

RENATO CRISTOFOLINI, DIEGO PUGLISI (*)

CARATTERI PETROGRAFICI DELL'AFFIORAMENTO BASALTICO DI MOTTA S. ANASTASIA (ETNA) (**)

RIASSUNTO. — L'affioramento basaltico di Motta S. Anastasia è interpretato come un'iniezione a livello molto superficiale di un magma ad affinità tholeiitica, tra i più differenziati della regione etnea.

Benché si possano riconoscere delle facies marginali e facies più interne, la diversa velocità di raffreddamento non ha portato a vistose differenze strutturali o composizionali: tuttavia l'olivina delle facies più interne tende ad essere mediamente più faialitica che nelle parti marginali; mentre modeste variazioni di chimismo, ed in particolare una correlazione positiva tra la variazione delle percentuali in MgO e SiO₂, sembrano interpretabili come dovute a sottrazione di olivina e pirosseno in proporzioni variabili da un magma originario di composizione più basica. L'impovertimento in ferro ed il maggior grado di ossidazione dei prodotti di Motta S. Anastasia rispetto a quelli di Adrano si può imputare a cristallizzazione frazionata di magnetite conseguente ad un più elevato potenziale di ossidazione ambientale.

SUMMARY. — The basaltic outcrop at Motta S. Anastasia, Etna, has been interpreted as a plug, injected at a very high level into the marly claystones of the lower Pleistocene and the overlying conglomerates, that is among the most differentiated of the lavas with tholeiitic affinities in the Etnean region.

Using textural features it is possible to recognize the following crystallization sequence:

olivine (+ magnetite) - pyroxene, plagioclase - ore minerals, with pyroxene microphenocrysts suggesting they were crystallizing earlier than plagioclase.

Though marginal and inner facies have been recognized in the field, the different cooling rate did not affect to a great extent the textural relations and the composition. However, olivine phenocrysts are, on average, more fayalite-rich in the inner parts of the magmatic body. Furthermore, inspection of chemical analyses and variation diagrams shows a small but significant variation affecting

(*) Istituto di Mineralogia e Petrografia dell'Università di Catania.

(**) Lavoro eseguito con il contributo del CNR.

mostly SiO_2 and MgO , positively correlated, with higher values for both oxides in the chilled marginal facies. This should imply that: a) no analysis is representative of the composition of the original melt; b) a compositional gradient due to fractional crystallization was present in the magma while it was being emplaced; c) the number and composition of the crystal phases taking part to the differentiation process, were changing with time. Subtraction of varying proportions of olivine and clinopyroxene can be suggested as the main process. With respect to the less differentiated basalts with tholeiitic affinities found near Adrano, these rocks are depleted in FeO_{tot} . Furthermore for similar SiO_2 contents, MgO and Al_2O_3 show higher values in the rocks from Motta S. Anastasia.

These facts could be explained by fractional crystallization in oxidizing conditions with magnetite being subtracted prior to injection into the present level.

Premessa.

In corrispondenza dell'abitato di Motta S. Anastasia esiste un affioramento basaltico, già descritto da SARTORIUS VON WALTERSHAUSHEN (1880) e riesaminato brevemente da un punto di vista petrochimico da TANGUY (1967), che appare come una massa magmatica iniettata nelle circostanti argille marnose siciliane e nella sovrastante copertura conglomeratica, di cui l'erosione ha messo a nudo la parte sommitale, per un'altezza di una trentina di metri.

La situazione appariva favorevole ad una verifica della presenza ed estensione di eventuali fenomeni di differenziazione per cristallizzazione frazionata; perciò dell'affioramento sono stati prelevati un gran numero di campioni sui quali si è eseguito lo studio chimico-petrografico di dettaglio, previa un'accurata analisi di campagna per definire nei limiti del possibile la geometria dell'iniezione e le condizioni in cui essa si è verificata.

Si è cercato inoltre di chiarire il significato dei prodotti di Motta S. Anastasia nell'ambito della più ampia serie delle manifestazioni a tendenza tholeiitica che caratterizzano le prime fasi dell'attività vulcanica nella regione etnea soprattutto mediante il confronto dei caratteri petrochimici.

INQUADRAMENTO GEOLOGICO.

L'area circostante all'abitato di Motta S. Anastasia che rappresenta l'estrema continuazione verso SW delle colline delle Terreforti comprese fra Paternò e Catania, geologicamente è caratterizzata da una successione di terreni sedimentari di età pleistocenica ricoperti più

a Nord da colate di lava che costituiscono le estreme propaggini meridionali dell'edificio vulcanico eneo.

Il termine più profondo di questa successione sedimentaria è rappresentato dalle argille marnose azzurre (FRANCAVIGLIA e ACCORDI, 1960; OGNIBEN, 1966; SCALIA, 1907; WEZEL, 1967) che raggiungono in località Portella dei Sieli, ad E di Motta S. Anastasia, una potenza affiorante di 140 m (WEZEL, 1967).

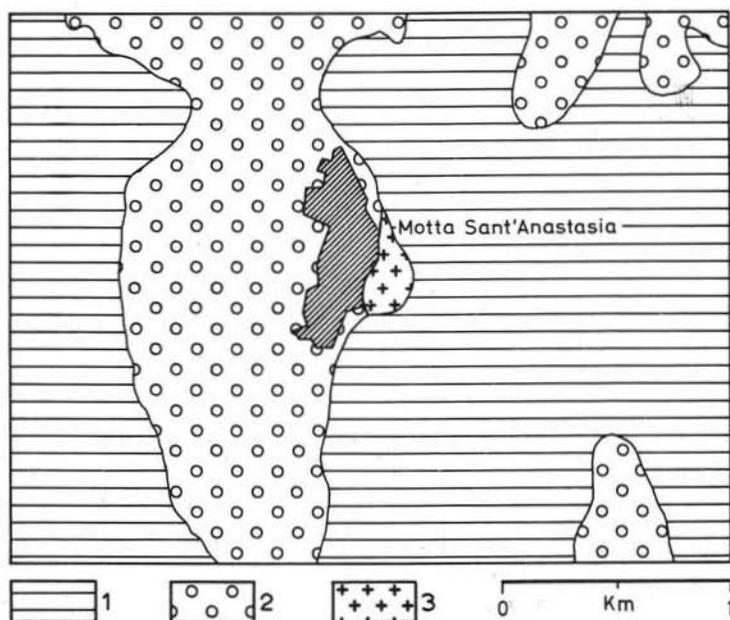


Fig. 1. — Schizzo geologico dell'area circostante all'abitato di Motta S. Anastasia. 1 = Argille marnose azzurre; 2 = conglomerati; 3 = basalti a tendenza tholeiitica.

Esse affiorano su un'area di circa 8 kmq in una zona delimitata ad E da un braccio della colata del 1669 e a N da antiche vulcaniti etnee sulle quali è situato l'abitato di Misterbianco, mentre a S e ad W sono ricoperte da materiali conglomeratici.

Queste argille, dove non sono protette dal manto dei conglomerati delle Terreforti, come in località Portella dei Sieli, sono solcate da una

serie di profonde incisioni calanchive ad andamento preferenziale N-S, che conferiscono alla regione un aspetto particolarmente desolato.

Verso l'alto queste argille diventano sempre più sabbiose e più fossilifere, con una colorazione tendente al giallo-verdastro, e al di sopra di esse, con contatto nettamente discordante, poggia un intervallo sabbioso di colore giallastro di modesto spessore, ben visibile ad E di Motta S. Anastasia sul fianco destro del Vallone dei Sieli.

Il tetto di questa successione sedimentaria è infine rappresentato da un conglomerato poligenico di origine continentale costituito da elementi litologicamente assai diversi fra loro, quasi perfettamente arrotondati e subsferici, distribuiti in bancate senza il minimo accenno di classazione, cui si alternano intervalli sabbiosi.

Il conglomerato chiude secondo WEZEL (1967) il ciclo sedimentario siciliano, mentre secondo KIEFFER (1971) si tratterebbe di un episodio sedimentario da ascrivere probabilmente al Riss.

La grana degli elementi costituenti il conglomerato varia da quella psammitica, per i granuli che generalmente costituiscono la matrice, eccezionalmente associati a frazioni ancora più fini, ad un massimo estremamente variabile che risulta difficile da stabilire data la presenza di blocchi con diametro addirittura maggiore di 50 cm.

