente anche CaO e Rb). È evidente che per questi elementi l'autometasomatosi ha prodotto essenzialmente una ridistribuzione interna, ma nessuna perdita nel sistema complessivo.

Per altri elementi si è invece in presenza di una variazione di una qualche significatività: SiO_2 , K_2O , Ba , Sr , in perdita con l'autometasomatosi; Fe_2O_3 tot., MgO , Na_2O , Zn , Li in aumento.

Le variazioni di SiO_2 , MgO , Fe_2O_3 tot., K_2O possono essere dovute o a un maggiore intervallo di variazione primaria rappresentato dalla subpopolazione autometasomatizzata (14 campioni) rispetto all'altra (8 campioni) come suggeriscono anche le diagrammazioni di figg. 9 e 10; o anche ad un vero influsso autometasomatico. Tale influsso pare da considerarsi effettivo per SiO_2 , almeno per singoli casi (figg. 5, 9, 10).

Na_2O e più vistosamente Li , Sr e Ba devono la loro variazione certamente a influsso metasomatico; non ci si può riferire infatti per essi a influsso differenziativo.

Uno dei caratteri principali degli effetti autometasomatici è espresso in fig. 7, dove è evidente la correlazione inversa di CaO e $(Na_2O + K_2O)$, in quantità, modi e dispersione non certamente riferibili a differenziazione magmatica.

La perdita di Sr per autometasomatismo appare in buona parte non correlata con le variazioni di CaO (fig. 8). La ragione principale di ciò va vista nella fissazione di Ca in calcite, minerale cattivo accettore di Sr, durante l'autometasomatismo

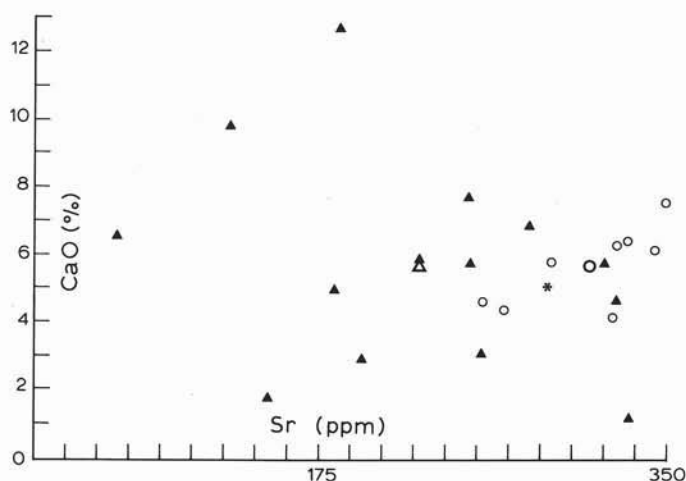


Fig. 8. — Dispersione nelle relazioni Ca/Sr a causa dell'autometasomatismo. I campioni meno alterati dimostrano l'attesa correlazione positiva con valori normali. La differenza tra le medie delle due subpopolazioni è molto significativa per Sr. Simboli come in fig. 4.

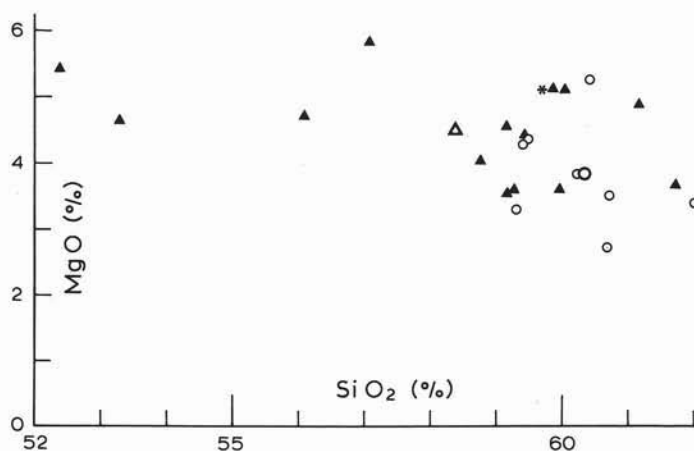


Fig. 9. — Correlazione e dispersione dei rapporti MgO/SiO₂. Il frazionamento ha giocato certamente un ruolo entro l'insieme delle andesiti. La diagrammazione suggerisce l'esistenza di due correlazioni parallele, con una prevalente popolazione più povera di MgO e una subordinata popolazione più ricca di MgO: indice di eterogeneità della fonte? Simboli come in fig. 4.

idrotermale. Infatti i campioni più ricchi di CaO contengono le massime quantità di calcite. Da ciò consegue la perdita idrotermale di circa 1/3 della quantità originaria di Sr della formazione.

