

PIERO COMIN-CHIARAMONTI*, GIORGIO NARDIN**, SILVANO SINIGOI*

LE QUARZO-TRACHITI ALCALINE DEL GHASR DAGH (AZERBAIDJAN - IRAN NORD-OCCIDENTALE)***

RIASSUNTO. — Vengono riportati i risultati di uno studio petrografico, chimico e mineralogico relativi alle colate basali di un limitato complesso vulcanico dell'Azerbaidjan Iraniano (Distretto di Nir). Nei litotipi esaminati, che in base alle analisi chimiche si possono classificare come quarzo-trachiti alcaline, le indagini mediante raggi X permettono di definire i fenocristalli come anortoclasio-criptopertiti. Le modalità e la geometria degli smistamenti criptopertitici, oltre alle caratteristiche petrografiche, suggeriscono un ambiente sostanzialmente anidro soggetto a rapido raffreddamento. Il confronto dei dati compositivi tra rocce, fenocristalli e massa di fondo porta a formulare l'ipotesi di una cristallizzazione frazionata in cui le modificazioni del liquido appaiono condizionate dalla separazione del feldspato alcalino.

ABSTRACT. — The results of a petrographical, chemical and mineralogical study on the basal lava-flows of the Ghasr Dagh volcanic complex in Iranian Azerbaidjan (Nir District) are reported. In the rock-types, chemically identifiable as alkali quartz-trachytes, the phenocrysts are anorthoclase-cryptoperthites. The cryptoperthites as well as petrographical features support a genesis by rapid cooling in an anhydrous environment. A comparison of the chemical compositions of the host rock, alkali phenocrysts and groundmass suggests that a fractionation process took place.

Introduzione

Col toponimo Ghasr Dagh (Distretto di Nir, Azerbaidjan, Iran Nord-Occidentale) viene indicato un edificio vulcanico di ridotte dimensioni (l'area ricoperta è inferiore ai 100 kmq) situato in prossimità delle pendici Sud-Orientali del grande complesso effusivo del Savalan (ALBERTI e STOLFA, 1973; ALBERTI et al., 1975).

L'evoluzione dell'apparato comporta un passaggio graduale da termini basali costituiti da quarzo-trachiti alcaline sino ai litotipi sommitali classificabili (RITTMANN, 1973) come lati-andesiti. Un elevato tenore in alcali caratterizza l'intera successione magmatica con rapporti K_2O/Na_2O prossimi all'unità (ALBERTI, MOSCA e SINIGOI, 1975). Il trend rappresentativo di tali rocce nel diagramma $SiO_2-Al_2O_3-(Na_2O + K_2O)$ risulta posizionato alla sinistra della retta SiO_2 -feldspato (fig. 1), come conseguenza dell'indice di agpaiticità inferiore a 1, con evidente sviluppo da

* Istituto di Mineralogia e Petrografia dell'Università di Trieste.

** Laboratorio di Strutturistica Chimica dell'Università di Trieste.

*** Lavoro eseguito col contributo finanziario del C.N.R.

tipi praticamente saturi in allumina a tipi con allumina in eccesso rispetto ad una paragenesi a feldispato alcalino assolutamente prevalente. Tale andamento trova giustificazione nel passaggio da tipi costituiti essenzialmente da quarzo-feldispato alcalino a tipi la cui paragenesi si diversifica per la comparsa prima, e l'abbondante presenza in seguito, di plagioclasio, come indicano i dati petrografici e mineralogici.

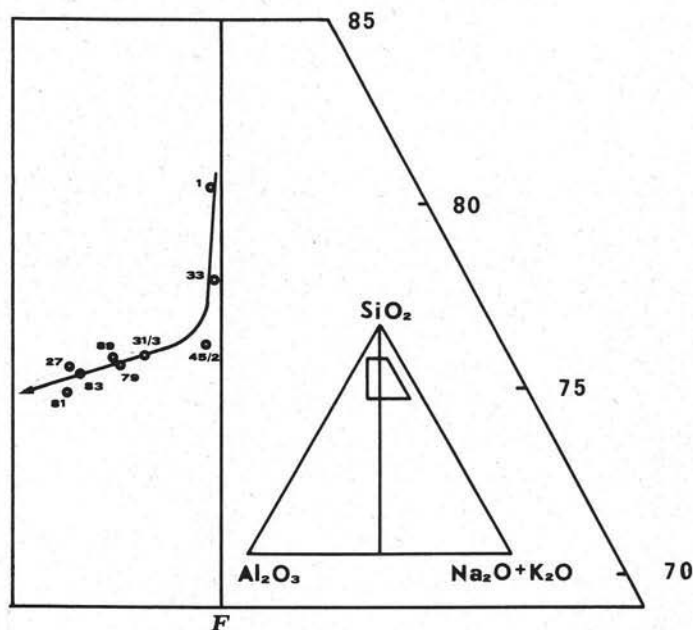


Fig. 1. — Diagramma $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})\text{-SiO}_2\text{-Al}_2\text{O}_3$ (moli %) esprimente il trend evolutivo dei litotipi del Ghasr Dagh.