La litologia degli elementi più grossolani è estremamente variabile; essi sono costituiti in gran parte da ciottoli di quarzareniti e quarzosiliti del Flysch Numidico, subordinatamente da ciottoli basaltici vacuolari e frammenti di rocce cristalline fra cui si sono riconosciute gneiss e scisti e, infine, da calcari di vario tipo e da marne (CRISTOFOLINI, 1972; OGNIBEN, 1960; WEZEL, 1967).

In particolare, come è già stato notato (CRISTOFOLINI, 1972; FRANCAVIGLIA, 1962; KIEFFER, 1971; OGNIBEN, 1960; STURIALE, 1967; WEZEL, 1967) l'esistenza di ciottoli basaltici nel conglomerato in esame è di particolare interesse perché dimostra come al tempo della sua formazione, nell'area a monte rispetto a quella esaminata, dovevano essere già presenti delle coperture laviche soggette ad erosione insieme alle rocce sedimentarie fliscioidi ed ai terreni cristallini.

La massa basaltica, oggetto di questo studio, si può osservare sul fianco destro del Vallone dei Sieli, affiorante in discordanza tra le argille marnose azzurre ed il conglomerato, in corrispondenza dell'abitato di Motta S. Anastasia.

Dal punto di vista macroscopico questa massa presenta limitate variazioni in senso laterale e verticale.

Il colore della roccia tende generalmente al grigio chiaro e le superfici fresche, dove spiccano soltanto delle piccole macchie di colore verde-giallastro (2 mm massimo di diametro) riferibili sia a fenocristalli di olivina che a prodotti della loro alterazione, hanno un aspetto finemente granulare.

Le più vistose differenze riguardano i diversi tipi di fessurazione ed un crescente aumento dalla bollosità della roccia, del tutto assente nelle parti più interne della massa, e particolarmente marcata nelle porzioni apicali (e in quelle marginali al contatto con le rocce sedimentarie incassanti).

In seguito alle osservazioni di campagna è stato possibile suddividere diverse facies con passaggi graduali dalle une alle altre, che si possono mettere in relazione con zone a diversa velocità di raffreddamento.

a) Una prima è caratterizzata da fessurazione tipicamente colonnare in blocchi prismatici con una sezione di 0,5-1 m² alla base, subverticali ed allungati per circa 10-15 m, che si assottigliano e si fanno via via più indistinti verso l'alto.

b) Lateralmente questa facies passa piuttosto rapidamente ad una seconda irregolarmente fratturata, ed interessata al passaggio con la facies successiva da sistemi di fratture subnormali che facilitano la suddivisione della lava in blocchi poliedrici di pochi dm³.

c) Un intervallo, potente alcuni dm, di materiale vulcanico interessato da sistemi di fessurazione subnormali, minutamente bolloso con abbondante pasta di fondo da microcristallina a vetrosa, è riconoscibile in più punti al contatto con le rocce incassanti essenzialmente rappresentate dal conglomerato. Il margine estremo del corpo magmatico è segnato da un sottile spessore, di pochi cm, costituito da roccia basaltica, con minuti fenocristalli e pasta di fondo mesoalina, finemente scagliettata e di colore rossastro.

Nel conglomerato, vicino al contatto con le magmatiti, si è osservata la presenza di frammenti basaltici a spigoli vivi oltre agli abbondanti ciottoli quarzarenitici e quarzosiltici del Flysch Numidico, caratteristici per l'elevato grado di arrotondamento e di sfericità, e ai meno frequenti ciottoli basaltici vacuolari (SCALIA, 1907). Materiale vulcanico estremamente compatto costituisce qui delle lenti, con andamento sinuoso e con frequenti strozzature, allungate per circa un metro ed infiltrate nel conglomerato.

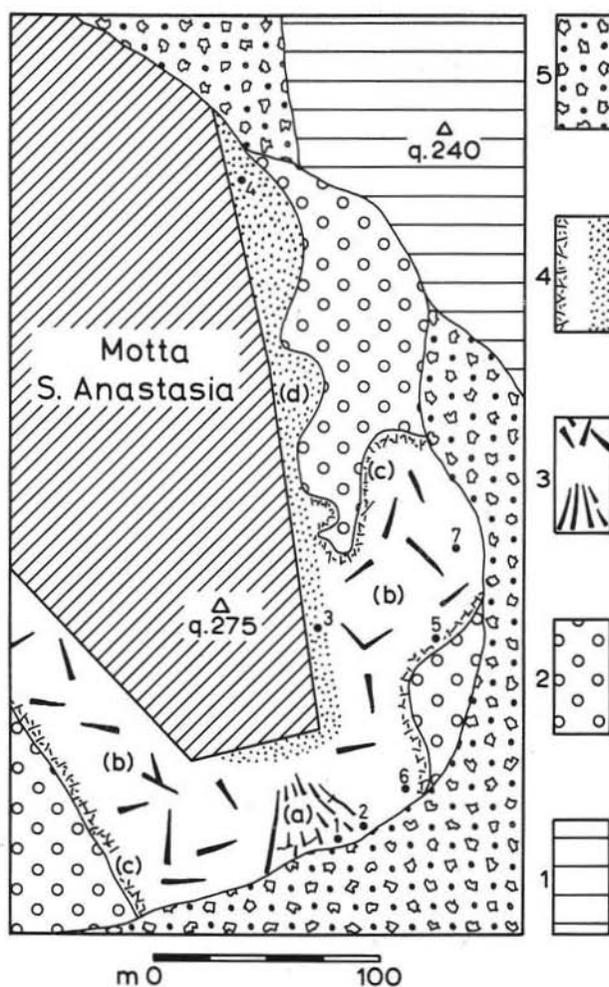


Fig. 2. — Pianta schematica dell'affioramento basaltico di Motta S. Anastasia che mostra i rapporti strutturali delle singole facies. 1 = argille marnose azzurre; 2 = conglomerati; 3 = facies *a*) a fessurazione colonnare (in basso), facies *b*) irregolarmente fratturata (in alto); 4 = facies *c*) equivalente alla parte sommitale della massa magmatica (a sinistra), facies *d*) corrispondente alla zona di contatto con le rocce incassanti (a destra); 5 = detrito. ● = campioni analizzati chimicamente (il numero si riferisce alla Tab. V).

Raramente, come sotto la chiesa di Motta S. Anastasia, al contatto il materiale sedimentario è costituito da una fascia di circa 20-25 cm di spessore granulometricamente molto più fine del conglomerato, con elementi apparentemente meglio classati, e di color chiaro, composta essenzialmente da quarzo, sia in granuli sia in frammenti di quarzo-siltiti, da minuti frammenti di rocce vulcaniche e da rari elementi calcarei.

d) Verso l'alto si nota una fascia di spessore abbastanza rilevante (circa 5 m) con graduale passaggio verso le rocce delle facies più interne, e con caratteri simili a quelli dell'intervallo marginale c). In questa zona le bolle raggiungono dimensioni centimetriche e non sono distribuite in fasce a grande continuità laterale, ma si trovano in lenti o plaghe di materiale con tessitura marcatamente bollosa localizzate in modo irregolare in tutta la porzione sommitale dell'affioramento, che assume qui l'aspetto di una colata subaerea.

I dati di campagna permettono di riconoscere alla massa magmatica un carattere di iniezione con contatti subverticali rispetto ai terreni sedimentari: si tratterebbe del riempimento a livello molto superficiale, almeno a giudicare dai caratteri della facies d), di una fessura ad andamento irregolare. In fig. 2 si trova una pianta schematica a grande scala della parte orientale, meglio esposta, dell'affioramento, con i rapporti tra le facies descritte.

Petrografia dei basalti di Motta S. Anastasia.

Le vulcaniti in studio sono sempre caratterizzate da una struttura oligoporfirica dovuta ad una bassa percentuale di fenocristalli di *olivina*, costantemente presenti in tutti i campioni esaminati, e da rari fenocristalli di *pirosseno*.

Queste fasi di cristallizzazione precoce sono immerse in una *pasta di fondo* con struttura intergranulare tendente all'intersertale essenzialmente costituita da microliti di *plagioclasio* formanti un feltro fitto e disordinato nei cui interstizi trovano posto granuli ben sviluppati di *pirosseno*, di *minerali opachi* e di *olivina*, frammisti a *mesostasi vetrosa* in quantità variabile e, accessoriamente, minuti granuli di *apatite* e di *minerali d'alterazione*.

