

GIULIANO BELLINI*

CARATTERI GEOBAROMETRICI DELLE INTRUSIONI
GRANITICHE DEL PLUTONE DELLE VEDRETTE DI RIES
(RIESERFERNER) (ALTO ADIGE ORIENTALE)
ALLA LUCE DEI SISTEMI SPERIMENTALI Q-Or-Ab-An-H₂O**

RIASSUNTO. — L'impossibilità di ottenere sicuri dati geobarometrici sulle condizioni di cristallizzazione delle intrusioni granitiche del plutone delle Vedrette di Ries (Rieserferner) mediante uno studio petrografico sulle rocce magmatiche e sulle formazioni metamorfiche al contatto hanno spinto l'autore a ricercare informazioni alla luce dei sistemi sperimentali Q-Or-Ab-An-H₂O.

L'applicazione di tali sistemi ha permesso di rilevare che l'evoluzione della cristallizzazione magmatica è avvenuta in condizioni ambientali diverse. Dalla posizione dei punti rappresentativi delle rocce totali e dei corrispondenti cotettici nei diagrammi Q-Or-Ab e Or-Ab-An è stato possibile dedurre che i magmi originari hanno iniziato a segregare plagioclasio, in quantità più o meno abbondanti, come prima fase cristallina a $PH_2O \sim 5$ Kb o di poco superiori fino a raggiungere la composizione cotettica a PH_2O variabili da ~ 2 Kb a ~ 5 Kb (fino a ~ 7 Kb?).

La situazione geologica che indica per tutti i campioni una posizione di ~ 2 Kb viene spiegata invocando una rapida risalita della massa magmatica accompagnata da un temporaneo disequilibrio tra PH_2O e profondità. Tale disequilibrio si sarebbe successivamente attenuato per la lenta perdita di H₂O a pressioni corrispondenti a ~ 2 Kb.

ABSTRACT. — The present paper represent an attempt to evaluate the pressure conditions of crystallization of granites from the Vedrette di Ries-Rieserferner massif. The experimental diagrams concerning the Q-Or-Ab-An-H₂O system have been utilized, because other geobarometric criteria are not suitable.

It was recognized that the magmatic crystallization took place under different P-T conditions. The first solid phase which separated from the melt was plagioclase, under $PH_2O \sim 5$ Kb. Then the cotectic composition was gradually reached, under a PH_2O range from 5 to 2 Kb.

From the geological viewpoint, a pressure around 2 Kb can be estimated for the whole massif. This means that an uprising of the melt must be assumed, accompanied by a temporary disequilibrium between PH_2O and the pressure correspondent to the given depth. This water overpressure was released by means of water loss, untill the situation $PH_2O = 2$ Kb was reached.

Introduzione

Nel basamento austroalpino, a sud della Finestra dei Tauri (Alto Adige orientale), affiora il massiccio intrusivo delle Vedrette di Ries (Rieserferner) che si sviluppa in direzione E-W a cavallo del confine italo-austriaco (Fig. 1).

* Istituto di Mineralogia e Petrografia dell'Università di Padova. ** Questo lavoro rientra nel programma del « Centro di Studio per i problemi dell'Orogeno delle Alpi orientali » del C.N.R. (Università di Padova).

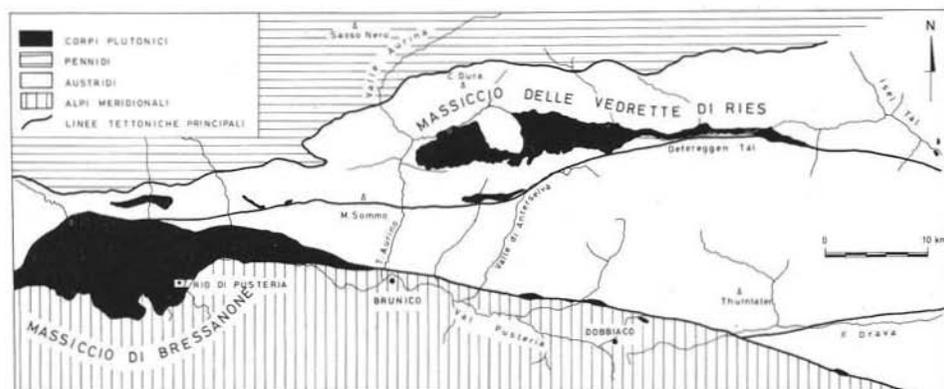


Fig. 1. — Schizzo geologico ed ubicazione dell'area studiata (tratto da DAL PIAZ, 1934, modif.).

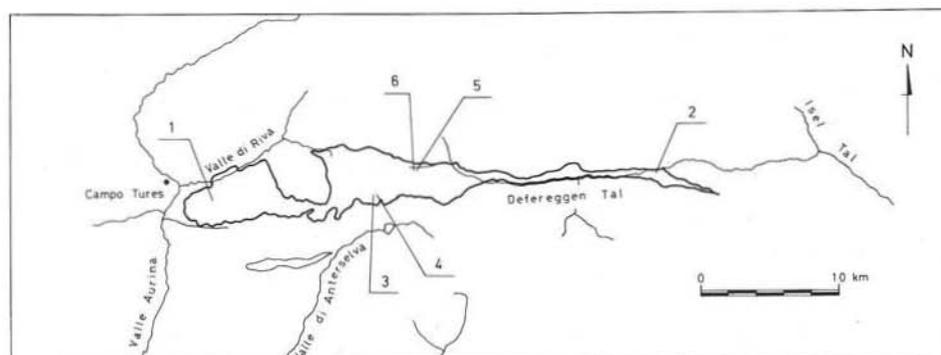


Fig. 2. — Ubicazione dei campioni. 1 = DOB IV 253 a: *granito*, sinistra orografica valle di Rio Lana, q. 2000 mt.; 2 = AA 73-81: *granito*, ponte a valle di S. Veit (Defereggeng Tal, Austria); 3 = AA 75-9: *granito*, presso Ripe di Anterselva a NNE del lago di Anterselva; 4 = AA 75-10: *granito*, presso Ripe di Anterselva a NNE del lago di Anterselva; 5 = DEF 3: *granito*, destra orografica Patschertal (Austria) q. 2200 mt.; 6 = DEF 5: *granito*, destra orografica Patschertal (Austria) q. 2250 mt.

Esso è conosciuto attraverso gli studi di BECKE (1892, 1912), MORGANTE (1933), BIANCHI (1934), DAL PIAZ (1934), KARL (1959) ed HENRY (1975). Recentemente sono stati ripresi gli studi con nuove ricerche sistematiche: i primi risultati geologico-petrografici (BELLINI et al., 1976) e radiometrici (BORSI et al., 1977) sono in corso di stampa.

