ATTI

DELLA

SOCIETÀ TOSCANA

DI

SCIENZE NATURALI

RESIDENTE IN PISA

MEMORIE - SERIE A VOL. LXXVII - ANNO 1970

PROCESSI VERBALI 1970

INDICE

MEMORIE

BOTTARI F., MACCHIA B Stereochimica delle reazioni con acido tricloro-acetico e acido cloridrico di alcuni ossidi di stilbene sostituiti	Pag.	1
LARDICCI L., MENICAGLI R Sulla correlazione tra il (—)(S)-2-metil-1-buta- nolo e composti otticamente attivi contenenti gruppi fenilici: deter- minazione della relazione potere rotatorio-purezza ottica	»	25
CECCANTI G. M., GIACOMELLI G. P., LARDICCI L Su alcuni composti organometallici otticamente attivi contenenti gruppi fenilici	»	40
DI Fraia T Resti di un villaggio della cultura tipo Serra d'Alto a Saldone presso Metaponto (Lucania)	»	54
Grifoni Cremonesi R I materiali preistorici della Toscana esistenti al Museo Civico di Grosseto	»	78
Rau A., Tongiorgi M Tane ad U fossili del «genere» <i>Corophioides</i> negli «Scisti verdi» (Carnico inferiore) dei Monti Pisani	»	92
RAMA S., PAGGI A Sulla utilità dell'impiego di lasers nello studio di fumi da combustione	»	102
MENCHETTI S Sulla arsenpolibasite del Canale dell'Angina (Alpi Apuane)	»	111
BONATTI S., FRANZINI M., SCHIAFFINO L The Bagnone meteorite	»	123
CAPEDRI S Le geminazioni dei plagioclasi in relazione all'origine delle ofioliti appenniniche ad albite	»	134
Brondi A., Ghezzo C., Guasparri G., Ricci C. A., Sabatini G Le vulcaniti paleozoiche nell'area settentrionale del Complesso effusivo atesino.		
Nota I - Successione stratigrafica, assetto strutturale e vulcanologico nella Val Sarentina	»	155
GRAZZINI M Idrogranati nelle brecce ofiolitiche di Vincigliata (Firenze)	»	201
Mori G., Tozzi C Resti di un insediamento piceno al Colle del Telegrafo a Pescara	»	217
Ferrari G. A., Magaldi D., Raspi A Osservazioni micromorfologiche e sedimentologiche su alcuni paleosuoli dei dintorni di Grosseto	»	231
Fondi R <i>Prolagus sardus</i> Wagner (ochotonidae, lagomorpha, mammalia) da una breccia ossifera della Montagnola senese	»	260
DI Fraia T Tracce di uno stanziamento neolitico all'aperto presso Paterno (L'Aquila)	»	289

	Brandi G. P., Cerrina Feroni A., Decandia F. A., Giannelli L., Monteforti		
	B., SALVATORINI G Il Pliocene del bacino del Tevere fra Celleno		
	(Terni) e Civita Castellana (Viterbo). Stratigrafia ed evoluzione tet-		
	tonica	Pag.	308
	Sighinolfi G. P Investigations into the deep levels of the continental		
*	crust: petrology and chemistry of the granulite facies terrains of		
	Bahia (Brazil)	»	327
•	RIVALENTI G Genetical problems of banded amphibolites in the Frede-		
	rikshåb district, South West Greenland	»	342
	RIVALENTI G., SIGHINOLFI G. P Geochemistry and differentiation pheno-		
	mena in basic dikes of the Frederikshåb district, South West Greenland	»	358
	<u> </u>		
	PROCESSI VERBALI		
	Adunanza del 15 gennaio 1970	Pag.	381
	Adunanza del 12 marzo 1970	»	383
	Adunanza del 14 maggio 1970	»	385
	Adunanza del 9 luglio 1970	»	385
	Adunanza del 12 novembre 1970	»	386
			387
	Adunanza straordinaria del 10 dicembre 1970	»	301
	Statuto	»	389
	Regolamento	»	395
	Elenco dei soci per l'anno 1970	»	399