La composizione modale descritta si mantiene relativamente costante in tutta la massa esaminata.

Le differenze più sensibili riguardano l'aumento della percentuale in volume (fino a circa 30%) di pasta di fondo criptocristallina intensamente pigmentata da fini granulazioni opache e l'apparizione di una minuta vescicolarità nelle facies più prossime al contatto con il conglomerato incassante e in quelle apicali. Una mesostasi criptocristallina interstiziale è presente anche in campioni provenienti dalla zona a fessurazione colonnare in percentuali in volume di circa 15%.

In funzione della limitata variabilità dei caratteri dei minerali costituenti le vulcaniti esaminate, si è preferito darne una descrizione unitaria, precisando dove opportuno l'estensione delle variazioni riscontrate.

Come è stato detto precedentemente l'*olivina* si trova in prevalenza come fase di cristallizzazione precoce.

I fenocristalli, soprattutto nella parte basale dell'affioramento dove la grana è maggiore e più marcato è l'idiomorfismo, sono costituiti da individui isolati che hanno dimensioni comprese fra 2,5 mm e 0,8 mm; tali fenocristalli sono generalmente freschi e mostrano una fratturazione irregolare in elementi fra i quali si insinuano microliti di plagioclasio, minerali d'alterazione, riconoscibili come una patina giallo-brunastra, e minerali opachi. L'*olivina* presenta quasi sempre i bordi corrosi e marcatamente arrotondati, lungo i quali si nota talora l'accrescimento di pirosseno augitico.

Nella parte apicale e in quella marginale invece i fenocristalli di *olivina* hanno forma più irregolare e dimensioni più ridotte, in media pari ad 1 mm, e mostrano una accentuata tendenza a riunirsi in modo da originare strutture cumulo porfiriche.

L'*olivina* della pasta di fondo invece si presenta in individui microcristallini a tendenza isodiametrica, senza un ben definito contorno,

Fig. 3. — Composizione delle olivine ottenuta in base ai dati ottici e diffrattometrici (cfr. testo). La percentuale in fialite e l'entità delle zonature variano sistematicamente in relazione alla posizione dei campioni studiati all'interno delle facies riconosciute: (■): composizione dei nuclei olivini dedotta da misure di 2V; ▲: composizione di *olivina* non zonata dedotta otticamente; △: composizione della periferia di cristalli olivini dedotta da misure di 2V; □: composizione dell'*olivina* da polveri arricchite con separatore magnetico, Ø fra 200 e 400 m/em², dedotta da d_{100} ; ○: composizione dell'*olivina* dalla polvere del campione totale dedotta da d_{100} .

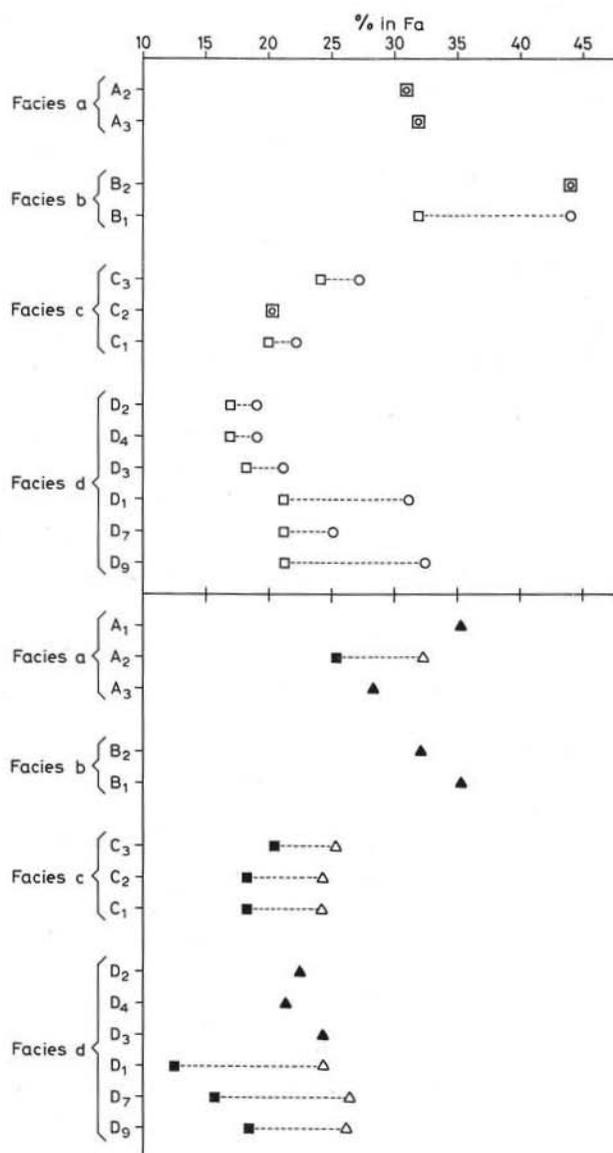


Fig. 3.

che solo raramente mostrano un accenno di idiomorfismo e che pertanto risultano mal distinguibili dal pirosseno.

Per quanto riguarda la composizione, in base ai dati ottici dei fenocristalli, riportati in tab. I, si è riscontrata una leggera differenza tra l'olivina della quasi totalità dei campioni provenienti dalle facies più interne (*a*, *b*) e quella dei campioni apicali e marginali (facies *c* e facies *d*).

Nelle facies più interne a fessurazione colonnare ed irregolare sono stati osservati fenocristalli con composizione corrispondente a miscele ialosideritiche ($2V_a = 80^\circ-82^\circ$; $Fa = 35\%-32\%$); al tetto e nelle zone marginali invece i fenocristalli hanno composizione corrispondente a miscele crisolitiche e sono zonati con bordi lievemente più ricchi in Fa rispetto alle porzioni nucleari ($2V_a$ nucleo = 89° — $2V_a$ perif. = 83° corrispondenti rispettivamente ad una composizione $Fa = 17\%-30\%$).

Le stesse modalità di variazione e tenori in Fa sufficientemente concordanti con quelli ricavati otticamente sono stati osservati dall'esame diffrattometrico di polveri della roccia totale, e polveri arricchite in olivina ottenute per macinatura e setacciamento tra 200 e 400 m/cm², e successive separazioni magnetiche con il separatore isodinamico Frantz.

Nel primo caso si ha l'effetto anche dei microliti di olivina della pasta di fondo, nel secondo sono preferenzialmente concentrati i fenocristalli. Pertanto si osserva (vedi tab. II) che in ogni campione esaminato, del quale si è ricavata la composizione dell'olivina secondo YODER e SAHAMA (1975), questa risulta essere spesso più faialitica nella polvere del campione totale rispetto a quella delle polveri arricchite in olivina. In quattro campioni provenienti dalle porzioni più interne del corpo magmatico si è avuta la coincidenza dei tenori in Fa nell'olivina dei due diversi tipi di polveri.

Sulle polveri arricchite in olivina si è inoltre determinato il contenuto in Fa seguendo il metodo di MURATA et al. (1965), con risultati che si accordano sostanzialmente con quelli ottenuti mediante i metodi precedentemente citati (cfr. tab. II). In definitiva, la composizione media dell'olivina esaminata sembra essere ascrivibile a miscele ialosideritiche (Fa_{30-35}) nelle facies più interne dell'affioramento, mentre nelle porzioni apicali e marginali essa si sposta sensibilmente verso termini più magnesiferi (Fa_{15-20}).

Per quanto riguarda l'alterazione, l'olivina è molto fresca nella zona a fessurazione prismatica, mentre nei campioni rimanenti, e so-

prattutto in quelli apicali, è più profondamente trasformata mostrando un sottile orlo di prodotti limonitici, cui segue verso l'interno una fascia iddingsitica parallela all'andamento sinuoso dei bordi.

TABELLA I. — *Dati ottici sulle olivine di Motta S. Anastasia.*

Campioni	$2V_a$		% Fa		
	Nucleo	Periferia	Nucleo	Periferia	
D-1	92°	86°	12	24	
D-7	89°	84°	17	26	
<i>Facies d)</i>	D-3	83°		24	
	D-2	86°		22	
	D-4	87°		21	
	D-9	88°	83°	18	30
<i>Facies c)</i>	C-1	88°	86°	18	24
	C-2	88°	86°	18	24
	C-3	87°	85°	20	25
<i>Facies b)</i>	B-1	80°		35	
	B-2	82°		32	
<i>Facies a)</i>	A-2	85°	82°	25	32
	A-3	83°		30	
	A-1	80°		35	

A sua volta, nei campioni più alterati, questa fascia iddingsitica passa gradualmente verso l'interno ad una zona costituita da un aggregato criptocristallino disorientato di minerali probabilmente lamellari, non pleocroici e di colore verdastro, debolmente rifrangenti, ascrivibili a minerali argillosi del tipo delle montmorilloniti.

