

P. TUCCI (\*)

## CONTRIBUTO ALLA CONOSCENZA DELLE ANFIBOLITI DEL M. ALTO (APPENNINO TOSCO-EMILIANO) (\*\*)

**Riassunto** — Sono state studiate alcune Anfiboliti, alternate a metaclastiti, che affiorano sulle pendici meridionali del M. Alto (Passo del Cerreto, Appennino Tosco-Emiliano). Queste sono risultate corrispondere ad originarie rocce magmatiche a chimismo da basalti tholeitici a andesit-basalti e da andesit-basalti fino ad andesiti con tipologie riconducibili, sempre su basi chimiche, in parte a serie tholeitiche, in parte a calcalkaline. Il probabile ambiente geodinamico di formazione individuato sarebbe di arco insulare vulcanico.

**Abstract** — *The M. Alto Anphybolites (Appennino Tosco-Emiliano): petrological studies.* 14 samples of Anphybolites from the southern slopes of M. Alto (Appennino Tosco-Emiliano), probably derived by metamorphism of magmatic rocks during the Hercynian orogenesis, have been studied. The parent rocks were likely basic and intermediate of both tholeitic and calcalkaline affinity, whose genesis may be ascribed to volcanic island arc.

**Key words** — Amphybolites, Metamorphism, Hercynian orogenesis.

### INTRODUZIONE ED INQUADRAMENTO GEOLOGICO

Presso la Lama dell'Ospedalaccio (Appennino Tosco-Emiliano) sulle pendici meridionali del M. Alto (m. 1904; tav. Comano), al confine tra la regione Toscana e quella dell'Emilia Romagna, poco distante dal Passo del Cerreto (Fig. 1), sono ubicati alcuni affioramenti di rocce metamorfiche eterogenee (alternanze di Anfiboliti e metaclastiti) generalmente attribuibili all'orogenesi ercinica anche se in alcuni litotipi si nota, talora, la sovrapposizione di una tettonizzazio-

---

(\*) Dipartimento Scienze della Terra, Università «La Sapienza» di Roma.

(\*\*) Lavoro eseguito con il finanziamento M.P.I. 60% (20902 111) e nell'ambito dei programmi istituzionali del Centro di Studio per la Mineralogia e Petrologia delle Formazioni Ignee - C.N.R. Roma.

ne alpina (DI SABATINO *et alii*, 1979). Queste rocce hanno infatti subito tutti i complessi eventi tettonici che hanno portato alla formazione della catena appenninica.

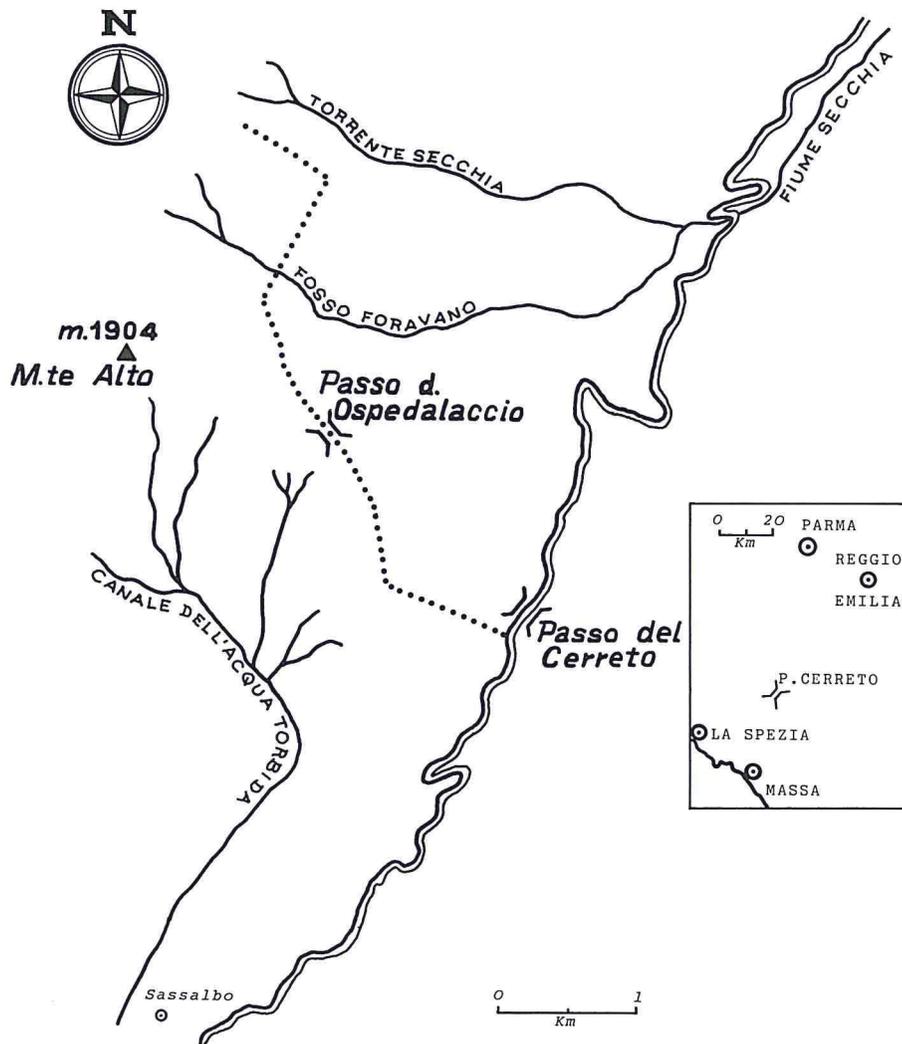


Fig. 1 - Cartina della zona studiata.

I primi studi geologici sull'area risalgono a STEINMANN (1907) e LOTTI (1910), successivamente vi dedicarono importanti lavori MERLA (1952) e BALDACCI *et alii* (1967). Negli ultimi anni sono stati proposti nuovi modelli per spiegare l'evoluzione dell'Appennino (BOCCALETTI,

1977; FAZZINI e GELMINI, 1982; BOCCALETTI e COLI, 1983) e molti di questi si sono rifatti alla teoria della tettonica a placche che correla la formazione delle catene con fenomeni di subduzione dell'area oceanica ligure-piemontese. Vi è poi un generale accordo nel ritenere che la chiusura dell'Oceano si sia conclusa nell'Eocene superiore e che pertanto tutte le deformazioni dall'Oligocene in poi siano avvenute in regime ensialico.

Per quanto concerne la posizione stratigrafica del complesso metamorfico in esame, le condizioni di affioramento impediscono di determinare con certezza cosa vi sia al letto; al tetto, invece, si trovano con un contatto, probabilmente tettonico, rocce riconducibili alla formazione del «Verrucano» della serie toscana.

Nel presente lavoro vengono prese in esame le Anfiboliti interposte alle metaclastiti. Infatti, benché gli affioramenti siano circoscritti in un'area ristretta, già durante il rilevamento si è notata una certa eterogeneità soprattutto strutturale. Si è ritenuto pertanto utile uno studio dettagliato di tali rocce considerando che, proprio perché provengono da un'area ristretta, possono fornire valide indicazioni sulla loro genesi ed evoluzione.

#### CARATTERI PETROGRAFICI

Le Anfiboliti emergono dalla copertura morenica alla testata del «Canale dell'Acqua Torbida» (N di Sassalbo) in entrambi i rami nei quali si suddivide la valle. Questi due affioramenti sono raggiungibili sia dal fondovalle sia dal Passo dell'Ospedalaccio (Fig. 1). Il maggiore, quello del ramo N della valle, si estende per circa trenta metri in verticale. Sul terreno sono visibili degli intervalli milonitici distinti e spesso intense venature di Albite nettamente discordanti con la direzione della scistosità (la direzione media dei piani di scistosità nelle Anfiboliti è: E-SE/W-NW, l'immersione N-NE; le bande milonitiche, di 10-40 cm. di potenza, hanno direzione NW-SE, immersione NE). Frequenti anche lenti di Quarzo ialino di 30-40 cm. di spessore massimo.

Un secondo affioramento, a giorno nel ramo NE del «Canale dell'Acqua Torbida», spicca per il colore verde-grigio più chiaro rispetto agli affioramenti prima menzionati.

Sulla base del tipo strutturale (litotipi massivi e listati; litotipi blastoporfirici) e della natura dell'Anfibolo (Tschermakiti o Ossiorneblenda s.l.) le Anfiboliti studiate sono state suddivise in due grup-

pi avendo tutti i campioni analoga associazione mineralogica a meno dell'abbondanza e/o presenza di qualche cristallo: Anfibolo-Plagioclasio (An. 17%)  $\pm$  Quarzo-Epidoti-Titanite-Ilmenite-Calcite sovrainposta.

*1° gruppo (A1-A2-A3-A4-A5-A6-A7-A8-A9)*

Tendenzialmente nematoblastica la struttura della roccia fresca con talora un'accentuata fissilità relativa all'orientamento dei cristalli di Anfibolo, passa bruscamente a cataclastica e milonitica nelle bande prima citate. All'osservazione microscopica le rocce appaiono pressoché inalterate ed omogenee con struttura cristalloblastica. In base alla tessitura si distinguono litotipi (A1-A2-A3-A4) in cui l'originaria tessitura massiva è sostanzialmente conservata, litotipi (A6-A9) che mostrano una debole listatura leggermente ondulata e porzioni con una maggiore concentrazione di Anfibolo e litotipi fortemente listati formati da alternanze di bande anfiboliche con altre leucocrate quarzo-plagioclastiche o anche solo plagioclastiche (A5-A7-A8) (Tab. 1). Le associazioni mineralogiche-metamorfiche pre-alpine, costituite da: Anfibolo-Plagioclasio (An. 17%)-Titanite-Ilmenite talora Granato sono ben riconoscibili anche nel caso di trasformazioni tardive dalle strutture di pseudomorfo. Frequenti, in alcuni campioni, placche di calcite sovrainposta. I litotipi massivi e quelli leggermente listati mineralogicamente si differenziano unicamente per una notevole partecipazione, nei listati, di Ossidi di ferro, di, anche se più contenuto, Plagioclasio ed un netto impoverimento in Quarzo. I livelli marcatamente listati mostrano, invece, delle variazioni più sensibili dovute alla presenza di un Anfibolo, sempre ascrivibile alla famiglia delle Orneblende ma spostato verso termini più magnesiaci e di una notevole abbondanza di cristalli di Granato Almandino e di ben formata Mg-Biotite sincinematica non riscontrati nei due precedenti litotipi.