LE GEMINAZIONI DEI PLAGIOCLASI IN RELAZIONE ALL'ORIGINE DELLE OFIOLITI APPENNINICHE AD ALBITE (*)

Riassunto — Nei plagioclasi delle ofioliti appenniniche sono presenti emitropie primarie (singenetiche col cristallo di appartenenza) e secondarie (impostatesi su cristalli sottoposti ad azioni dinamiche). In particolare, nei plagioclasi basici dei gabbri sono associate emitropie primarie e secondarie; in quelli acidi, invece, si osservano soltanto emitropie primarie. Ciò induce a pensare che i due plagioclasi non siano geneticamente coevi: infatti, solo i plagioclasi basici, sicuramente magmatici, presentano fenomeni emitropici conseguenti ad azioni dinamiche; quelli acidi non hanno risentito di dette azioni dinamiche e quindi non sono coevi con quelli basici; in particolare, sono contemporanei o posteriori alle azioni dinamiche che hanno operato sulle ofioliti.

Nei plagioclasi dei *diabasi* si osservano solo emitropie primarie, siano essi basici o acidi. L'assenza di emitropie secondarie nei plagioclasi basici dei diabasi viene interpretata come conseguenza della grana minuta di dette rocce, che annullerebbe gli effetti di stress sui minerali componenti.

Nelle *plagioclasiti*, infine, si osservano normalmente emitropie primarie. Sono però presenti anche rare emitropie secondarie, geneticamente dipendenti dagli ultimi fenomeni dinamici che hanno operato sulle ofioliti.

Questi dati di osservazione andrebbero a conferma di una genesi metasomatica delle ofioliti plagioclasiche ad albite.

Abstract — Plagioclases in ophiolitic rocks from the Apennines (Italy) show both *primary* twinning (syngenetic with the crystal it belongs to) and *secondary* twinning (postdating the crystal growth as it develops in a crystal mechanically deformed).

In particular, in the calcic plagioclases of *gabbros* both primary and secondary twinning are associated; albitic plagioclases, on the other hand, show only primary twins. As secondary twinning is restricted to calcic plagioclases, it is reasonable to think that they are not syngenetic with the albitic ones they are associated to. In particular the calcic plagioclases have to be regarded as magmatic and the al-

^(*) Università di Modena. Istituto di Mineralogia e Petrografia. Lavoro eseguito con il contributo del C.N.R.

bitic ones post-magmatic in origin; in fact, they are syngenetic with or postdates dinamic deformations that strongly acted on calcic plagioclases. Both albitic and calcic plagioclases in *diabases* show primary twinning; the fine-grained texture of these rocks is thought to be responsible of the lacking of secondary twinning in calcic plagioclases.

Albitic plagioclases in *albitites* (rocks metasomatically formed on albitized gabbros and diabases) normally show primary twinnings; the secondary ones are very rare. The secondary twins are thought to be dependent on the relatively weak dynamic deformations that lastly affected the ophiolitic rocks.

The features breafely outlined above give a support to the idea of a metasomatic (metamorphic) origin of the albitic plagioclases and hence of the ophiolitic rocks they belong to.

PREMESSA

Uno degli aspetti più caratteristici e più dibattuti delle rocce ofiolitiche plagioclasiche consiste nella presenza di plagioclasio albitico, talvolta come unico costituente feldspatico, ma più spesso associato a quello calcico. Le teorie riguardanti la genesi dei plagioclasi albitici delle rocce ofiolitiche sono diverse (Schidlowski, 1970), ma riconducibili fondamentalmente a due, una magmatica e una metasomatica (metamorfica).