Anche qui si è rilevata talora una fascia iddingsitica sviluppata entro i fenoeristalli con andamento parallelo ai bordi (ATZORI, 1966; CRISTOFOLINI, 1972; EDWARDS, 1938; SIMBOLI, 1963).

Benchè tali rapporti strutturali facciano pensare ad una cristallizzazione di olivina in tempi successivi a quelli della formazione dell'iddingsite (EDWARDS, 1938), tenendo conto che la paragenesi dell'aggregato iddingsitico è di bassa temperatura (SUN, 1957), si può suggerire

che questa si sia formata preferenzialmente in corrispondenza di una fascia con definito e particolare rapporto tra Mg e Fe nell'olivina originariamente zonata.

Il *plagioclasio* costituisce circa il 50% in media della roccia, rinvenendosi costantemente nella pasta di fondo in microliti listiformi, ed appiattiti secondo (010).



Fig. 4. — Veduta panoramica dell'affioramento basaltico di Motta S. Anastasia con il contatto con le formazioni sedimentarie incassanti, essenzialmente rappresentate dal conglomerato.

Tali microliti presentano un marcato idiomorfismo, sono spesso ben sviluppati, talvolta con dimensioni pari a quelle dei fenocristalli, e sono frequentemente geminati secondo le leggi dell'albite, dell'albite-Karlsbad e solo raramente del periclino.

Alcuni individui di dimensioni maggiori che si trovano esclusivamente nelle facies più interne, mostrano talvolta una zonatura di tipo normale caratterizzata da una zona interna labradoritica (60% in An) che verso l'esterno va arricchendosi in Na passando ad una zona periferica con composizione andesinica (45% in An).

TABELLA II. — *Dati diffrattometrici sulle olivine.*

<i>Campione</i>	METODO DI YODER E SAHAMA						METODO DI MURATA ET AL.			
	<i>Polveri non separate</i>			<i>Polveri arricchite</i>			<i>Polveri arricchite</i>			
	$d_{(130)} \text{ \AA}$	σ	% Fa	$d_{(130)} \text{ \AA}$	σ	% Fa	$2 \vartheta_{(602)} - 2 \vartheta_{(220) \text{ LiF}}$	σ	% Fa	
<i>Facies d)</i>	D-1	2,786	0,000	31	2,780	0,036	21	3,17	0,02	26
	D-7	2,783	0,031	25	2,780	0,010	21	3,03	0,01	18
	D-3	2,780	0,026	21	2,777	0,032	18	3,03	0,03	18
	D-2	2,778	0,010	19	2,776	0,010	17	3,04	0,01	19
	D-4	2,778	0,000	19	2,775	0,017	17	3,04	0,06	19
	D-9	2,787	0,028	32	2,780	0,041	21	—	—	—
<i>Facies c)</i>	C-1	2,779	0,030	20	2,781	0,000	22	3,07	0,00	21
	C-2	2,779	0,000	20	2,779	0,000	20	3,02	0,02	17
	C-3	2,784	0,014	27	2,782	0,010	24	3,07	0,00	21
<i>Facies b)</i>	B-1	2,796	0,032	44	2,787	0,028	32	—	—	—
	B-2	2,795	0,014	44	2,796	0,031	44	—	—	—
<i>Facies a)</i>	A-2	2,786	0,000	31	2,786	0,022	31	3,26	0,02	35
	A-3	2,787	0,045	32	2,787	0,010	32	3,23	0,02	32

Tale zonatura è poco evidente nei microliti plagioclasici della parte apicale dell'affioramento che mostrano una composizione nettamente labradoritica.

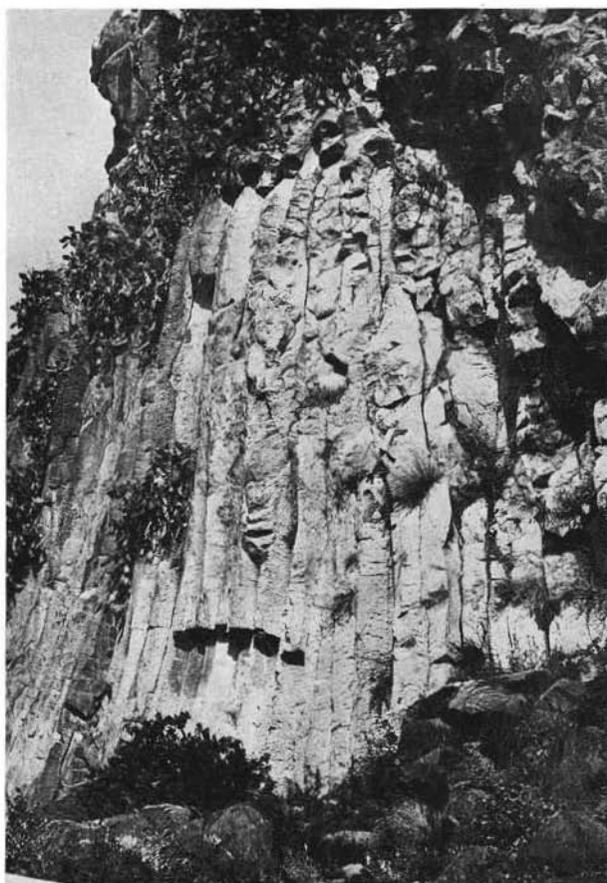


Fig. 5. — Facies *a*) a fessurazione tipicamente colonnare.

La composizione e lo stato termico del plagioclasio di dimensioni maggiori (tra 200 e 400 μm^2) sono stati definiti mediante la misura dei parametri I e B ($I = 2\theta_{131} + 2\theta_{220} - 4\theta_{1\bar{5}1}$; $B = 2\theta_{1\bar{1}1} - 2\theta_{20\bar{1}}$; SMITH e GAY, 1958; SPADEA, 1971) su polveri arricchite mediante separatore isodinamico Frantz.

I risultati dell'esame diffrattometrico (Tab. III) mostrano che la composizione del plagioclasio, desunta dal valore del parametro I' (secondo l'equazione di SPADEA, 1971: % An = $51,71 \times I' + 13,60$), si mantiene costante su tenori labradoritici (An = 60%).

TABELLA III. — *Dati diffrattometrici sui plagioclasii.*

Facies	Campione	B	I'	% An	$d_{(10\bar{1}0)} - d_{(20\bar{1})}$	% Or
Facies a)	A ₂	0,85	0,92	61	0,20	6
	A ₃	0,87	0,93	62	0,21	2
Facies b)	B ₁	0,85	0,96	63	—	—
	B ₂	0,86	0,83	56	—	—
Facies c)	C ₂	0,84	0,89	60	0,21	2
	C ₂	0,82	0,88	59	0,20	6
	C ₁	0,80	0,92	61	—	—
Facies d)	D ₀	0,82	0,92	61	—	—
	D ₄	0,83	0,87	58	—	—
	D ₃	0,83	0,81	55	0,20	6
	D ₁	0,81	0,97	64	0,21	2

Per quanto riguarda il parametro B, i valori misurati, maggiori per i campioni della parte basale dell'affioramento, possono indicare per questi uno stato termico di temperatura intermedia, inferiore rispetto a quello dei plagioclasii della parte sommitale e marginale.

Sulle stesse polveri si è cercato inoltre di ricavare il contenuto in K-feldispato in base al valore $d_{(20\bar{1})}$ del plagioclasio (TROEGER, 1967); i risultati ottenuti hanno messo in evidenza che nel plagioclasio dei campioni esaminati la componente K-feldispatica è presente in percentuali molto basse o, al limite, è addirittura assente.

Infine nei campioni esaminati il *pirosseno* è presente soprattutto nella pasta di fondo in microliti allotriomorfi, generalmente incolori o leggermente colorati su toni grigio-verde pallido, non pleocroici; tuttavia non mancano individui di dimensioni maggiori con caratteri di microfenocristalli, particolarmente evidenti nelle facies con pasta di fondo più minuta.