La presenza di rapporti intrusivi primari (apofisi, filoni, metamorfismo di contatto nelle rocce incassanti) e di litotipi diversi (granodioriti, tonaliti, graniti, dioriti) hanno rivelato il carattere circoscritto e la natura composta del plutone; il rapporto isotopico iniziale dello Sr (BORSI et al., 1977) sembra suggerire per esso una genesi per anatessi di materiale crostale.

Al momento attuale, data la mancanza di dati geobarometrici sicuri, uno dei problemi di fondo è quello di ricercare informazioni relative alle condizioni geobarometriche delle intrusioni alla luce dei risultati ottenuti su sistemi sperimentali Q-Or-Ab-An-H₂O (LUTH et al., 1964; v. PLATEN, 1965; WINKLER et al., 1975).

A questo scopo sono state usate analisi vecchie e nuove che, nel complesso, forniscono un quadro completo dei caratteri geochimici del plutone (BELLIENI, in prep.), prendendo in considerazione solo campioni con valori normativi $Q + Or + Ab \geq 80\%$, l'ubicazione dei quali è riportata in Fig. 2; dati i limiti imposti dal metodo usato vengono trascurati tutti gli altri litotipi (granodioriti, tonaliti, dioriti).

Lo studio dei rapporti microstrutturali nelle rocce magmatiche e degli effetti termici nelle rocce al contatto hanno costituito un valido supporto alle ipotesi ricavate dall'applicazione dei sistemi sperimentali sopra citati.

Caratteri petrografici

Rocce magmatiche

I litotipi esaminati corrispondono a facies granitiche; lo studio microstrutturale ha permesso di effettuare una suddivisione degli stessi in funzione della possibilità di riconoscimento delle successioni paragenetiche.

Graniti a struttura ipidiomorfa (campioni n. 1, 2, 3, 4, 5)

Il litotipo presenta struttura olocristallina granulare ipidiomorfa con tendenza panallotriomorfa; esso è costituito da un aggregato granulare di cristalli allotriomorfi di quarzo, plagioclasio (di composizione albitica) e di K-feldspato di dimensioni variabili, con graduale passaggio dai più piccoli ai più sviluppati, questi ultimi costituiti da plagioclasio e K-feldspato.

Il plagioclasio di sviluppate dimensioni è caratterizzato da una eterogeneità compositiva per la presenza di relitti di originari nuclei di composizione labradoritica ($62 \div 64\%$ An), ormai in avanzato stadio di alterazione in saussurrite, di una zona intermedia geminata albite, albite-karlsbad, periclino di composizione andesinica ($37 \div 44\%$ An) e di un sottile bordo oligoclasico ($17 \div 27\%$ An); quest'ultimo ospita sovente piccole inclusioni di quarzo.

Il K-feldspato di grosse dimensioni si presenta in plaghe allotriomorfe a carattere pecilitico nelle quali si rinvencono inclusi di quarzo e plagioclasio, quest'ultimo in cristalli tendenti all'idiomorfismo di composizione oligoclasica (37% An) e/o in aggregati saussurritici relitti, in forme ameboidali.

Nel K-feldspato talvolta si possono osservare geminazioni secondo le leggi albite e periclino con struttura «a graticcio» tipica del microclino e caratteristici smistamenti pertitici.

In minore quantità si rinvencono biotite parzialmente alterata in clorite, specie lungo i margini ed i piani di sfaldatura, apatite, ossidi di Fe e, come prodotti secon-

dari, clinozoisite in aggregati microgranulari e lamelle di muscovite localizzate di preferenza al nucleo dei plagioclasti di grandi dimensioni.

L'analisi microstrutturale permette di affermare che nel litotipo in oggetto la cristallizzazione è iniziata con il plagioclasio ricco in An e si è conclusa con la cristallizzazione di un aggregato granulare di quarzo, plagioclasio e K-feldspato.

Graniti a struttura panxenomorfa (campione n. 6)

La roccia presenta una struttura olocristallina granulare panxenomorfa ed è costituita da un aggregato polimineralico di quarzo, plagioclasio e K-feldspato in cristalli di piccole dimensioni con generale tendenza all'allotriomorfismo.

Il plagioclasio di composizione oligoclasica (27 % An) è fresco, privo di zonature e solo localmente lascia intravedere un debole idiomorfismo. Si presenta geminato secondo le leggi polisintetiche albite e albite-karlsbad; talvolta include piccoli cristalli di feldspato potassico e/o di quarzo. A contatto con il K-feldspato si sviluppano esili bordi mirmekitici.

In quantità accessoria è presente biotite in piccole lamine, apatite in minuti cristalli ad abito prismatico e ossidi di ferro.

La mancanza di cristalli a maggiore sviluppo, la presenza di limiti intergranulari lobati ed il generale allotriomorfismo dei componenti mineralogici non permettono di riconoscere alcuna successione paragenetica.

Formazioni metamorfiche di contatto

Lo studio degli effetti termometamorfici prodotti dall'intrusione del plutone delle Vedrette di Ries entro le rocce del basamento austroalpino risulta particolarmente complesso sia a causa del carattere polimetamorfico delle rocce al contatto sia a causa della tettonica tardiva (linea Deferegger-Anterselva-Valles) i cui effetti sono particolarmente intensi lungo il limite meridionale del plutone stesso.

I litotipi presenti al contatto risultano costituiti da paragneiss a grana minuta, gneiss moderatamente occhiadini, scisti cornubianitici, micascisti filladici, anfiboliti, marmi e quarziti.

METODOLOGIE

Le analisi chimiche, limitate agli elementi maggiori, sono state effettuate dall'autore secondo la combinazione dei seguenti metodi:

- Na₂O e K₂O sono stati dosati mediante fotometria di fiamma usando una soluzione di solfato di litio come standard interno;
- ferro totale e P₂O₅ sono stati determinati mediante i comuni metodi colorimetrici, mentre il ferro ferroso è stato misurato secondo il metodo PRATT;
- calcio e magnesio sono stati titolati mediante E.D.T.A.;
- tutti gli altri elementi sono stati dosati utilizzando la spettrometria in fluorescenza ai raggi X, secondo le tecniche suggerite da DE VECCHI et al. (1968).