Secondo i sostenitori della prima teoria essi sarebbero *primari*, cioè la loro formazione andrebbe collegata, nel caso dei diabasi, ai seguenti processi magmatici: consolidamento di differenziati ricchi in Na del magma basaltico (Benson [1915]; Lehmann [1949]; Vaugnat [1946, 1949]; Amstuz [1968]); trasformazione autopneumatolitica di basalti operata dalle soluzioni magmatiche residue ricche in Na (Bailey e Grabham [1909]; Dewey e Flett [1911]); consolidamento del magma basaltico in presenza di acqua marina ricca in Na (Daly [1914]; Hentschell [1960]; Szádeczky-Kardoss [1960, 1963]; Rösler [1963]). Nel caso delle rocce gabbriche l'associazione albite-pirosseno monoclino sarebbe dovuta alla differenziazione del magma basaltico (Bowen [1928]).

Secondo i sostenitori della teoria metasomatica (metamorfica) (FAIRBAIRN [1934]; JOHANNSEN [1937]; TURNER [1948]; BERTOLANI [1959]; RAMBERG [1964]) i plagioclasi acidi sono da considerarsi invece come *secondari*, cioè rigenerati per mobilizzazione ionica da quelli primari basici e per un contemporaneo apporto di Sodio dall'esterno.

I due indirizzi, come si vede, sono diametralmente opposti e

conducono a conclusioni diverse: secondo la prima teoria le rocce ofiolitiche presenterebbero caratteri geneticamente originati; secondo i sostenitori dell'altra teoria, invece, le rocce ofiolitiche presentano per la maggior parte caratteri nuovi che si sarebbero impostati su quelli primari cancellandoli più o meno profondamente. RAM-BERG [1964] afferma che «l'associazione di minerali di bassa temperatura come uralite, serpentino, clorite, dimostra che le rocce gabbriche che li contengono si sono trasformate dopo la loro solidificazione da un magma basaltico e perciò il plagioclasio sodico che le accompagna, in modo analogo, si deve essere formato per opera di un metasomatismo sodico». E' interessante notare a questo proposito che Eskola, Vuorisito e Rankama [1937] dimostrarono sperimentalmente come una tale albitizzazione del plagioclasio basico possa avvenire in presenza di soluzioni di Na₂CO₃. RAMBERG [1964] nota inoltre: «la maggior parte delle spiliti mostra associazioni mineralogiche corrispondenti alla facies degli scisti verdi ed è logico pensare con Turner [1948] che la spilitizzazione è generalmente connessa con una ricristallizzazione metamorfica regionale di lave basiche... Dopo tutto l'albitizzazione è un tipo di metasomatismo molto comune in scisti di basso grado e le numerose vene di epidoti, quarzo e calcite negli scisti verdi prova che Ca e Si sono piuttosto mobili nelle rocce di basso grado».

Esistono diversi dati a sostegno di quest'ultima teoria.

- 1) La presenza di plagioclasio albitico non solo nei diabasi, ma anche nei gabbri dimostra che l'albite può formarsi nelle rocce ofiolitiche anche senza invocare un apporto sodico diretto da parte dell'acqua del mare.
- 2) Recenti trivellazioni effettuate sul fondo dell'Oceano Atlantico hanno portato alla luce rocce effusive basaltiche con strutture a pillows, tessitura ofitica e con plagioclasio basico (AUMENTO e LONGAREVIC [1969]). Dette rocce sono classificabili come diabasi freschi, secondo la terminologia dei petrografi italiani (¹).

⁽¹⁾ La ragione per cui vengono usati due termini differenti per indicare rocce appartenenti allo stesso litotipo, sta nel confuso uso della terminologia relativa alle rocce effusive a chimismo gabbrico. Infatti, i petrografi americani e tedeschi usano il termine «diabase» (equivalente di «dolerite») per indicare una roccia a chimismo gabbrico, subvulcanica; per le rocce effusive corrispondenti usano il termine «ba-

I pillows che si sono formati per il consolidamento del magma basaltico a diretto contatto con l'acqua del mare, non presentano alcun segno di albitizzazione o di altri fenomeni (come aumento di H₂O tot). imputabili alla azione dell'acqua del mare. A questi diabasi sono associate *rarissime* spiliti e rocce prasinitiche. Aumento e Loncarevic [1969] affermano che queste ultime rocce si sono formate per trasformazione più o meno avanzata dei diabasi freschi ad esse associati, in ambiente epizonale e in concomitanza con un metasomatismo sodico.