Nella fig. 8, la disposizione su una fascia di correlazione positiva dei punti della sottopopolazione meno alterata (8 campioni), con valori usuali per questo tipo di rocce, è un indice: 1) che questa subpopolazione (*a* di tab. 3) può essere accettata con buona confidenza come rispecchiante la composizione delle K-andesiti prima del generale autometasomatismo; 2) che l'insieme non è in realtà del tutto omogeneo, ma mantiene segni di un certo grado di frazionamento all'interno

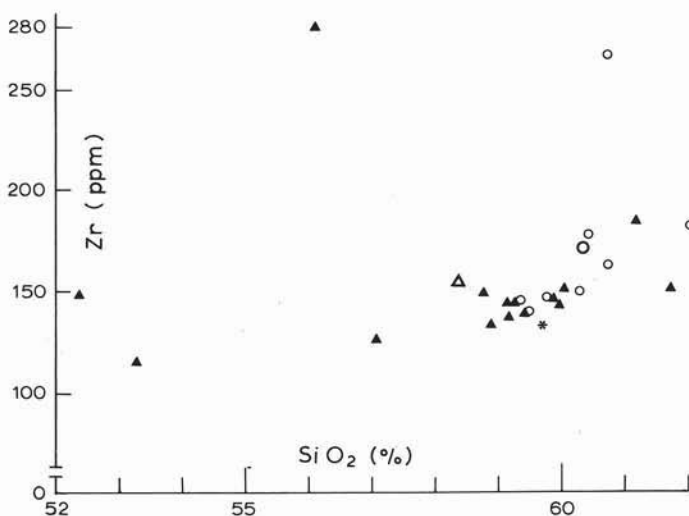


Fig. 10. — Correlazione Zr/SiO₂, usuale per rocce mesosiliciche, con indizi di qualche eterogeneità della popolazione, simile a quella di fig. 9. Simboli come in fig. 4.

della formazione K-andesitica. Qualche altro valore, in particolare MgO e Zr (figg. 9, 10) conferma ciò e suggerisce anche la possibilità di più complesse relazioni genetiche (p. es. provenienza da fonti parzialmente differenti) che tuttavia il generale stato di alterazione idrotermale della formazione non permette di discutere in modo petrologicamente preciso. È sufficiente però per indicare, nel generale carattere K-andesitico, una certa gamma di variazioni di dettaglio.

Sorprende la mancanza di variazioni significative per alcuni metalli (Cu, Zn e anche Co, Ni, Sc, Cr, V) perchè alcune zone vicine sono sede di accumuli metallici e talora le andesiti stesse sono interessate da piritizzazione diffusa. L'idrotermalismo delle andesiti inferiori sembra perciò indipendente da quello che ha portato ai successivi accumuli minerali.

Solo la perdita di Ba per autometasomatismo può suggerire una fonte interna alla formazione per la barite di ganga di qualche mineralizzazione, in modo analogo a quanto considerato in un altro contesto delle vulcaniti atesine stesse (D'Amico et al., 1981).

4. - Discussione e conclusioni

Dalle situazioni e dai dati sopra esposti emergono alcuni problemi degni di qualche discussione:

- a) I limiti e le condizioni per impostare considerazioni magmatologiche e seriali su rocce quasi generalmente idrotermalizzate.
- b) Le variazioni geochemiche indotte dall'idrotermalismo.
- c) La provenienza del magma e le indicazioni al riguardo offerte dalla mineralogia e dal chimismo, filtrato attraverso i punti a) e b).
- d) La natura K-andesitica della formazione ed il suo inquadramento geodinamico e petrologico.

a) Si è già discusso nel cap. 3 il problema specifico delle K-andesiti, con la soluzione scelta per risalire dallo stato autometasomatizzato alla più probabile composizione media primaria, attraverso i seguenti punti.