Le determinazioni degli angoli massimi di estinzione dei plagioclasti sono state eseguite al T.U. su geminati albite-karlsbad e in assenza di questi su geminati albite. Infine le analisi modalì sono state eseguite con un contatore di punti SWIFT seguendo il metodo proposto da CHAYES (1956).

Le associazioni mineralogiche riconosciute negli scisti al contatto e sviluppatasi per effetti termometamorfici sono: andalusite e/o sillimanite; andalusite + granato; sillimanite + staurolite + granato; sillimanite + staurolite; sillimanite + granato; staurolite + granato. Assai più rara è la presenza di cordierite; finora essa è stata segnalata solo alla Forcella di Val Fredda (BIANCHI, 1934).

L'andalusite e la sillimanite neogeniche formatesi entro l'aureola termometamorfica si presentano in piccoli cristalli idiomorfi e dall'aspetto fresco entro le grosse plaghe sericitiche che si rinvergono in quantità anche abbondanti, prodotte dalla trasformazione di andalusite e staurolite precedenti.

Il granato attribuibile al contatto forma bordi di accrescimento attorno ai cristalli più vecchi ormai ridotti in aggregati microgranulari a causa degli intensi atti deformanti e della successiva alterazione. Esso si rinviene anche in piccoli cristalli dall'aspetto fresco entro i livelli granoblastici. Data la composizione pelitica delle rocce originarie, sembra possa trattarsi di almandino o miscele prossime ad esso.

Infine la sillimanite, che in alcuni litotipi è abbondante, forma aggregati fibroso raggiati (fibrolite) attorno ai cristalli di muscovite e di biotite; non mancano tuttavia cristalli prismatici ben sviluppati che si sfrangiano alla periferia in fibrolite. Frequentemente la sillimanite in piccoli aghetti si raggruppa a fasci o a nidi entro i cristalli di mica chiara.

La presenza di granato in bordi di accrescimento e di staurolite entro l'aureola termometamorfica potrebbe essere attribuita più che a condizioni bariche anomale, a condizioni chimiche adatte.

JUSTIN VISENTIN e ZANETTIN (1968) attribuiscono la neogenesi di staurolite alla presenza di microsistemi chimici quali ad esempio l'alterazione di un minerale con sopravvivenza di eventuali relitti. Nell'aureola di contatto dell'Adamello, infatti, entro plaghe di sericite derivate dalla trasformazione di staurolite precedente, detti Autori rinvennero staurolite neogenica sviluppatasi per effetto termico.

Per quanto riguarda invece i piccoli cristalli freschi di granato che non hanno alcun rapporto con i vecchi granati, e sono quindi nucleati e cresciuti in seguito al metamorfismo termico, sarei propenso ad attribuire la loro genesi ad un alto rapporto FeO/MgO, presente nella roccia, come già riscontrato da vari Autori in altre località (Bosost nei Pirenei, Sierra Nevada in California, Irlanda, ecc.). Non è da escludere tuttavia, dato lo stato attuale delle conoscenze, che anche la pressione possa aver giocato un ruolo non indifferente nella loro formazione data anche la generale assenza di cordierite.

Per quanto riguarda la temperatura raggiunta dalle rocce incassanti alcune indicazioni possono essere fornite dalla presenza di sillimanite formata a spese di muscovite, secondo la reazione:



Secondo ALTHAUS et al. (1970) il «break down» della muscovite dovrebbe avvenire a temperature di $682 \div 580^\circ \text{C}$ sotto pressioni di $4 \div 2 \text{ Kb}$.

Si può quindi affermare che nell'aureola di contatto prodotta dal plutone delle Vedrette di Ries sono state raggiunte tali temperature, tipiche delle facies delle cornubianiti a K-feldspato e cordierite.

Da quanto fino ad ora visto le associazioni paragenetiche presenti nelle rocce incassanti, dato lo stato attuale delle conoscenze, non sono in grado di fornire elementi geobarometrici sicuri relativi alle intrusioni granitiche del plutone in oggetto.

Caratteri chimici

In tab. 1 vengono riportate le analisi chimiche relative agli elementi maggiori delle rocce in esame ed i corrispondenti valori della « NORMA C.I.P.W. ».

Allo scopo di trarre indicazioni sulle pressioni di cristallizzazione si è cercato di calcolare, per ogni campione, la composizione normativa del corrispondente cotettico, essendo questo funzione della PH_2O .

TABELLA 1

Analisi chimiche e valori della « Norma C.I.P.W. »

	1	2	3	4	5	6
SiO_2	72,27	73,21	70,56	70,40	70,69	75,09
TiO_2	0,23	0,13	0,21	0,11	0,21	0,11
Al_2O_3	14,86	14,18	15,20	15,91	15,31	13,61
Fe_2O_3	0,01	0,40	0,79	0,34	0,25	0,04
FeO	2,04	0,96	1,22	1,09	1,77	0,97
MnO	0,06	0,04	0,07	0,07	0,07	0,05
MgO	0,60	0,28	0,78	0,48	0,48	0,18
CaO	2,56	1,95	2,87	2,74	2,76	1,77
Na_2O	3,14	3,08	3,18	3,87	3,29	3,23
K_2O	3,98	4,52	4,03	3,81	4,10	4,71
P_2O_5	0,09	0,05	0,08	0,06	0,08	0,02
L.O.I.	0,82	0,88	1,02	0,92	0,62	0,34
Q	31,06	32,95	28,92	26,12	28,16	33,51
Or	23,52	26,71	23,81	22,51	24,23	27,83
Ab	26,57	26,06	26,90	32,74	27,83	27,33
An	12,11	9,34	13,71	13,20	13,17	8,65
C	0,94	0,79	0,58	0,58	0,63	0,02
En/By	1,49	0,69	1,94	1,19	1,19	0,44
Fs/By	3,46	1,29	1,37	1,66	2,82	1,65
Mt	0,01	0,57	1,14	0,49	0,36	0,05
Il	0,43	0,24	0,39	0,20	0,39	0,20
Ap	0,21	0,11	0,18	0,14	0,18	0,04

Le analisi relative ai campioni n. 5 e 6 sono state tratte da BELLINI et al. (1976)

Data l'impossibilità di un calcolo rigoroso mediante analisi chimiche e diffrattometriche su concentrati, ci si è avvicinati a detta composizione cotettica mediante una stima quantitativa e qualitativa (analisi modale e al T.U.) dei cristalli che alla indagine microstrutturale mostrano una priorità di cristallizzazione ed una sottrazione degli stessi dalla roccia totale.

