

LEONARDO LEONI (*)

I FELDSPATI DELLE ROCCE PORFIRICHE DELL'ISOLA D'ELBA. STUDIO MINERALOGICO E CHIMICO

RIASSUNTO. — Vengono riportati i risultati di uno studio di carattere mineralogico e chimico sui feldspati delle rocce porfiriche elbane. Sono stati studiati in totale 9 campioni dei quali 2 appartenenti agli ammassi porfirici del Marcianese, 1 appartenente ad un filone incassato nella granodiorite del M. Capanne e 6 appartenenti a filoni e piccoli ammassi dell'Elba centrale. Tutte le rocce esaminate, ad eccezione dei porfidi degli ammassi porfirici del Marcianese e del filone incassato nella granodiorite contengono fenocristalli di sanidino coesistenti con fenocristalli di plagioclasio aventi uno stato strutturale intermedio tra quello di bassa e quello di alta temperatura. Gli ammassi porfirici del Marcianese ed il filone incluso nella granodiorite sono invece caratterizzati dalla presenza di ortose e di plagioclasidi di bassa temperatura.

Per alcuni campioni appartenenti ai porfidi dell'Elba centrale una stima della temperatura e della pressione d'acqua al momento della cristallizzazione dei due feldspati ha portato ai seguenti valori: $T^{\circ}\text{C} = 700^{\circ} \pm 20^{\circ}$; $P_{(\text{H}_2\text{O})} = 5 - 10 \text{ Kb}$.

In queste condizioni di temperatura e pressione d'acqua, tenuto conto del chimismo delle rocce esaminate, è possibile la cristallizzazione del feldspato potassico in uno stadio abbastanza precoce, di poco successivo all'inizio di cristallizzazione del plagioclasio.

L'accrescimento e lo sviluppo oltre misura dei fenocristalli di sanidino è dovuto sia alle condizioni chimico-fisiche al momento della cristallizzazione di questo minerale sia alle modalità di degassazione del magma ed in particolare al perdurare per un tempo sufficientemente lungo di pressioni in volatili abbastanza elevate.

La distribuzione di Rb, Sr e Ba tra feldspati e roccia totale indica che la sequenza di cristallizzazione dei feldspati è assai simile in tutte le rocce esaminate.

Le caratteristiche tessiturali e chimiche (con particolare riferimento alla distribuzione di Sr e Ba) dei sanidini dei porfidi sono analoghe a quelle dei megacristalli di ortose della granodiorite del M. Capanne e suggeriscono modalità di genesi molto simili per il feldspato potassico nelle due giaciture.

L'interpretazione di una genesi primaria per i megacristalli di feldspato potassico presenti in molte rocce a composizione genericamente granitica sembra quindi la più probabile.

ABSTRACT. — Petrographical, mineralogical and chemical data on feldspars from porphyritic rocks of Elba Island (Italy) are reported. These rocks can be divided in two groups: a first group characterized by the presence of sanidine megacrysts (4 to 10 cm long in the [001] direction) coexisting with phenocrysts of plagioclase having an intermediate structural state; the second group characterized by the presence of phenocrysts of orthoclase (about 0,5 cm long in the [001] direction) coexisting with phenocrysts of plagioclase having a low temperature structural state.

(*) Istituto di Mineralogia e Petrografia, Università di Pisa. Centro di Minerogenesi, Petrogenesi e Tettogenesi dell'Appennino Settentrionale.

The data obtained in the present paper show that although both groups of rocks probably started their crystallization approximately under the same physical conditions (temperature: 650°-700° C; volatile pressure: 5-10 Kb) they had a cooling history quite different.

In fact, while the first group results to have cooled rather quickly and have lost the volatiles slowly, the second group shows to have cooled rather slowly and have lost the volatiles quickly.

The genesis of sanidine megacrysts is to be referred either to the particular chemical composition of the original melt, which caused an early crystallization of the K-feldspar, or to the relatively high volatile pressure, which persisted during the whole rock crystallization.

The early magmatic crystallization of the sanidine megacrysts is supported by the distribution of Ba and Sr between coexisting K-feldspar and plagioclase and by their distribution between both the feldspars and the whole rock.

Premessa

Continuando le ricerche (FRANZINI, LEONI, 1973; FRANZINI et al., 1974) sui feldspati delle rocce magmatiche della Toscana, ho ritenuto utile approfondire alcuni aspetti di carattere mineralogico e chimico sui feldspati delle rocce porfiriche dell'isola d'Elba. Queste rocce contengono quasi sempre grossi cristalli porfirici di feldspato potassico (sanidino) molto simili, sotto certi aspetti, a quelli che si rinvencono nella granodiorite del M. Capanne e della cui genesi mi sono occupato recentemente (FRANZINI et al., 1974). Secondo MARINELLI (1959) la genesi dei grossi cristalli porfirici di feldspato potassico nelle rocce porfiriche dell'isola d'Elba e nella granodiorite del M. Capanne sarebbe riconducibile a due processi di cristallizzazione molto diversi; mentre infatti i sanidini dei porfidi sarebbero dei veri e propri fenocristalli, i megacristalli di ortose si sarebbero originati da un fuso potassico tardivo che avrebbe ridisciolti in parte e localmente la granodiorite già quasi completamente cristallizzata. FRANZINI et al. (1974) hanno tuttavia mostrato, sulla base di alcune considerazioni di carattere tessiturale, mineralogico e chimico che anche per i grossi megacristalli di ortose della granodiorite del M. Capanne è possibile ammettere un'origine magmatica del tutto analoga a quella che MARINELLI (1955) propone per i grossi sanidini dei porfidi (¹). Sulla base di queste considerazioni ho quindi cercato di approfondire ulteriormente il problema della genesi dei megacristalli di feldspato potassico, studiando anche quelli presenti nei porfidi, allo scopo di precisare con maggior chiarezza le condizioni chimico-fisiche nelle quali è possibile avere la formazione di questi grossi cristalli di feldspato potassico, del resto assai comuni in molte rocce a composizione genericamente granitica.

Metodi di studio

OSSERVAZIONI AL MICROSCOPIO

Sono state eseguite al T.U. misure di 2V sul feldspato potassico e misure della composizione e stato termico dei plagioclasti; per queste ultime determinazioni è

(¹) Alle stesse conclusioni circa la genesi dei megacristalli di K-feldspato erano giunti PIRANI e SIMBOLI (1963) per i megacristalli di microclino presenti in alcuni graniti sardi.

stato utilizzato il metodo proposto da FRANZINI (1965) basato sulla misura degli angoli di estinzione in zona simmetrica su individui geminati Albite-Karlsbad.

STUDIO AI RAGGI X

Le misure ai raggi X sono state eseguite tutte su diffrattogrammi di polvere. Per il feldspato potassico ho misurato, su campioni naturali, secondo il metodo proposto WRIGHT (1968) i valori $2\vartheta(\text{CuK}\alpha)$ dei riflessi $(\bar{2}01)$, (060) e $(\bar{2}04)$. Per il plagioclasio seguendo il metodo di BAMBAUER et al. (1967) ho misurato (rad. $\text{CuK}\alpha$) il valore $\Delta\vartheta = 2\vartheta_{(131)} - 2\vartheta_{(\bar{1}\bar{3}1)}$ ed il valore $\Delta\vartheta = 2\vartheta_{(\bar{2}41)} - 2\vartheta_{(\bar{2}\bar{4}1)}$. I valori misurati hanno permesso di determinare lo stato strutturale dei plagioclasii utilizzando le composizioni ottenute per via chimica.

STUDIO DELLE CARATTERISTICHE CHIMICHE

Di ogni campione sono state eseguite analisi complete della roccia totale e dei fenocristalli di plagioclasio e di feldspato potassico. La separazione del feldspato potassico e del plagioclasio è stata eseguita al binoculare isolando frammenti di questi minerali ottenuti frantumando sezioni sottili dello spessore di circa 1 mm; è stato possibile in questo modo ottenere per ogni campione circa 150-200 mg di plagioclasio e feldspato potassico sufficientemente puri. Questa quantità è stata impiegata prima per le prove diffrattometriche ai raggi X e in un secondo momento per l'analisi chimica.

Le analisi sono state condotte in fluorescenza a raggi X (FRANZINI et al., 1973; FRANZINI e LEONI, 1972; LEONI e SAITTA, 1973) ad esclusione di H_2O e Na_2O (assorbimento atomico). Oltre agli elementi maggiori sono stati determinati Rb, Sr e Ba. Per i campioni contenenti i grossi cristalli porfirici di feldspato potassico l'analisi della roccia totale è stata ottenuta analizzando separatamente i fenocristalli di K-feldspato (completi delle loro inclusioni) e la roccia privata dei cristalli porfirici di feldspato potassico. L'influenza dei fenocristalli sul chimismo generale della roccia è stata valutata tenendo presente la loro abbondanza per m^2 di affioramento e le loro dimensioni medie (vedi MARINELLI, 1959). Tale procedimento è sicuramente il più accurato quando si abbia a che fare con rocce contenenti fenocristalli le cui dimensioni sono dell'ordine di 4-6 cm o anche più.

I campioni studiati

Le rocce porfiriche dell'Isola d'Elba sono state suddivise da MARINELLI (1955), cui si rimanda per l'accurata descrizione geologica e petrografica, in alcuni gruppi e sottogruppi. Ai fini del presente studio sono stati raccolti soltanto campioni di porfidi legati alla messa in posto della granodirite del M. Capanne. Particolare cura è stata posta nel raccogliere campioni freschi (in cave attive o tagli di strade recenti) tuttavia alcuni di questi sono parzialmente alterati.