Avendo numerose analisi chimiche, considerare la serie nel suo insieme, trascurando le eventuali variazioni per differenziazione (purchè queste siano piccole). Disaggregare l'insieme in più sottoinsiemi (nel nostro caso, due) distinti per grado di alterazione idrotermale. Considerare i sottoinsiemi nelle loro medie per vedere se tra queste esistano differenze significative su cui ragionare per: 1) capire gli effetti geochemici dell'idrotermalismo; 2) definire la tipologia magmatica dell'insieme. Riprendere infine l'esame dei singoli dati analitici per riverificare le altre eventuali indicazioni, come i fatti differenziativi e le singole tendenze geochemiche dell'idrotermalismo.

I risultati ci paiono convincenti, e illuminanti tutt'e due gli aspetti discussi ai punti b) e c).

Questo metodo è obbligato per lo studio di tutte le serie vulcaniche atesine, dove l'idrotermalismo ha giocato un ruolo fondamentale. Senza impostare un metodo comparativo del genere, si rimarrebbe nell'incertezza sul significato di questo vulcanesimo.

b) Il metodo sopra discusso permette alcune conclusioni importanti ed in parte inaspettate sull'effetto geochemico dell'idrotermalismo in queste rocce. L'effetto principale sembra essere una ridistribuzione geochemica interna alla formazione, con aumento della dispersione dei valori, ma senza perdite o guadagni significativi, anche per elementi molto mobilizzati come Ca e Rb (v. cap. 3).

Questo è un punto molto importante ai fini interpretativi, perchè se si considerano i valori medi complessivi o la media dei gruppi disaggregati in funzione del grado di autometasomatismo, la constatazione fatta permette di utilizzare, con buonissima confidenza, tali valori medi per definire la natura magmatico-associazionale dell'insieme; a questo stesso fine singoli campioni potrebbero invece essere ambigui o suggerire indicazioni errate.

Esistono tuttavia alcune reali variazioni geochemiche indotte dall'autometa-

somatismo. Le più vistose e sicure (a parte H_2O e CO_2) sono l'aumento di Li e la perdita di Sr e Ba con l'avanzare dell'autometasomatosi. La spiegazione per la perdita di Sr è configurabile con l'accumulo nella calcite del Ca mobilizzato; le altre variazioni sono da considerare dati di fatto.

Un po' più ambigua, ma assai probabilmente reale, è la variazione in aumento di Na_2O ; forse anche quella in diminuzione di SiO_2 .

Decisamente più ambigue, forse perchè legate a precedenti minori effetti differenziativi più che all'idrotermalismo, sono invece le variazioni, anch'esse abbastanza significative, di MgO , Fe_2O_3 tot., K_2O .

c) Lo stato delle rocce e la conseguente limitatezza dei dati permettono di affrontare solo in via preliminare il problema della provenienza del magma K-andesitico. Analogo problema riguarda le andesiti superiori (v. cap. 1), che sono ora in istudio; la questione verrà perciò ripresa in seguito con maggiori e più articolati dati. Per ora notiamo alcuni punti.

Il carattere K-andesitico, se si usassero i rapporti K/h proposti per archi insulari meso-cenozoici (p. es. DICKINSON, 1975) potrebbe suggerire una provenienza da 250-300 Km di profondità, in presenza di una crosta continentale ispessita. Una tale provenienza sarebbe puramente speculativa, si riferisce ad un modello difficilmente valido in un contesto ercino-tipo (v. punto d, che segue) e non trova riscontri indipendenti in altri dati.

La stretta associazione di plagioclasti + granati, peraltro riscontrata in un incluso soltanto (cap. 2), sembra compatibile con $P > 8-10$ kb (GREEN, 1972) e in ogni modo certamente inferiore a 25 kb (RINGWOOD, 1975, fig. 1.1).

La cristallizzazione precoce di orneblenda bruna pone analoghi limiti di pressione, escludendo $P > 25-30$ kb (YODER, 1976, p. 22-23; WYLLIE, 1979, p. 500) o $P > 20$ kb (GREEN, 1972). Se ci si potesse riferire ad una situazione di H_2O in eccesso (peraltro assai improbabile) le condizioni più favorevoli per la cristallizzazione magmatica precoce dell'orneblenda potrebbero essere 10,5-12,5 kb (YODER-TILLEY, 1962; v. anche CAWTHORN-O'HARA, 1976; KUSHIRO, 1979).