L'Anfibolo, che costituisce da solo quasi i due terzi dei componenti le rocce, si rinviene in individui di dimensioni lineari a volte prossimi ai 2 mm., idioblastici con abito prismatico e, di norma, non geminati. Nei campioni A1-A2-A3-A4-A6-A9 il colore è verde, il pleocroismo accentuato ha schema:  $\alpha$  = giallo pallido,  $\beta$  = verde scuro,  $\gamma$  = verde;  $CAY = 16^\circ$ , segno ottico negativo. Soprattutto in A6 e A9 l'Anfibolo presenta talora pseudomorfo in Clorite; in questi casi la birifrangenza anomala sul blu-violetto denota una ricchezza in Fe della Clorite. I dati microscopici, unitamente ai risulta-

TABELLA 1 - *Analisi chimiche Anfiboliti Passo dell'Ospedalaccio*

A1-A2-A3-A4 = Anfiboliti massive; A5-A6-A7-A8-A9 = Anfiboliti listate; A10-A11-A12-A13-A14 = Anfiboliti blastoporfiriche.

	A1	A2	A3	A4	A5	A6	A7	A8	A9	A10	A11	A12	A13	A14
SiO <sub>2</sub>	50.13	51.20	52.00	50.85	49.10	45.33	47.20	48.03	46.60	50.10	50.00	50.69	51.00	49.99
TiO <sub>2</sub>	1.33	1.38	1.35	1.27	1.31	1.71	1.40	1.53	1.67	0.53	0.33	0.47	0.50	0.49
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	12.04	12.30	12.75	11.82	12.60	14.40	14.70	13.42	14.20	14.16	14.50	14.65	14.00	14.99
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1.62	1.96	1.12	1.65	1.41	1.44	1.93	1.46	1.40	3.58	3.70	3.20	4.00	3.45
FeO	11.81	10.38	9.70	11.50	14.24	14.60	13.00	14.32	14.50	5.84	5.50	6.00	5.76	6.01
MnO	0.13	0.20	0.14	0.15	0.20	0.10	0.18	0.15	0.12	0.06	0.05	0.08	0.10	0.03
MgO	9.12	8.70	8.30	9.20	10.40	11.44	10.38	10.00	11.50	17.04	16.99	17.00	16.67	16.83
CaO	9.05	9.00	8.97	9.00	6.00	7.01	5.95	6.20	7.05	4.08	3.99	4.07	3.72	4.00
Na <sub>2</sub> O	2.22	1.63	2.30	2.00	1.95	2.23	2.40	1.80	2.07	1.53	1.40	1.36	1.72	1.07
K <sub>2</sub> O	1.07	0.69	0.84	1.12	1.05	0.41	1.00	0.98	0.70	0.80	0.75	0.81	0.79	0.95
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.22	0.19	0.22	0.18	0.24	0.14	0.27	0.20	0.13	0.14	0.16	0.13	0.18	0.12
P.F.	1.23	3.06	1.98	2.20	2.05	1.30	1.30	2.00	0.95	2.95	3.30	2.00	1.30	2.90
TOTALE	99.95	100.69	99.67	100.94	100.55	100.11	99.71	100.09	100.89	100.91	100.67	100.46	99.70	100.83
Li	29.47	30.12	32.04	28.30	24.26	20.71	25.10	14.00	21.00	31.30	28.15	33.05	28.56	30.00
Zn	109.28	102.00	108.30	99.00	112.63	115.10	90.02	130.32	114.90	83.72	99.76	110.12	100.05	95.63
Co	93.32	90.03	94.72	82.60	158.16	100.00	160.12	156.15	151.00	73.56	69.12	75.20	68.30	70.12
Cu	92.97	75.12	89.30	100.02	118.87	53.50	110.52	70.00	116.02	67.08	58.50	65.75	67.56	57.00
Ni	18.17	16.30	19.72	17.12	33.96	24.74	34.00	34.05	25.02	33.73	40.05	35.12	33.60	34.12
S	20.90	18.12	23.40	19.40	140.50	19.33	130.12	150.00	19.70	22.11	20.80	23.05	22.78	23.12
Cl	284.11	210.30	150.12	260.32	419.80	160.45	450.12	420.12	161.00	201.11	99.12	203.05	195.30	202.00
Nb	9.70	8.32	10.00	9.50	8.21	8.40	8.30	8.00	9.00	7.75	8.07	7.49	8.30	7.72
Zr	159.21	143.32	160.12	150.00	144.10	118.70	120.50	150.00	120.00	93.00	49.00	70.00	87.30	59.00
Y	35.10	32.08	30.15	34.12	34.70	35.80	35.00	34.50	26.00	18.52	19.30	17.95	18.02	17.58
Cr	100.00	84.00	65.00	105.00	97.00	57.00	69.30	87.05	55.30	54.90	230.20	150.72	220.00	197.50
Sr	453.52	400.02	430.01	460.30	273.90	235.20	250.90	280.00	229.00	272.80	256.90	280.32	270.20	283.00
Rb	50.10	39.95	45.78	48.00	51.40	16.60	50.72	49.90	15.50	45.74	47.53	39.12	28.32	29.00
Ba	125.90	130.05	127.00	125.00	104.90	33.74	100.30	105.00	34.20	86.40	87.00	85.96	86.30	84.92
Th	5.80	2.00	5.93	4.05	3.40	—	3.00	4.00	0.03	7.13	8.00	7.00	7.50	6.98
Pb	16.72	14.08	15.97	16.32	7.00	13.60	9.80	11.05	14.05	10.90	7.00	17.20	16.56	16.83
Ce	20.60	21.00	31.05	19.55	26.30	15.30	25.90	27.00	15.30	33.00	14.00	29.78	31.12	30.50
Nd	16.60	16.32	9.80	10.36	11.30	0.20	21.15	20.00	0.10	20.15	19.30	21.12	18.52	17.00
La	7.70	8.00	7.50	5.99	7.00	—	7.60	7.00	0.08	23.40	18.90	20.52	22.76	18.00

ti dell'analisi chimica <sup>(1)</sup> (Tab. 2) indicano trattarsi, in accordo con la classificazione di LEAK (1978) (Fig. 2) di un termine Fe-Tschermakitico. Raramente è stata riscontrata alla sola osservazio-

TABELLA 2 - *Analisi alla Microsonda: Anfiboli, Mica, Plagioclasio. Proporzioni atomiche calcolate: 23 ossigeni Anfiboli; 11 ossigeni Mica; 8 ossigeni Plagioclasio; negli Anfiboli il Ferro è stato assunto con rapporto Fe<sup>2+</sup>/Fe<sup>3+</sup> nei siti tetraedrici ed ottaedrici pari al valore teorico Leake (1978) Fe-Ts = Ferrotschermakite; Ts = Tschermakite; OXH = Ossiorneblenda s.l.; Fn = Fengite; Ab = Albite.*

	Fe-Ts	Fe-Ts	Ts	Oxh	Fn	Fn	Ab	Ab
SiO <sub>2</sub>	42.69	42.17	41.72	39.65	51.83	51.50	67.00	66.33
TiO <sub>2</sub>	0.66	0.81	2.00	4.17	0.27	0.25	0.00	0.00
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	13.46	18.52	15.40	15.86	23.01	22.00	20.08	19.65
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	5.43	5.22	8.08	7.42	0.00	0.00	0.12	0.03
FeO	18.54	13.61	10.60	3.19	5.90	5.94	0.00	0.00
MnO	0.25	0.18	0.12	0.37	0.00	0.00	0.00	0.00
MgO	6.57	6.15	9.40	14.46	4.07	3.99	0.72	0.20
CaO	9.64	11.06	10.81	11.06	0.22	0.29	0.12	0.07
Na <sub>2</sub> O	1.24	1.02	1.00	2.17	1.70	1.50	12.00	12.50
K <sub>2</sub> O	0.34	0.50	0.81	1.34	8.90	9.03	0.10	0.30
TOTALE	98.82	99.24	99.94	99.69	95.90	94.50	100.14	99.08
Si	6.176	6.194	6.138	6.053	3.485	3.543	2.964	2.924
Ti	0.072	0.089	0.241	0.460	0.014	0.013	0.000	0.000
Al	2.330	3.202	2.628	2.752	1.824	1.784	1.047	1.021
Fe <sup>3+</sup>	0.626	0.622	0.878	0.861	0.000	0.000	0.004	0.020
Fe <sup>2+</sup>	2.225	1.697	1.294	0.386	0.332	0.347	0.000	0.000
Mn	0.031	0.023	0.014	0.044	0.000	0.000	0.000	0.000
Mg	1.529	1.413	2.630	3.165	0.408	0.409	0.048	0.014
Ca	1.487	1.717	1.685	1.717	0.015	0.022	0.005	0.003
Na	0.352	0.295	0.303	0.600	0.221	0.200	1.029	0.989
K	0.064	0.094	0.150	0.255	0.764	0.793	0.057	0.016
$\frac{Mg}{Mg+Fe^{2+}}$	0.41	0.45	0.67					

<sup>(1)</sup> Le analisi sono state effettuate alla microsonda elettronica (E.D.S., strumento JEOL 50A con Link) con sistema a dispersione di energia.

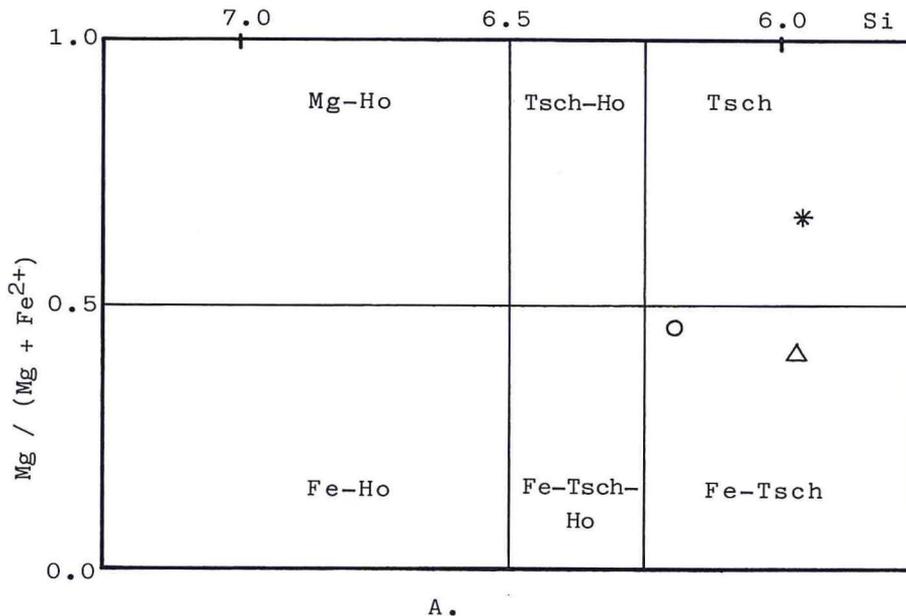


Fig. 2 - Classificazione Anfiboli Calcici-A ( $(Na+K)_A < 0,50$ ;  $ti < 0,50$  LEAKE (1978).  
Asterisco = Tschermakite; tondo e triangolo = Fe-Tschermakite (Tab. 2).

ne microscopica ( $\alpha$  = grigio,  $\beta$  = blu lavanda,  $\gamma$  = blu,  $CAV = 6^\circ$ ) una trasformazione incipiente in Glaucofane degli orli degli individui di Anfibolo. Nei campioni fortemente listati l'Anfibolo, di colore marroncino molto chiaro, ha pleocroismo:  $\alpha$  = giallino chiaro,  $\beta$  = verdolino giallo,  $\gamma$  = verde bruno,  $CAV = 20^\circ$ , segno ottico negativo. L'analisi chimica (Tab. 2, fig. 2) corrisponde sempre a quella di un termine tschermakitico ma ricco in Mg.