Quasi sempre si osservano strutture di implicazione con i micro-liti plagioclasici che si presentano spesso inclusi in individui pirossenici, e più raramente si osserva pirosseno concresciuto lungo i bordi dell'olivina.



Fig. 6. — Facies *b*) a fessurazione irregolare in blocchi poliedrici.

Generalmente il pirosseno è abbastanza fresco, mostra irregolari tracce di sfaldatura prismatica, ed i caratteri ottici osservati sui cristalli di maggiori dimensioni ($c^{\wedge}\gamma$ compreso tra 43° e 49° e $2V_{\gamma}$ compreso tra 50° e 58°) sono compatibili con una composizione augitica.

Sono stati eseguiti inoltre degli esami diffrattometrici sulle polveri totali di alcuni campioni, che in sezione sottile hanno mostrato un maggiore contenuto di microliti pirossenici.



Fig. 7. — Particolare della foto precedente in cui si nota anche la parte periferica del corpo magmatico (facies *c*), immediatamente al contatto con le rocce incassanti, caratterizzata da una minuta scagliettatura.

I valori ottenuti di b_0 ($\cong 8,906 \text{ \AA}$) e $a_0 \text{ sen } \beta$ ($\cong 9,314 \text{ \AA}$) sembrano indicare (BROWN, 1960) una composizione relativamente povera in Ca del pirosseno medio delle lave esaminate, sia pure con le limitazioni dell'ap-

plicabilità del metodo ai pirosseni etnei già poste in evidenza da AA. precedenti (SPADEA, 1972; LO GIUDICE, 1970; LO GIUDICE e RITTMANN, 1973; CRISTOFOLINI, in stampa).

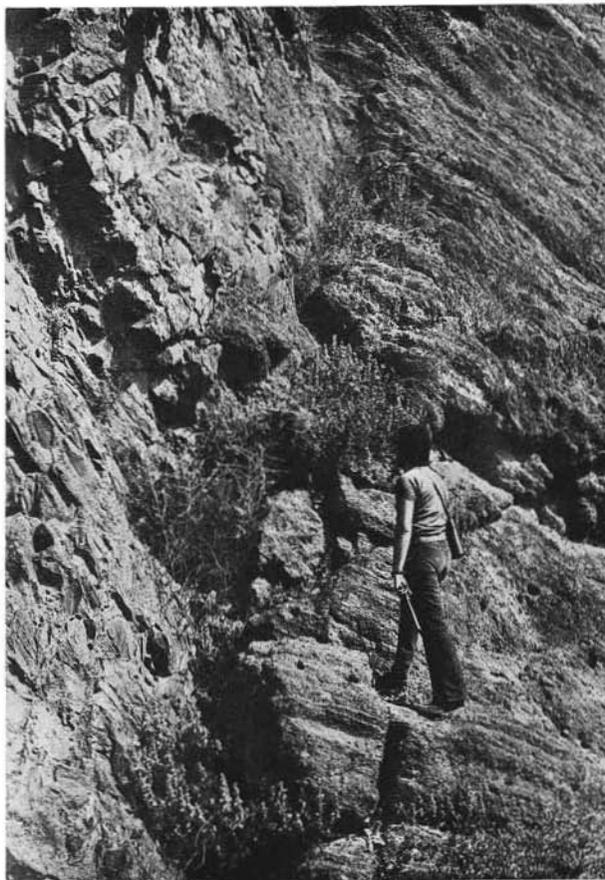


Fig. 8. — Facies marginale *c*), al contatto con il conglomerato incassante, interessata da sistemi di fessurazione sub-normali, che danno luogo a blocchi poliedrici di pochi dm³.

La presenza di una mesostasi criptoeristallina interstiziale risulta di particolare interesse nei campioni basali dell'affioramento.

Qui infatti si riconosce una mesostasi, costituita da un aggregato otticamente non risolubile di colore scuro fino a opaco, che supera il 15% in volume della roccia.

Questo fenomeno, precedentemente osservato da KIEFFER (1969) in situazioni analoghe, è stato messo in relazione con particolari condizioni fisico-chimiche durante la cristallizzazione, ed in particolare con un elevato potenziale di ossidazione nel liquido residuale.



Fig. 9. — Facies sommitale *d*) della massa magmatica, caratterizzata dalla presenza di plaghe discontinue con tessitura marcatamente bollosa.

A questo si può aggiungere che in un liquido interstiziale, fortemente frazionato e sottoraffreddato la velocità di accrescimento dei cristalli è molto rallentata; pertanto si può ritenere che la mesostasi non sia tanto un prodotto di devetrificazione, quanto il risultato di una cristallizzazione in condizioni di bassa mobilità ionica.

I minerali opachi infine, presenti nelle vulcaniti esaminate in quantità pari al 5-7% del totale della roccia, si rinvengono spesso sia inclusi nell'olivina di cristallizzazione precoce, che in minuti granuli con abito euedrale e talora con sviluppo scheletrico che nella pasta di fondo riempiono i vuoti interstiziali (« eleganti forme dendritiche » del DI FRANCO, 1930).

I dati strutturali permettono di stabilire un ordine di cristallizzazione: olivina (+ magnetite) → pirosseno, plagioclasio → minerali opachi, con un inizio di cristallizzazione del pirosseno probabilmente antecedente a quello del plagioclasio, a differenza di quanto si è riscontrato per le lave di Adrano (CRISTOFOLINI, 1972), in funzione delle diversità sia delle condizioni di cristallizzazione (YODER e TILLEY, 1962) sia della composizione.

Chimismo.

In tabella IV sono riportate le analisi chimiche di sette campioni dell'affioramento di Motta S. Anastasia riguardanti sia le facies interne (campioni 1, 2, 6, 7) che quelle marginali (campione 5) ed apicali (campioni 3, 4) (fig. 2).

In base ai coefficienti magmatici di NIGGLI, riportati in tabella V, si deduce che le vulcaniti in questione siano ascrivibili ad un tipo di magma femico, c-normale, relativamente povero in alcali.

Dalle analisi risulta evidente che MgO presenta le variazioni percentuali maggiori rispetto agli altri ossidi; poichè le concentrazioni degli altri ossidi sono relativamente costanti, l'effetto di variazione del tenore in MgO è evidenziato dall'uso del rapporto S.I. ($= \text{MgO} \times 100 / (\text{MgO} + \text{FeO}_{\text{tot}} + \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$); KUNO et al., 1957).

L'analisi dei diagrammi di variazione di fig. 10 mette in evidenza come le vulcaniti esaminate formino un gruppo sensibilmente omogeneo che viene a proiettarsi in corrispondenza dei termini più acidi delle manifestazioni a tendenza tholeiitica della zona di Adrano (ATZORI, 1966; CRISTOFOLINI, 1972; ROMANO, 1970; TANGUY, 1967).

In particolare si riconosce da questi diagrammi la chiara analogia dei prodotti qui analizzati con l'analisi di un campione di Motta S. Anastasia (TANGUY, 1967) e la tendenza ad un marcato impoverimento in ferro ed un leggero arricchimento in alcali rispetto a quelli di Adrano.

Più sfumate sono le somiglianze con le manifestazioni di Acitrezza e Acicastello (CARAPEZZA, 1962; CRISTOFOLINI, in stampa; STURIALE, 1968) che pur mostrando caratteri genericamente affini a quelli qui riscontrati, presentano concentrazioni in SiO_2 significativamente inferiori, conseguenti a tendenze evolutive diverse sviluppatasi probabilmente in ambiente di bassa pressione ed in presenza di variabili concentrazioni di gas e ad un maggior sviluppo di fenomeni deutericici (CRISTOFOLINI, in stampa).

Il diagramma $\text{SiO}_2 - (\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$ (fig. 11) mostra inoltre che le vulcaniti esaminate cadono interamente entro il campo dei basalti tholeiitici, definito da MACDONALD e KATSURA (1964), in corrispondenza delle manifestazioni più acide della zona di Adrano che si proiettano su un'area allungata sconfinante nel campo dei basalti olivinici alcalini (CRISTOFOLINI, 1972), mentre i prodotti di Acitrezza e Acicastello con una minor variabilità in SiO_2 ed un contenuto in alcali che in alcuni casi è maggiore si dispongono su un'area che cade preferenzialmente nel campo dei basalti alcalini.