Il campione n. 6, nel quale non si riconosce alcuna successione paragenetica, viene considerato come il prodotto di cristallizzazione di un fuso di composizione cotettica; perciò i relativi dati normativi non subiscono variazioni.

Data la buona coincidenza esistente fra composizione calcolata e composizione dei cotettici sperimentali, i risultati ottenuti con questo metodo sono da considerarsi validi almeno in prima approssimazione.

TABELLA 2

Valori normativi Q, Or, Ab, An espressi in peso percentuale sulla base di
 $Q + Or + Ab + An = 100$, $Q + Or + Ab = 100$, $Or + Ab + An = 100$
e rapporti normativi Ab/An

	1		2		3		4		5		6	
	Roccia Tot.	Cotett.										
Q	33,3	41,1	34,7	39,5	31,0	35,5	27,6	31,2	30,2	32,8	34,4	=
Or	25,2	31,1	28,1	32,0	25,5	29,2	23,8	26,9	25,9	28,1	28,6	=
Ab	28,5	22,3	27,4	22,2	28,8	25,7	34,6	32,2	29,8	27,4	28,1	=
An	13,0	5,5	9,8	6,3	14,7	9,6	14,0	9,7	14,1	11,7	8,9	=
Q	38,3	43,5	38,4	42,2	36,3	39,3	32,1	34,5	35,1	37,2	37,8	=
Or	29,0	32,9	31,2	34,1	29,9	32,3	27,7	29,8	30,2	31,8	31,4	=
Ab	32,7	23,6	30,4	23,7	33,8	28,4	40,2	35,7	34,7	31,0	30,8	=
Ab/An	2,2	4,0	2,8	3,5	1,9	2,7	2,5	3,3	2,1	2,3	3,1	=
Or	37,8	52,7	43,0	52,9	37,0	45,3	32,9	39,1	37,1	41,8	43,6	=
Ab	42,7	37,9	42,0	36,7	41,7	39,8	47,8	46,8	42,7	40,8	42,8	=
An	19,5	9,4	15,0	10,4	21,3	14,9	19,3	14,1	20,2	17,4	13,6	=

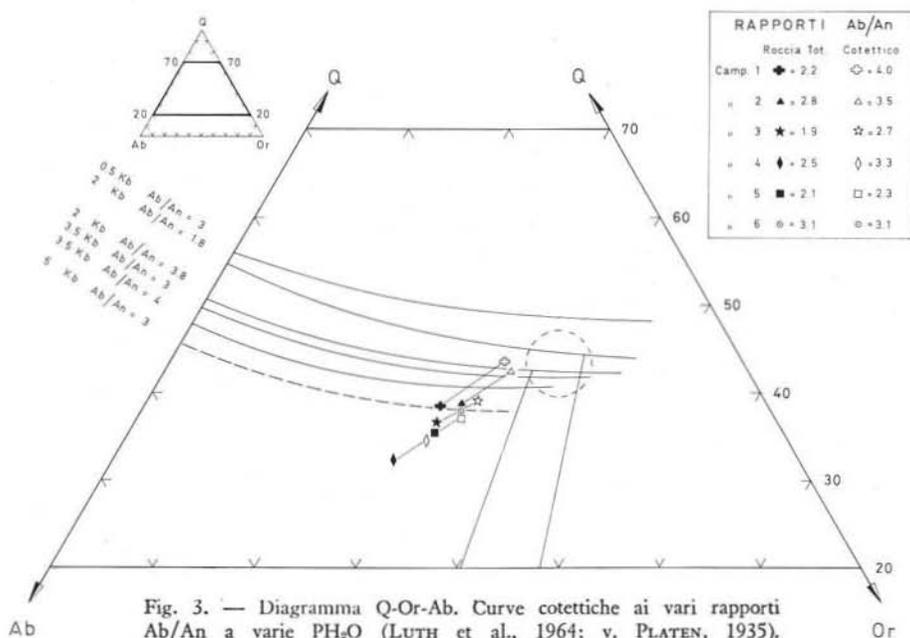
In tab. 2 vengono riportati i valori normativi Q, Or, Ab, An espressi in peso percentuale sulla base di $Q + Or + Ab + An = 100$, $Q + Or + Ab = 100$, $Or + Ab + An = 100$ nonché i rapporti Ab/An relativi alle rocce totali e ai corrispondenti cotettici calcolati.

Osservando i valori riportati in questa tabella risulta, come era da attendersi, che la composizione del cotettico è sensibilmente impoverita in plagioclasio rispetto alla roccia originaria con variazioni comprese fra il 13,7% ed il 4,8%. In particolare è il contenuto in An che subisce il massimo decremento, il che si riflette in un diverso rapporto Ab/An con variazioni comprese fra 1,8 e 0,2.

Riferimenti al sistema Q-Or-Ab-H₂O

Prima di discutere i risultati che derivano dall'uso dei diagrammi ricavati su sistemi sperimentali Q-Or-Ab-An (LUTH et al., 1964; v. PLATEN, 1965; WINKLER et al., 1975) relativi a fusi granitici prodotti da anatessi crostale, ricordiamo che a PH₂O costante l'aumento del rapporto Ab/An sposta i punti cotettici verso il vertice Ab; risultato analogo viene prodotto dall'aumento della PH₂O a parità del rapporto Ab/An.

Allo scopo di ricercare indicazioni sulle condizioni bariche sotto le quali è avvenuto il decorso della cristallizzazione delle intrusioni granitiche del plutone delle Vedrette di Ries, sono stati proiettati nel diagramma ternario Q-Or-Ab (fig. 3) i



punti rappresentativi delle rocce analizzate e dei corrispondenti cotettici calcolati con il metodo esposto in precedenza.

Nel diagramma di fig. 3 sono state riportate le curve cotettiche determinate dagli Autori sopra citati, alle varie PH₂O per i rapporti Ab/An che più si avvicinano a quelli delle rocce totali e dei cotettici in esame.

La disposizione dei punti in tale diagramma permette di constatare che:

- a) la composizione del magma originario era tale da dare come prima fase cristallina plagioclasio, come risulta dall'analisi microstrutturale. La lunghezza dei segmenti che uniscono i punti delle rocce totali e dei corrispondenti cotettici dà l'immediata percezione della quantità di plagioclasio che è cristallizzato prima che i magmi originari raggiungessero la composizione cotettica;

b) la cristallizzazione dei cotettici è avvenuta in condizioni bariche diverse. La composizione dei cotettici relativi ai campioni n. 1 e 2, infatti, corrisponde bene con quella dei cotettici sperimentali di pari rapporto Ab/An per $PH_2O \leq 2$ Kb; gli altri (campioni n. 3, 4, 5, 6) che hanno Ab/An più bassi non cadono entro la zona tratteggiata (che delimita la posizione dei minimi sperimentali ai corrispondenti rapporti Ab/An sotto $PH_2O = 2$ Kb) e quindi devono essersi costituiti a PH_2O maggiori.