Riporto di seguito una breve descrizione della giacitura e delle caratteristiche petrografiche più importanti dei singoli campioni ai fini di inquadrarli nell'ampia descrizione dei diversi tipi e sottotipi data da MARINELLI (1955).

a) CARATTERISTICHE PETROGRAFICHE

Campione 2 — Appartiene ad un filoncello dello spessore di 3-4 m incassato nella granodiorite del M. Capanne ed affiorante lungo la strada che dal paese di Marciana Marina conduce al paese del Poggio. La roccia presenta una grana non molto grossa ed è priva dei grossi cristalli porfiritici di feldspato potassico. Al microscopio appare evidente la tipica struttura porfirica con fenocristalli di plagioclasio, ortose e quarzo. La massa di fondo ha un aspetto di microimplicazione pegmatitica (associazione prevalente quarzo-ortose); i fenocristalli sono costituiti da plagioclasio, quarzo ed ortoclasio, scarsa la biotite.

Campione 4 — Appartiene ad un ammasso porfirico affiorante ad ovest del paese di Marciana Marina ed è stato raccolto in prossimità del porticciolo di questo paese. I grossi cristalli porfiritici di feldspato potassico sono assenti e solo raramente ho avuto occasione di scorgerne qualcuno nella massa porfirica di dimensioni peraltro molto ridotte (1-2 cm lungo la direzione di massimo allungamento). Al microscopio la roccia esibisce la tipica struttura porfirica con fenocristalli di plagioclasio, feldspato potassico e quarzo; piuttosto scarsa la biotite. La massa di fondo è di tipo microgranitico. I fenocristalli di feldspato potassico, come già osservato da MARINELLI (1955), sono rappresentati da due generazioni di cristalli: una generazione è costituita da cristalli tozzi, sfrangiati ai bordi e di dimensioni generalmente piccole, mentre l'altra è rappresentata da cristalli di dimensioni più grandi e dai contorni più regolari. Questi ultimi sono stati considerati analoghi ai grossi fenocristalli di feldspato potassico presenti negli altri campioni. I dati chimici e diffrattometrici riportati nel seguito si riferiscono a questa generazione.

Campione 1 — È stato raccolto in un piccolo ammasso porfirico incassato nei metabasalti termometamorfici affioranti ad Est del paese di Marciana Marina lungo la strada per Procchio. Presenta caratteristiche strutturali e tessiturali simili al campione precedente.

Campione 8 — Appartiene ad un ammasso porfirico affiorante lungo la strada che da Portoferraio conduce alla penisola d'Enfola ed è stato raccolto in prossimità della Tonnara a circa 10 m dal contatto con il «flysch». La roccia sebbene alterata contiene numerosi (circa 200 per m²) grossi cristalli porfiritici di feldspato potassico (sanidino). Tali cristalli a circa 7-8 m dal contatto con il flysch scompaiono e cedono il posto a grossi cristalli porfiritici di quarzo di circa 1-1,5 cm di diametro). La roccia in sezione sottile appare molto alterata ed è costituita da una massa di fondo di tipo microgranitico e da fenocristalli di plagioclasio, quarzo e biotite.

Campione 9 — È stato raccolto a circa 200 m dal precedente. I grossi cristalli di feldspato potassico sono molto abbondanti (circa 200 per m² di affioramento e le loro dimensioni medie sono di $4 \times 2 \times 1,5$). Per quanto concerne le caratteristiche petrografiche esse sono molto simili a quelle del campione precedente e la roccia appare assai più fresca.

Campione 7 — Appartiene ad un filone porfirico affiorante lungo la strada Portoferraio-Procchio ed è stato raccolto circa 2-3 km prima del bivio che conduce alla Biodola. I grossi cristalli di feldspato potassico sono assai abbondanti (circa 150 per m² di affioramento) e le loro dimensioni medie sono di $5 \times 2,5 \times 2$. Al microscopio la roccia appare costituita da una massa di fondo microgranitica con fenocristalli di plagioclasio, quarzo e biotite.

Campioni 10 e 11 — Provengono da un grande ammasso porfirico affiorante lungo la strada, di recente costruzione, che dal golfo di Lacona conduce al paese di Marina di Campo. I fenocristalli di feldspato potassico raggiungono in alcuni casi dimensioni considerevoli (circa 10 cm lungo la direzione di massimo allungamento) e la loro abbondanza è molto variabile come pure le loro dimensioni. Al microscopio la roccia

appare costituita da fenocristalli di plagioclasio, quarzo e biotite immersi in una massa di fondo di tipo microgranitico tendente alla microimplicazione. La roccia presenta inoltre accentuati fenomeni di autometamorfismo particolarmente evidenti per l'alterazione della biotite in tormalina.

Campione 13 — È stato raccolto in un filone di circa 6-7 m di potenza incassato nel « flysch » affiorante nei pressi del paese di Scaglieri. Contiene i grossi cristalli di feldspato potassico (sanidino); la loro abbondanza per m² di affioramento non è molto elevata: circa 70-80, le loro dimensioni medie sono di $4 \times 2,0 \times 1,5$. In sezione sottile la roccia è caratterizzata dal solito aspetto porfirico; la massa di fondo è di tipo microgranitico tendente alla microimplicazione. Tra i fenocristalli sono presenti anche plagioclasio, quarzo e biotite.

b) CARATTERISTICHE CHIMICHE

In tabella 1 vengono riportate le analisi chimiche delle rocce raccolte; tali analisi sono comprensive di tutti gli elementi maggiori e di alcuni elementi in tracce quali Rb, Sr e Ba. Dalle analisi chimiche è stata calcolata anche la norma C.I.P.W.. Dato il carattere delle rocce studiate e lo scopo di questo studio dei dati normativi, in tabella 1 vengono riportati solo i valori di Ab, An, Or, Q e la loro somma.

TABELLA 1

*Composizione chimica delle rocce studiate e norma CIPW
espressa come Ab+An+Or+Q*

<i>Camp.</i>	1	2	4	8	9	7	10	11	13
SiO ₂	68,92	73,27	69,95	63,99	66,17	66,83	65,70	67,15	66,70
Al ₂ O ₃	16,28	14,84	15,30	15,98	16,39	16,61	16,34	16,18	16,72
Fe ₂ O ₃	1,82	0,96	1,55	2,98	2,70	2,53	2,92	2,61	2,71
MgO	0,87	0,20	0,75	2,81	1,91	1,38	1,87	1,46	1,72
CaO	1,91	1,08	1,68	3,00	2,30	1,90	2,77	2,35	2,18
Na ₂ O	3,54	3,97	4,06	2,82	3,27	3,17	2,98	3,19	3,46
K ₂ O	4,42	4,59	5,65	4,41	4,73	4,80	4,44	4,53	4,13
MnO	0,05	0,05	0,03	0,06	0,06	0,06	0,06	0,06	0,06
TiO ₂	0,27	0,08	0,26	0,45	0,38	0,40	0,46	0,43	0,42
P ₂ O ₅	0,09	0,02	0,10	0,14	0,13	0,15	0,18	0,17	0,15
P.C.	1,83	0,94	0,67	3,36	1,96	2,18	2,28	1,93	1,80
Rb	330	375	348	303	345	353	298	350	370
Sr	167	72	203	279	264	218	353	201	237
Ba	243	73	312	451	402	435	520	320	258

Norma CIPW espressa come Ab+An+Or+Q

Q	26,30	30,58	20,00	20,51	21,66	24,34	23,18	24,55	23,98
Ab	29,94	33,58	34,34	23,85	27,66	26,81	25,20	26,98	29,61
An	8,89	4,05	6,85	13,97	10,56	8,45	12,56	10,55	9,83
Or	26,11	27,12	33,38	26,06	27,95	28,36	26,23	26,76	24,40
Somma	91,24	95,33	94,57	84,39	87,83	87,96	87,17	88,84	87,82

Il plagioclasio

Questo minerale è uno dei costituenti fondamentali delle rocce studiate. Si ritrova sempre sotto forma di fenocristalli e in alcuni casi (porfidi con massa di fondo microgranitica) in plaghette quale costituente della massa di fondo. I fenocristalli si presentano sempre di forma euedrale; i contorni sono infatti sempre ben definiti con gli spigoli talvolta leggermente arrotondati. Anche nelle rocce più fresche si presenta sempre più o meno sericitizzato; include molto spesso laminette di biotite. Se si esclude il campione 2 (appartenente ad un filone incassato nella granodiorite del M.te Capanne), dove è subordinato come quantità al feldspato potassico è, tra i fenocristalli, il minerale più abbondante. Le sue dimensioni sono di norma inferiori ai 4-5 mm. Si presenta sempre geminato Albite, meno frequentemente Albite-Karlsbad e Periclino ed è costantemente zonato. La zonatura è di tipo normale ed è caratterizzata da un nucleo centrale più basico cui segue una zona intermedia molto ampia di composizione più o meno costante, ma caratterizzata spesso da una fitta zonatura oscillatoria, ed infine un bordo esterno più acido. In tabella 2 vengono riportati i risultati relativi alla composizione e stato termico dei plagioclasii ottenuti per via ottica; i dati relativi alla composizione si riferiscono al nucleo, alla zona intermedia e al bordo più esterno.