TABELLA IV. — *Analisi chimiche dei prodotti di Motta S. Anastasia.*

	1	2	3	4	5	6	7
	A-3	A-2	D-1	D-7	B ₁ *	B-1	B-2
SiO_2	50,67	50,44	50,57	51,28	51,22	50,87	50,93
Al_2O_3	15,58	16,24	15,99	15,57	15,63	15,91	15,88
Fe_2O_3	3,07	3,07	3,55	4,06	3,95	2,56	2,36
FeO	6,58	6,76	6,15	5,97	6,22	7,38	7,59
MnO	0,22	0,18	0,19	0,18	0,21	0,22	0,22
MgO	6,50	6,25	6,80	6,80	7,10	5,80	6,60
CaO	9,32	9,02	9,20	9,31	8,60	9,06	9,46
Na_2O	3,74	3,41	3,37	3,48	3,12	3,35	3,49
K_2O	0,70	0,63	0,62	0,53	0,55	0,67	0,62
TiO_2	1,62	1,83	1,81	1,55	1,44	1,64	1,57
P_2O_5	0,45	0,41	0,52	0,44	0,32	0,60	0,38
H_2O^-	0,47	0,46	0,24	0,18	0,47	0,68	0,12
H_2O^+	0,64	0,82	0,67	0,91	0,69	0,81	0,71
	99,56	99,52	99,68	100,26	99,52	99,55	99,93

Considerazioni analoghe possono farsi esaminando i diagrammi A-F-M (fig. 12) e Q-L-M (fig. 13): nel primo i punti rappresentativi delle analisi qui considerate cadono in prossimità dei termini più evoluti di Adrano. Rispetto a questi ultimi si può tuttavia notare come il minor tenore in FeO_{tot} per le analisi di Motta S. Anastasia si traduce in un più basso rapporto di arricchimento in Fe e in un più elevato valore del parametro A.

Nel diagramma Q-L-M (secondo BURRI e NIGGLI, 1945), pur proiettandosi in una area sostanzialmente vicina a quella dei prodotti di

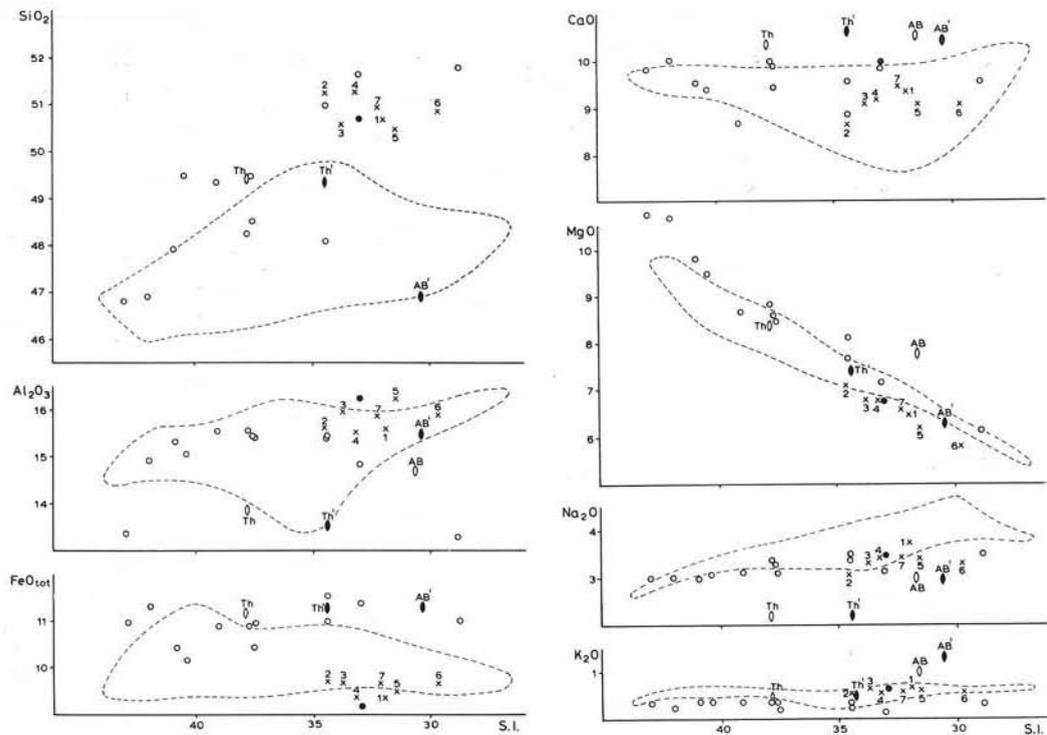


Fig. 10. — Diagrammi di variazione del rapporto S.I. (= $\text{MgO} \times 100 / \text{MgO} + \text{FeO}_{\text{tot}} + \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$) in funzione rispettivamente di SiO₂, Al₂O₃, FeO_{tot}, CaO, MgO, Na₂O, K₂O. L'analisi di questi diagrammi mette in risalto strette analogie per le vulcaniti esaminate con i termini più acidi delle manifestazioni a tendenza tholeiitica della zona di Adrano e con l'analisi di un campione di Motta S. Anastasia (Tanguy, 1967); inoltre è evidente la minore affinità con le manifestazioni di Acitrezza e Acicastello che, in particolare, presentano concentrazioni più basse in SiO₂. o = analisi della zona di Adrano; ● = analisi di Motta S. Anastasia di Tanguy (1967); linea a tratti = campo delle analisi di Acitrezza e Acicastello; x = dati analitici di questo lavoro; 0 Medie di lave hawaiiane (MACDONALD, 1969); ● Medie di basalti oceanici (MANSON, 1967).

Adrano, le analisi di Motta S. Anastasia si dispongono in una posizione che non segue l'allineamento riconosciuto per quelle di Adrano.

Benchè abbiano un grado di sottosaturazione analogo a quello dei termini più acidi di Adrano, le rocce qui analizzate presentano inoltre un parametro L significativamente più elevato.

TABELLA V. — *Coefficienti magmatici e base.*
(sec. NIGGLI).

	1 A-3	2 A-2	3 D-1	4 D-7	5 B ₁ *	6 B-1	7 B-2
si	123,86	124,98	123,23	124,52	125,79	128,23	123,01
al	22,44	23,71	22,96	22,28	22,62	23,63	22,60
fm	43,21	43,17	44,11	44,50	46,48	42,65	43,81
e	24,40	23,94	24,01	24,21	22,62	24,46	24,47
alk	9,95	9,18	8,91	9,01	8,28	9,26	9,12
ti	2,98	3,41	3,31	2,83	2,66	3,11	2,85
p	0,44	0,43	0,54	0,45	0,33	0,64	0,39
w	0,29	0,29	0,34	0,38	0,36	0,24	0,22
k	0,11	0,11	0,11	0,10	0,10	0,12	0,10
mg	0,55	0,53	0,56	0,55	0,56	0,51	0,54
qz	— 15,93	— 11,74	— 12,44	— 11,50	— 7,34	— 8,81	— 13,47
Cp	0,90	0,82	1,03	0,87	0,64	1,20	0,75
Ru	1,14	1,30	1,28	1,09	1,02	1,17	1,10
Kp	2,52	2,28	2,28	1,90	1,99	2,43	2,22
Ne	20,43	18,74	18,39	18,93	17,13	18,49	18,96
Cal	14,40	16,62	16,23	15,34	16,53	16,24	15,65
Cs	6,06	4,65	4,83	5,54	4,21	4,61	5,71
Fs	3,25	3,27	3,76	4,29	4,21	2,74	2,49
Fa	8,01	8,23	7,47	7,22	7,62	9,05	9,16
Fo	13,65	13,20	14,27	14,21	14,98	12,30	13,79
Q	29,64	30,89	30,50	30,62	31,66	31,75	30,17
L	37,35	37,64	36,85	36,16	35,65	37,16	36,83
M	33,02	31,47	32,64	33,22	32,68	31,09	32,99

Nel diagramma Or-Ab-An (feldispato normativo, % molecolari) (fig. 14) si evidenzia una composizione del plagioclasio normativo più albitica rispetto a quella determinata diffrattometricamente nel plagioclasio modale, concentrato per separazioni magnetiche e statisticamente arricchito degli individui di maggiori dimensioni e più basici.