L'assenza di biotite (come del resto di qualsiasi altra fase idrata nell'intera successione) giustifica l'effettiva quasi saturazione nelle quarzo trachiti alcaline (indice di agpaicità 0,98) Al_2O_3 - alcali molar.

I tratti fondamentali del chimismo del Ghasr Dagh sembrano pertanto indicare una genesi per differenziazione per le rocce eruttive, con un ordine di emissione invertito (dalle quarzo-trachiti alcaline alle latiandesiti), probabilmente attribuibile a stratificazione verticale dei prodotti della differenziazione prima della espulsione (v. per es. SCHIAVINATO, 1944; 1950).

Con la presente nota tuttavia non si vuole affrontare adeguatamente il problema genetico relativo all'intero complesso, ma piuttosto si è ritenuto opportuno fornire un primo contributo allo studio chimico, petrografico e, soprattutto, mineralogico delle effusioni basali del Ghasr Dagh, nelle quali, oltre al quarzo presente

nella mesostasi, si hanno quasi esclusivamente fasi rappresentate da feldspati alcalini. Ciò allo scopo di verificare anche la presenza o meno di un frazionamento nell'ambito delle colate stesse.

Le quarzo-trachiti alcaline: caratteristiche petrografiche e chimiche

Come è già stato accennato, le quarzo-trachiti alcaline costituiscono i litotipi basali nella successione stratigrafica del Ghasr Dagħ: si tratta di rocce chiare, compatte e porfiriche. Il rilevamento sul terreno, confermato dallo studio al mi-

TABELLA 1

*Analisi chimiche, modali e valori normativi
delle quarzo-trachiti alcaline del Ghasr Dagħ*

	GD 1	GD 33		Norma C.I.P.W.	
				GD1	GD33
SiO ₂	71.41	68.09			
TiO ₂	0.15	0.31	or	29.58	38.20
Al ₂ O ₃	14.92	16.30	ab	47.32	46.06
Fe ₂ O ₃	1.02	1.59	an	0.78	0.89
FeO	0.55	0.63	di	0.82	0.58
MnO	tracce	0.02	hy	0.35	0.43
MgO	0.29	0.28	mt	1.32	1.15
CaO	0.44	0.46	hm	0.11	0.80
Na ₂ O	5.60	5.45	il	0.29	0.59
K ₂ O	5.00	6.46	ap	0.13	0.23
P ₂ O ₅	0.06	0.10	Q	18.75	10.75
H ₂ O ⁺	-	0.08			
H ₂ O ⁻	0.22	0.27	or	38	45
			ab	61	54
Tot.	99.66	100.04	an	1	1

	Analisi modali (vol.%)				
	GD1	GD33		GD1	GD33
Mesostasi	80.0	66.2	Pirosseno	0.6	0.7
"Microfeno cristalli"	-	22.7	"Macrofeno cristalli"	19.4	10.4

croscopio, ha portato alla distinzione di due livelli della potenza di circa cinque metri ciascuno.

I campioni provenienti dal livello sottostante (GD 1) risultano caratterizzati da una tessitura porfirica con fenocristalli di feldispato alcalino e una mesostasi

microfelsitica con poco quarzo interstiziale. Occasionalmente sono presenti piccoli individui, ovalizzati e talora opacizzati, di un pirosseno di tipo augitico. Tipica è la scarsità di fasi opache e l'assenza di plagioclasio e di fasi idrate.

I fenocristalli di feldispato alcalino si presentano limpidi, omogenei, nettamente idiomorfi e non in sostanziale equilibrio tessiturale con la massa di fondo. Gli individui singoli sono rari avendosi l'assoluta prevalenza di geminati Carlsbad; otticamente presentano caratteri monoclini con $2 V_x$ di 48° (deviazione standard: $\pm 1^\circ$).

TABELLA 2

*Composizione chimica dei fenocristalli feldispatici
(Or, Ab e An in peso %)*

Campione	K ₂ O	Na ₂ O	CaO	Or	Ab	An
GD 1	4.64	8.32	0.45	27.4	70.4	2.2
GD 33	5.59	7.70	0.38	33.0	65.1	1.9

Il livello trachitico superiore (GD 33) si differenzia dal precedente per una debole tendenza ad una tessitura porfirica seriatata, in cui però si distinguono agevolmente due classi principali di fenocristalli di feldispati alcalini («macrofenocristalli» e «microfenocristalli»: cfr. Tabella 1). Ambedue le classi presentano un'ottica monoclina, geminazioni Carlsbad prevalenti (oltre il 90 % come ordine di frequenza) con subordinati geminati Manebach e rari individui singoli. I «microfenocristalli», aventi dimensioni massime di circa 0,2 mm, sono caratterizzati da abito distintamente idiomorfo, da principi di geminazione secondo l'Albite e il Periclino e $2 V_x$ di $58^\circ (\pm 3^\circ)$. Anche i «macrofenocristalli» (1,5 mm come diametro massimo) possiedono un abito tendenzialmente idiomorfo, con deboli tracce di riassorbimento limitate ad una sottile fascia periferica, in prossimità della quale talora si notano tracce di geminazioni secondo il Periclino; il $2 V_x$ presenta un valore medio di $60^\circ (\pm 4^\circ)$.