Anche sul fondo dell'Oceano Indiano sono state trovate spiliti associate a rocce diabasiche fresche, le seconde essendo nettamente prevalenti (CANN [1969]). Tra rocce fresche e spiliti si osserva un graduale passaggio, evidenziato soprattutto dall'aumento nel contenuto di plagioclasio sodico, che può inglobare plagioclasio basico in lembi residui.

CANN [1969] esclude per le spiliti in questione una origine per differenziazione magmatica o per reazione tra magma basaltico e acqua marina. Considera invece molto probabile una loro origine metamorfica per trasformazione delle rocce fresche associate.

La composizione mineralogica delle spiliti descritte da Aumento e Loncarevic [1969] e da Cann [1969], del tutto analoga a quella delle spiliti dell'Appennino (Gallitelli [1929]; Galli [1954, 1956, 1963]; Bertolani [1959]; Pellizzer [1961]; Bertolani, Capedri, Ligabue [1963]; Bertolani, Capedri [1966]; Capedri [1966]), è data dalla associazione di plagioclasio sodico (An% = 10) che ingloba nuclei relitti di plagioclasio basico (An = 63%), clorite, calcite, magnetite e augite in lembi residui (Aumento e Loncarevic

salto» (Williams, Turner, Gilbert [1955]). I petrografi inglesi e quelli di lingua francese, indicano con il nome di «dolerite» rocce a chimismo gabbrico subvulcaniche; col nome di «diabase» le doleriti uralitizzate; col nome di «basalto» le rocce effusive a chimismo gabbrico (Jung [1963]). Per i petrografi italiani, il termine «diabase» ha assunto il significato di rocce effusive a chimismo gabbrico, con strutture a pillows e con tessitura ofitica; il termine «basalto» viene invece riservato a una roccia effusiva con lo stesso chimismo ma che presenta tessitura intersertale e, come regola, non ha struttura a pillows (Artini [1919]). E' evidente che tra i diabasi dei petrografi italiani e i basalti dei petrografi americani non esiste differenza. Benché la classificazione americana debba ritenersi la più esatta in quanto riflette il significato primitivo dei termini (Johannsen [1937]), manterrò nel presente lavoro la terminologia in uso in Italia, per non ingenerare confusione sulle rocce ofiolitiche da lungo tempo ormai classificate secondo schemi diversi da quelli dei potrografi americani.

[1969]), e da albite con nuclei di plagioclasio basico, clorite, titanite, actinolite, epidoti, augite (CANN [1969]).

Da un punto di vista chimico le spiliti della formazione ofiolitica appenninica e quella degli Oceani manifestano strette analogie, come è possibile vedere dalle analisi sotto riportate.

	Spilite Oceano Atlantico	Spilite Oceano Indiano	Media di 34 analisi di spiliti dell'Appennino
SiO_2	51,81	50,52	51,00
${ m TiO}_2$	2,16	1,86	1,62
$\mathrm{Al}_2\mathrm{O}_3$	14,82	14,59	17,04
Fe_2O_3	5,50	1,62	3,44
FeO	5,15	7,74	4,69
MnO	0,18	0,26	0,14
CaO	5,30	6,89	5,94
MgO	5,71	7,90	6,31
Na_2O	5,09	5,20	4,94
K_2O	0,49	0,04	0,57
$\mathrm{H}_2\mathrm{O}^+$	3,20	3,26	3,57
H_2O^-		0,23	0,59
	99,41	100,11	99,85

La stretta analogia tra le spiliti dell'Appennino e quelle del fondo degli Oceani fa ragionevolmente pensare che dette rocce si siano formate tutte nelle medesime condizioni metamorfiche. Una loro genesi magmatica è difficilmente sostenibile dato che le rocce basaltiche prevalenti sul fondo degli Oceani, ambiente classico della formazione delle spiliti secondo la teoria magmatista, hanno plagioclasio basico.