Il Plagioclasio, nei pochi geminati Albite misurabili — la maggior parte è geminata secondo la legge del Periclino — è risultato ascrivibile ad un termine oligoclasico (An 17%,  $E_{max} = 6^\circ$ , indici di rifrazione a cavallo con quelli del balsamo, segno ottico negativo).

Sono visibili, in alcuni individui, orli di composizione albitica crescente verso l'esterno con indici di rifrazione minori dei corrispondenti dell'Oligoclasio del nucleo. Tali orli si sono probabilmente originati in sede postcinematica durante il rilassamento termico o sono il risultato del sovrapporsi dell'evento alpino che, come vedremo in seguito, ha prodotto nelle vene sovrainposte Albite.

Molti gli individui alterati in fillosilicati, non rari intorbidimenti e seriticizzazioni. Il Quarzo è per lo più xenoblastico, a volte occu-

pa placche monomineraliche di piccole dimensioni. Rilevante la quantità di Titanite di genesi chiaramente tardocinematica; spesso i cristalli sono disposti in aggregati, l'albito è granulare e l'aspetto perfettamente fresco. Presente Ilmenite in minuti cristalli tabulari riconoscibili per le frequenti pseudomorfofosi parziali di leucoxene granulare e più raramente Magnetite spesso eudrale. In aggregati granulari Zoisite e Clinozoisite sincinematici. Altri componenti accessori Apatite e Zirconio.

Come prima detto, solo nei litotipi fortemente listati si sono rinvenuti abbondanti individui di Granato Almandino anche se in via di obliterazione e sovente trasformato in Clorite. Si presentano in cristalli precinematici di dimensioni lineari non di raro prossime ai 3 mm., spesso completamente tritutati con abito, dove ancora conservato, rotondeggiante, di colore giallo chiaro; non si è notata birifrangenza anomala.

Sempre esclusiva di questi livelli Mg-Biotite (Flogopite) sincinematica.

Nelle bande milonitiche, chiaramente sovrainposte, prevalgono le Cloriti sia ferrifere che magnesiache (birifrangenza anomala sul marrone scuro) accompagnate da Fengite (Tab. 2, fig. 3) e abbondante Quarzo; talora i granuli di Epidoto, presenti nella roccia fresca, si mantengono all'interno delle fasce tettonizzate dove acquistano, chiaramente, caratteristiche di minerale relitto; in tali fasce è però presente anche una varietà ferrifera dell'Epidoto (segno ottico negativo,  $\alpha$  = limone,  $\beta$  = verde giallo,  $\gamma$  = giallo chiaro).

Il Plagioclasio (Albite pressoché pura, Tab. 2), si rinviene solo nelle venature discordanti prima menzionate che pervadono tutta la formazione comprese le metaclastiti soprastanti o intercalate. La sovrapposizione dell'evento alpino, come abbiamo visto, si manifesta localmente con la formazione di Cloriti a composizione sia magnesiacca che ferrifera, di Epidoto ferrifero, Albite, di un Anfibolo sodico riferibile alla serie del Glaucofane e di Fengite. I valori in Si (3,48 e 3,54, Tab. 2) della mica fengitica, in particolare, indicanti pressioni di equilibratura relativamente alte (4-5 Kbars, VELDE, 1967) sono in pieno accordo con i parametri genetici desunti da DI SABATINO *et alii* (1979) per un incipiente metamorfismo alpinotipo che ha interessato questa zona dell'Appennino ( $T = 200^{\circ}\text{C}$ ;  $P = 4$  Kbars; gradiente geotermico  $\approx 15^{\circ}\text{C}/\text{Km}$ ).

## 2° gruppo (A10-A11-A12-A13-A14)

Le Anfiboliti ascrivibili a questo gruppo mostrano microscopica-

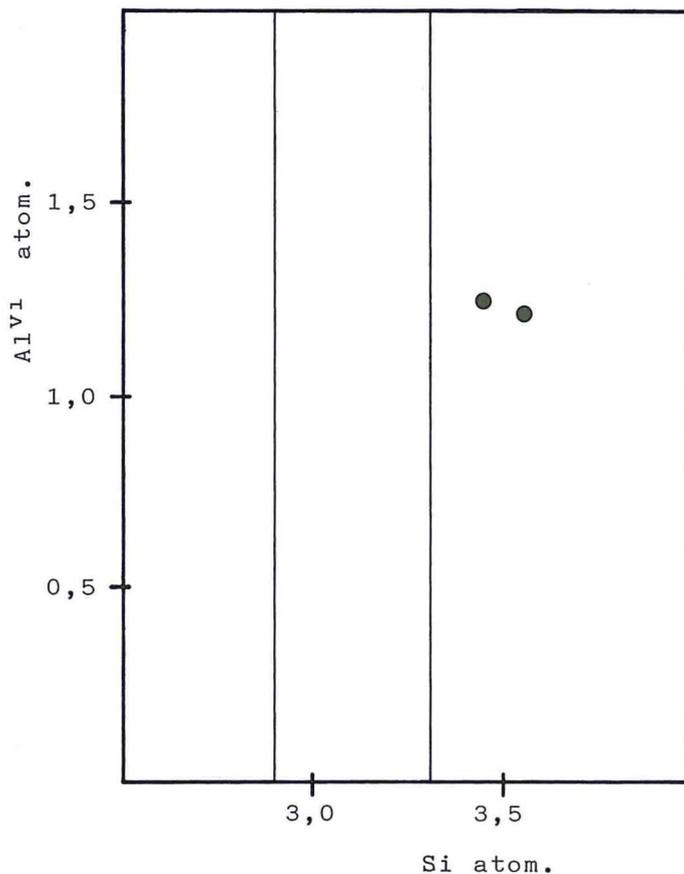


Fig. 3 - Diagramma Al<sup>VI</sup>/Si. La mica presente in alcune Anfiboliti rientra nel campo composizionale delle Fengiti.

mente una struttura nettamente blastoporfirica con fenocristalli relictivi di Anfibolo bruno, parzialmente trasformato in Tremolite, di Plagioclasio zonato e di Quarzo immersi in una compagine, prodotto di ricristallizzazione dell'antica pasta di fondo, costituita da: Muscovite, Mg-Biotite (Flogopite) e Clorite (metamorfismo alpino).

L'Anfibolo bruno è presente in individui prismatici tozzi anche di notevoli dimensioni talvolta geminati; lo schema del pleocroismo è:  $\alpha \approx \beta =$  marrone chiaro,  $\gamma =$  marrone più scuro;  $CAY \approx 15^\circ$ , segno ottico negativo, colori di interferenza alti.

Tali caratteri, unitamente ai risultati dell'analisi chimica (Tab. 2), orientano verso un termine di Ossiorneblenda s.l.

Gli orli degli Anfiboli presentano sovente accrescimenti sincine-

matici incolori ricchi di piccoli cristalli granulari di Titanite. Tali accrescimenti mostrano caratteristiche sia fisiche che ottiche tipiche di un Anfibolo tremolitico (stessa sfaldatura della Ossiorneblenda s.l., stesso segno ottico,  $CAV \approx 21^\circ$ , non pleocroico).

Va qui osservato come l'alto contenuto in Titanio che caratterizza la composizione chimica dell'Anfibolo Ossiorneblenda s.l. trova riscontro nella roccia, nella presenza della Titanite insieme alla Tremolite negli orli di reazione prima citati. Anche il Plagioclasio mostra orli sincinematici: la zonatura che lo caratterizza è sfumata e dal nucleo al bordo si passa da una composizione albitica (An 9%,  $E_{max} = 12^\circ$ ) ad Oligoclasica (An 17%,  $E_{max} = 6^\circ$ ). Non rari gli individui alterati. I fenocristalli di Quarzo, a estinzione fortemente ondulata, sono spesso intensamente tritutati. Di geni chiaramente sincinematica la Mg-Biotite della pasta di fondo ricristallizzata anche se i cristalli sono sempre molto piccoli. Frequenti in tutte le sezioni vene di Calcite tardiva. Fra gli accessori rari Ossidi di ferro, Apatite e Zirconio.

#### CARATTERI PETROCHIMICI

Sono stati analizzati gli elementi maggiori, minori ed in tracce, alcuni dei quali (Zr, Nb, Y, Ni, Ti, Cr, Co) particolarmente significativi ai fini petrochimici e petrogenetici essendo ritenuti poco mobili durante i processi metamorfici (PEARCE e CANN, 1973; WINCHESTER e FLOYD, 1977; SCHEIBNER e PEARCE, 1978) di 14 campioni. I risultati analitici sono riportati in tabella 1<sup>(2)</sup> alcune funzioni petrochimiche in tabella 3.

L'esame di questi dati ha permesso di trarre le seguenti conclusioni:

- A) Tutte le Anfiboliti studiate sono di origine Orto.
- B) Esistono due famiglie di Anfiboliti distinte.

Il carattere magmatogeno complessivo delle rocce analizzate appare ancora ben conservato anche se più o meno modificato da allochimie post-magmatiche di varia natura; fenomeni di mobilitazione chimica secondaria si possono riconoscere talora in valori relativamente più alti di perdita al fuoco nonché nell'elevata dispersione di elementi alcalini ed alcalini terrosi (Rb, Sr, K, Ca, Mg).

---

(<sup>2</sup>) Le analisi sono state effettuate allo spettrometro ai raggi X Philips PW 1410 (An. G. Aurisicchio). FeO è stato determinato a parte con metodo colorimetrico.

TABELLA 3 - Parametri NIGGLI. Indici: Mafico (I.M.), Felsico (I.F.), di solidificazione (S.I.), di frazionamento Thompson (I.F.T.), di Larsen (I.L.).