Per ottenere indicazioni utili a risolvere quest'ultimo punto è stato riportato nel diagramma Q-Or-Ab (fig. 3) la curva cotettica con rapporto $Ab/An = 3$ sotto $PH_2O = 5$ Kb ricavata dall'autore per estrapolazione da quelle sperimentali esistenti in letteratura. Rispetto a detta curva la disposizione del cotettico campione n. 3 indica che il relativo magma è solidificato a $PH_2O \leq 5$ Kb, mentre quelli relativi ai campioni n. 6 e 5 indicano PH_2O pari o di poco superiori ai 5 Kb. A PH_2O ancora più elevate, ma non definibili in questo diagramma, si trova il cotettico del campione n. 4.

Informazioni più precise sulle PH_2O si possono ottenere usando i diagrammi ricavati da WINKLER et al. (1975) su fusi granitici di bassa temperatura nel sistema Q-Or-Ab-An a PH_2O di 5 Kb e 7 Kb; tali diagrammi forniscono anche le T di cristallizzazione.

Detti Autori hanno determinato la posizione della linea cotettica P-E₅, delle tre superfici cotettiche (quarzo + plag. + Liquido + Vapore), (plag. + feld. alc. + Liquido + Vapore), (quarzo + feld. alc. + Liquido + Vapore) e delle isoterme su dette superfici, nel piano Q-Or-Ab (fig. 4a e 5a) mediante una proiezione radiale dal vertice An e nel piano Or-Ab-An (fig. 4b e 5b) mediante una proiezione radiale dal vertice Q.

I numeri interposti tra le isoterme e tra le linee cotettiche (P-E'₅ e P''-E''₅) indicano i contenuti in An nel diagramma Q-Or-Ab ed i contenuti in Q nel diagramma Or-Ab-An definiti dalle isoterme sulle superfici cotettiche.

Proiettando i punti rappresentativi delle rocce in esame e dei corrispondenti cotettici nei diagrammi di fig. 4a-4b per $PH_2O = 5$ Kb e di fig. 5a-5b per $PH_2O = 7$ Kb è possibile notare, in base alle differenze del contenuto in An e in Q (Tab. 3) rispetto ai valori sperimentali, che l'inizio della cristallizzazione è avvenuta a $PH_2O \sim 5$ Kb o di poco superiori (7 Kb?) con formazione di plagioclasio come prima fase cristallina. La posizione dei cotettici calcolati permette inoltre di affermare che il magma originario ha continuato a cristallizzare plagioclasio in quantità più o meno abbondante fino a raggiungere la composizione di cotettico. Detta composizione sarebbe stata raggiunta a PH_2O :

- 1) ≤ 2 Kb per i campioni n. 1 e 2 dopo aver cristallizzato rispettivamente il 13,7 % e l'8,7 % di plagioclasio;
- 2) ≤ 5 Kb per il campione n. 3 dopo aver cristallizzato l'8,2 % di plagioclasio;

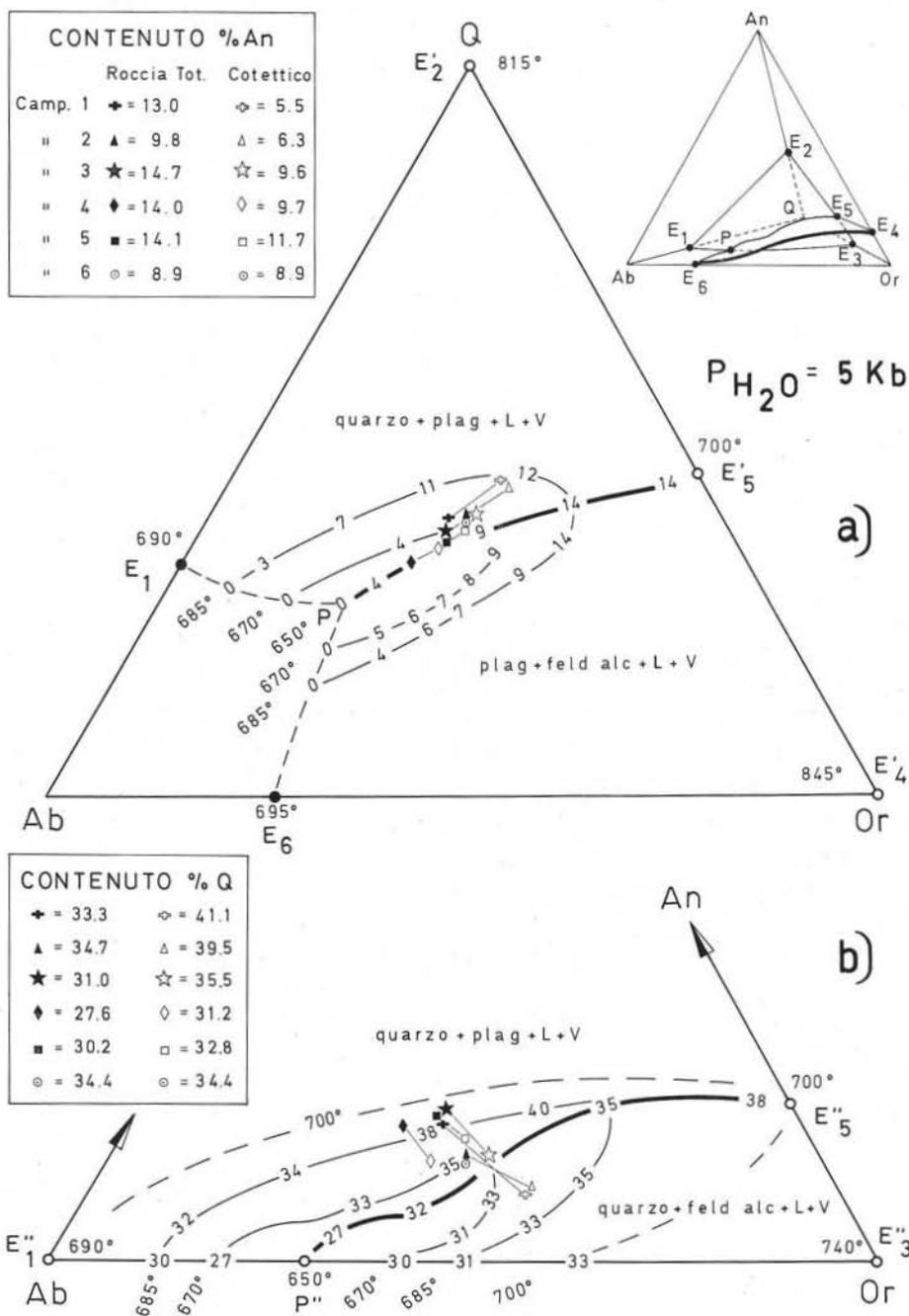
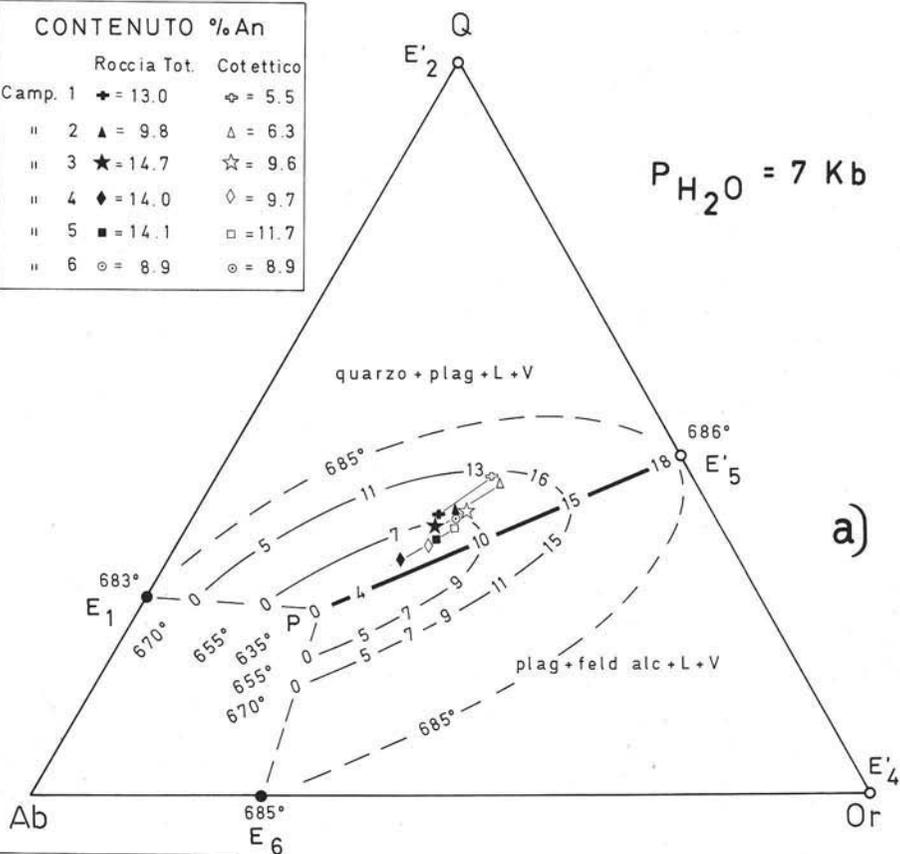