La presenza di Mg-iperstene con un certo contenuto di Al (tab. 1, fig. 2) accanto a Fe-iperstene povero di Al suggerisce che esistano due diversi momenti PT di cristallizzazione degli ortopirosseni. Anche se le quantità di Al_2O_3 nell'ortopirosseno non paiono tanto funzione della pressione quanto della temperatura (OBATA, 1976) e in realtà manchino dati adeguati per l'iperstene in un contesto andesitico, è ragionevole considerare il primo pirosseno in linea con i suggerimenti dati da granati e orneblende.

In definitiva, lasciando impregiudicata la prima provenienza di un eventuale magma totalmente liquido, la cristallizzazione dei fenocristalli e degli inclusi (presumibilmente autigeni) suggerisce, per una parte delle andesiti campionate, una fase di cristallizzazione più profonda, tra i 25-30 e i 70-80 Km di profondità, in presenza di H_2O (orneblenda bruna, granati + plagioclasti, Mg-Al-iperstene?). A questa segue una fase di cristallizzazione in elevato livello crostale con augite

salitica (di basso P ; v. bassissimo contenuto giadeitico in tab. 1), di Fe-iperstene, di plagioclasti. Un buon numero di andesiti mostra segni di cristallizzazione solo della seconda fase.

Una variante a questa evoluzione pre-vulcanica è suggerita però dalla presenza di quarzo corroso tra i fenocristalli, che di solito è sporadico, ma diviene abbastanza importante nella massa dei Sassi grandi. Le quantità normative di quarzo (tab. 3) e il chimismo generale rendono difficile considerare questo minerale di possibile cristallizzazione precoce, a qualunque pressione ci si collochi, e tanto più se in presenza di H_2O (GREEN, 1972); si è quindi di fronte alla costrizione di considerare il quarzo corroso come xenocristallino. Ciò apre il problema se e quanto ciò sia indice di assimilazione di materiale crostale (profondo, come suggeriscono i cracks degli xenocristalli di quarzo) e quale ruolo abbia avuto l'assimilazione nella stessa genesi del magma qz-K-andesitico. In tal caso si sarebbe costretti a pensare ad un magma originario più basico, evolutosi in direzione K-andesitica per assimilazione di materiale sialico di crosta inferiore (v. indicazioni di pressione sopra discusse).

Anche la discussione su questa ipotesi verrà ripresa dopo lo studio delle andesiti superiori, le quali danno indicazioni analoghe, ma più ricche e articolate, relativamente agli xenocristalli di quarzo.

d) Il carattere K-andesitico delle lave studiate che sono tra le primissime manifestazioni magmatiche delle serie atesine, è di notevole importanza seriale. Proprio il fatto che questo carattere si manifesti all'inizio del ciclo vulcanico si pone in contrasto con il modello di evoluzione di arco insulare o di cordigliera in bordo continentale attivo quale viene mutuato da molti esempi meso-cenozoici pacifici. Il carattere si avvicina di più a un magmatismo post-collisionale e/o va visto e interpretato in termini ensialici.

Questo fatto si collega con quanto rilevato più volte (v. p. es. ZWART-DORNSIEPEN, 1978; PITCHER, 1979), che gli eventi orogenici e magmatici ercinici si svolgono senza un riferimento a fasce litosferiche in subduzione e a conseguenti archi insulari o cordigliere. La stessa distribuzione spaziale delle masse plutoniche e vulcaniche (op. cit.) non si accorda con le distribuzioni meso-cenozoiche pacifiche. Ciò è senza dubbio vero per tutte le Alpi Meridionali, ove le vulcaniti atesine si pongono.

Lo studio qui presentato sottolinea quindi la necessità di creare un diverso modello di rapporti tra magmatismo ed evoluzione crostale nell'orogenesi ercino-tipa. La genesi di magmi calcalcalini, non solo acidi, fuori da una fascia litosferica subdotta è un presupposto di questo modello: l'arricchimento di H_2O nel mantello superiore, che inneschi il motore delle successioni calcalcaline, è un punto chiave del problema.