I litotipi descritti sono stati analizzati chimicamente (Tabella 1): i calcoli normativi (RITTMANN, 1973) fanno rientrare tali rocce nel campo delle quarzo-trachiti alcaline («alkali quartz-trachyte»).

In realtà rocce del tipo GD 1 e GD 33 hanno un contenuto in SiO₂ superiore a quello indicato in altri modelli classificativi (per es.: MIDDLEMOST, 1973), per cui la GD 1 e la GD 33, secondo l'Autore citato, si dovrebbero indicare rispettivamente come «low-lime rhyolite» e «low-lime dacite». L'esigenza di una classificazione omogenea nel presente lavoro ha fatto propendere per la classificazione secondo Rittmann.

Le analisi chimiche confermano inoltre il carattere sostanzialmente anidro delle rocce in questione, come anche l'assenza di plagioclasio conseguenza di tenori molto bassi di CaO.

Caratteristiche chimiche e cristallografiche dei feldspati alcalini

I fenocristalli dei due livelli trachitici sono stati separati a mano dai campioni preventivamente macinati e sottoposti ad analisi chimica parziale al fine di stabilire i tenori in Or, Ab e An. I dati relativi al livello GD 33 si riferiscono ai « macrofenocristalli ». I risultati sono riportati nella Tabella 2 da cui appare evidente che la composizione globale rientra nel campo degli anortoclasti.

Successivamente le polveri dei fenocristalli dei feldspati alcalini analizzate chimicamente sono state sottoposte ad analisi diffrattometriche a raggi X (Cu K α) con un intervallo di scansione tra i 12° e i 52° (2 θ), ripetuto tre volte per ciascun campione. Tale indagine mette in evidenza la presenza di due fasi, una sodica e una potassica: infatti tra i 21° e i 22° di 2 θ si ottengono due massimi di diffrazione nettamente distinti, tipici dei piani reticolari ($\bar{2}01$). Nei campioni appartenenti al livello GD 1 si hanno valori angolari di 21,181° e 21,915° 2 θ con rapporto di intensità di circa 1 : 3, mentre ai campioni GD 33 (« macrofenocristalli ») competono valori, rispettivamente per la fase potassica e la fase sodica, di 21,673° e 22,000°, con rapporto di intensità di circa 7 : 1.

Dai suddetti valori si stimerebbero (ORVILLE, 1967) rispettivamente composizioni di 76 % Or e 10 % Or in peso per GD 1, in cui la fase potassica appare nettamente subordinata, e di 36 % Or e 4 % Or per il campione GD 33 ove una fase anortoclastica (al limite però del campo del sanidino) è del tutto prevalente.

È interessante osservare che se da un lato le composizioni stimate potrebbero essere poco attendibili, trattandosi di criptopertiti, tuttavia il calcolo della composizione globale basato sui rapporti di intensità delle coppie di fasi coesistenti, fornisce % Or di 26,5 (GD 1) e 32 (GD 33), in discreto accordo con l'analisi chimica (cfr. Tabella 2).

Campioni GD 1

In sezione sottile i fenocristalli che, come si è detto, appaiono limpidi, omogenei, prevalentemente geminati secondo Carlsbad e otticamente monoclini, risultano compresi in una mesostasi microfelsitica formata da prevalente sanidino con circa 43 % Or (come si può ricavare dal riflesso relativo al piano ($\bar{2}01$) che risulta posizionato a 21,55° 2 θ) e da subordinato quarzo.

Le polveri dei fenocristalli risultano omogeneizzate solo dopo riscaldamento a 800° C, dando luogo nel relativo diffrattogramma ad un unico apice a 21,732° (2 θ) cui compete una composizione di 27 % Or, in ottimo accordo con l'analisi chimica. Pertanto le criptopertiti analizzate risultano anortoclasio-criptopertiti (DE PIERI et al., 1974).