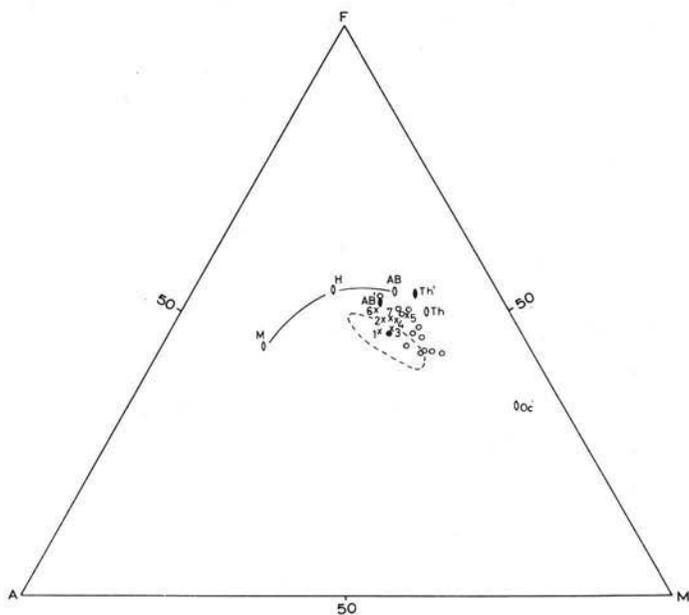


Fig. 12. — Anche in questo diagramma i punti rappresentativi delle vulcaniti esaminate si proiettano in corrispondenza di quelli relativi ai termini più evoluti della zona di Adrano, differiscono però da questi ultimi a causa di un più basso tenore in FeO_{tot} che si traduce in un più elevato valore del parametro A.

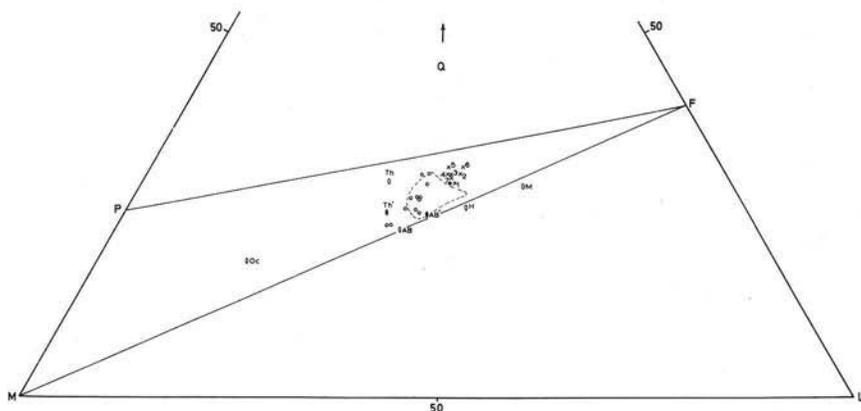


Fig. 13. — Le vulcaniti analizzate pur proiettandosi in un'area sostanzialmente vicina a quella delle manifestazioni di Adrano, se ne distaccano leggermente a causa di un parametro L significativamente superiore.

Si può notare come i punti in ogni caso occupino un campo caratteristico di pirosseni a tendenza subcalcica, e che quelli relativi alle analisi corrette si dispongano lungo un chiaro allineamento caratterizzato da un rapporto Mg/Fe pressochè costante e da un contenuto in Wo variabile da 30 a 15%.

TABELLA VI. — *Norme molecolari.*
(sec. BARTH).

	1	2	3	4	5	6	7
	A-3	A-2	D-1	D-7	B ₁ *	B-1	B-2
Q	—	0,66	0,93	1,56	2,87	1,42	—
Q (¹)	—	—	—	—	1,22	1,22	—
Or	4,15	3,75	3,70	3,15	3,30	4,05	3,65
Ab	34,00	31,20	30,65	31,50	28,50	30,80	31,60
An	24,02	27,72	27,05	25,57	27,57	27,05	26,10
Di	16,16	12,24	12,64	14,56	11,04	12,00	15,00
Hy	11,80	17,66	17,60	16,22	19,74	18,28	14,84
Hy (¹)	10,14	18,64	18,64	19,28	23,04	18,68	14,84
Ol	3,39	—	—	—	—	—	3,30
Ol (¹)	5,88	0,42	1,23	0,42	—	—	3,30
Il	2,28	2,60	2,54	2,18	2,04	2,34	2,20
Mt	3,24	3,27	3,75	4,27	4,20	2,73	2,47
Mt (¹)	2,41	2,47	2,41	2,47	2,55	2,53	2,47
Ap	0,88	0,85	1,09	0,91	0,67	1,28	0,80

(¹) Valori ottenuti considerando un grado d'ossidazione standard pari a quello dell'analisi 7.

La posizione dei punti lungo questo allineamento si correla abbastanza bene con il grado di saturazione in silice, espresso dal valore di qz (Tab. V) e dal contenuto in Quarzo normativo (Tab. VI), nel senso che ai termini più saturi corrisponde un pirosseno normativo a minor contenuto in Wo. Qualitativamente questo si accorda con quanto si è riscontrato per i pirosseni della zona di Adriano (CRISTOFOLINI, 1972), per i quali la tendenza all'impoverimento in Ca con l'aumentare della saturazione è confermata da ricerche in corso con l'uso della microsonda, anche se nel dettaglio l'andamento della curva evolutiva in

quest'ultimo caso è diverso come si può riscontrare in figura 15 B dove i pirosseni delle analisi di Motta S. Anastasia sono raffrontati con quelli di Adrano ($w =$ da 0,11 a 0,26).

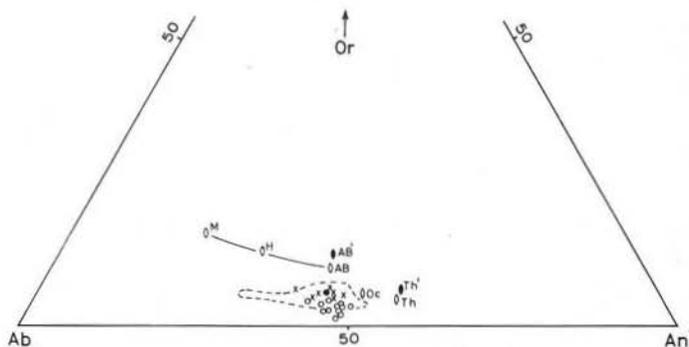


Fig. 14. — Il feldispato normativo delle analisi di Motta S. Anastasia risulta leggermente più arricchito in Or rispetto a quello dei prodotti della zona di Adrano e, analogamente a quest'ultimo, mostra una scarsa variabilità del rapporto Ab/An.

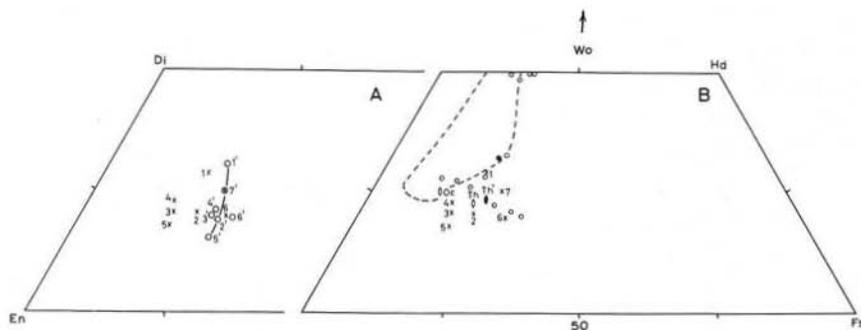


Fig. 15. — Diagramma di variazione Di-Hd-En-Fs. Vengono riportati i punti rappresentativi del pirosseno normativo delle vulcaniti di Motta S. Anastasia a partire dalle analisi con il grado di ossidazione effettivamente riscontrato (in figura sono segnati col simbolo « x ») e con un grado di ossidazione corretto, pari a quello dell'analisi 7 (in Fig. 9 A sono indicati col simbolo « o »). In ambedue i punti occupano un campo caratteristico di pirosseni subcalcici, con tendenza all'impovertimento in calcio parallela all'aumento del grado di saturazione, analogamente con quanto si è riscontrato per i pirosseni dei basalti della zona di Adrano. Per i simboli si veda la Fig. 4.

Conclusioni.

L'affioramento basaltico di Motta S. Anastasia è stato interpretato come una massa iniettata della quale è esposta la parte più elevata, parzialmente smantellata dall'erosione, che si è messa in posto probabilmente alla fine della deposizione dei conglomerati tardo-siciliani (WEZEL, 1967) o del Riss (KIEFFER, 1971).