TABELLA 2

Determinazioni ottiche relative alla composizione e stato strutturale dei fenocristalli di plagioclasio

Camp.	Composizione (% An)			Stato termico
	Nucleo	Zona interm.	Bordo esterno	
1	29	19	11	Bassa temperatura
4	27	18	9	Bassa temperatura
9	38	29	18	Intermedio
7	32	20	11	Intermedio
10	45	34	21	Intermedio
11	38	27	16	Intermedio
13	37	26	15	Intermedio

Questi dati indicano che la composizione dei plagioclasii è abbastanza variabile da campione a campione e che lo stato termico è generalmente intermedio tra quello di bassa e quello di alta temperatura; solamente i plagioclasii dei campioni 1 e 4 presentano uno stato termico di bassa temperatura. Sul campione 2 non è stato possibile eseguire le determinazioni.

Le caratteristiche strutturali dei plagioclasii determinate attraverso i raggi X sono rappresentate nelle figure 1 e 2. Utilizzando i diagrammi sperimentali di BAMBAUER et al. (1967) in fig. 1 e 2 sono stati riportati rispettivamente le misure relative ai valori $\Delta\vartheta = 2\vartheta_{(131)} - 2\vartheta_{(1\bar{3}1)}$ e $\Delta\vartheta = 2\vartheta_{(241)} - 2\vartheta_{(2\bar{4}1)}$ misurati su spettrogrammi di polveri; il contenuto di An di ogni plagioclasio riportato nei due dia-

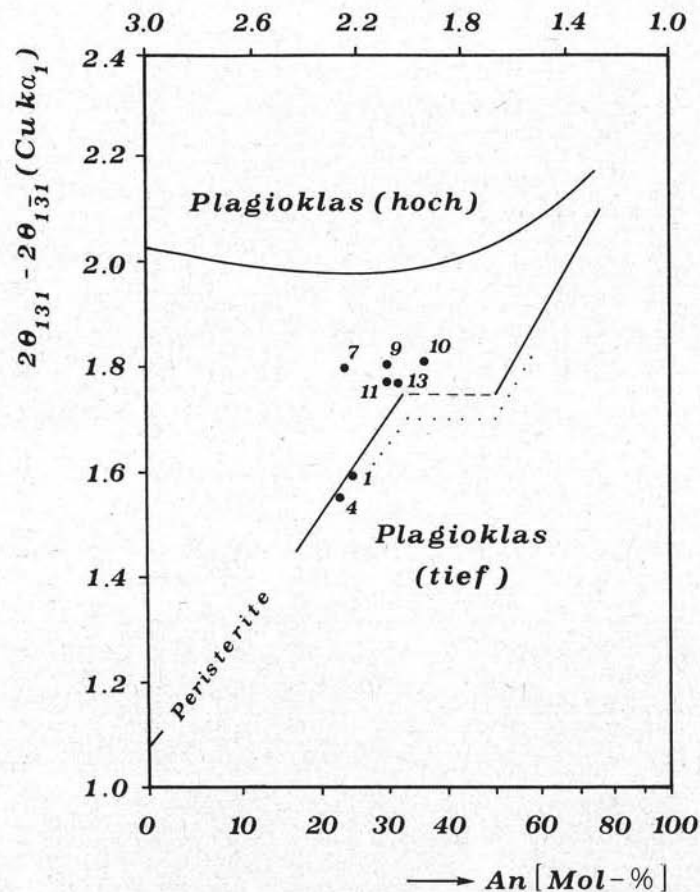


Fig. 1. — Diagramma (BAMBAUER et al., 1967) mostrandente lo stato strutturale e la composizione dei plagioclasti ($\text{Or} < 0,5 - 0,8$) in funzione della variazione $\Delta\theta = 2\theta_{131} - 2\theta_{131}(\text{Cu K}\alpha_1)$ (la linea tratteggiata si riferisce a plagioclasti con un contenuto di $\text{Or} = 4$).

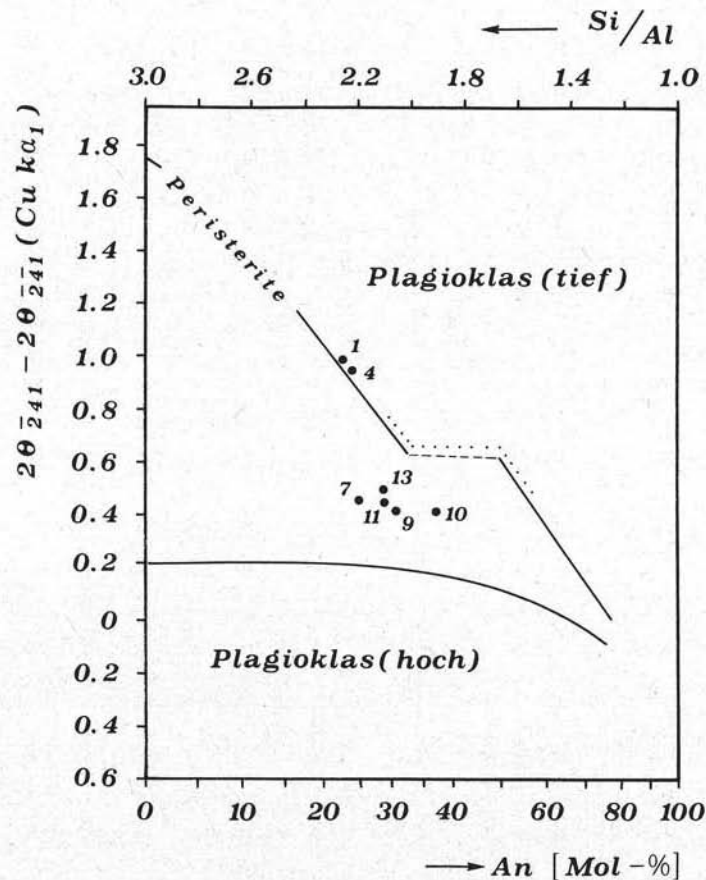


Fig. 2. — Diagramma (BAMBAUER et al., 1967) mostrandente lo stato strutturale e la composizione dei plagioclasti ($\text{Or} < 0,5 - 0,8$) in funzione della variazione $\Delta\theta = 2\theta_{241} - 2\theta_{241}(\text{Cu K}\alpha_1)$ (la linea tratteggiata si riferisce a plagioclasti con un contenuto di $\text{Or} = 4$).

grammi è quello ottenuto dall'analisi chimica (tabella 3). Questi dati mostrano che i plagioclasti in esame possono considerarsi come aventi uno stato strutturale intermedio tra quello di alta e quello di bassa temperatura. Fanno eccezione come al solito i plagioclasti appartenenti ai campioni 1 e 4 che esibiscono uno stato strutturale di bassa temperatura.

In tabella 3 vengono riportati i risultati delle analisi chimiche dei plagioclasti; tali analisi sono comprensive anche di Rb, Sr e Ba. I contenuti di Al_2O_3 e SiO_2 riportati in parentesi si riferiscono alla quantità di queste componenti necessarie a costruire Albite, Ortose e Anortite partendo dai valori di Na_2O , K_2O e CaO ottenuti sperimentalmente. Sebbene sia stata posta molta cura nella separazione dei plagioclasti, appare evidente che i campioni analizzati non sono puri. La differenza tra i valori del contenuto in SiO_2 determinati sperimentalmente e quelli necessari a saturare Na_2O , K_2O e CaO e i contenuti relativamente alti di K_2O sono sicuramente imputabili a piccole quantità di massa di fondo nella quale come già accennato predomina in tutti i campioni l'associazione Quarzo-Ortose.

TABELLA 3

*Composizione dei plagioclasti**Il contenuto di Ab e An è espresso come peso %*

<i>Camp.</i>	1	4	9	7	10	11	13
Na_2O	7,16	7,56	6,99	7,56	6,21	6,11	7,45
CaO	4,07	4,07	5,68	4,25	6,46	4,23	5,48
K_2O	2,05	1,74	0,89	1,50	1,28	1,39	0,74
Al_2O_3	21,78	22,41	23,34	21,48	24,08	22,50	23,28
	(21,39)	(22,65)	(22,78)	(21,78)	(23,33)	(22,12)	(23,01)
SiO_2	64,94	64,22	63,10	65,21	61,97	65,77	63,05
	(58,18)	(59,31)	(56,21)	(58,80)	(54,85)	(56,48)	(57,89)
Rb	38	24	37	41	40	39	34
Sr	278	350	380	369	577	391	426
Ba	60	85	94	89	105	84	91
An	24	25	32	25	38	30	30
Ab	76	75	68	75	62	70	70

In parentesi le percentuali di Al_2O_3 e SiO_2 che servono a saturare gli alcali e il CaO per formare Ab, Or e An.

Dato che i campioni analizzati non sono risultati del tutto puri, per calcolare la composizione del plagioclasio è stato innanzitutto utilizzato tutto il K_2O (e una parte del Na) per costruire un feldspato potassico di composizione uguale a quella (determinata per via chimica) dei fenocristalli di feldspato potassico contenuti nei singoli campioni. Quindi tutto il Ca e il Na residuo è stato utilizzato per calcolare la composizione dei plagioclasti riportata in tab. 3.

Il feldspato potassico

Questo minerale si trova nelle rocce esaminate sia in fenocristalli sia come costituente fondamentale della massa di fondo. Nella massa di fondo si presenta sempre in granuli molto minuti e spesso forma strutture di microimplicazione con il quarzo.