Si è osservato che già dopo breve riscaldamento (2 ore) a 700°C si ha un unico effetto di diffrazione relativo al piano $(\bar{2}01)$ il quale risulta però posizionato secondo composizioni « incompatibili » con il feldispato in esame. Riscaldamenti prolungati delle polveri (4 e 8 ore), alla stessa temperatura, non modificano significativamente la posizione di tale riflesso. Per stabilire, con una certa approssimazione, la temperatura di omogeneizzazione, si sono pertanto analizzate, me-

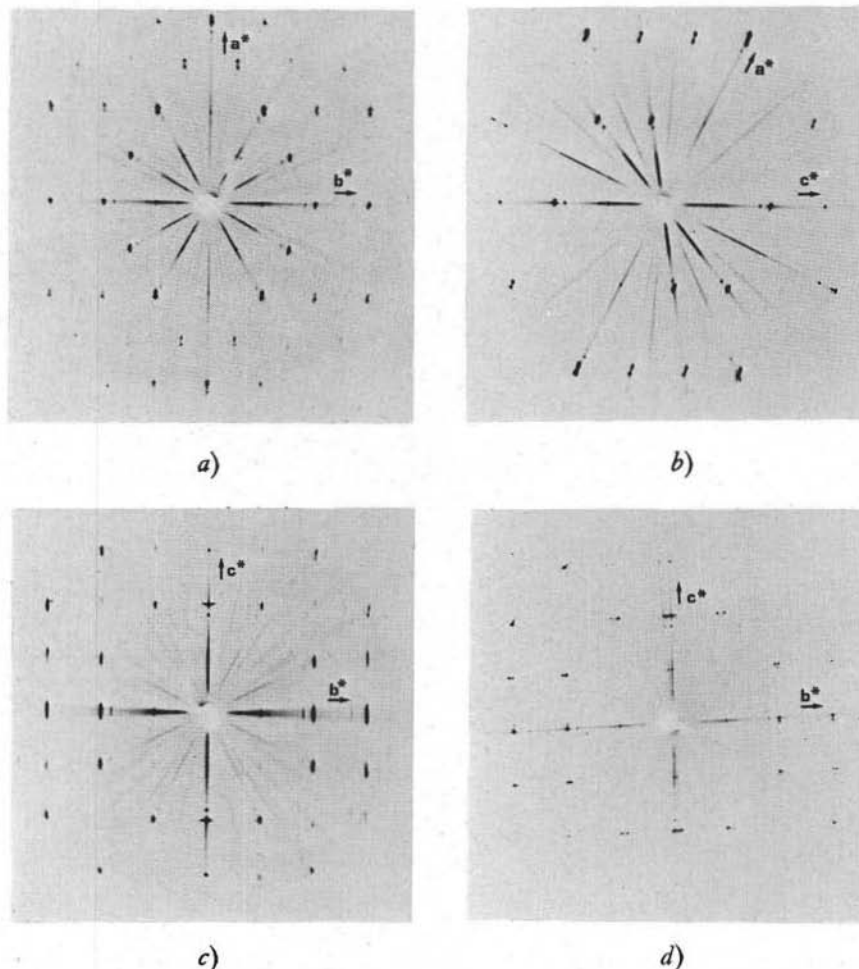


Fig. 2. — Cristallo GD 1B: fotogrammi di precessione.

a) piano a^*b^* ; b) piano a^*c^* ; c) piano b^*c^* ; d) piano b^*c^* dopo riscaldamento a 900°C .

dante diffrattometria, le polveri dei fenocristalli dopo riscaldamenti successivi a varie temperature e per tempi di 2, 4 e 8 ore. Mentre il tempo di riscaldamento sembra non influire sulla posizione del riflesso $(\bar{2}01)$, l'effetto della temperatura risulta sensibile: il piano $(\bar{2}01)$ presenta infatti un apice singolo dopo il riscalda-

mento a 700° C, variando la posizione relativa sino agli 800° C, temperatura al di sopra della quale si ottengono valori costanti di 2θ pari a 21,732°. Da ciò è deducibile che la temperatura di omogeneizzazione per le criptopertiti in esame è ottenibile mediante brevi riscaldamenti solo a temperature di 800° C o superiori.

Altre informazioni su queste criptopertiti sono state ricavate mediante analisi a raggi X con il metodo della precessione. Tutti i cristalli esaminati presentano le stesse caratteristiche: accanto ai riflessi principali, nei films di precessione, compaiono riflessioni satelliti secondo lo schema descritto da SMITH e MacKENZIE (1959) per le geminazioni periodiche tipo periclino nelle fasi sodiche delle pertiti (v. anche DE PIERI e QUARENI, 1974).

Nel piano b^*c^* (Fig. 2c), nella direzione di b^* (che forma un angolo di 90° con c^*) si notano simmetricamente disposte accanto (020), (040) e (060) una, due e tre coppie di satelliti, sempre connesse da striature e allineate parallelamente alla direzione di c^* . Tale situazione si ripete anche sugli altri riflessi del piano; solo i riflessi (00l) non presentano corone di riflessioni satelliti del tipo descritto, ma piuttosto deboli striature parallele a b^* che potrebbero venire interpretate come uno stadio iniziale di smistamento secondo geminazioni tipo albite (DE PIERI et al., 1970). Nel piano a^*b^* le riflessioni (0k0) sono praticamente irresolvibili dal punto di vista delle riflessioni satelliti (Fig. 2a); le altre riflessioni del piano a^*b^* evidenziano per contro le due fasi smistate. Tale situazione risulta chiara anche nel piano a^*c^* (Fig. 3b), dove non si osservano macchie satelliti e in cui i riflessi delle fasi sodica e potassica si presentano congiunti da striature. Le misure su a^* comportano valori di d_{400} pari a 1,831 e a 1,932 Å; alle due fasi sarebbero quindi da attribuire (ORVILLE, 1967) rispettivamente composizioni di 8 e di 79 Or % in peso.