Per quanto riguarda le vulcaniti atesine, il carattere petrochimico principale rivelato dalle K-andesiti (ricchezza di K e Ca, relativa povertà di Na) è carattere che, per quanto complicato dall'autometasomatismo idrotermale, pare sia abba-

stanza diffuso in tutta la successione (ANDREATTA, 1962; GHEZZO, 1967; D'AMICO-VENTURELLI, 1968; MITTEMPERGER, 1958, 1962; BRONDI et al., 1970). È vero che in nessun altro caso è stata fatta un'analisi critica del possibile influsso geochimico dell'autometasomatismo come nel caso presente, ma la tendenza notata pare fondata e sarà in ogni modo verificata in ricerche già programmate.

Lo stesso carattere è rilevato dalle plutoniti di Cima d'Asta (D'AMICO-SIENA, 1977) e di Bressanone (VISONÀ, 1977, 1980), dando indicazioni di una comagmaticità vulcanico-plutonica (v. anche D'AMICO, 1964) e di una tipologia comune sulla quale converrà ritornare.

Riconoscimenti. — Il presente lavoro è stato eseguito con fondi C.N.R. (CT 78.00246.05, CT 80.00285.05, CT 80.02622.05) e M.P.I.

Le analisi delle fasi minerali sono state eseguite nel laboratorio di microsonda elettronica SEMQ-ARL del C.N.R., presso l'Istituto di Mineralogia e Petrologia dell'Università di Modena.

BIBLIOGRAFIA

- ANDREATTA C. (1957) - *La costituzione geologica dell'altopiano e l'origine delle acque minerali di Piné*. Economia Trentina, Trento, 5, 3-10.
- ANDREATTA C. (1959) - *Nuove osservazioni sulla serie basale della zona meridionale del sistema vulcanico atesino*. Rend. Accad. Naz. Lincei, cl. Sci. Fis. Mat. Nat., s. 8, 26/2, 172-178.
- ANDREATTA C. (1962, post.) - *Successione delle attività magmatiche nella grande piattaforma porfirica atesina*. Acta Geologica Alpina, Bologna, 8, 25-79.
- AZZAROLI A., CITA M.B. (1968) - *Codice Italiano di Nomenclatura stratigrafica*. Boll. Servizio Geol. Italia, 89, 3-22.
- BRONDI A., GHEZZO C., GUASPARRI G., RICCI C.A., SABATINI G. (1970) - *Le vulcaniti paleozoiche nell'area settentrionale del complesso effusivo atesino. Nota 1 - Successione stratigrafica, assetto strutturale e vulcanologico nella Val Sarentina*. Atti Soc. Toscana Sci. Nat. Mem., s. A, 77, 157-200.
- BRONDI A., FUGANTI A., MITTEMPERGER M., MURARA G., NARDIN M., ROSSI D., SCUDELER BACCILLE L., SOMMAVILLA E., ZIRPOLI G. (1974) - *Note esplicative della Carta Geologica d'Italia - Foglio 027: «Bolzano», scala 1: 50.000*. Servizio Geologico d'Italia, Roma, 36 pp.
- BRONDI A., FUGANTI A., LUNZ L., MITTEMPERGER M., MURARA G., NARDIN M., NASCIMBEN P., PERNA G., ROSSI D., SCUDELER BACCILLE L., SOMMAVILLA E., ZIRPOLI G. (1976) - *Commento al Foglio Geologico 027: «Bolzano», 1: 50.000 (ed. 1973)*. Studi Trentini Sci. Nat., 53/6A, 107-218.
- CAWTHORN R.G., O'HARA M.J. (1976) - *Amphibole fractionation in calc-alkaline magma genesis*. Amer. J. Sci., 276, 309-329.
- DAL CIN R. (1972) - *I conglomerati tardo-paleozoici post-ercinici delle Dolomiti*. Verh. Geol. Bund. Anst., Wien, 1972, 47-74.
- D'AMICO C. (1964) - *Relazioni comagmatiche tra vulcanesimo atesino e plutonismo di Cima d'Asta. La provincia magmatica tardo-ercinica tridentina*. Miner., Petrogr. Acta, 10, 157-176.
- D'AMICO C. (1979) - *General Picture of Hercynian Magmatism in the Alps, Calabria-Peloritani and Sardinia-Corsica*. IGCP Project no. 5, Newsletter, Padova, 1, 33-62.
- D'AMICO C., GHEZZO C. (1963) - *La sequenza delle Vulcaniti permiane nell'area meridionale del sistema atesino (Trentino)*. Miner. Petrogr. Acta, 9, 289-306.
- D'AMICO C., VENTURELLI G. (1968) - *Riodaciti e rioliti atesine in cupola e colate di Piné (Trento)*. Mineral Petrogr. Acta, 14, 143-170.