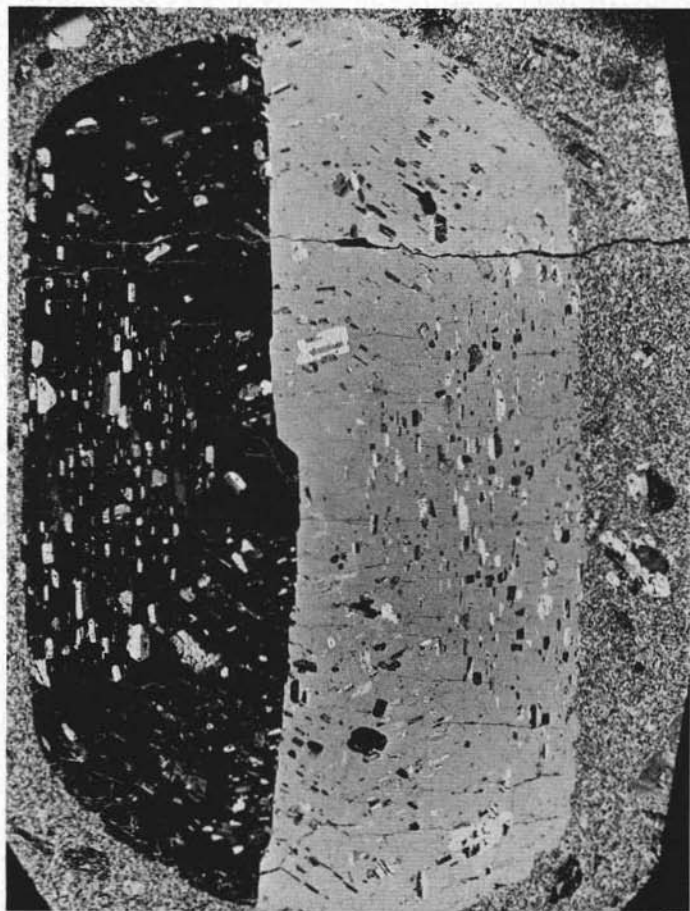


Fig. 3. — Sezione sottile di un tipico megacristallo di feldspato potassico (samidino) (17 X).

Le determinazioni mineralogiche e chimiche sono state condotte sui fenocristalli data l'impossibilità di separare il feldspato potassico dalla massa di fondo. I fenocristalli sono sempre di dimensioni notevoli (4-10 cm nella direzione di massimo allungamento) soprattutto se confrontati con altri fenocristalli (plagioclasio, quarzo e biotite). Soltanto nei campioni 2, 4, 1 non raggiungono dimensioni notevoli; in tali campioni infatti i fenocristalli di feldspato potassico sono di dimensioni molto ridotte e assai simili a quelle dei plagioclasti e del quarzo (2-5 mm).

I fenocristalli di grosse dimensioni si presentano generalmente appiattiti secondo (010) e geminati Karlsbad, assai più raramente Baveno e Manebach. Includono plagioclasio, biotite e quarzo.

Il plagioclasio è tra i minerali inclusi quello più abbondante. Si presenta in piccoli cristalli, quasi sempre perfettamente idiomorfi e di dimensioni assai inferiori a quelle dei fenocristalli contenuti nella roccia dei quali ha la stessa composizione e stato termico. Sono sempre zonati; la zonatura è caratterizzata da un

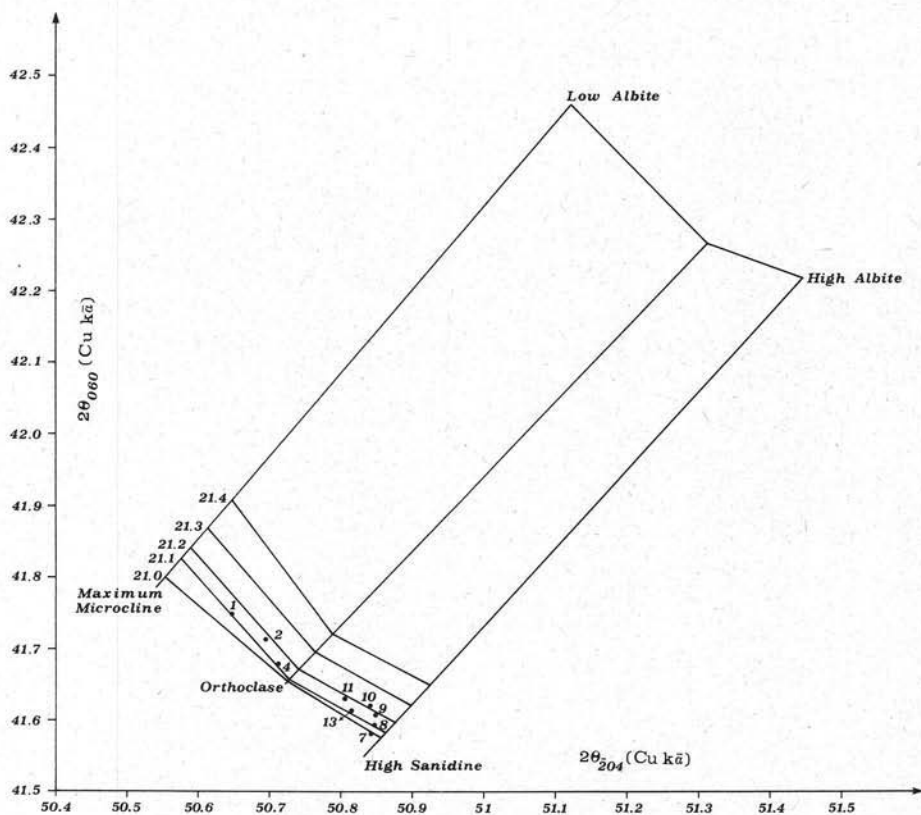


Fig. 4. — Diagramma (WRIGHT, 1968) mostrandone lo stato strutturale dei feldspati alcalini in funzione dei valori $2\theta_{(060)}$ e $2\theta_{(204)}$ (radiazione Cu $K\alpha$) (dal diagramma possono essere valutati anche i valori $2\theta_{(201)}$).

nucleo e da un bordo esterno aventi una composizione corrispondente rispettivamente al nucleo e alla zona intermedia dei fenocristalli della roccia. Esibiscono con il feldspato potassico che li ospita tipiche strutture di sinneusi (FRANZINI e LEONI, 1973) caratterizzate da una isoorientazione tra i piani (010) del plagioclasio e i piani (010), (001) e (110) del feldspato potassico. In fig. 3 è mostrato in sezione sottile un tipico fenocristallo di Feldspato potassico (camp. 9).

La biotite è dopo il plagioclasio il minerale incluso più abbondante. Anche questo minerale presenta tipiche strutture di sinneusi con il feldspato potassico e si presenta con le stesse dimensioni e le stesse caratteristiche ottiche della biotite contenuta nella roccia.

Il quarzo incluso nei cristalli porfirici è generalmente rappresentato da pochi individui di dimensioni analoghe a quelle degli inclusi di plagioclasio e assai inferiori a quelle dei fenocristalli di quarzo contenuti nella roccia; il loro aspetto morfologico è di solito rotondeggiante.

In linea generale molti aspetti di natura tessiturale, molte caratteristiche di natura mineralogica e petrografica dei minerali inclusi nei fenocristalli di feldspato potassico delle rocce porfiriche elbane sono molto simili a quelle riscontrate nei cristalli porfirici di ortose della granodiorite elbana (FRANZINI et al., 1974).

TABELLA 4

*Contenuto di (Ab + An) nei fenocristalli di feldspato potassico
(% in peso) e misure di 2V*

Camp.	2 $\bar{\theta}$ ₍₂₀₁₎ (Cu K α)		(Ab + An)	2V α
	Misurati	Dal diagramma di fig. 4		
1	21,00	21,10	11,5	54°
2	21,08	21,15	16,5	46°
4	21,04	21,11	13,5	43°
8	21,09	21,11	16,0	5°
9	21,13	21,18	19,0	5°
7	21,08	21,00	17,0	5°
10	21,14	21,20	20,0	5°
11	21,14	21,17	20,0	8°
13	21,14	21,10	20,0	9°

Nel diagramma rappresentato in fig. 4, ripreso da un lavoro di WRIGTH (1968), sono stati riportati i valori (2 $\bar{\theta}$, CuK α) dei riflessi (060) e (204) che permettono di stabilire le caratteristiche strutturali dei feldspati alcalini. Da tale diagramma è anche possibile stimare il valore (2 $\bar{\theta}$) del riflesso (201) che è funzione della composizione. Poichè i valori (2 $\bar{\theta}$) del riflesso (201) determinati sperimentalmente e quelli ottenuti indirettamente dal diagramma hanno fornito un buon accordo (massima deviazione 0,09° di 2 $\bar{\theta}$) i feldspati in esame possono considerarsi secondo la definizione di WRIGTH (1968) normali. È quindi possibile utilizzare i valori misurati di 2 $\bar{\theta}$ per calcolare il contenuto in Ab. In tabella 4 vengono riportati i valori del contenuto in Ab nei feldspati potassici esaminati e i valori di 2V α determinati per via ottica. Per il campione 4, nel quale, come già accennato, sono presenti due generazioni di feldspato potassico le caratteristiche strutturali, di composizione e i valori di 2V α si riferiscono ai cristalli di più grosse dimensioni, di aspetto più limpido e dai contorni regolari. In tab. 5 vengono riportate le analisi

chimiche dei feldspati potassici contenuti nei campioni esaminati. Tali analisi sono comprensive anche di Rb, Sr e Ba. I contenuti di Al_2O_3 e SiO_2 in parentesi si riferiscono anche in questo caso alle quantità necessarie a saturare K_2O , Na_2O , CaO .

Avendo in questo caso campioni sufficientemente puri la composizione dei feldspati potassici è stata ricalcolata come ($\text{Or}_{1-(x+y)}$, Ab_x , An_y).