In accordo con DE PIERI e QUARENI (1974) i cristalli descritti si possono definire come criptopertiti con superstruttura tipo geminato periclino, anche se la particolare geometrica porta ad escludere normali geminazioni periclino di una fase sodica triclina.

Dopo riscaldamento a 750° C i cristalli risultano omogenei e nel piano b^*c^* si ha una disposizione dei riflessi simile a una geminazione «tipo M non ideale» (SCHNEIDER, 1957; DE PIERI et al., 1974; DE PIERI e QUARENI, 1974).

Dopo omogeneizzazione a 900° C il feldspato è risultato un anortoclasio geminato solo albite cui compete una composizione di circa 28 % Or, ricavabile dalla d_{400} pari a 1,853 Å. Le costanti del reticolo reciproco risultano:

$$a^* = 0,13490; b^* = 0,07730; c^* = 0,15622 \text{ Å}^{-1}$$

$$\alpha^* = 88^\circ 10'; \beta^* = 63^\circ 40'; \gamma^* = 90^\circ 00'.$$

Tali costanti reticolari si accostano bene a quanto riportato in letteratura per feldspati di analoga composizione (ORVILLE, 1967; DE PIERI e QUARENI, 1972).

I cristalli omogeneizzati, dopo essere stati utilizzati per i films di precessione, sono stati portati al T.U. per una verifica delle caratteristiche ottiche. Il 2V_a, misu-

rato direttamente in conosopia, risulta costante e pari a 45° con piano degli assi ottici che si mantiene perpendicolare al piano cristallografico (010) e con una diminuzione di 3° rispetto alle misure sui fenocristalli prima dell'omogeneizzazione. Si può notare che il valore di $2V_\alpha$ presenta un discreto accordo con le costanti reticolari b e c (SMITH, 1974, vol. 1, Fig. 8,8, pag. 385).

Campioni GD 33

Anche i fenocristalli feldspatici presenti nei campioni del tipo GD 33 risultano compresi in una massa di fondo microfelsitica, costituita da sanidino, la cui composizione (circa 47 % Or) è ricavabile dal riflesso relativo al piano ($\bar{2}01$) che si presenta a $21,51^\circ$ (2ϑ), e da quarzo, la cui abbondanza, stimata dai diffrattogrammi di polveri, è approssimativamente la metà rispetto a quella dei campioni GD 1.

I «microfenocristalli», dall'analisi diffrattometrica, sono risultati dei sanidini omogenei (presenza di un unico apice relativo al piano ($\bar{2}01$) con $2\vartheta = 21,60^\circ$) con composizione di circa 40 % Or.

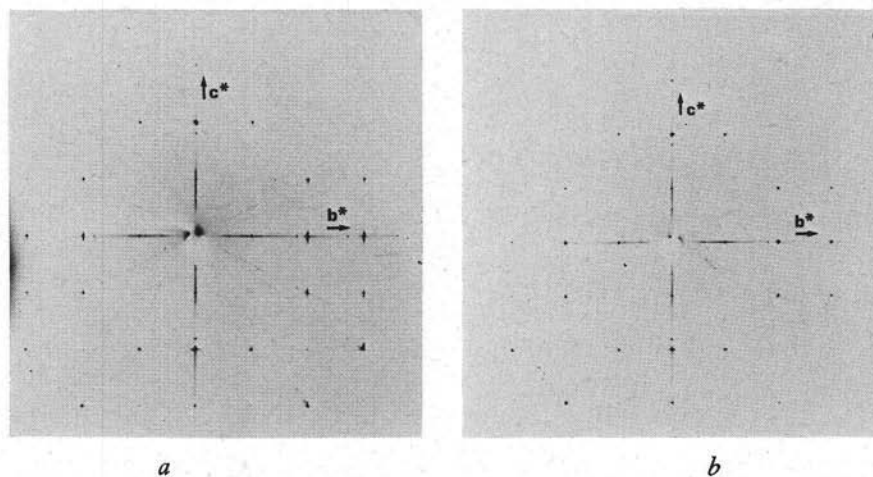


Fig. 3. — Cristallo GD 33C: fotogrammi di precessione.
a) piano b^*c^* ; b) lo stesso piano, dopo riscaldamento a 900° C.