	A1	A2	A3	A4	A5	A6	A7	A8	A9	A10	A11	A12	A13	A14
al	16	17.24	18.17	15.85	16.53	17.40	18.85	17.62	17.10	17.50	18.00	18.00	17.50	18.63
fm	55.82	55.27	51.90	56.28	63.60	62.30	60.90	62.30	62.40	69.20	69.07	68.80	69.48	68.94
c	21.82	22.79	23.30	21.86	14.30	15.40	13.90	14.80	15.50	9.20	9.00	9.00	8.00	9.00
alk	6.37	4.70	6.70	6.01	5.60	4.90	6.50	5.20	4.90	4.20	3.92	3.89	4.60	3.42
si	113.10	121.40	125.90	115.70	109.10	92.98	103.30	107.00	95.60	104.90	105.60	106.16	108.43	105.00
ti	2.30	2.42	2.50	2.18	2.13	2.59	2.40	2.50	2.60	0.88	0.51	0.75	0.77	0.76
k	0.23	0.21	0.20	0.27	0.26	0.10	0.20	0.30	0.20	0.20	0.26	0.29	0.22	0.37
mg	0.52	0.52	0.56	0.53	0.52	0.54	0.53	0.51	0.54	0.70	0.76	0.77	0.76	0.77
c/fm	0.39	0.41	0.45	0.39	0.22	0.25	0.23	0.24	0.25	0.13	0.13	0.13	0.12	0.13
alk/c	0.29	0.21	0.29	0.27	0.39	0.32	0.47	0.35	0.32	0.32	0.44	0.43	0.58	0.38
I.M.	59.56	58.65	56.60	58.84	58.48	58.37	58.99	61.21	58.03	35.60	35.13	35.11	36.93	35.98
I.F.	26.66	20.49	25.93	25.74	33.44	27.36	36.36	30.96	28.21	36.35	35.02	34.78	40.29	33.55
S.I.	35.29	37.24	37.29	36.12	35.80	37.98	36.15	35.00	38.12	59.19	59.95	59.92	57.60	59.45
I.F.T.	0.56	0.56	0.55	0.55	0.57	0.59	0.57	0.58	0.57	0.34	0.34	0.34	0.36	0.33
I.L.	-13.82	-21.28	-9.92	-13.28	-14.63	-18.97	-15.52	-14.99	-18.21	-13.04	-12.76	-12.56	-12.36	-12.68

Conferma dell'origine orto ci deriva del resto anche dai valori dei parametri del Niggli (Tab. 3) e dalla distribuzione dei punti rappresentativi dei campioni studiati nei diagrammi petrochimici classici (c/mg, LEAKE, 1964; al-alk/c, EVANS e LEAKE, 1960; Al+Fe+Ti/Ca+Mg, BALASHOV *et alii*, 1972) qui non riportati per brevità, nonché della correlazione di alcuni significativi elementi poco mobili (Cr, Ni) con il % in TiO<sub>2</sub> (Tab. 1; i nostri campioni presentano, come definito da LANGE, 1968, per orto-Anfiboliti, correlazioni negative Cr/TiO<sub>2</sub> e Ni/TiO<sub>2</sub>). Le Anfiboliti a struttura blastoporfirica mostrano tipologia magmatica meglio conservata (P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> e TiO<sub>2</sub> più scarsi, MgO/MgO+FeO più alto) se pure sicuramente nella povertà in FeO e nella ricchezza in MgO e, talora, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> si ravvisano gli effetti di una sovrapposizione di fenomenologie esogene.

Le Anfiboliti del primo gruppo mostrano, per contro, allochimie post-magmatiche più spinte ora riferibili a fenomeni di probabile *weathering* sottomarino (spinta mobilizzazione dal sistema di SiO<sub>2</sub>; l'arricchimento in Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, TiO<sub>2</sub> e FeO (A6-A7-A8-A9) poiché essendo poco mobili, potrebbe essere avvenuto passivamente in seguito ad un possibile innescarsi di meccanismi di idrolisi tipici di questo ambiente (PEARCE, 1976), ora alla sovrapposizione di fenomeni alterativi (litotipi impoveriti in MgO (A1-A2-A3-A4).

La suddivisione delle Anfiboliti in due gruppi precedentemente effettuata su base strutturale e mineralogica trova riscontro anche su base chimica.

In tutti i litotipi analizzati Na<sub>2</sub>O è sempre maggiore di K<sub>2</sub>O e la percentuale di Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> costantemente superiore a (CaO+Na<sub>2</sub>O+K<sub>2</sub>O) attribuisce a queste rocce un carattere peralluminoso come il contenuto in SiO<sub>2</sub> sempre inferiore, in un solo caso uguale, al 52%, permette di riferirle a termini iposilicici. Rispetto alla distribuzione degli ossidi si ha, però, una netta differenza fra le Anfiboliti del primo gruppo e quelle del secondo dovuta a: valori molto più bassi, nei litotipi blastoporfirici in TiO<sub>2</sub>, Ferro totale (anche se più alto risulta Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>), CaO<sub>2</sub> e Na<sub>2</sub>O, per contro alte sono le % in MgO e, subordinatamente, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>. Il primo gruppo di Anfiboliti è chimicamente eterogeneo; infatti, passando dai litotipi massivi a quelli più o meno listati si registrano variazioni con valori minimi in SiO<sub>2</sub>, diminuzione di CaO ed aumento più o meno marcato delle percentuali in TiO<sub>2</sub>, FeO e MgO. Le Anfiboliti del secondo gruppo sono invece omogenee.

Per quanto riguarda gli elementi in tracce le differenze sono

meno vistose e si osserva come talora vi sia sovrapposizione nei valori di alcuni elementi, ora delle Anfiboliti massive con quelle blastoporfiriche (Tab. 1, Li, Cr, Pb, Ce), ora di queste ultime e di quelle più o meno listate (Ni, Cu, Sr, Nd).

I valori anomali in S e Cl dei campioni A5-A7-A8 sono da riferire a diffuse mineralizzazioni. Le differenze chimiche fra i campioni massivi e quelli più o meno listati, trascurando i caratteri influenzati da allochimie post-magmatiche, possono essere riferite ad un diverso stadio di differenziazione, come evidenziato del resto anche dall'arricchimento di alcuni litotipi in certi elementi in tracce (Sr, Ba, Rb, Tab. 1).

(La tendenza si delinea in particolare quando si considerano magnesio, titanio, ferro ed alcali (Fig. 4), tutti i campioni tendono infatti a porsi sulle stesse linee di correlazione nonostante il salto di silicizzazione che caratterizza i litotipi più o meno listati).

Per le Anfiboliti blastoporfiriche un legame di differenziazione con le prime è invece da escludersi sia dall'esame di figg. 4 (A e B) (Ossidi ed elementi contro Indice di Larsen e Indice di Thompson), sia in considerazione del diverso contenuto in  $TiO_2$  (Tab. 1) che ne fa due popolazioni nettamente separate e distinte, sia considerando:  $TiO_2/K_2O/(K_2O + Na_2O)$  e  $TiO_2/MgO/(MgO + FeO)$  (Figg. 5, 6). Marcata appare infatti la dualità esistente fra i due gruppi di rocce; in particolare, è evidente come (Fig. 5) solo nei campioni del primo gruppo esiste una correlazione inversa, fra i due parametri considerati, secondo un unico trend.

Quanto fin qui detto induce pertanto a ritenere che le Anfiboliti in studio hanno come precursori rocce diverse. Pur tenendo conto delle limitazioni derivanti dai processi premetamorfici di mobilizzazione e/o interferenze sedimentarie si è tentato di ricostruire l'originaria caratterizzazione dei protoliti.

La proiezione nel diagramma di fig. 7 (IRVINE e BARAGAR, 1971) indica per tutti i campioni un'affinità sub-alcaina; in base al rapporto  $FeO^*/FeO^*/MgO$  e  $SiO_2/FeO^*/MgO$  (Figg. 8, 9;  $FeO^* = FeO + 0.9 \cdot F_2O_3$ ; MIYASHIRO, 1975) si verifica, in particolare, come le Anfiboliti massive e più o meno listate cadano nel campo (un solo campione si posiziona a cavallo della linea di discriminazione) delle serie tholeitiche mentre quelle blastoporfiriche in quello delle calcalkaline.

Dal diagramma AFM (Fig. 10) risulta, pur con le riserve prima avanzate, una disposizione dei campioni appartenenti al primo gruppo lungo trends evolutivi tipici di rocce tholeitiche a medio stadio

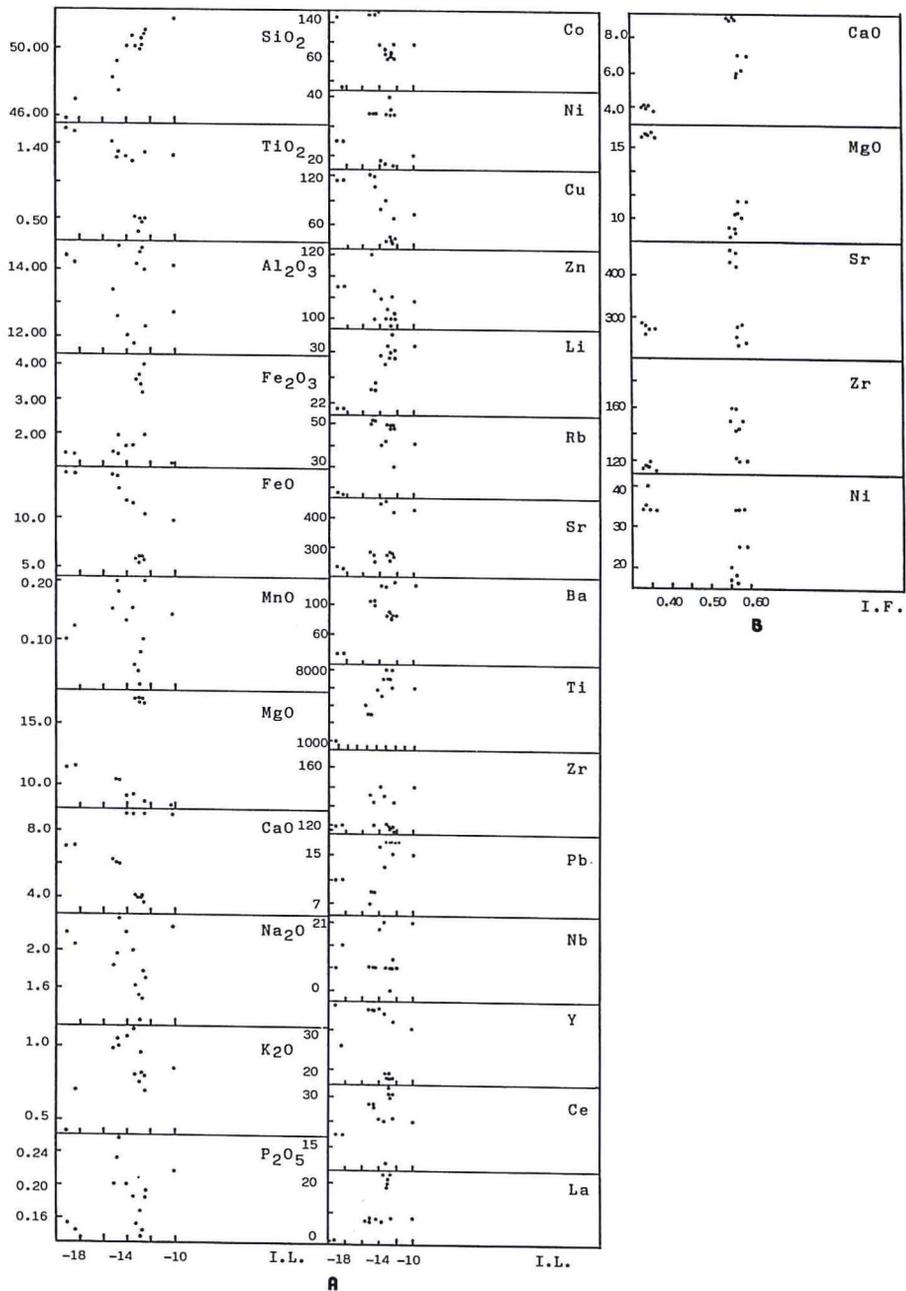


Fig. 4 A, B - Diagrammi di variazione-Indice di Larsen/Ossidi (%) ed elementi (ppm) (A); Indice frazionamento Thompson/CaO-MgO (%) e Sr-Zr-Ni (ppm) (B).