TABELLA 5

Composizione chimica dei fenocristalli di feldspato potassico

Il contenuto di Or, Ab e An è espresso come peso %

Camp.	1	2	4	8	9	7	10	11	13
K_2O	13,32	12,16	12,61	12,93	12,45	12,70	12,73	12,82	13,01
Na_2O	2,05	3,00	2,34	2,28	2,55	2,33	2,39	2,34	2,31
CaO	0,30	0,25	0,38	0,34	0,50	0,34	0,46	0,27	0,28
Al_2O_3	18,45	18,46	18,10	18,21	18,34	18,74	18,45	18,42	18,35
	(18,32)	(18,54)	(18,18)	(18,36)	(18,57)	(18,19)	(18,54)	(18,21)	(18,38)
SiO_2	65,88	66,13	66,57	66,24	66,16	65,89	65,97	66,15	66,05
	(63,53)	(64,50)	(62,70)	(63,50)	(63,57)	(62,91)	(63,63)	(63,27)	(63,85)
Rb	617	735	438	489	530	489	401	536	609
Sr	274	102	332	340	348	344	416	319	308
Ba	1436	284	1656	1750	1506	2170	2735	1625	1176
Or	80,7	73,0	77,4	78,4	75,3	77,7	77,0	78,1	78,6
Ab	17,7	25,8	20,6	19,8	22,1	20,5	20,7	20,5	19,9
An	1,6	1,2	2,0	1,8	2,6	1,8	2,3	1,4	1,4

In parentesi le percentuali di Al_2O_3 e SiO_2 che servono a saturare gli alcali e il CaO per formare Or, Ab e An.

Discussione dei dati raccolti

a) LE CARATTERISTICHE STRUTTURALI DEI FELDSPATI

I dati ottici e roentgenografici raccolti mettono in evidenza che i campioni studiati possono essere suddivisi in due gruppi sulla base delle caratteristiche strutturali dei feldspati che contengono.

Nei campioni 7, 8, 9, 10, 11, 13 si trova sanidino associato a plagioclasio di stato strutturale intermedio. Nei campioni 1, 2, 4 si ha invece l'associazione di ortoclasio con plagioclasio di bassa temperatura. A questa differenza fa riscontro macroscopicamente la presenza (camp. 7, 8, 9, 10, 11, 13) o l'assenza (camp. 1, 2, 4) dei grossi fenocristalli di feldspato potassico. Nei campioni 9, 10, 13 LEONI e RIVALENTI (1974) hanno determinato secondo il metodo di DENNEN et al. (1970) che la temperatura di cristallizzazione del quarzo è di $700^\circ \pm 20^\circ \text{C}$. Sebbene il feldspato potassico abbia iniziato la sua cristallizzazione prima del quarzo, la costante presenza di piccoli cristalli di questo minerale nei fenocristalli di sanidino fa ritenere che l'intervallo di temperatura tra l'inizio di cristallizzazione dei due minerali sia stato

abbastanza piccolo; possiamo quindi assumere che la cristallizzazione del feldspato potassico sia avvenuta a circa 700° C.

Essendo nota la temperatura di cristallizzazione del feldspato potassico è possibile tentare una stima delle corrispondenti pressioni in volatili utilizzando i diagrammi di SECK (1971), fig. 5, che forniscono, ad una temperatura di 650° C i dati relativi alla ripartizione dell'Ab fra plagioclasio e feldspato potassico che cristallizzano all'equilibrio a pressioni di 1 Kb, 5 Kb, 10 Kb. Questi dati devono essere integrati ricordando che secondo SECK (1971) un aumento della temperatura di 15° C ha, sulla ripartizione dell'Ab fra i due feldspati coesistenti, lo stesso effetto di una diminuzione della pressione di 1 Kb.

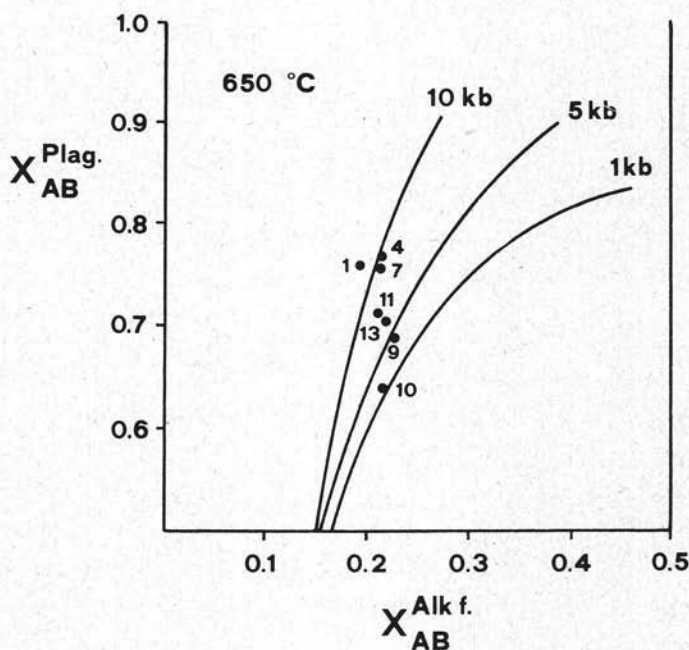


Fig. 5. — Diagramma (SECK, 1971) mostrandone la variazione del contenuto di Ab tra feldspato potassico e plagioclasio all'equilibrio per una temperatura di 650° C ed una pressione d'acqua di 1, 5, 10 Kb.

Nel diagramma sono riportate le composizioni medie, determinate per via chimica, dei due feldspati coesistenti in ogni campione. Questi valori, teoricamente, non sono rappresentativi di una situazione all'equilibrio in quanto non è nota la composizione effettiva del plagioclasio al momento della cristallizzazione del feldspato potassico; il plagioclasio è sempre zonato e sicuramente la sua cristallizzazione ha avuto inizio prima di quella del K-feldspato. Tuttavia in prima approssimazione i dati osservati si possono ritenere sufficientemente vicini a quelli di una cristallizzazione all'equilibrio. Dal diagramma di fig. 5 si ricava quindi che per i cam-

pioni 9, 10, 13 la pressione in volatili al momento della cristallizzazione doveva essere compresa fra circa 5 e 10 Kb; alla pressione letta sul diagramma vanno infatti aggiunti circa 3 Kb dovuti alla differenza di 50° C fra la temperatura (700°) di cristallizzazione misurata per questi campioni e quella per la quale è disegnato il diagramma di fig. 5.

Per i rimanenti campioni i dati indicano una pressione in volatili più alta di quella relativa ai campioni 10, 9, 13, oppure una temperatura più bassa. Nonostante la mancanza di dati precisi soprattutto per i campioni 1, 4, 7, 11 sulle temperature di cristallizzazione e sulle pressioni in volatili si può con una certa sicurezza assumere che queste fossero comprese per tutti i campioni rispettivamente fra circa 650° C e 700° C e fra 5 e 10 Kb.

Secondo i dati di GOLDSMITH e LAVES (1954), certamente nelle condizioni ora dette la fase stabile del feldspato potassico al momento della cristallizzazione doveva essere il sanidino. La presenza di ortoclasio nei campioni 1, 4, 2 è da mettersi quindi in relazione alle modalità di messa in posto e alla velocità di raffreddamento delle rocce studiate. Da questo punto di vista le rocce porfiriche del Marcianese devono essersi messe in posto sicuramente ad una profondità maggiore delle altre rocce ed essere andate incontro ad un raffreddamento più lento. Del resto anche il grado di smescolamento del feldspato potassico, valutabile dal confronto tra i dati ottenuti sui campioni naturali attraverso i raggi X e quelli ottenuti per via chimica (vedi tab. 4 e 5) suggerisce per i campioni 1, 2, 4 un raffreddamento più lento che per gli altri campioni. Alle stesse conclusioni, era giunto MARINELLI (1955), sia su basi petrografiche e geologiche, sia basandosi sulle caratteristiche ottiche del feldspato potassico.

b) LA GENESI DEI CRISTALLI PORFIRICI DI SANIDINO

Utilizzando i diagrammi di JAMES e HAMILTON (1969), costruiti ad 1 Kb di pressione d'acqua è possibile ricostruire a grosse linee la storia di cristallizzazione delle rocce porfiriche studiate, partendo dalla loro composizione normativa espressa come (Ab+Or+An+Q). In fig. 6 sono riportati tre diagrammi che rappresentano altrettante sezioni a diversi contenuti di An, del tetraedro Ab, Or, An, Q ad 1 Kb: a) An 10 %; b) An 7,5 %; c) An 5 %. Per ogni campione studiato partendo dalla composizione normativa iniziale, espressa come somma a 100 di (Ab+Or+An+Q), si è proceduto a calcolare la variazione di composizione normativa facendo cristallizzare un plagioclasio della composizione media ottenuta per via chimica (tab. 3). I calcoli sono stati condotti per ogni campione in modo da ottenere frazioni residue nella cui composizione normativa l'An rappresenti il 10 %, il 7,5 % ed il 5 %. I dati così ottenuti sono quelli riportati nei diagrammi di fig. 6. Nella tab. 6 sono riportate le percentuali di plagioclasio, necessarie a raggiungere composizioni normative residue contenenti il 10 %, il 7,5 % ed il 5 % di An. Dal confronto fra i dati della tabella 6 e i diagrammi di fig. 6 appare che la cristallizzazione del feldspato potassico può iniziare, nelle rocce esaminate, quando sia cristallizzato all'incirca

il 40 % del plagioclasio totale. Fa eccezione il campione 4 appartenente al complesso porfirico del Marcianese, che come ho già fatto osservare contiene fenocristalli di ortoclasio di piccole dimensioni; per questo campione l'inizio della cristallizzazione del feldspato potassico dovrebbe avere inizio, sulla base dei diagrammi di fig. 6, più tardi e questo potrebbe spiegare in parte le dimensioni ridotte dei fenocristalli di questo minerale; d'altra parte il campione 1, appartenente anch'esso al complesso porfirico del Marcianese (per quanto questo campione sia stato raccolto in un diverso ammasso) si comporta come gli altri campioni, pur presentando fenocristalli di ortoclasio di dimensioni simili al campione 4. Evidentemente non solo i fattori chimici ma anche le condizioni fisiche devono aver influenzato l'accrescimento dei fenocristalli di feldspato potassico.