Le analisi diffrattometriche delle polveri dei «macrofenocristalli», oltre ad evidenziare la presenza delle due già citate fasi, mettono in luce effetti di diffrazione praticamente coincidenti per i piani reticolari (111) e ($\bar{1}\bar{1}1$) e per i piani (130) e ($\bar{1}\bar{3}0$), a conferma che la fase assolutamente prevalente si trova al limite di composizione tra anortoclasio e sanidino. I films di precessione confermano abbastanza bene quanto dedotto dall'analisi diffrattometrica delle polveri: prescindendo da deboli striature posizionate secondo l'albite e il periclino, si hanno intense riflessioni appartenenti ad una fase assolutamente prevalente con simmetria monoclina; le costanti del reticolo reciproco ($a^* = 0,13423 \text{ \AA}^{-1}$; $b^* = 0,07712 \text{ \AA}^{-1}$;

$c^* = 0,15577 \text{ \AA}^{-1}$; $\alpha^* = \gamma^* = 90^\circ$; $\beta^* = 64^\circ$) corrispondono a quelle di un sanidino con contenuto di circa 37,5 % Or in peso.

Accanto ai riflessi della fase monoclina compaiono coppie di riflessi poco intensi disposti parallelamente ad a^*b^* e b^*c^* , in corrispondenza dei riflessi del tipo (0k0) e sui filari paralleli: essi sono attribuibili alla presenza di una fase sodica triclina geminata periclino. A quest'ultima le misure della d_{400} consentono di attribuire un contenuto in Or pari al 4 %.

La omogeneizzazione ottimale delle polveri si ottiene anche in questo caso solo dopo riscaldamento a 800° con formazione di un'unica fase con 32 % Or (cfr. analisi chimica - Tab. 2). Nei cristalli singoli, dopo breve riscaldamento a 900° C, i films di precessione evidenziano un unico feldispato, senza tracce di geminazione con costanti del reticolo reciproco ($a^* = 0,13463 \text{ \AA}^{-1}$; $b^* = 0,07721 \text{ \AA}^{-1}$; $c^* = 0,15604 \text{ \AA}^{-1}$; $\alpha^* = 89^\circ 00'$; $\beta^* = 63^\circ 40'$; $\gamma^* = 89^\circ 30'$) che corrispondono bene a quelle di un anortoclasio con 32 % Or. Anche questi feldispati si definiscono pertanto come anortoclasio criptopertiti.

Determinazioni ottiche rivelano una diminuzione del $2 V_\alpha$ di 5° rispetto ai cristalli non trattati termicamente e la discreta corrispondenza con i dati strutturali già segnalata per i feldispati del livello GD 1.

Considerazioni riassuntive e conclusioni

I fenocristalli delle quarzo-trachiti alcaline sono risultati di norma delle anortoclasio criptopertiti a due fasi. Nel livello inferiore (GD 1) si osservano anortoclasio-criptopertiti della serie alta albite-basso sanidino nelle quali le due fasi possiedono contenuti in Or del 10 e del 76 %, con superstrutture tipo geminato periclino, non attribuibili però ad una normale geminazione periclino di una fase sodica triclina. Dopo omogeneizzazione a temperature superiori agli 800° C si ottengono anortoclasio geminati solo albite e con composizione di 27 % Or in peso. La mesostasi è costituita prevalentemente da un sanidino cui compete una composizione di 43 % Or, dimostrando un notevole arricchimento in potassio rispetto ai fenocristalli.

Il livello superiore (GD 33) è caratterizzato dalla presenza di « macrofenocristalli » costituiti da anortoclasio-criptopertiti nelle quali si osservano due fasi: una prevalente, al limite tra anortoclasio e sanidino (circa 37 % Or), e una subordinata (4 % Or). L'omogeneizzazione ($T > 800^\circ$ C) produce un anortoclasio non geminato e con un contenuto di 32 % Or in peso. I microfenocristalli feldispatici e la mesostasi denotano un progressivo aumento della componente Or (presente in ragione del 40 % e del 47 %, rispettivamente).

Da quanto esposto si possono trarre due considerazioni significative:

1) L'ambiente genetico si deve circoscrivere ad un sistema sostanzialmente anidro, in accordo con TUTTLE e BOWEN (1958): « The cryptoperthites must have been in an extremely dry environment during cooling, otherwise unmixing on a

much greater scale would have certainly taken places». Ciò d'altra parte è confermato anche dall'assenza di fasi idrate nei campioni esaminati.

2) La disposizione dei riflessi associati alla fase ospite nei fenocristalli dei feldspati alcalini porta ad ammettere un raffreddamento piuttosto rapido delle colate basali (MacKENZIE e SMITH, 1956; SMITH e MacKENZIE, 1958; DE PIERI et al., 1970).