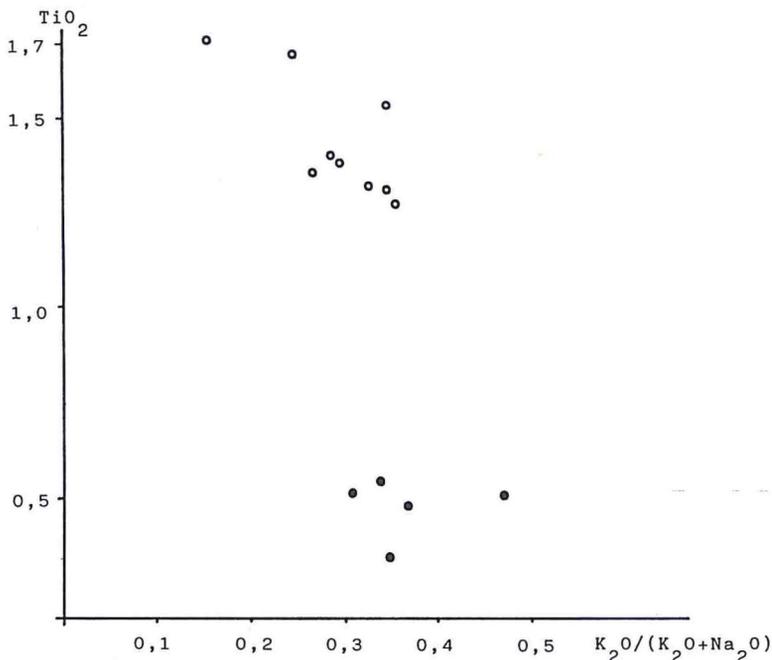


Fig. 5 - Diagramma  $\text{TiO}_2/\text{K}_2\text{O}/(\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O})$   
 Cerchi vuoti = Anfiboliti del I gruppo;  
 Cerchi pieni = Anfiboliti del II gruppo.

di differenziazione; le Anfiboliti del secondo gruppo si collocano, invece, molto prossime alla curva I.B. (IRVIN e BARAGAR, 1971) che discrimina, all'interno delle serie subalcaline, le serie calcalcaline da quelle tholeitiche. Del resto, una caratterizzazione calcalcalina dei litotipi blastoporfirici è evidenziata in modo particolare dal rapporto  $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{TiO}_2$  elevato, dallo scarso frazionamento  $\text{Fe}/\text{Mg}$ , dal basso contenuto in  $\text{TiO}_2$  e dai valori più alti del rapporto  $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ . Se si considera però il rapporto  $\text{K}_2\text{O}/\text{SiO}_2$  (PECCERILLO e TAYLOR, 1976) si ottiene una generale appartenenza di tutte le Anfiboliti alle serie calcalcaline. Questa apparente contraddizione può essere spiegata, e di ciò si avrebbe conferma in seguito (p. 25) da un anomalo aumento di K, Na e talora Rb nelle Anfiboliti del I gruppo dovuto a reazioni di scambio di alcali tra acqua di mare e magma (HART, 1969; PETRINI *et alii* in OTTONELLO e TADDEUCCI, 1987).

Dalla proiezione nel diagramma  $R_1$ - $R_2$  (Fig. 11) (DE LA ROCHE *et alii*, 1980) sembra verosimile interpretare le composizioni chimiche riscontrate nel senso, per i campioni del primo gruppo, di una origi-

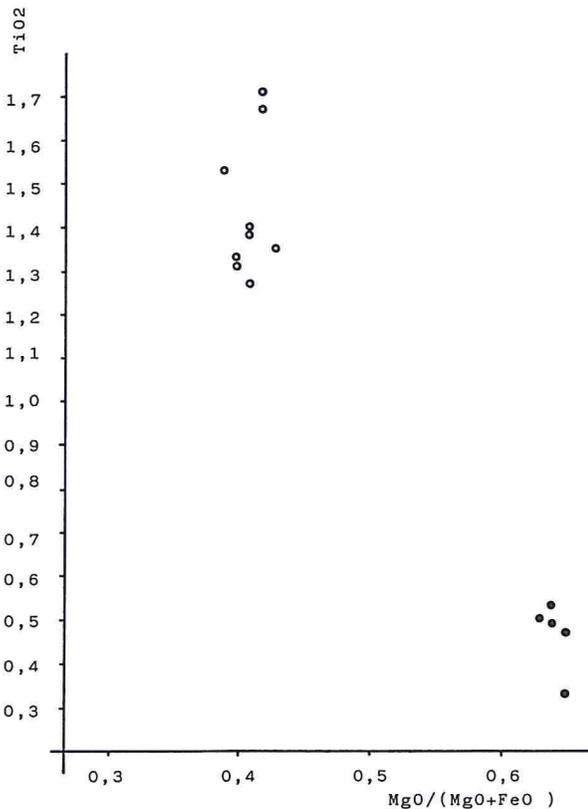


Fig. 6 - Diagramma  $TiO_2/MgO/(MgO+FeO)$ -Simboli come in fig. 4A.

naria caratterizzazione prevalentemente basaltico-tholeitica e andesit-basaltica e, per quelle del secondo gruppo, andesit-basaltica fino ad andesitica.

Stessa indicazione danno gli elementi in tracce poco mobilizzabili quali Y, Zr e Nb; l'utilizzo del diagramma  $Zr/TiO_2 \cdot 10^4-Nb/Y$  (WINCHESTER e FLOYD, 1977) (Fig. 12) conferma infatti il tiposeriale prima individuato e la derivazione delle Anfiboliti di Passo dell'Ospedalaccio da due gruppi di magmatiti sub-alcaline distinte (basalti tholeitici e andesit-basalti; andesit-basalti e andesiti).

#### AMBIENTE GEODINAMICO

Per la definizione dell'ambiente geodinamico antico di formazione delle rocce magmatiche si sono utilizzati vari diagrammi costru-

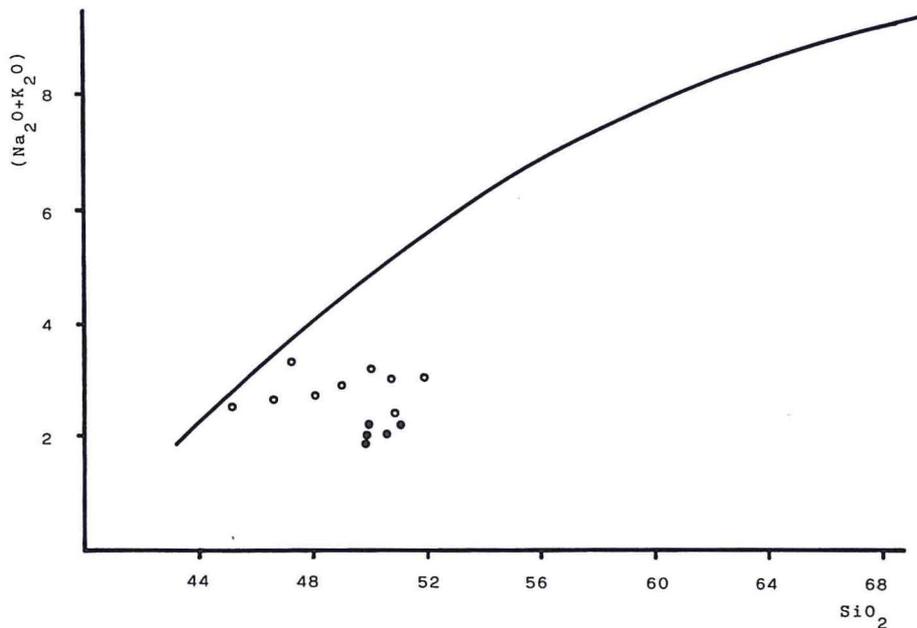


Fig. 7 - Diagramma  $\text{SiO}_2/(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$  discriminante rocce alcaline e sub-alcaline (IRVINE e BARAGA, 1971).

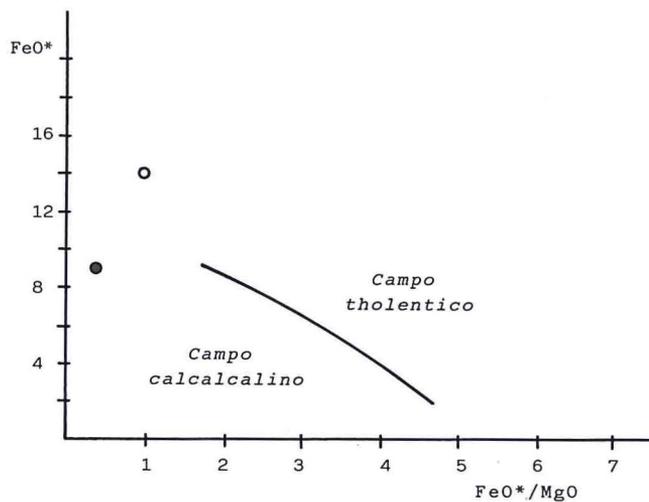


Fig. 8 - Diagramma  $\text{FeO}^*/\text{FeO}^*/\text{MgO}$ , con  $\text{FeO}^* = \text{FeO} + 0,9 \cdot \text{Fe}_2\text{O}_3$ , discriminante campo delle serie tholeitiche da campo serie calcalcaline.  
 Cerchio vuoto = media Anfiboliti primo gruppo;  
 Cerchio pieno = media Anfiboliti secondo gruppo, MIYASHIRO (1974).