I caratteri petrografici e petrochimici dell'affioramento ne confermano l'attribuzione ai basalti a tendenza tholeiitica, già proposta da TANGUY (1967), e ne mettono in rilievo alcune analogie di fondo con i prodotti di Adrano, con i quali le manifestazioni di Motta S. Anastasia sono correlabili anche per la loro posizione stratigrafica (CRISTOFOLINI, 1972).

Le manifestazioni studiate si caratterizzano, fra le più differenziate dei prodotti a carattere tholeiitico della regione etnea, come un gruppo relativamente omogeneo.

In tutti i diagrammi si nota tuttavia una variazione piccola ma sistematica nella posizione dei punti rappresentativi delle analisi dei campioni delle facies più interne (an. 1, 2, 6, 7) raffreddati più lentamente, rispetto a quelli marginali e sommitali (an. 3, 4, 5), nel senso che questi sono leggermente impoveriti in CaO, arricchiti in MgO (conseguentemente hanno un maggior valore di S.I. (fig. 10) ed hanno un tenore maggiore in SiO₂).

Queste differenze, ed in particolare la correlazione positiva tra la variazione di SiO₂ e MgO sono difficilmente interpretabili: il problema è solubile solo ammettendo: *a*) che nessuna delle analisi rappresenti la composizione del fuso originario; *b*) che nella colonna di magma iniettato esistesse già un gradiente di composizione dovuto a differenziazione; *c*) che nel tempo sia variato il numero e la composizione delle fasi che partecipavano al processo di frazionamento: in particolare si può pensare ad una sottrazione di proporzioni variabili di olivina e pirosseno.

La presenza di microfenocristalli di pirosseno augitico è, dal punto di vista modale, il carattere distintivo dei prodotti di Motta S. Anastasia rispetto ai meno differenziati termini di Adrano.

Rispetto a questi ultimi le manifestazioni di Motta S. Anastasia, mostrano significative differenze di chimismo, soprattutto per il minor tenore in FeO_{tot} e per il leggero arricchimento in alcali.

Inoltre, per tenori in silice e valori S.I. uguali, le percentuali di MgO , di Al_2O_3 sono qui più elevate, ed il rapporto di arricchimento ferrico è leggermente minore.

Questi fatti, ed in particolare il minor tenore in ferro caratteristico dell'intero gruppo delle analisi di questo lavoro, possono essere messi in relazione con una cristallizzazione frazionata in ambiente ossidante (con conseguente separazione di magnetite) da un magma che doveva trovarsi originariamente lungo la linea evolutiva dei prodotti di Adrano.

Questa tendenza, riscontrabile, benchè in modo meno accentuato, anche per i prodotti di Acitrezza, sembra caratteristica dell'evoluzione di corpi magmatici iniettati a debole profondità.

RIFERIMENTI BIBLIOGRAFICI

- ACCORDI B. e FRANCAVIGLIA A. (1960) - *La geologia del bacino del Simeto*. « *Tecnica Agricola* », 12, 221-244.
- ATZORI P. (1966) - *La parete lavica fra Adrano e Biancavilla*. « *Atti Acc. Gioenia Sc. Nat.* » Catania (6), 18, 50-70.
- BROWN G. M. (1960) - *The effect of ion substitution on the unit cell dimensions of common clinopyroxenes*. « *Amer. Miner.* », 45, 15-38.
- CARAPEZZA M. (1962) - *Caratteri petrochimici e litologici delle lave dell'Etna*. « *Acta Miner. Alpina* », Bologna, 8, 181-248.
- CRISTOFOLINI R. (1967) - *La successione dell'attività vulcanica sulle pendici sud-occidentali dell'Etna*. « *Atti Acc. Gioenia Sc. Nat.* », Catania (6), 18, Suppl. Sc. Geol., 283-294.
- CRISTOFOLINI R. (1972) - *I basalti a tendenza tholeiitica dell'Etna*. « *Periodico Mineral.* » 41, 167-200.
- CRISTOFOLINI R. (1974) - *La massa subvulcanica di Acitrezza*, in corso di stampa.
- DI FRANCO S. (1930) - *Ricerche petrografiche sulle lave dell'Etna*. « *Atti Acc. Gioenia Sc. Nat.* », Catania (5), 17, 1-120.
- KIEFFER G. (1969) - *Caractères des coulées de lave à entablement de « faux prismes »*, « *C.R. Acad. Sc. Paris* », 269, 2178-2181.
- KIEFFER G. (1971) - *Depots et niveaux et fluviaux de la région de Catane (Sicile)*. « *Méditerranée* » 5-6, 591-626.
- LO GIUDICE A. (1970) - *Caratteri petrografici e petrochimici delle lave del Complesso di Vavalaci (Etna)*. « *Rend. S.I.M.P.* », 26, 687-731.
- LO GIUDICE A. e RITTMANN L. (1973) - *Chimismo e costanti reticolari dei pirosseni alluminiferi*. « *Riv. Min. Sic.* », 142-144, 191-201.
- MAC DONALD G. A. (1969) - *Composition and origin of hawaiian lavas*. « *Geol. Soc. America* », Mem. 116, 477-522.

- MAC DONALD G. A. e KATSURA T. (1964) - *Chemical composition of hawaiian lavas.* « J. Petrol. », 5, 82-133.
- MANSON V. (1967) - *Geochemistry of basaltic rocks: major elements*, in « Basalts », Poldervaart & Hess ed., 215-269, Interscience-Wiley.
- MURATA K. J., BASTRON H. e BRANNOCK W. W. (1965) - *X-ray determinative curve for hawaiian olivines of composition Fe_{76-88} .* « U. S. Geol. Surv. Prof. Paper », 525C, 35-37.
- OGNIBEN L. (1960) - *Nota illustrativa allo schema geologico della Sicilia nord-orientale.* « Riv. Min. Sic. », 64-65, 183-212.
- OGNIBEN L. (1966) - *Lineamenti idrogeologici dell'Etna.* « Riv. Min. Sic. », 100-102, 1-24.
- ROMANO R. (1970) - *An example of tectonic control of magmatic differentiation.* « Bull. Vule. », Napoli, 24, 823-832.
- SCALIA (1907) - *Il Postpliocene dell'Etna.* « Atti Acc. Gioenia Sc. Nat. », Catania (4), 20, Mem. 13, 1-43.
- SIMBOLI G. (1963) - *I basalti di S. Pietro (Baunei) F. 208 Dorgali (Sardegna).* « Miner. Petrogr. Acta », Bologna, 9, 19-29.
- SMITH J. R. e GAY P. (1958) - *The powder pattern and lattice parameters of plagioclases feldspars. II.* « Mineral. Mag. », 31, 744-762.
- SPADEA P. (1971) - *Studio diffrattometrico e determinazione con metodo della fusione di plagioclasti dell'Etna di composizione An_{51-83} .* « Per. Miner. », 40, 377-391.
- STURIALE C. (1967) - *Su alcune piroclastiti del basso versante meridionale dell'Etna.* « Rend. Soc. Mineral. Ital. », 23, 427-452.
- STURIALE C. (1968) - *Le formazioni eruttive submarine a Nord di Catania.* « Rend. S.I.M.P. », 24, 313-346.
- SUN M. S. (1957) - *The nature of iddingsite in some basaltic rocks of New Mexico.* « Am. Miner. », 42, 523-533.
- TANGUY J. C. (1967) - *Présence de basaltes à caractère tholeiitique dans la zone de l'Etna (Sicile).* « C. R. Acad. Sc. Paris », 264, 21-24.
- TROEGER W. E. (1967) - *Optische Bestimmung der gesteinsbildenden Minerale.* Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung, Stuttgart, 2, 822.
- WALTERSHAUSEN (VON) SARTORIUS (1884) - *Der Aetna*, Vol. 1 e 2, W. Engelmann, Leipzig.
- WEZEL F. C. (1967) - *I terreni quaternari del substrato dell'Etna.* « Atti Acc. Gioenia Sc. Nat. », Catania (6), 18 (Suppl. Sc. Geol.), 271-282.
- YODER H. S. e SAHAMA T. G. (1957) - *Olivine X-ray determinative curve.* « Am. Miner. », 42, 475-490.
- YODER H. S. e TILLEY C. E. (1962) - *Origin of basalt magmas: an experimental study on natural and synthetic rock systems.* « J. Petrol. », 3, 343-532.