La paragenesi osservata nel livello GD 33 risulta facilmente interpretabile qualitativamente in termini di cristallizzazione frazionata (BOWEN e TUTTLE, 1950; TUTTLE e BOWEN, 1958; CARMICHAEL, 1965). Infatti nel diagramma $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$ -

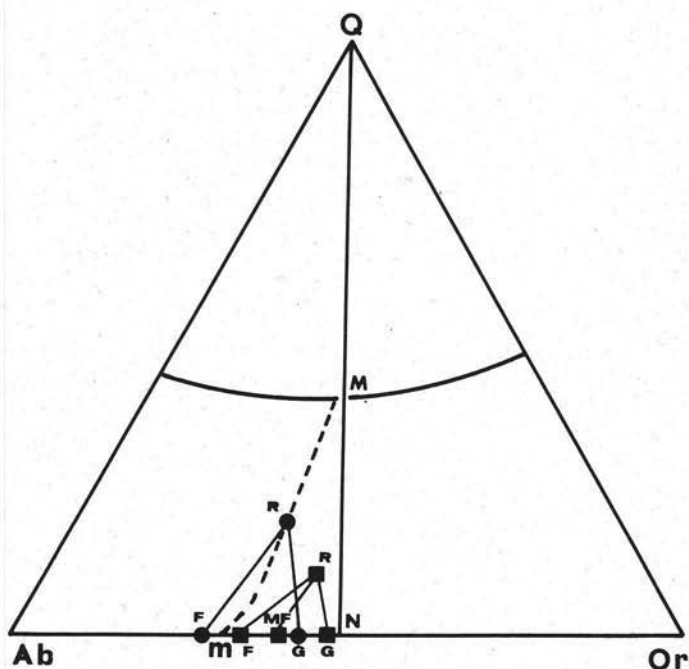


Fig. 4. — Diagramma Q-Ab-Or per $P_{\text{H}_2\text{O}} = 0,5$ Kb.

In tratteggio viene indicata la proiezione della « valle termica » sulla base del tetraedro H_2O -Q-Ab-Or. Cerchi pieni: livello GD 1; quadrati pieni: livello GD 33.

R = composizione globale; F = composizione dei fenocristalli; MF = composizione dei microfenocristalli; G = composizione dei feldspati della massa di fondo.

KAlSi_3O_8 - SiO_2 e per $P_{\text{H}_2\text{O}} = 0,5$ Kb, il rapporto normativo Q-Ab-Or della GD 33 (Fig. 4) cade a destra della « valle termica » e più precisamente in prossimità dell'intersezione della valle termica con la congiungente i feldspati alcalini. In questo caso dall'equivalente sintetico dovrebbe precipitare dapprima un feldspato considerevolmente più potassico rispetto alla composizione iniziale del liquido (area « Or A M P m » di TUTTLE e BOWEN, 1958, fig. 30). Con il continuo equilibrio dovuto agli stadi iniziali del raffreddamento, il feldspato alcalino, muovendo lungo il « solidus », diventa più sodico, arricchendosi progressivamente anche in

anortite. Data la composizione della roccia, si può escludere uno stadio composizionale del liquido in cui si verifichi l'intersezione con la superficie dei due feldispati, come indicata da CARMICHAEL (1965). La precipitazione e la sottrazione di anortoclasio tende ad arricchire il liquido in potassio e silice, di modo che con la precipitazione finale di quarzo si ha in concomitanza un feldispato alcalino più potassico.

In definitiva, secondo lo schema illustrato anche da CARMICHAEL et al. (1974: area «M q m m'», Fig. 5,5, pag. 229), le condizioni di raffreddamento per la GD 33 si esprimono con un equilibrio continuo liquido-solido, sino alla formazione dei «microfenocristalli» anortoclasici, e solo a partire da questo momento (effusione) si verificano i successivi stadi della cristallizzazione frazionata («microfenocristalli» con 40 % Or e feldispati alcalini della massa di fondo con 47 % Or).

La situazione relativa al livello GD 1 risulta apparentemente più complicata: il punto rappresentativo della roccia nel diagramma Q-Ab-Or si posiziona praticamente a metà della linea indicante la «valle termica» e sulla linea stessa per $P_{H_2O} = 0,5$ Kb (Fig. 4), con fenocristalli e feldispati alcalini della massa di fondo le cui composizioni si proiettano rispettivamente a sinistra e a destra della «valle termica».

Poichè la traccia della valle termica non ha una posizione fissa (basta per esempio considerare un sistema con P_{H_2O} di poco superiore ai 0,5 Kb per poter considerare il punto rappresentativo della GD 1 a destra della «valle termica») e poichè i punti rappresentativi dei livelli successivi del Ghasr Dagħ cadono a destra della «valle termica» (ALBERTI, MOSCA e SINIGOI, 1975), appare come ipotesi più probabile che l'andamento della cristallizzazione relativo alla GD 1 segua quello già descritto per la GD 33.

Non si hanno qui elementi sufficienti per ritenere valido l'altro caso possibile per la GD 1: infatti, considerando il punto rappresentativo della roccia come posizionato a sinistra della «valle termica», data l'impossibilità di passare da un campo all'altro nel corso di una cristallizzazione isobarica, ed escludendo un cambio di composizione nel minimo ternario (CARMICHAEL, 1962), sarebbe necessario ipotizzare una retroflessione verso destra nella curva di cristallizzazione la quale permetterebbe di passare per frazionamento da un sistema cristallo-liquido con un certo rapporto Na_2/K_2O ad un sistema con rapporto invertito (v. anche DE PIERI et al., 1974).