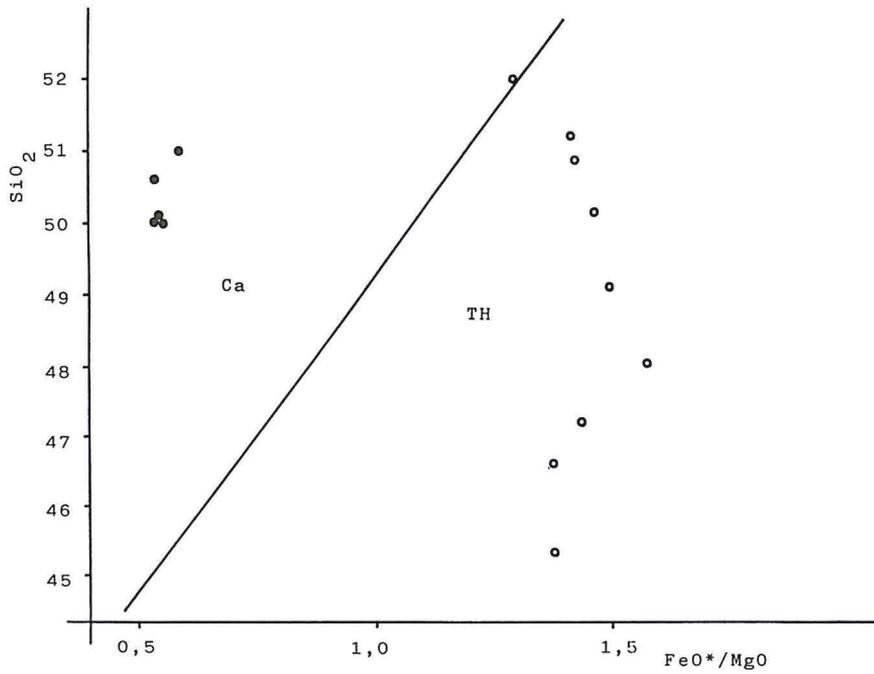


Fig. 9 - Diagramma  $SiO_2/FeO^*/MgO$  (MIYASHIRO, 1975). Simboli come in fig. 4A. Ca = campo serie calcalkaline; Th = campo serie tholeitiche.

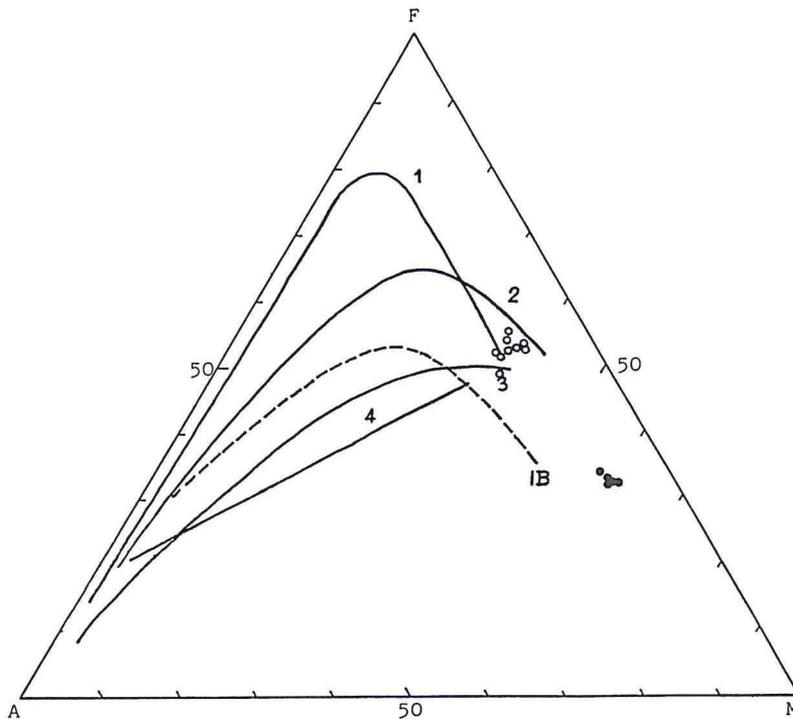


Fig. 10 - Diagramma AFM; 1-2 = Andamento associazioni tholeitiche; 3-4 = Andamento associazioni calcalkaline; I.B. = Linea discriminante, nell'ambito delle associazioni sub-alkaline, le serie calcalkaline da quelle tholeitiche (MIYASHIRO, 1974, RINGWOOD, 1977). Simboli come in fig. 4A.

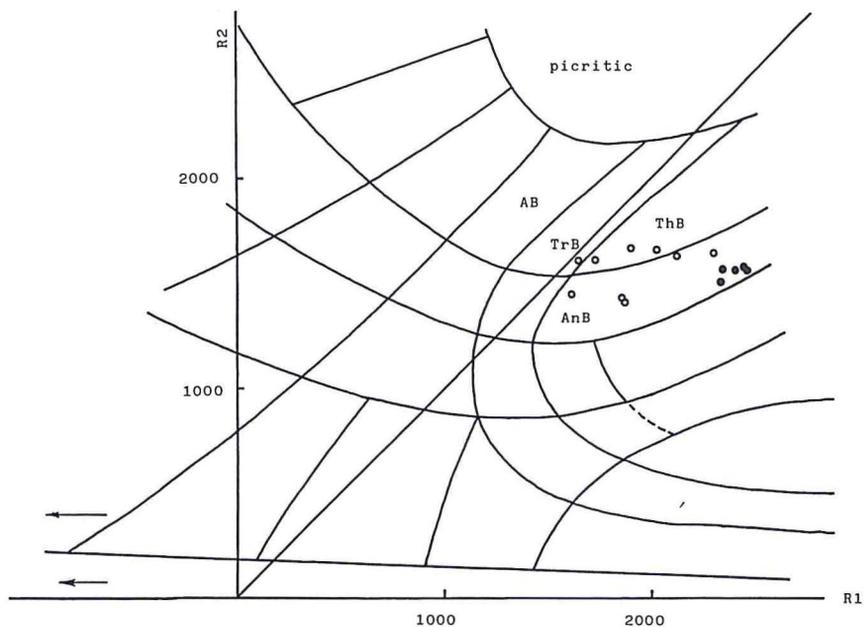


Fig. 11 - Diagramma R<sub>1</sub>-R<sub>2</sub> (DE LA ROCHE *et alii*, 1980); R<sub>1</sub> = 4 Si-11 (Na+K)-2 (Fe+Ti); R<sub>2</sub> = 6 Ca+2 Mg+Al. Simboli come in fig. 4A.

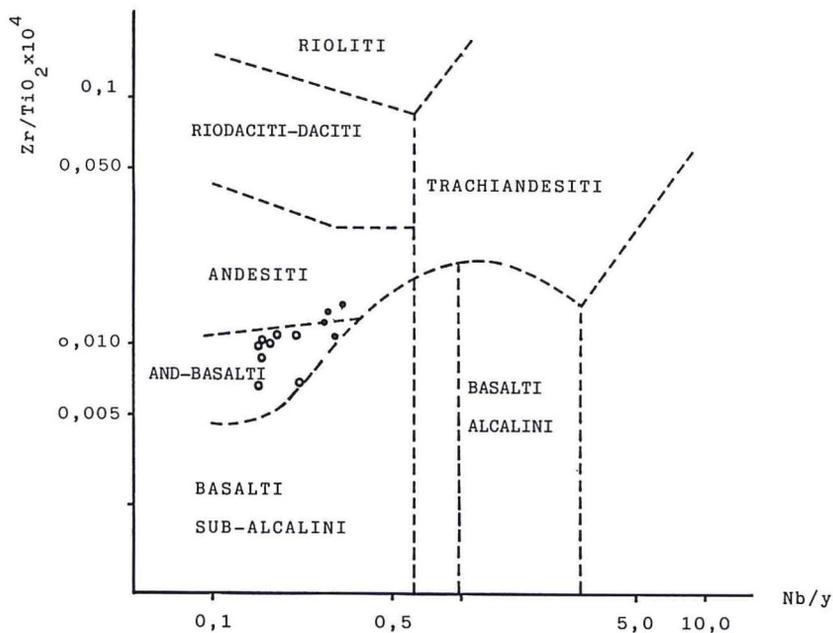


Fig. 12 - Diagramma Zr/TiO<sub>2</sub> · 10<sup>4</sup>-Nb/Y (WINCHESTER e FLOYD, 1977). Simboli come in fig. 4A.

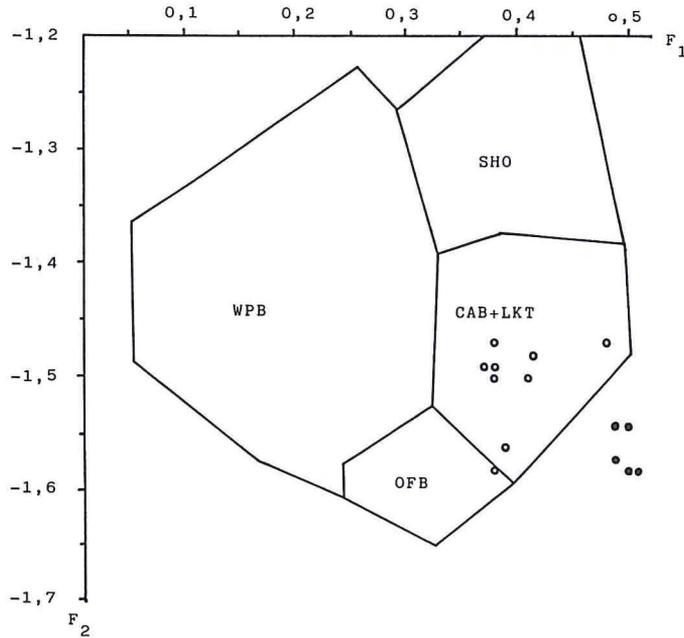


Fig. 13 - Diagramma  $F_1$ - $F_2$  (PEARCE, 1976); CAB+LKT = Basalti di arco vulcanico (calcalcalini+tholeiti di arco); OFB = Basalti di fondo oceanico, SHO = Shoshoniti, WPB = Basalti entroplacca. Simboli come in fig. 4A.