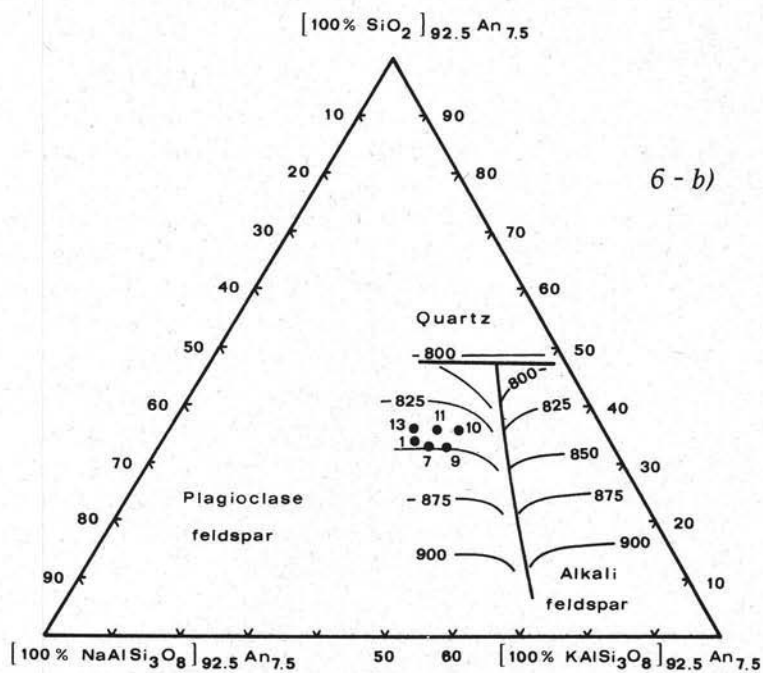
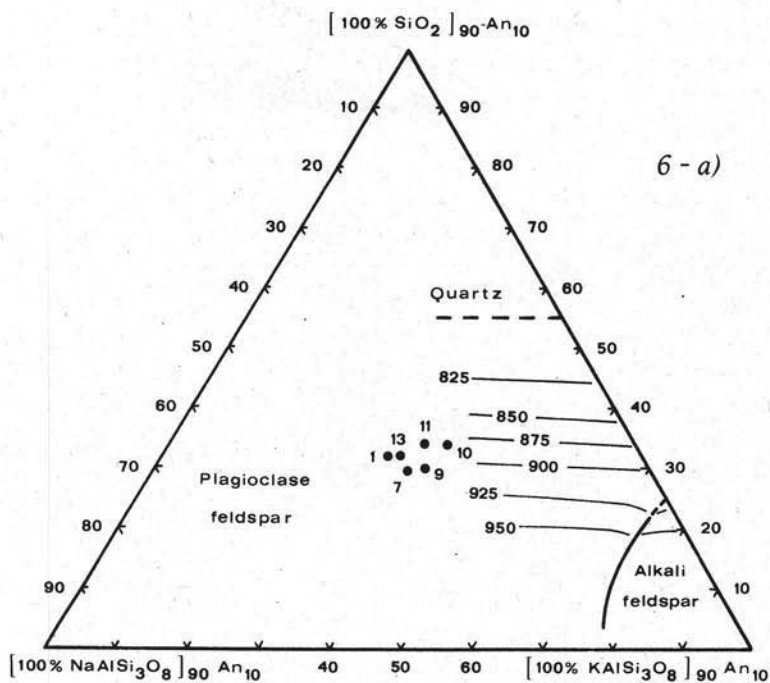
TABELLA 6

Percentuale di plagioclasio cristallizzato, sul contenuto totale di plagioclasio, per ottenere un residuo con il 10, 7,5, 5 % di An normativa

Camp.	An (10 %)	An (7,5 %)	An (5 %)
1	0	18 %	48 %
4	0	0	32 %
7	0	21 %	49 %
9	15 %	32 %	58 %
10	27 %	40 %	65 %
11	15 %	35 %	58 %
13	9 %	28 %	55 %

I diagrammi utilizzati si riferiscono ad 1 Kb di pressione d'acqua mentre i dati relativi alla formazione del feldspato potassico indicano pressioni d'acqua da 5 Kb a 10 Kb; è pertanto opportuno valutare almeno da un punto di vista qualitativo, l'influenza di una maggiore pressione in volatili sull'andamento della cristallizzazione dei due feldspati. Mi limiterò pertanto a considerare separatamente il sistema ternario Ab-Or-An (per questo sistema sono noti i dati relativi a 5 Kb di pressione d'acqua) e quello ternario Ab-Or-Q trascurando in un caso l'influenza del quarzo e nell'altro l'influenza dell'An.

Ad una pressione in volatili di 5 Kb la linea di liquidus nel sistema Ab-Or-An ha l'andamento rappresentato nel diagramma di fig. 7 (YODER et al., 1957 c). In questo diagramma sono state riportate le composizioni normative delle rocce ottenute dopo parziale cristallizzazione del plagioclasio sino a raggiungere un contenuto normativo di An pari al 7,5 % (punti pieni) ed al 5 % (punti vuoti). I campioni si allineano secondo due linee leggermente spostate verso il campo dei plagioclasii ovvero verso quello del feldspato potassico rispetto alla linea sperimentale di liquidus di YODER et al. (1957 c) seguendone tuttavia l'andamento. Il diagramma di YODER et al. (1957 c) (fig. 7), relativo al sistema Ab-Or-An, sembra quindi suggerire, prescindendo ovviamente dall'influenza del contenuto in quarzo, che la se-



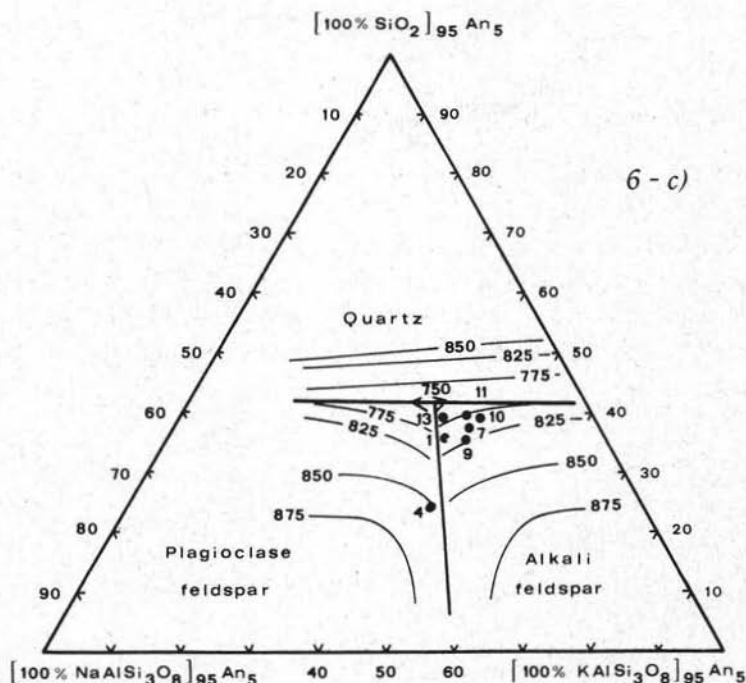


Fig. 6 - a), b), c). — Diagrammi (HAMILTON, 1969) che illustrano nel sistema $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$ - KAlSi_3O_8 - $\text{CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8$ - SiO_2 ad 1 Kb di pressione d'acqua la sequenza di cristallizzazione dei feldspati nelle rocce porfiriche esaminate. a) 10 % di An; b) 7,5 % di An; c) 5 % di An.

sequenza di cristallizzazione dei feldspati ad una pressione di 5 Kb non dovrebbe discostarsi di molto da quella ad 1 Kb di pressione d'acqua. Infatti come già emerso dai diagrammi di fig. 6, appare che l'inizio di cristallizzazione del feldspato potassico avviene quando la cristallizzazione parziale del plagioclasio ha ridotto l'An normativo nel residuo a valori compresi tra il 7,5 % ed il 5 %.

Per quanto concerne il sistema Ab-Or-Q i diagrammi di TUTTLE e BOWEN (1958) costruiti per diversi valori di pressione in volatili indicano che un aumento di pressione in volatili ha come effetto quello di spostare la linea cotettica che separa il campo di stabilità del quarzo da quello dei feldspati alcalini verso il lato Ab-Or e di spostare il minimo Ab-Or verso l'albite aumentando sia il campo di stabilità del quarzo che quello del feldspato potassico. La presenza di una quantità di An normativo dell'ordine del 7,5 % - 5 % dovrebbe modificare di poco questo schema. L'effetto di una maggiore pressione in volatili avrebbe quindi come conseguenza quella di favorire la cristallizzazione del quarzo e del feldspato potassico (la presenza di piccoli cristalli di quarzo di aspetto rotondeggiante nei fenocristalli di sanidino è spiegabile in questo modo) o addirittura del solo quarzo.