- D'AMICO C., NARDIN M., SACERDOTI M. (1969) - *Vulcaniti atesine*: p. 19-25 in « Note Illustrative della Carta Geologica d'Italia. Foglio 21: Trento », Servizio Geologico d'Italia, Roma, 79 pp.
- D'AMICO C., SIENA F. (1977) - *Conoscenze petrochimiche e geochimiche del complesso plutonico di Cima d'Asta*. Memorie di Scienze Geologiche, Padova, 32, 21 pp.
- D'AMICO C., SEGATTA G. (1980) - *Le lave africane riolitiche-trachiriolitiche del Lagorai sud-occidentale (Trentino) nel sistema vulcanico atesino del permiano, gruppo inferiore*. Miner. Petrogr. Acta, 23, 239-255.
- D'AMICO C., DEL MORO A., FREDDO A., PARDINI G. (1981) - *Studio radiometrico delle ignimbriti riolitiche atesine, gruppo superiore*. Rend. Soc. Ital. Mineral. Petrol., 36/2, 703-716.
- DICKINSON W.R. (1975) - *Potash-Depth (K-h) Relations in Continental Margin and Intra-Oceanic Magmatic Arcs*. Geology, 3/2, 53-56.
- GHEZZO C. (1967) - *Le vulcaniti paleozoiche nell'area centro-orientale del complesso effusivo atesino*. Miner. Petrogr. Acta, 13, 339-408.
- GREEN T.H. (1972) - *Crystallization of Calc-Alkaline Andesite under controlled High-Pressure Hydrous Conditions*. Contr. Mineral. Petrol., 34, 150-166.
- v. KLEBELSBERG R.V. (1935) - *Geologie von Tirol*. Borntraeger, Berlin, 872 pp.
- KUSHIRO J. (1979) - *Crystallization of basaltic magma*. In: Yoder ed., 1979, 171-203.
- LARGAIOLLI T., SACERDOTI M., SOMMAVILLA E. (1964) - *Su un lembo di vulcaniti paleozoiche nei pressi della Città di Trento*. Studi Trentini Sci. Nat., 51/2, 133-137.
- LEONARDI P., ROSSI D. (1959) - *I porfidi permiani della Conca di Cavalese nelle Dolomiti occidentali*. Mem. Museo Storia Naturale Venezia Tridentina, Trento, 12/1, 3-55.
- LEONARDI P., SACERDOTI M. (1968) - *Complesso effusivo porfirico atesino*: p. 47-64. Da: « Le Dolomiti » di P. Leonardi et al., Manfrini, Rovereto, 2 vol., 1919 pp.
- LONGATO R. (1979) - *Rilevamento geologico e studio petrografico delle Vulcaniti Atesine dell'alta Val Fersina*. Tesi di Laurea A.A. 1978-79, Univ. Ferrara.
- MAUCHER A. (1960) - *Der permische Vulkanismus in Südtirol und das Problem der Ignimbrite*. Geol. Rdsch., 49/2, 487-497.
- MITTEMPERGHER M. (1958) - *La serie effusiva paleozoica del Trentino-Alto Adige*. Studi e Ricerche Divisione Geomineraria CNRN, Roma, 1, 61-145.
- MITTEMPERGHER M. (1962) - *Rilevamento e studio petrografico delle vulcaniti paleozoiche della Val Gardena*. Atti Soc. Toscana Sci. Nat., s. A, 69/2, 482-530.
- NARDIN M., SACERDOTI M. (1971) - *Vulcaniti atesine*, p. 49-55: in « Note illustrative della Carta Geologica d'Italia - Foglio 22: Feltre », Servizio Geologico d'Italia, Roma, 150 pp.
- OBATA M. (1976) - *The solubility of Al_2O_3 in orthopyroxenes in spinel and plagioclase peridotites and spinel pyroxenites*. Am. Mineral., 61, 804-816.
- PECCERILLO A., TAYLOR S.R. (1976) - *Geochemistry of Eocene calc-alkaline volcanic rocks from Kastamonu area, Northern Turkey*. Contr. Mineral. Petrol., 68, 63-81.
- PICHLER H. (1959) - *Neue Ergebnisse zur Gliederung der unterpermischen Eruptivföge der Bozener Porphyryplatte*. Geol. Rdsch., 48, 112-131.
- PITCHER W.S. (1979) - *The nature, ascent and emplacement of granitic magmas*. J. Geol. Soc. London, 136, 627-662.
- RINGWOOD A.E. (1975) - *Composition and Petrology of the Earth's Mantle*. McGraw-Hill, New York, 618 pp.
- ROMAGNOLI S. (1981) - *Studio geologico e petrografico delle Vulcaniti Atesine Permiane dell'alta Val Pinè (Trento)*. Tesi di Laurea, A.A. 1979-80, Univ. Bologna.
- SACERDOTI M. (1969) - *Le vulcaniti paleozoiche del fianco settentrionale della Valle di San Pellegrino (Moena, Trento)*. Studi Trentini Sc. Nat., 46, 355-396.
- SEGATTA G. (1979) - *Studio petrografico e paleovulcanologico delle Vulcaniti Atesine Permiane, settore Fravort-Gronlait (Trentino)*. Tesi di Laurea, A.A. 1978-79, Univ. Ferrara.
- TRENER G.B. (1933) - *Note illustrative della Carta Geologica delle Tre Venezie, Foglio « Trento »*. Uff. Idrogr. R. Magistrato Acque, Sez. Geologica, Padova.
- TRENER G.B. (1957, post.) - *Scritti geografici e geologici*. Studi Trentini Sci. Nat., 34, 652 pp.
- TURRINI M.C. (1980) - *Rilevamento geologico e studio petrografico delle Vulcaniti atesine nell'area dell'Hoabonti, M. Cola, M. Collo (Alta Valsugana, Trentino)*. Tesi di Laurea, A.A. 1978-79, Univ. Ferrara.