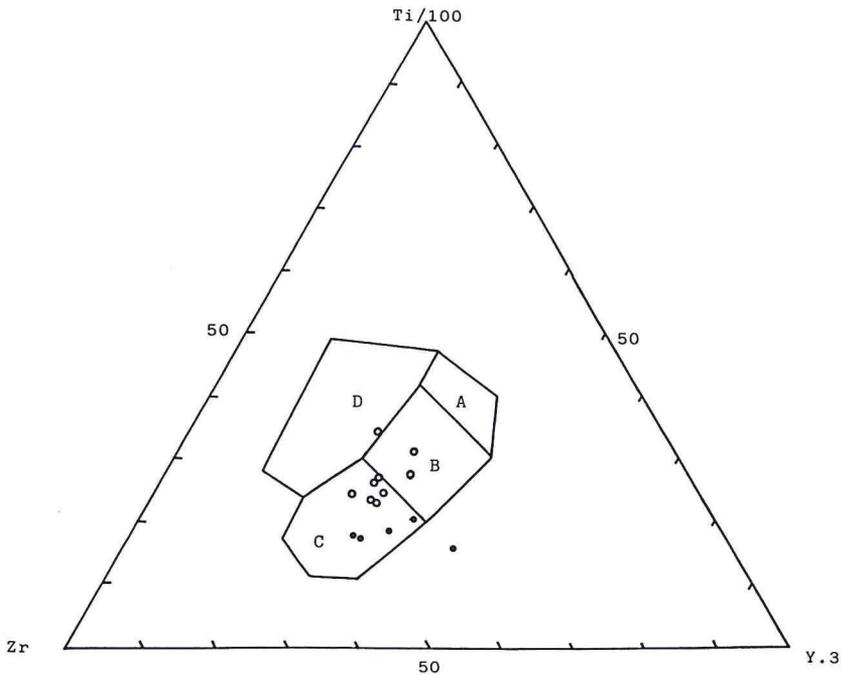


Fig. 14 - Diagramma  $Zr$ - $Ti/100$ - $Y \cdot 3$  (PEARCE e CANN, 1973; FLOYD e WINCHESTER, 1975). D = Basalti entroplacca; B = Basalti di fondo oceanico; A-C = Basalti di arco vulcanico; A = LKT; B = OFB, LKT, CAB; C = CAB; D = WPB. Simboli come in fig. 4A.

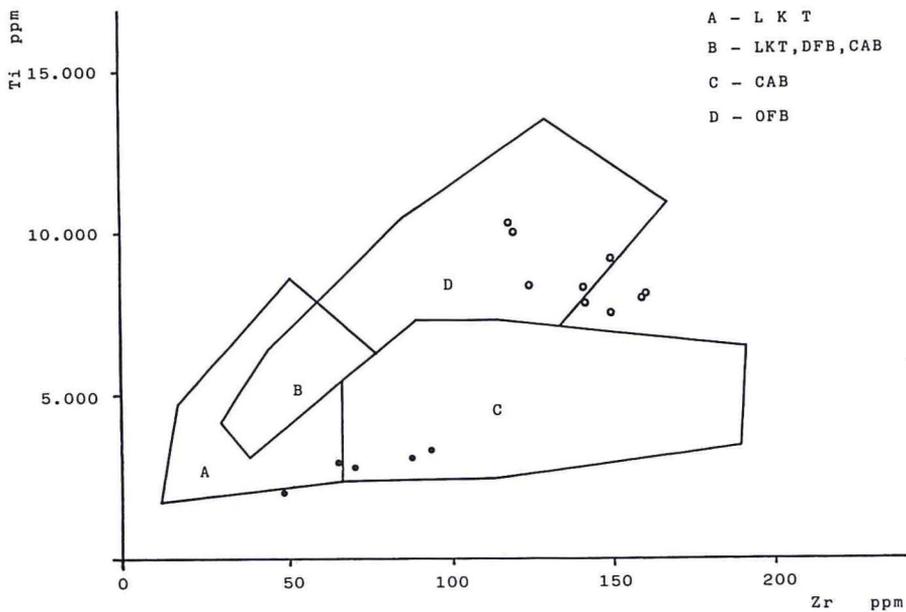


Fig. 15 - Diagrammi Ti/Zr (PEARCE e CANN, 1973). Simboli come in fig. 4A.

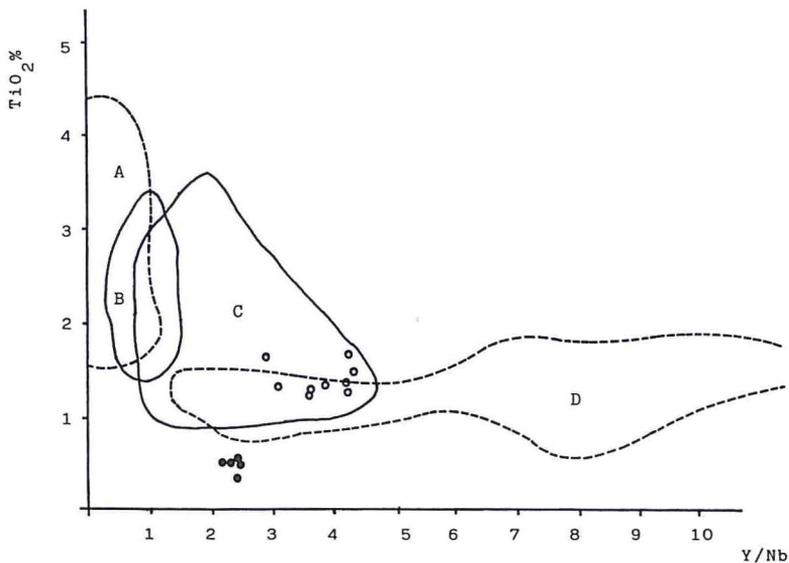


Fig. 16 - Diagramma  $TiO_2$ -Y/Nb (FLOYD e WINCHESTER, 1975). A = Alkali-Basalti continentali; B = Alkali-Basalti oceanici; C = Basalti tholeitici continentali; D = Basalti tholeitici oceanici. Simboli come in fig. 4A.

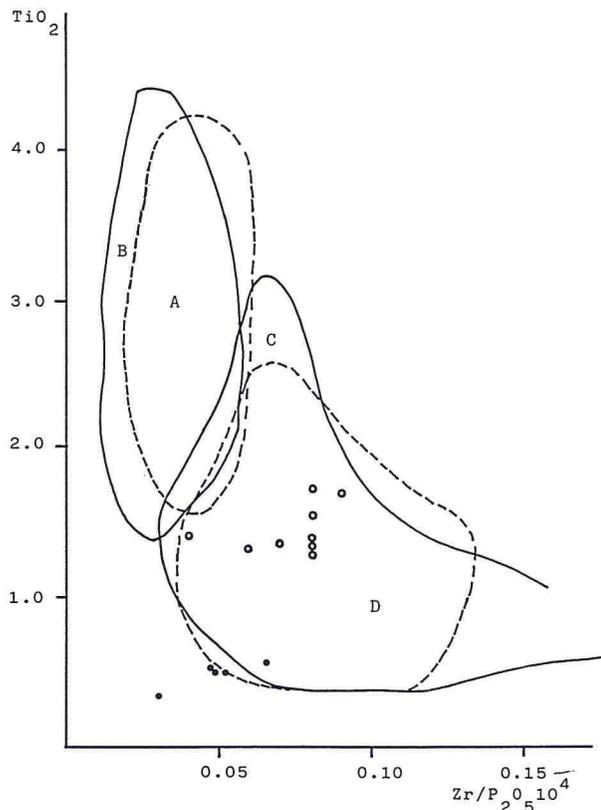


Fig. 17 - Diagrammi  $\text{TiO}_2\text{-Zr/P}_2\text{O}_5 \cdot 10^4$  (FLOYD e WINCHESTER, 1975). Per A, B, C, D vedi fig. 14. Simboli come in fig. 4A.

ti sia con gli elementi maggiori che con i minori. Nella rappresentazione diagrammatica  $F_1\text{-}F_2$  di fig. 13 (PEARCE, 1976) le rocce analizzate del primo gruppo cadono nel campo CAB+LKT (basalti di arco vulcanico), solo un campione si posiziona nel campo OFB (basalti di fondo oceanico), i campioni del secondo gruppo cadono fuori dei campi ma in prossimità di CAB+LKT. Utilizzando il diagramma  $\text{Zr-Y-3-Ti}/100$  (PEARCE e CANN, 1973; FLOYD e WINCHESTER, 1975) (Fig. 14) costruito utilizzando elementi poco mobili e che discrimina i basalti entro placca (D = WPB) da quelli di fondo oceanico (B = OFB) e di arco vulcanico (A-C = LKT, CAB) risulta che le Anfiboliti massive e più o meno listate si proiettano per la maggior parte in (C) ed i rimanenti in (B) e le Anfiboliti blastoporfiriche in (C). Un'ulteriore discriminazione fra le magmatiti di fondo oceanico e quelle di arco vulcanico ci deriva dal diagramma Ti-Zr (PEARCE e CANN, 1973) (Fig. 15). Da questo si ricava che le Anfiboliti del primo gruppo derivate

rebbero da rocce magmatiche del tipo di fondo oceanico (D), anche se alcuni campioni sono spostati verso (C), mentre quelle del secondo gruppo mostrano chimismo più simile a magmatiti di arco vulca-

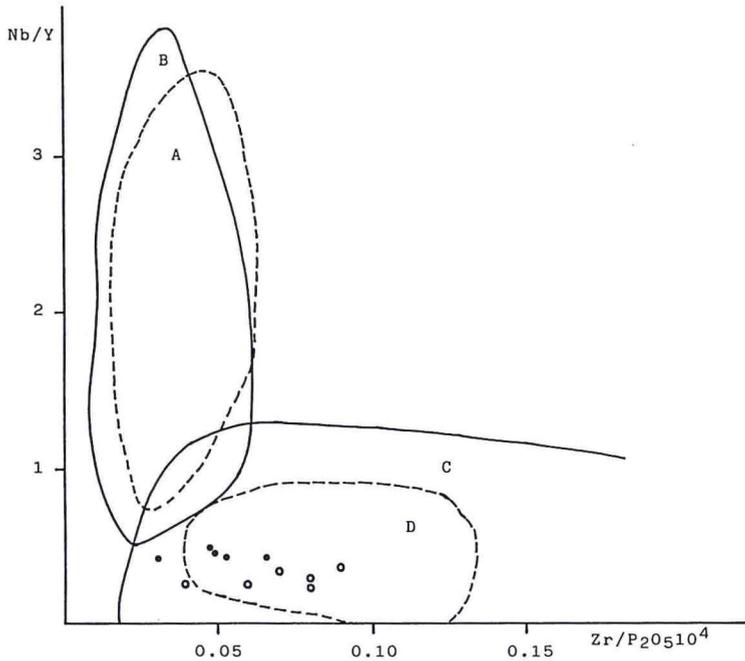


Fig. 18 - Diagramma Nb/Y-Zr/P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> · 10<sup>4</sup> (FLOYD e WINCHESTER, 1975). Per A, B, C, D vedi fig. 14. Simboli come in fig. 4A.

nico (C). Né l'esame delle figg. 16, 17, 18 (FLOYD e WINCHESTER, 1975) e fig. 19 (PEARCE *et alii*, 1977) dà una soluzione univoca al problema. L'unica cosa che sicuramente si può escludere (Fig. 19) è che l'ambiente geodinamico di formazione possa essere quello di isole oceaniche essendo troppo basso il contenuto in Titanio presente nei nostri campioni. Gli stessi grafici confermano, invece, la totale mancanza di termini a chimismo alcalino.