Sulla base delle considerazioni ora svolte, che saranno avvalorate dallo studio degli elementi in tracce, sembra si possa concludere che i megacristalli di sanidino

dei porfidi siano fenocristalli nel senso stretto della parola. Tali fenocristalli possono formarsi ed accrescersi solamente in un ambiente sufficientemente profondo e da un fuso ricco in volatili, nel quale sia possibile avere una mobilità ionica non indifferente. In alcune delle rocce studiate si osservano evidenti fenomeni di autometamorfismo con formazione di tormalina; questi fenomeni come già osservato da MARINELLI (1955) sono assai comuni nelle rocce porfiriche contenenti i megacristalli di feldspato potassico. È interessante osservare inoltre che, come detto da MARINELLI (1955), sembra esistere una correlazione abbastanza stretta tra le dimensioni dei megacristalli di feldspato potassico e l'intensità dei fenomeni di automorfismo. L'eccezionale sviluppo di dimensioni del feldspato potassico potrebbe

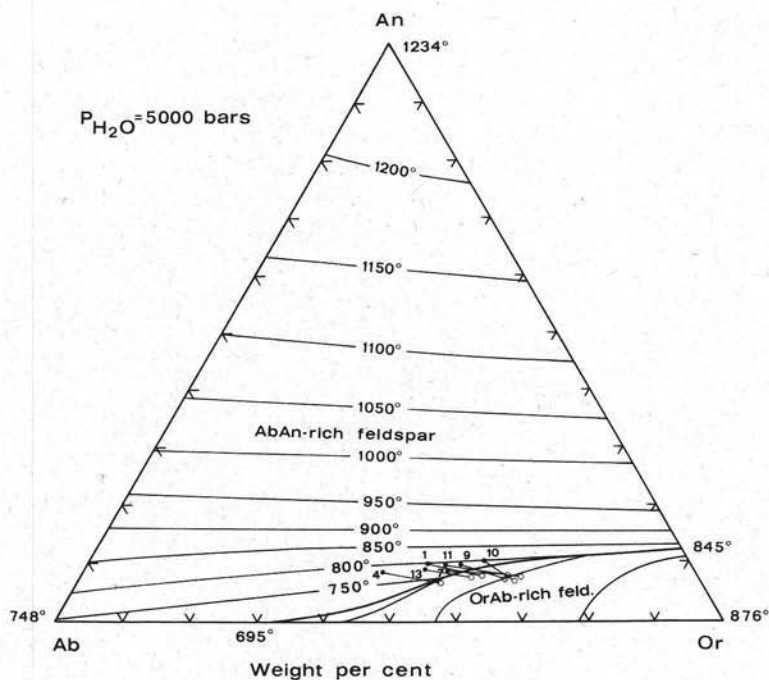


Fig. 7. — Diagramma che illustra nel sistema Ab-Or-An a 5 Kb di pressione d'acqua (YODER et al., 1957) la sequenza di cristallizzazione dei feldspati nelle rocce porfiriche studiate. ● = 7,5 % di An nel residuo; ○ = 5 % di An nel residuo.

essere quindi legato al perdurare per un tempo sufficientemente lungo di una pressione in volatili tale da garantire la mobilità ionica necessaria per l'accrescimento dei megacristalli di feldspato potassico. Da ciò si deve concludere che per le rocce contenenti i grossi cristalli di sanidino condizioni di questo tipo devono essersi mantenute per un tempo relativamente lungo e che la degassazione del fuso residuo deve essere avvenuta assai tardivamente. Per gli ammassi porfirici del Marcianese,

ed in genere per quelle rocce porfiriche contenenti fenocristalli di feldspato potassico di dimensioni piccole, la degassazione deve essere avvenuta invece in un momento nel quale la cristallizzazione era in uno stadio meno avanzato.

e) LA DISTRIBUZIONE DEGLI ELEMENTI IN TRACCE

I contenuti di Rb, Sr e Ba nella roccia totale, nel feldspato potassico e nel plagioclasio sono riportati nelle tab. 1, 3 e 5. Le tecniche analitiche utilizzate garantiscono una buona accuratezza dei dati. I contenuti di Rb, Sr e Ba del plagioclasio riportati in tabella 3 sono già corretti per le impurezze di quarzo (dedotte dall'eccesso di silice nell'analisi) e di feldspato potassico (calcolato utilizzando tutto il K_2O per costruire un feldspato potassico con la composizione della tab. 5).

Considerate le quantità di Rb, Sr e Ba contenute nel feldspato potassico si deve concludere che i dati relativi allo Sr nel plagioclasio sono ancora sufficientemente accurati, mentre i dati relativi a Rb e Ba sono assai meno attendibili e probabilmente in eccesso per il Rb ed in difetto per il Ba.

Le tabelle 7 e 8 riportano i dati relativi ad alcuni rapporti significativi fra coppie di elementi e fra minerali e roccia totale.

Dai dati della tabella 7 appare immediata la differenza di comportamento geochimico del Rb e Ba in confronto allo Sr, ed anche la notevole omogeneità dei dati relativi ai diversi campioni. Omogeneità che induce a ritenere che la storia di cristallizzazione dei diversi porfidi esaminati sia sostanzialmente la stessa.

TABELLA 7

*Coefficienti di distribuzione di Rb, Sr e Ba tra plagioclasio
e feldspato potassico*

<i>Camp.</i>	1	4	9	7	10	11	13
$Ba_{plag.}/Ba_{alk. F.}$	0,0418	0,0513	0,0591	0,0433	0,0398	0,0518	0,0774
$Sr_{plag.}/Sr_{alk. F.}$	1,01	1,05	1,06	1,10	1,39	1,23	1,35
$Rb_{plag.}/Rb_{alk. F.}$	0,0616	0,0548	0,0774	0,0757	0,0998	0,0728	0,0558

Lo Sr (tab. 7) è contenuto in quantità quasi uguali nei due feldspati coesistenti nei campioni studiati. HEIR (1960) trova in rocce granitiche e gneiss metamorfici un coefficiente di ripartizione dello Sr tra plagioclasio e feldspato potassico di poco inferiore ad 1 mentre SEN et al. (1959), HALL (1967) sempre in rocce di tipo granitico trovano un coefficiente di poco superiore ad 1. Fra i molti fattori che influenzano la ripartizione dello Sr tra plagioclasio e feldspato potassico, ha indubbiamente una certa importanza l'intervallo di tempo che intercorre tra l'inizio di cristallizzazione dei due minerali.

Così ad esempio nella granodiorite del M. Capanne, nella quale si riconoscono due generazioni di feldspato potassico, FRANZINI et al. (1974) trovano che il coefficiente di ripartizione dello Sr fra plagioclasio e megacristalli di ortose ha un valore medio di 1,12, mentre sale a 1,82 considerando l'ortose della massa di fondo. Nelle

rocce porfiriche elbane studiate in questo lavoro tale coefficiente varia tra 1,01 (camp. 1) e 1,39 (camp. 10); se ne deve concludere che i tempi relativi di inizio di cristallizzazione del feldspato potassico e del plagioclasio sono sostanzialmente gli stessi in tutti i campioni studiati e che i fenocristalli di feldspato potassico hanno lo stesso significato nei porfidi e nella granodiorite del M. Capanne. La stessa indicazione è fornita dal rapporto Ba/Sr tra feldspato potassico e roccia totale che si mantiene più o meno costante in tutte le rocce studiate; tale rapporto dovrebbe infatti essere condizionato dagli stessi fattori che influenzano la ripartizione dello Sr tra plagioclasio e feldspato potassico, ed in particolare dall'intervallo che intercorre tra la cristallizzazione dei due feldspati (BERLIN e HENDERSON, 1968).

Il Rb ed il Ba sono contenuti nel feldspato potassico in quantità molto maggiore che nel plagioclasio; rispetto al K presentano un comportamento geochimico assai diverso. Mentre infatti il rapporto K/Ba si mantiene più alto nella roccia totale che nel feldspato potassico (tab. 8) il rapporto K/Rb presenta un andamento inverso. Ciò è in accordo con il comportamento geochimico di questi due elementi durante la cristallizzazione del feldspato potassico da un fuso magmatico (BERLIN e HENDERSON, 1968; BARBIERI et al., 1968; DUPUY, 1968; HEIR e TAYLOR, 1959).