3) L'associazione anche nella medesima sezione sottile di plagioclasi basici e plagioclasi albitici sia in gabbri che in diabasi non può essere spiegata evidentemente ricorrendo ad una differenziazione magmatica, ma piuttosto ad una rigenerazione di plaglicclasio sodico la cui imposizione su quello basico può essere parziale o totale (CAPEDRI [1966]).

Questa rigenerazione è evidenziata da dati di osservazione, come l'esistenza di orli di plagioclasio acido, limpido, separato attorno a nuclei più calcici torbidi; la presenza di vene di albite; l'accrescimento di plagioclasio acido limpido su preesistenti cristalli torbidi, lungo le fratture occupate da calcite: il plagioclasio limpido si espande dentro la calcite, che va a sostituire.

Contemporaneamente al processo di albitizzazione si ha la formazione di silicati di calcio, come epidoti e prehnite, cosicché la roccia di neoformazione si può facilmente distinguere da quella originaria da un punto di vista mineralogico. Detta distinzione non è invece possibile da un punto di vista chimico, se la roccia originaria si è comportata come sistema chiuso durante la trasformazione (almeno per quanto riguarda il Ca). In questo caso i silicati di calcio si sono formati in loco, pseudomorfi su preesistenti plagioclasi, e quindi la roccia trasformata avrà un chimismo molto simile a quello della roccia originaria.

- 4) Nei diabasi spesso si osservano strutture arborescenti che si impostano su preesistenti vecchie strutture ofitiche, ancora perfettamente riconoscibili (Eskola [1939]; Bertolani, Capedri [1966]).
- 5) Le plagioclasiti, rocce composte quasi unicamente di plaglioclasio albitico, vanno a sostituire metasomaticamente gabbri e diabasi (Bertolani, Capedri, Ligabue [1963]).
- 6) Prospezioni effettuate sul fondo degli Oceani hanno portato alla luce serpentine e peridotiti più o meno serpentinizzate (SHAND [1949]), (Hess [1962, 1964]), (BOWIN et Al. [1966]), (CHERNISHEVA e BERZUKOV [1966]), (BONATTI [1968]), (HERKINIAN [1968]), (MIYASHIRO et Al. [1969]).

La composizione delle serpentine oceaniche (МІЧАЯНІRО et Al. [1969]) è data dalla associazione di minerali originari presenti in lembi residui, come olivina, pirosseno rombico, pirosseno monoclino, spinello di cromo, e di minerali formatisi per trasformazione dei precedenti e cioè: serpentino, clorite, talco, magnetite. Dette serpentine sono cioè del tutto analoghe a quelle associate a gabbri e diabasi nella formazione ofiolitica. Anche la composizione chimica presenta strette analogie tra i due gruppi di rocce. La sola differenza sta nel contenuto di Al₂O₃ e CaO che è generalmente più alto nelle serpentine appenniniche. L'elevato contenuto in Al₂O₃ ed in CaO di alcune serpentine dell'Oceano Atlantico, le ha fatte avvicinare (МІЧАЯНІRО et Al. [1969]) alle peridotiti descritte da GREEN [1967] nelle intrusioni della zona di Lizard in Cornovaglia e alle peridotiti delle isole St. Paul's Rocks nell'Oceano Atlantico, de-

scritte da Hess [1955], Tilley [1947, 1966], Melson et Al. [1967]. Hess [1955] e Green [1967] considerano rispettivamente le peridotiti delle Isole St. Paul's Rocks e di Lizard come frammenti del mantello intrusi lungo fratture in seguito a disturbi tettonici. Miyashiro et Al. [1969], vista la analogia chimica tra le serpentine di Lizard e quelle delle Isole St. Paul's Rocks con le serpentine del fondo dell'Oceano Atlantico, interpretano anche queste ultime come intrusioni solide lungo fratture di peridotiti provenienti dal mantello. E' durante questi movimenti ascensionali che avverrebbe il processo di serpentinizzazione.