Fig. 4a-4b. — Proiezione dei punti rappresentativi delle rocce totali e dei corrispondenti cotettici sul piano Q-Or-Ab e sul piano Or-Ab-An con i rispettivi contenuti % An e Q riportati nella legenda. $P_{H_2O} = 5 \text{ Kb}$ (WINKLER et al., 1975).

CONTENUTO % An

	Roccia Tot.	Cotettico
Camp. 1	◆ = 13.0	◇ = 5.5
" 2	▲ = 9.8	△ = 6.3
" 3	★ = 14.7	☆ = 9.6
" 4	◆ = 14.0	◇ = 9.7
" 5	■ = 14.1	□ = 11.7
" 6	○ = 8.9	○ = 8.9



CONTENUTO % Q

◆ = 33.3	◇ = 41.1
▲ = 34.7	△ = 39.5
★ = 31.0	☆ = 35.5
◆ = 27.6	◇ = 31.2
■ = 30.2	□ = 32.8
○ = 34.4	○ = 34.4

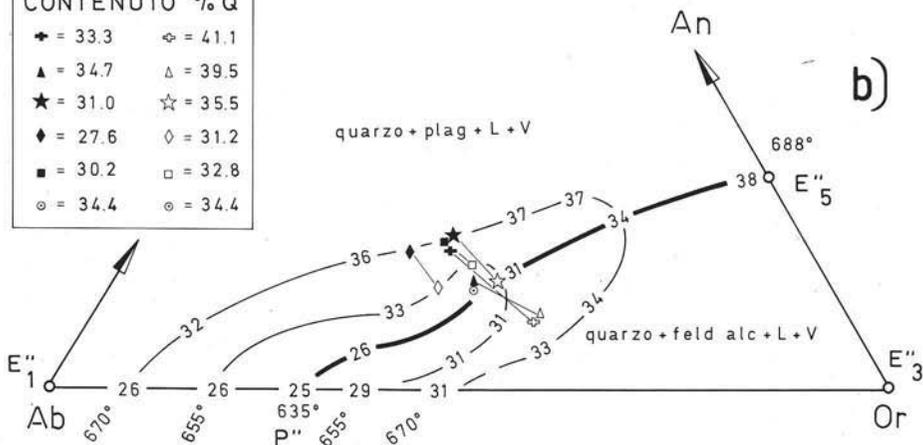


Fig. 5a-5b. — Proiezione dei punti rappresentativi delle rocce totali e dei corrispondenti cotettici sul piano Q - Or - Ab e sul piano Or - Ab - An con i rispettivi contenuti % An e Q riportati nella legenda. $P_{H_2O} = 7 \text{ Kb}$ (WINKLER et al., 1975).