TABELLA 8

<i>Camp.</i>	1	2	4	K/Ba					
Alk. Feldsp. (1)	77	355	63	61	68	49	39	65	92
Roccia Tot. (2)	151	522	150	81	97	92	71	118	133
Rapp. (1)/(2)	0,51	0,68	0,42	0,80	0,69	0,53	0,55	0,55	0,69
	K/Rb								
Alk. Feldsp. (1)	179	137	239	219	195	216	263	200	179
Roccia Tot. (2)	111	102	133	120	114	112	123	110	96
Rapp. (1)/(2)	1,61	1,34	1,80	1,83	1,71	1,93	2,13	1,82	1,86
	K/Sr								
Alk. Feldsp. (1)	400	990	315	315	297	307	254	256	350
Roccia Tot. (2)	219	529	231	135	149	183	105	187	145
Rapp. (1)/(2)	1,82	1,87	1,36	2,35	1,99	1,68	2,44	1,40	2,41
	Ba/Sr								
Alk. Feldsp. (1)	5,24	2,78	4,99	5,15	4,33	6,31	6,57	5,09	4,15
Roccia Tot. (2)	1,46	1,01	1,54	1,62	1,52	1,99	1,47	1,59	1,09
Rapp. (1)/(2)	3,7	2,8	3,2	3,2	2,9	3,2	4,5	3,2	2,8
	Ba/Ca								
Alk. Feldsp. (1)	0,67	0,16	0,60	0,72	0,43	0,89	0,83	0,84	0,64
Roccia Tot. (2)	0,018	0,0094	0,026	0,021	0,024	0,032	0,026	0,019	0,016
Rapp. (1)/(2)	38	17	23	34	18	28	32	44	38
	Sr/Ca								
Alk. Feldsp. (1)	0,13	0,057	0,122	0,140	0,097	0,142	0,127	0,165	0,154
Plag. (2)	0,095	—	0,012	—	0,0091	0,0124	0,0125	0,0124	0,0108
Roccia Tot. (3)	0,0122	0,0093	0,017	0,013	0,016	0,016	0,018	0,013	0,015
Rapp. (1)/(3)	10	6	7	11	6	9	7	13	10
Rapp. (2)/(3)	0,78	—	0,71	—	0,58	0,78	0,70	0,85	0,71

Il rapporto K/Ba tra feldspato potassico e roccia totale nei campioni esaminati varia tra 0,42 e 0,80; per la granodiorite del M. Capanne lo stesso rapporto assume (FRANZINI et al., 1974) valori medi di 0,45 riferito ai megacristalli di feldspato potassico e di 1,26 riferito all'ortose della massa di fondo.

Il rapporto K/Rb tra feldspato potassico e roccia totale non fornisce invece alcuna indicazione utile; si hanno infatti valori compresi tra 1,34 e 2,13 per i porfidi, da confrontare con i valori medi della granodiorite di 1,30 riferito ai megacristalli di feldspato potassico e di 1,80 riferito agli ortosi della massa di fondo.

I rapporti Ba/Ca, Sr/Ca e Ba/Sr tra feldspato potassico e roccia totale indicano che nel feldspato potassico il Ba tende ad arricchirsi più dello Sr e quest'ultimo più del Ca; ciò è in accordo con le osservazioni di HEIR e TAYLOR (1959) sui feldspati alcalini di rocce granitiche. I rapporti Sr/Ca tra plagioclasio e roccia totale indicano infine che nei plagioclasii esaminati il Ca tende ad arricchirsi rispetto allo Sr.

Conclusioni

In base ai dati raccolti si può concludere quanto segue:

— Le rocce porfiriche esaminate possono essere suddivise in due gruppi. In un primo gruppo di rocce si ritrova l'associazione di fenocristalli di sanidino e di plagioclasio a stato strutturale intermedio; in queste rocce i fenocristalli di sanidino sono di dimensioni notevoli e si osservano fenomeni di autometamorfismo abbastanza spinti. In un secondo gruppo di rocce si ritrova l'associazione di fenocristalli di ortose e di plagioclasio di bassa temperatura; in queste rocce i fenocristalli di ortose sono di piccole dimensioni e i fenomeni di autometamorfismo sono scarsi o assenti.

— I rapporti K/Ba tra fenocristalli di sanidino e roccia totale e i coefficienti di ripartizione dello Sr tra plagioclasio e feldspato potassico indicano che la sequenza di cristallizzazione dei due feldspati è stata molto simile in tutte le rocce esaminate.

— I due gruppi di rocce hanno iniziato la cristallizzazione in condizioni fisiche assai simili (temperatura: 650°-700° C; pressione in volatili: 5 Kb - 10 Kb); mentre però il primo gruppo si è raffreddato velocemente e degassato tardivamente, il secondo gruppo si è raffreddato lentamente e degassato in una fase più precoce.

— Le condizioni di genesi dei grossi fenocristalli di sanidino sarebbero riconducibili a condizioni chimiche che consentano un inizio precoce della cristallizzazione del feldspato potassico ed al perdurare di elevate pressioni in volatili per l'intero tempo di cristallizzazione della roccia.

Le caratteristiche tessiturali e chimiche (con particolare riferimento alla distribuzione di Sr e Ba) dei sanidini dei porfidi sono analoghe a quelle dei megacristalli di ortose della granodiorite del M. Capanne e suggeriscono modalità di genesi molto simili per il feldspato potassico nelle due giaciture.

L'interpretazione di una genesi primaria per i megacristalli di feldspato potassico presenti in molte rocce a composizione genericamente granitica sembra quindi la più probabile.

BIBLIOGRAFIA

- BAMBAUER H.H., CORLETT M., EBERHARD E., VISWANATHAN K. (1967), *Diagrams for the determination of plagioclase using X-ray powder methods (Part III of laboratory investigations on plagioclases)*, Schweiz. Min. Petr. Mitt., 47, 333-349.
- BARBIERI M., FORNASERI M., PENTA A. (1968), *Rubidium and Potassium relationship in some volcanoes of central Italy*, Chem. Geology, 3, 189-197.
- BERLIN R., HENDERSON C.M.B. (1968), *The distribution of Sr and Ba between alkali feldspar, plagioclase and groundmass phases of porphyritic trachytes and phonolites*, Geochim. et Cosmochim. Acta, 33, 247-255.
- DENNEN W.H., BLACKBURN W.H., QUESADA A. (1970), *Aluminium in quartz as a geothermometer*, Contr. Mineral. and Petrol., 27, 281-291.
- DUPUY C. (1968), *Rubidium and Caesium in biotite, sanidine and glass in Tuscany ignimbrites (Italy)*, Chem. Geology, 3, 281-291.
- FRANZINI M. (1965), *Sulla determinazione della composizione e dello stato termico dei plagioclasti geminati Albite-Karlsbad*, Atti Soc. Tosc. Sc. Nat., Serie A, LXXII, 3-22.
- FRANZINI M., LEONI L. (1972), *A full matrix correction in X-ray fluorescence analysis of rock samples*, Atti Soc. Tosc. Sc. Nat., Serie A, LXXIX, 7-22.
- FRANZINI M., LEONI L., SAITTA M. (1973), *A simple method to evaluate the matrix effects in X-ray fluorescence analysis*, X-ray Spectrometry, 1, 151-154.
- FRANZINI M. and LEONI L. (1973), *Synneusis of plagioclases with K-feldspar in the M. Capanne (Elba Island) granodiorite*, Rend. Soc. Ital. Mineral. e Petrol., XXX, 21-30.
- FRANZINI M., LEONI L., ORLANDI P. (1974), *Mineralogical and geochemical study of K-feldspar megacrysts from Elba (Italy) granodiorite*, in corso di stampa.
- GOLDSMITH J.R. and LAVES F. (1954), *The microcline-sanidine stability relations*, Geochim. et Cosmoch. Acta, 5, 1-19.
- HALL A. (1967), *The distribution of some major and trace elements in feldspars from the Rosses and Ardara granite complexes, Donegal, Ireland*, Geochim. et Cosmochim. Acta, 31, 835-847.
- HEIR K.S. and TAYLOR S.R. (1959), *Distribution of Ca, Sr and Ba in southern Norwegian pre-Cambrian alkali feldspars*, Geochim. et Cosmochim. Acta, 17, 286-304.
- HEIR K.S. (1960), *Petrology and geochemistry of high grade metamorphic and igneous rocks of Longoy, Northern Norway*, Norges Geol., Undersok, 207, 246 pp..
- JAMES R.S. and HAMILTON D.L. (1969), *Phase relations in the system $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$ - KAlSi_3O_8 - $\text{CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_7$ - SiO_2 at 1 Kb water vapour pressure*, Contr. Mineral. and Petrol., 21, 111-141.
- LEONI L. and SAITTA M. (1972), *X-ray fluorescence analysis of powder pellets utilizing a small quantity of material*, X-ray Spectrometry, 3, 74-77.
- LEONI L., RIVALENTI G. (1974), *An evaluation of the temperature and the volatile pressure during the crystallization of granitic rocks* (in corso di stampa).
- MARINELLI G. (1955), *Le rocce porfiriche dell'Isola d'Elba*, Atti Soc. Tosc. Sc. Nat., Serie A, LXII, 269-417.
- MARINELLI G. (1959), *Le intrusioni terziarie dell'Isola d'Elba*, Atti Soc. Tosc. Sc. Nat., Serie A, LXVII, 50-253.
- PIRANI R., SIMBOLI G. (1963), *La genesi del granito sardo dell'altopiano di Budduso. Nota di geochimica e di struttura dei principali costituenti mineralogici. I, Il feldspato potassico*, Min. Petrogr. Acta, 9, 179-214.

- SECK H.A. (1971), *Der einfluss des Drucks auf Zusammensetzung Coexistierender Alkalifeldspäte und Plagioklase im System $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$ - KAlSi_3O_8 - $\text{CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8$ - H_2O* , Contr. Mineral. and Petrol., 31, 67-87.
- SEN N., NOCKOLDS S.R. and ALLEN R. (1959), *Trace elements in minerals from rocks of the S. Californian batholith*, Geochim. et Cosmochim. Acta, 16, 57-78.
- TUTTLE O.F. and BOWEN N.L. (1968), *Origin of granite in the light of experimental studies in the system $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$ - KAlSi_3O_8 - SiO_2 - H_2O* , Geol. Soc. Am. Mem., 74.
- WRIGHT T.L. (1958), *X-ray and optical study of alkali feldspar. II, An X-ray method for determining the composition and structural state from measurement of 2θ value for three reflections*, Amer. Mineral., 53, 88-104.
- YODER H.S., STEWART D.B. and SMITH J.R. (1957), *Ternary feldspars*, Carnegie Inst. Wash., Yearbook, 56, 206.