## CONCLUSIONI

I dati petrochimici indicano per le Anfiboliti studiate un'originaria caratterizzazione magmatica anche se più o meno modificata

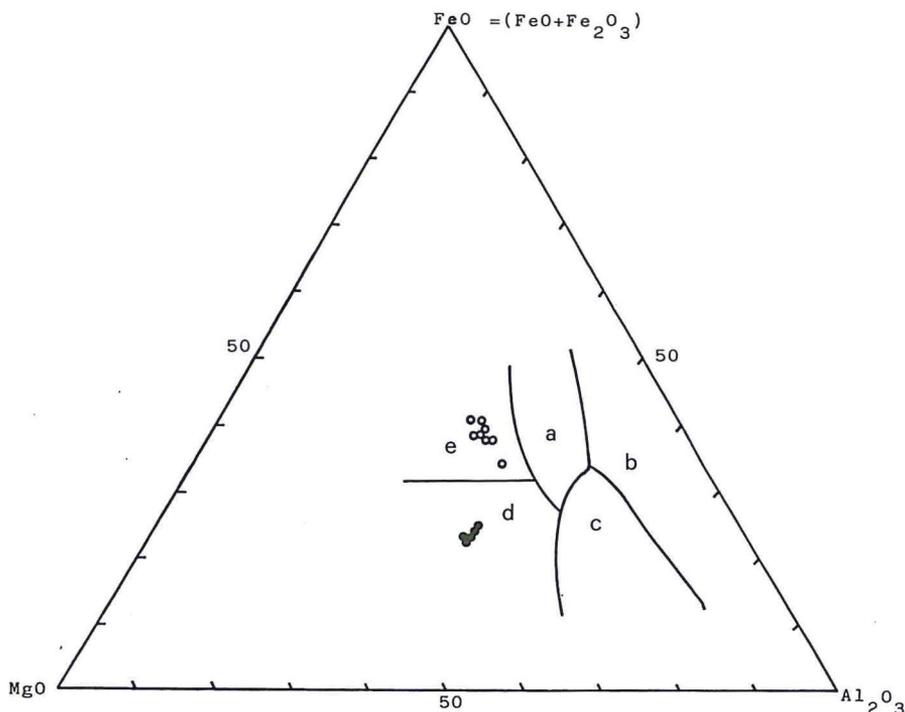


Fig. 19 - Diagramma  $\text{FeO} = (\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3)\text{-MgO-Al}_2\text{O}_3$  (PEARCE *et al.*, 1977).

- a = ambiente tettonico continentale;
- b = «spreading center island»;
- c = ambiente orogenico;
- d = dorsali e fondi oceanici;
- e = isole oceaniche.

da allochimie postmagmatiche di varia natura. Sono stati individuati due distinti gruppi di Anfiboliti differenti sia per alcuni caratteri mineralogici-strutturali che chimici. Le rocce del secondo gruppo mostrano tipologia magmatica meglio conservata. I dati geochimici sembrano escludere litotipi schiettamente alcalini. Non si avrebbero invece indicazioni univoche per quanto riguarda i precursori.

Considerando però che le metamorfiti in esame affiorano in un'area molto ristretta sembra improbabile che le magmatiti originarie appartengano ad ambienti geodinamici diversi. Pertanto, se si tiene conto di alcuni dati chimici, come per esempio il contenuto in  $\text{TiO}_2$  e alcune anomalie registrate nei valori degli elementi maggiori, minori ed in tracce che indicherebbero, in alcuni casi, come sarebbe avvenuto un certo tipo di interazione con l'ambiente esogeno, sem-

bra ragionevole ipotizzare che, se le nostre Anfiboliti sono derivate da rocce magmatiche basiche, a tipologia sub-alkalina, di un unico ambiente geodinamico di formazione il più probabile appare quello di arco insulare vulcanico (convergenza di placche). Questo è infatti il luogo di risalita dei magmi calcalkalini e, anche se in minor misura, tholeitici (fase iniziale dell'arco) e shoshonitici (fase finale) e ciò è in pieno accordo con l'affinità ora tholeitica ora calcalkalina, chimicamente riscontrata nelle rocce studiate.

L'eterogeneità delle Anfiboliti del primo gruppo, non essendo state riscontrate evidenze sul terreno che le rocce premetamorfiche possono essere assimilate ad antiche colate laviche o filoni, può far pensare a delle originarie vulcanoclastiti; ciò che potrebbe spiegare in parte la dispersione chimico-geochimica che le caratterizza.

L'evento metamorfico ercinico successivo ( $T = 520-550^{\circ}\text{C}$ ;  $P = 3 \text{ Kbars}$ , gradiente geodinamico  $\approx 40^{\circ}\text{C/Km}$ ; DI SABATINO *et alii*, 1979) avrebbe trasformato i prodotti vulcanico-vulcanoclastici in metamorfiti anfiboliche. Sono talora ancora individuabili in alcuni litotipi, come già detto, i segni di una tettonizzazione alpina.

#### RINGRAZIAMENTI

Si ringrazia il Prof. Giancarlo Negretti per la lettura critica del lavoro.

#### BIBLIOGRAFIA

- BALASHOV Y.A., KREMENESKIY A.A., SHVETS V.M. (1972) - Geochemical criteria of the nature of Precambrian amphibolites. *Geochem. Intern.*, **9**, 918-931.
- BALDACCI F., ELTER P., GIANNINI E., GIGLIA G., LAZZAROTTO A., NARDI R., TONGIORGI M. (1967) - Nuove osservazioni sul problema della falda Toscana e nelle interpretazioni dei flysch arenacei tipo «Macigno» dell'Appennino Settentrionale. *Mem. Soc. Geol. It.*, **6**, 213-244.
- BOCCALETTI M. (1977) - The role of foreland in the late geotectonic evolution of the Mediterranean Areas at the Continental stage. *Accad. Naz. Lincei, Rend., Cl. Sc. Fis. Mat. Nat.*, ser. VIII, **8**, 561-570.
- BOCCALETTI M., COLLI M. (1983) - La tettonica della Toscana: assetto ed evoluzione. *Mem. Soc. Geol. It.*, **25**, 51-62.
- DE LA ROCHE H., LETERRIER J., GRANCLAUDE P., MARCHAL M. (1980) - A classification of volcanic and plutonic rocks using  $R_1$   $R_3$  diagram and major element analyses. Its relationship with current nomenclature. *Chem. Geol.*, **29**, 183-210.
- DI SABATINO B., NEGRETTI G., POTENZA P.L. (1979) - Metamorfismo ercinico ed alpino negli affioramenti di Passo del Cerreto. (Appennino Tosco/Emiliano). *Mem. Soc. Geol. It.*, **20**, 117-121.

- EVANS B.W., LEAKE B.E. (1960) - The composition and origin of the striped amphibolites of Connemara. *Ireland. Journ. Petrol.*, **1**, 337-368.
- FAZZINI P., GELMINI R. (1982) - Tettonica trasversale nell'Appennino Settentrionale. *Mem. Soc. Geol. It.*, **24**, 299-309.
- FLOYD P.A., WINCHESTER J.A. (1975) - Magma type and tectonic, setting discrimination using immobile elements. *Earth Planet. Sc. Lett.*, **27**, 211-218.
- HART S.R. (1969) - K, Rb, Cs contents and K/Rb, K/Cs ratios of fresh and altered submarine basalts. *Earth Planet. Sc. Lett.*, **6**, 295-303.
- IRVINE T.H., BARAGAR W.R.A. (1971) - A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. *Canad. Journ. Earth Sc.*, **8**, 523-548.
- LANGE H. (1968) - Spurenelemente als Hilfsmittel zur Unterscheidung von Ortho und Para Amphibolites. *Freib. Forschungsh.*, Freiberg, **C 231**, 251-258.
- LEAKE B.E. (1964) - The chemical distinction between Ortho and Para amphibolites. *Journ. Petrol.*, **5**, 238-254.
- LEAKE B.E. (1978) - Nomenclature of amphiboles. *Canad. Mineral.*, **16**, 501-525.
- LOTTI B. (1910) - Geologia della Toscana. *Mem. Descritt. Carta Geol. d'It.*, **13**.
- MERLA G. (1952) - Geologia dell'Appennino Settentrionale. *Boll. Soc. Geol. It.*, **70**, 95-382.
- MIYASHIRO A. (1974) - Volcanic rocks series in Island arcs and active continental margins. *Am. Journ. Science*, **274**, 321-335.
- MIYASHIRO A. (1975) - Volcanic rock series and tectonic setting. *Ann. Rev. Earth Planet. Sc.*, **3**, 251-269.
- OTTONELLO G., TADDEUCCI A. (1987) - Mobilità dei componenti in tracce dei silicati in ambiente idrato: energie dei composti solidi e formulazione delle reazioni di dissoluzione. *Atti Soc. Tosc. Sc. Nat. Mem.*, ser. A, **94**, 139-174.
- PEARCE J.A. (1976) - Statistical analysis of major element patterns in basalts. *Journ. Petrol.*, **17**, 15-43.
- PEARCE J.A., CANN J.R. (1973) - Tectonic setting of basic volcanic rocks determined using trace element analyses. *Earth Planet. Sc. Lett.*, **19**, 290-300.
- PICCERILLO A., TAYLOR S.R. (1976) - Geochemistry of Eocene calc/alkaline volcanic rocks from the Kastamonu Area, Northern Turkey. *Contr. Mineral. Petrol.*, **58**, 63-81.
- RINGWOOD A.E. (1977) - Petrogenesis in island arc systems. In: Island Arc Deep Sea trench and back arc basins, ed. M. Tarwani, W.C. Pitman. *Ann. Geophys. Union Washington, D.C.*, 311-324.
- SCHNEIBNER E., PEARCE J.A. (1978) - Eruptive environments and inferred exploration potential of metabasalts from New South Wales. *Journ. Geochem. Explor.*, **10**, 63-74.
- STEINMANN G. (1907) - Alpen und Apenninen. *Zeit. Deutsch. Geol. Gesell.*, **59**.
- VELDE B. (1967) - Si<sup>4+</sup> content of natural phengites. *Contr. Mineral. Petrol.*, **14**, 250-258.
- WINCHESTER J.A., FLOYD P.A. (1977) - Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements. *Chem. Geol.*, **20**, 325-343.