Ringraziamenti

Gli AA. ringraziano il Prof. R. DE PIERI e i Dott. A. ALBERTI e E.M. PICCIRILLO per le utili discussioni e per la lettura critica del manoscritto.

BIBLIOGRAFIA

- ALBERTI A. A., COMIN-CHIARAMONTI P., DI BATTISTINI G., SINIGOI S., ZERBI M. (1975) - *Considerazioni generali sul magmatismo del Savalan (Azerbaidjan, Iran Nord-Occidentale)*. In preparazione.
- ALBERTI A. A., MOSCA R., SINIGOI S. (1975) - *Il vulcano Ghasr Dagb (Distretto del Savalan, Iran Nord-Occidentale)*. In preparazione.
- ALBERTI A. A. e STOLFA D. (1973) - *First data on Savalan volcano (Eastern Azerbaidjan, Iran): the Upper Series*. Rend. Soc. Ital. Min. Petrol., 29, 369-386.
- BOWEN N. L. e TUTTLE O. F. (1950) - *The system $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8\text{-KAlSi}_3\text{O}_8\text{-H}_2\text{O}$* . Jour. Geol., 58, 489-511.
- CARMICHAEL J. S. E. (1962) - *Pantelleritic liquids and their phenocrysts*. Miner. Mag., 33, 86-113.
- CARMICHAEL J. S. E. (1965) - *Trachytes and their feldspar phenocrysts*. Miner. Mag., 34, 107-125.
- CARMICHAEL J. S. E., TURNER F. J., VERHOOGEN J. (1974) - *Igneous Petrology*. McGraw- Hill, 739 p.
- DE PIERI R., GREGNAGNIN A., PICCIRILLO E. M. (1974) - *I feldspati alcalini delle rocce eruttive dei Colli Euganei: caratteristiche mineralogiche e considerazioni petrogenetiche*. Mem. Ist. Miner. Univ. Padova, 31, 1-22.
- DE PIERI R., DE VECCHI G. P., QUARENI S. (1970) - *Su alcuni megafenocristalli feldspatici di una camptonite (Posina - Alto Vicentino). Caratteristiche mineralogiche e considerazioni petrogenetiche*. Mem. Acc. Pat. Sc. Lett. Arti, 82, 189-219.
- DE PIERI R. e QUARENI S. (1972) - *Twinning and phase transformations in anorthoclases*. Mem. Ist. Geol. Miner. Univ. Padova, 29, 1-19.
- DE PIERI R. e QUARENI S. (1974) - *Risultati preliminari di uno studio sui fenomeni di superstruttura osservati in talune criptopertiti*, C.N.R., Padova, 1-23.
- DE PIERI R., QUARENI S., CARBONIN S. (1974) - *I feldspati della formazione ignimbratica di Amba Costantino (Wollo - Etiopia)*. Mem. Ist. Geol. Miner. Univ. Padova, 31, 1-28.
- MACKENZIE W. S. e SMITH J. V. (1956) - *The alkali feldspars: III - An optical and X-ray study of high-temperature feldspars*. Amer. Min., 41, 405-427.
- MIDDLEMOST E. A. K. (1973) - *A simple classification of volcanic rocks*. Bull. Volc., 36, 382-397.
- ORVILLE P. M. (1967) - *Unit-cell parameters of the microcline-low albite and sanadine-high albite solid solution series*. Amer. Min., 52, 55-86.
- RIITMANN A. (1973) - *Stable mineral assemblages of igneous rocks*. Springer-Verlag, Berlin-Heidelberg-New York, 250 p.
- SCHIAVINATO G. (1944) - *Studio chimico-petrografico dei Colli Euganei*. Mem. Ist. Geol. Univ. Padova, 15, 1-62.
- SCHIAVINATO G. (1950) - *La provincia magmatica del Veneto sud-occidentale*. Mem. Ist. Geol. Univ. Padova, 17, 1-40.
- SCHNEIDER T. R. (1957) - *Röntgenographische und optische Untersuchung der umwandlung Albit-Analbit-Monalbit*. Zeits. Krist., 109, 245-271.
- SMITH J. V. (1974) - *Feldspar Minerals*. 3 vol., Springer-Verlag, Berlin-Heidelberg-New York.
- SMITH J. V. e MACKENZIE W. S. (1958) - *The alkali feldspars: IV - The cooling history of high-temperature sodium-rich feldspars*. Amer. Min., 43, 872-889.
- SMITH J. V. e MACKENZIE W. S. (1959) - *The alkali feldspars: V - The nature of orthoclase and microcline perthites and observations concerning the polymorphism of potassium feldspar*. Amer. Min., 44, 1169-1186.
- TUTTLE O. F. e BOWEN N. L. (1958) - *Origin of granite in the light of experimental studies in the system $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8\text{-KAlSi}_3\text{O}_8\text{-SiO}_2\text{-H}_2\text{O}$* . Mem. Geol. Soc. Amer., 74, 1-153.