Nonostante esistano forti analogie di composizione chimica e mineralogica tra le rocce descritte da Hess [1955], Green [1967] e da Miyashiro et Al. [1969] e quelle della formazione ofiolitica appenninica, non ritengo possibile affermare che le serpentine dell'Appennino derivino analogamente dalle peridotiti del mantello. Ciò che invece è possibile affermare è che tutte le serpentine finora citate si devono essere formate più o meno nelle stesse condizioni ambientali (forti pressioni, bassa temperatura) da originarie peridotiti; i minerali di queste ultime, infatti, si sono trasformati in serpentino, clorite, talco, tutti minerali di bassa temperatura e caratteristici, come si sa, di rocce scistose epimetamorfiche. In particolare, la paragenesi delle serpentine della formazione ofiolitica appenninica potrebbe indicare un analogo ambiente di formazione epimetamorfico per le ofioliti ad albite, con le quali le serpentine sono intimamente associate.

7) Infine, i graniti che accompagnano le ofioliti appenniniche manifestano, per quanto riguarda il plagioclasio, gli stessi fenomeni di rigenerazione che si osservano nelle ofioliti (BERTOLANI, CAPEDRI [1966]).

Tutti questi dati fanno pensare che le ofioliti (e in parte i graniti che le accompagnano) si siano trasformate per la maggior parte, come si è detto in precedenza, in un ambiente di tipo epi-metamorfico, caratterizzato da relativamente forti pressioni e da bassa temperatura, con formazione di epidoti, titanite, clorite, zeoliti, prehnite, tremolite-actinoto e soprattutto di *albite*. Questo ambiente di *stress* ha lasciato evidentemente impronte ben riconoscibili oltre che nella composizione mineralogica della roccia, anche nelle caratteristiche morfologiche dei minerali.

E' noto infatti che i minerali delle rocce, al pari di tanti piccoli sistemi, reagiscono a rotture di equilibrio di P, mediante modificazioni morfologiche. In tal modo i minerali registrano le variazioni di condizioni ambientali cui va sottoposto la roccia di appartenenza. Specie diverse di minerali poi reagiscono diversamente a stesse variazioni di P; cristalli, invece, di uno stesso minerale devono naturalmente reagire allo stesso modo per tutta l'area interessata dal fenomeno di disequilibrio.

I cristalli dello stesso minerale che si sono formati contemporaneamente, potranno presentare tutti gli stessi fenomeni di reazione, mentre quelli che sono geneticamente non coevi, facilmente presentano caratteristiche morfologiche diverse; ciò accade senz'altro se nell'intervallo che intercorre tra la formazione dei due gruppi di cristalli dello stesso minerale si è verificata una qualche rottura nell'equilibrio di P. In questo caso i cristalli primi formati presenteranno i segni di modificazioni tendenti a ristabilire l'equilibrio, mentre i cristalli di successiva formazione saranno privi di tali segni.

E' noto che le emitropie dei plagioclasi sono molto sensibili alle azioni dinamiche cui venga sottoposto il cristallo di appartenenza. Azioni dinamiche possono infatti modificare le emitropie esistenti, fino a cancellarle e possono anche generare nuove emitropie.

E' dalla constatazione di questi fatti che ho ritenuto opportuno e utile ai fini di una più ampia conoscenza delle ofioliti, riprendere le osservazioni ottiche sui feldspati di tutte le ofioliti che ho studiato da solo o in collaborazione (ofioliti dell'Appennino reggiano e modenese: (Bertolani, Capedri, Ligabue [1963]; Bertolani, Capedri [1966]), ofioliti del Monte Ferrato: (Capedri [1966]), per un totale di 143 affioramenti, e su altre di diversa provenienza (Appennino piacentino, parmense, ligure) e vedere se, in base alle caratteristiche delle emitropie dei plagioclasi sia possibile giungere ad una classificazione genetica degli stessi e cioè ad una distinzione tra plagioclasi pre-metasomatici e post-metasomatici. Qualora sia possibile una tale distinzione, il metodo varrà anche come ulteriore prova della validità della teoria metasomatica.