TABELLA 3

Differenze del contenuto in An (riferimento alle fig. 4a e 5a) e in Q (riferimento alle fig. 4b e 5b) delle rocce totali e dei loro cotettici rispetto ai valori sperimentali

$$PH_2O = 5 Kb$$

	1		2		3		4		5		6	
	Roccia Tot.	Cotett.										
An %	+ 5,0	- 6,0	+ 1,8	- 4,7	+ 8,2	0,0	+ 9,2	+ 3,7	+ 7,0	+ 2,7	+ 0,9	+ 0,9
Q %	+ 5,0	- 7,0	0,0	- 5,5	+ 7,5	- 1,5	+ 11,0	+ 4,8	+ 8,0	+ 5,2	+ 0,1	+ 0,1

$$PH_2O = 7 Kb$$

	1		2		3		4		5		6	
	Roccia Tot.	Cotett.										
An %	+ 3,3	- 8,0	- 1,2	- 7,2	+ 5,2	- 1,4	+ 7,7	+ 1,7	+ 5,6	+ 0,9	- 2,1	- 2,1
Q %	+ 2,7	- 9,3	- 2,7	- 7,0	+ 5,5	- 4,4	+ 8,6	+ 2,3	+ 6,3	+ 1,2	- 4,4	- 4,4

Il segno + indica che i punti rappresentativi cadono entro il campo del plagioclasio, il segno — entro il campo del quarzo

3) $\geq 7 Kb$ per i campioni n. 4 e 5 dopo aver cristallizzato rispettivamente il 6,7 % ed il 4,8 % di plagioclasio.

In quest'ultimo caso tuttavia il valore considerevolmente elevato della PH_2O potrebbe essere collegato ad una non completa valutazione del plagioclasio di prima generazione da togliere alla composizione normativa della roccia totale.

Diverso infine è il comportamento del magma relativo al campione n. 6, la composizione del quale risulta, dai diagrammi di fig. 4a-4b e dalle caratteristiche microstrutturali, già in partenza cotettica e quindi sarebbe cristallizzato come tale a $PH_2O = 5 Kb$.

Non sono ammissibili PH_2O superiori a quelle sopra stimate in quanto i punti rappresentativi delle rocce e dei cotettici in esame verrebbero a cadere entro il campo del quarzo il quale cristallizzerebbe come prima fase cristallina e ciò in contrasto con la successione paragenetica osservata al microscopio.

Conclusioni

Le associazioni mineralogiche riconosciute negli scisti al contatto del plutone delle Vedrette di Ries e sviluppatasi per effetti termometamorfici prodotti dalle intrusioni granitiche (andalusite \pm sillimanite, andalusite + granato, sillimanite + + staurolite + granato; sillimanite + staurolite, sillimanite + granato, staurolite + + granato e assai raramente cordierite) non forniscono elementi geobarometrici sicuri ($PH_2O < 3 Kb$).

L'applicazione dei sistemi sperimentali alla risoluzione del problema ha permesso di constatare che la cristallizzazione di dette intrusioni è avvenuta in condizioni ambientali diverse.

Rimane ora da spiegare come mai magmi cristallizzati a PH_2O elevate (5 Kb \sim 18 Km o addirittura 7 Kb \sim 25 Km) si rinvennero in situazioni geologiche analoghe a quelli cristallizzati a $\text{PH}_2\text{O} \sim 2$ Kb \sim 8 Km.

Le conoscenze della composizione dei magmi in termini di Q-Or-Ab-An permettono di trarre considerazioni sull'andamento della cristallizzazione a varie PH_2O .

Il fatto che non tutti i magmi abbiano cominciato a cristallizzare a $\text{PH}_2\text{O} = 5$ Kb non è spiegabile con la diversa composizione degli stessi. Infatti magmi sostanzialmente eguali (campioni n. 6 e 2) sono cristallizzati a PH_2O diverse (5 Kb e 2 Kb rispettivamente), uno come cotettico da 5 Kb, l'altro segregando quantità notevoli di plagioclasio prima di raggiungere la composizione di cotettico da 2 Kb.

Tale diversità di comportamento di magmi eguali si può spiegare ammettendo che il campione n. 6 abbia soggiornato per un tempo prolungato a $\text{PH}_2\text{O} = 5$ Kb raffreddandosi progressivamente, mentre il campione n. 2 sarebbe salito direttamente verso le parti superiori del plutone iniziando a solidificare a PH_2O inferiori a 5 Kb. Infatti, dato che la sua composizione (roccia totale) corrisponde a quella di un cotettico di PH_2O di poco superiore a 5 Kb, se a tale pressione avesse raggiunto la T di cristallizzazione, avrebbe cominciato a segregare plagioclasio raggiungendo rapidamente la composizione cotettica e comportandosi poi come il campione n. 6.

Comportamento analogo al campione n. 2 deve aver avuto il campione n. 1; la sola differenza è dovuta al fatto che questo ultimo, essendo più ricco in molecola plagioclasica doveva segregare una maggiore quantità di plagioclasio prima di raggiungere la composizione di cotettico da ~ 2 Kb.

Per valutare quale sia stato il comportamento dei campioni n. 3, 4, 5, che hanno cominciato a cristallizzare ad alta PH_2O , possiamo fare riferimento al campione n. 6, dal quale essi differiscono in quanto prima di raggiungere la composizione cotettica, hanno segregato plagioclasio in quantità maggiore o minore.

Il campione n. 6 ha iniziato a cristallizzare direttamente come cotettico da 5 Kb, come s'è detto, ma, ben prima che la cristallizzazione fosse completa, il complesso fuso + cristalli si intrudeva verso l'alto.

A questo punto, tenendo presente che col diminuire della PH_2O il cotettico cambia composizione, impoverendosi progressivamente di plagioclasio (vedi campione n. 4 = 7 Kb, plagioclasio = 41,9%; campione n. 1 \sim 2 Kb, plagioclasio = 27,8%), possiamo fare tre ipotesi:

- 1) il magma si spostava velocemente verso l'alto (cioè senza fare in tempo a cristallizzare una quantità apprezzabile di liquido) mantenendo l'equilibrio fra profondità e PH_2O . In tal caso, prima che cristallizzasse il cotettico da 2 Kb, si sarebbe dovuto formare una notevole quantità di plagioclasio. Ciò non si rileva all'indagine microscopica. Perciò l'ipotesi è da scartare;

- 2) la massa saliva lentamente verso l'alto mantenendo sempre l'equilibrio fra profondità e PH_2O . In tali condizioni la variazione di composizione del cotettico alle varie PH_2O sarebbe stata graduale e la solidificazione sarebbe stata raggiunta mediante la ripetuta ed alternata cristallizzazione di piccole frazioni di plagioclasio e di cotettici di PH_2O più basse. La struttura risultante sarebbe praticamente indistinguibile da quella di un vero cotettico. Però il progressivo raffreddamento ed il fatto che la temperatura di cristallizzazione del sistema *aumenta* al diminuire della PH_2O avrebbero dovuto far solidificare abbastanza rapidamente la massa impedendole un'ascesa troppo prolungata;
- 3) la massa saliva velocemente verso l'alto, ma l'equilibrio fra profondità e PH_2O veniva raggiunto gradualmente per lenta perdita di H_2O ad una profondità corrispondente a ~ 2 Kb. In tali condizioni il risultato sarebbe analogo a quello visto in precedenza; solo che in questo caso la variazione graduale di composizione dei cotettici fra 5 Kb e 2 Kb e la ripetuta ed alternata cristallizzazione di piccole quantità di plagioclasio e di cotettici di PH_2O via via decrescenti sarebbero avvenuti a livelli poco profondi. Potrebbe essere questo il meccanismo attraverso il quale si è formato il campione n. 6.