- URANI F. (1980) - *Rilevamento geologico e studio petrografico delle Vulcaniti Atesine della Val di Cembra nella zona Lona-Segonzano (TN)*. Tesi di laurea, A.A. 1979-80, Univ. Bologna.
- VALLI P.L. (1980) - *Rilevamento geologico e studio petrografico delle Vulcaniti Atesine della Val di Cembra, nella zona Cembra-Albiano*. Tesi di laurea, A.A. 1979-80, Univ. Bologna.
- VENEZIA A.R. (1979) - *Rilevamento geologico e studio petrografico delle Vulcaniti Atesine del Dosso di Costalta (Altopiano di Piné, Trento)*. Tesi di laurea, A.A. 1978-79, Univ. Bologna.
- VISONÀ D. (1977) - *Contributo alla conoscenza del Massiccio di Bressanone (Alpi Orientali)*. Rend. Soc. Ital. Miner. Petrol., 33, 647-665.
- VISONÀ D. (1980) - *Lo stock di granito a cordierite del M. Sella nel Massiccio di Bressanone (Alpi Orientali)*. Rend. Soc. Ital. Miner. Petrol., 36, 91-106.
- WYLLIE P.J. (1979) - *Petrogenesis and the Physics of the Earth*. In Yoder ed., 483-520.
- YODER H.S. Jr. (1976) - *Generation of basaltic magma*. Nat. Acad. Sci. Washington D.C., 265 pp.
- YODER H.S. Jr. ed. (1979) - *The evolution of the igneous rocks*. Princeton Univ. Press, 588 pp.
- YODER H.S. Jr., TILLEY C.E. (1962) - *Origin of basaltic magmas: An experimental study of natural and synthetic rock systems*. J. Petrol., 3, 342-532.
- ZWART H.J., DORNSIEPEN U.F. (1978) - *The tectonic framework of Central and Western Europe*. Geol. Mijnbouw, 57, 627-654.