Concludendo, per spiegare la presenza a livelli poco profondi di rocce granitiche nelle quali liquidi di composizione cotettica avevano cominciato a cristallizzare già a notevole profondità, è necessario invocare situazioni di temporaneo disequilibrio.

Ringraziamenti. — L'autore desidera esprimere la propria gratitudine al prof. B. ZANETTIN, Direttore del « Centro di Studio per i problemi dell'Orogeno delle Alpi orientali » del C.N.R. (Università di Padova), ai prof. E. JUSTIN VISENTIN, F. P. SASSI, G. ZIRPOLI e al dr. E. M. PICCIRILLO per le proficue discussioni e per la lettura critica del manoscritto.

BIBLIOGRAFIA

- ALTHAUS E., KAROTKE E., NITSCH K. H., WINKLER H. G. F. (1970) - *An experimental re-examination of the upper stability limit of muscovite plus quartz*. N. Jb. Min. Mh., 325-336.
- BECKE F. (1892) - *Petrographische Studien am Tonalit der Rieserferner*. Tscher. Min. Petr. Mitt., 13, 379-433.
- BECKE F. (1912) - *Chemische Analysen von kristallinen Gesteinen aus Zentralkette der Ostalpen*. Denkschr. K. Akad. Wissensch., 75, 153-229.
- BELLIENI G., COMIN CHIARAMONTI P., VISONÀ D. (1976) - *Contributo alla conoscenza del plutone delle Vedrette di Ries (Alpi orientali)*. Boll. Soc. Geol. It., 95, 351-370.
- BIANCHI A. (1934) - *Studi petrografici sull'Alto Adige orientale e regioni limitrofe*. Mem. Ist. Geol. Univ. Padova, 10, 1-243.
- BORSI S., DEL MORO A., SASSI F. P., ZIRPOLI G. (1977) - *On the age of Vedrette di Ries (Rieserferner) massif and its geodynamic significance (Eastern Alps)*. In preparation.
- CARMICHAEL I. S. E., TURNER F. J., VERHOOGEN J. (1974) - *Igneous petrology*. Mc. Graw-Hill Company, New York, 1-739.

- CHAYES F. (1956) - *Petrographic modal analysis*. J. Wiley, New York, 1-113.
- DAL PIAZ G. B. (1934) - *Studi geologici sull'Alto Adige orientale e regioni limitrofe*. Mem. Ist. Geol. Univ. Padova, 10, 1-242.
- DE VECCHI G. P., PICCIRILLO E. M., QUARENI S. (1968) - *Contributo all'analisi rapida di rocce mediante fluorescenza ai raggi X*. Rend. Soc. It. Min. Petr., 24, 217-228.
- HENRY B. (1975) - *Microtectonique et anisotropie de susceptibilité magnetique du massif tonalitique des Riesenferner - Vedrette di Ries (Frontière italo-autrichienne)*. Tectonophysics, 27, 155-165.
- JAMES R. S., HAMILTON D. L. (1969) - *Phase relations in the system NaAlSi₃O₈ - KAlSi₃O₈ - CaAl₂Si₂O₈ - SiO₂ at 1 kilobar water vapour pressure*. Contr. Min. Petr., 21, 111-141.
- JUSTIN VISENTIN E., ZANETTIN B. (1968) - *Genesi delle cornubianiti a staurolite-granato-andalusite-cordierite nell'aureola di contatto dell'Adamello*. Studi Trent. Sc. Nat., 45, 224-245.
- KARL F. (1959) - *Vergleichende petrographische Studien an den tonalitgraniten einiger periadriatischer intrusivmassive*. Jahrb. Geol. Bund., 102, 1-192.
- KARL F., GUNDLACH H., MÜLLER G. (1967) - *Vergleichende geochemische Untersuchungen an ost- und südalpinen Graniten, Granodioriten und Tonaliten*. Contr. Min. Petr., 16, 285-299.
- LUTH W. C., JAHNS R. H., TUTTLE O. F. (1964) - *The granite system at pressures of 4 to 10 Kb*. J. Geophys. Res., 69, 759-773.
- MORGANTE S. (1933) - *La differenziazione chimica del massiccio intrusivo delle Vedrette di Ries (Alto Adige)*. Atti Ist. Veneto SS.L.AA., 93, 215-247.
- PLATEN H. v. (1965) - *Kristallisation granitischer Schmelzen*. Beitr. Min. Petr., 11, 334-381.
- PRESNALL D. C., BATEMAN P. C. (1973) - *Fusion relations in the system NaAlSi₃O₈ - CaAl₂Si₂O₈ - KAlSi₃O₈ - SiO₂ - H₂O and generation of granitic magmas in the Sierra Nevada Batholith*. Geol. Soc. Amer. Bull., 84, 3181-3202.
- WINKLER H. G. F., PLATEN H. v. (1961) - *Experimentelle Gesteinsmetamorphose - IV. Bildung anatektischer Schmelzen aus metamorphisierten Grauwacken*. Geochim. Cosmochim. Acta, 24, 48-69.
- WINKLER H. G. F., PLATEN H. v. (1961) - *Experimentelle Gesteinsmetamorphose - V. Experimentelle anatektische Schmelzen und ihre petrogenetische Bedeutung*. Geochim. Cosmochim. Acta, 24, 250-259.
- WINKLER H. G. F., LINDEMANN W. (1972) - *The system Qz-Or-An-H₂O within the granitic system Qz-Or-Ab-An-H₂O. Application to granitic magma formation*. N. Jb. Min. Mh., 46-61.
- WINKLER H. G. F. (1974) - *Petrogenesis of metamorphic rocks*. Springer-Verlag, New York, 1-320.
- WINKLER H. G. F., BOESE M., MORCOPOULOS T. (1975) - *Low temperature granitic melts*. N. Jb. Min. Abh., 6, 245-268.
- TUTTLE O. F., BOWEN N. L. (1958) - *Origin of granite in light of experimental studies*. Geol. Soc. Amer. Mem., 74, 1-153.