GIACITURA DEI PLAGIOCLASI

I feldspati presenti nelle rocce ofiolitiche possono essere distinti in tre categorie.

- 1) Plagioclasi basici. Non sono molto diffusi; si trovano come unici costituenti feldspatici di gabbri e diabasi, o associati ad altri di tipo albitico. Negli affioramenti gabbrici più grossi (Sasso Puzzino, Molino del Frate, Monte Ferrato) le rocce con plagioclasio calcico costituiscono lembi residui entro tipi albitici trasformati, che rappresentano la maggior parte dell'affioramento. La loro composizione varia da 42 a 68% in An. Questi plagioclasi spesso sono limpidi, altre volte torbidi per la presenza di epidoti, sericite. Si associano normalmente a pirosseni e talvolta a olivina, oltre che ad anfiboli, clorite, serpentino.
- 2) *Plagioclasi acidi torbidi*. Sono i più diffusi in gabbri e diabasi. Sono torbidi per minute inclusioni di epidoti e soprattutto di clorite. La loro composizione varia nei gabbri da 0 a 19% in An e nei diabasi da 0 a 17% in An.
- 3) *Plagioclasi acidi limpidi*. Si presentano in vene che attraversano i plagioclasi acidi prima descritti. Oppure si accrescono sui plagioclasi basici o su quelli acidi torbidi in corrispondenza di vene di calcite o di variole pure di calcite; si tratta sempre di albite pura che va a sostituire la calcite che cementa la roccia.

La distinzione dei plagioclasi in tre gruppi, basata sul loro modo di presentarsi, suggerisce una loro collaterale distinzione genetica.

I plagioclasi basici, infatti, sono i feldspati che ovviamente vanno fatti risalire allo stadio magmatico; è logico quindi che essi possano presentarsi limpidi e si associno spesso a pirosseni e anche ad olivina. Il fatto che possano essere associati anche ad anfiboli, clorite, serpentino, è spiegato quando si pensi che pirosseni e olivina sono i primi minerali a trasformarsi allorché la roccia venga a trovarsi in condizioni di tipo epi-metamorfico. Questi plagioclasi, poi, come si è detto, si osservano in lembi residui di roccia entro prevalenti tipi litologici ad albite. I plagioclasi basici, quindi, rappresentano fasi residue di una incompleta trasformazione.

I plagioclasi torbidi acidi rappresentano nel sistema la fase di neoformazione che si origina da quelli basici, assieme ad epidoti, prehnite, zeoliti. Il fatto che siano torbidi è dovuto alla contemporanea trasformazione dei femici che si cloritizzano in parte o completamente. Essi si accompagnano generalmente a tremolite-actinoto, clorite, serpentino e ai minerali di trasformazione prima ricordati; cioè sono associati alle tipiche paragenesi di basso meta-

morfismo che caratterizzano le ofioliti trasformate dell'Appennino. Questi plagioclasi, quindi, si formano in ambiente epi-metamorfico, caratterizzato da relativamente forti P e bassa T.

I plagioclasi acidi limpidi, infine, vanno spesso a sostituire la calcite in vene. La loro genesi è quindi legata a mobilizzazioni postmetamorfiche, successive anche alla separazione della calcite. Questo ultimo tipo di feldspato si forma probabilmente in condizioni ambientali analoghe a quelle nelle quali si formano i feldspati autigeni in rocce carbonate sedimentarie.

LE EMITROPIE PRIMARIE E SECONDARIE

Carattere comune a tutte e tre le categorie di feldspati è la presenza di emitropie che si effettuano secondo svariate leggi. Ciò che qui interessa è il carattere primario o secondario delle emitropie nei gruppi di feldspati prima enunciati.

Secondo Buerger [1945] devono essere considerate come *primarie* quelle geminazioni che si formano contemporaneamente allo accrescersi del cristallo (*growth twinnings*), per la separazione di una fase solida (plagioclasio) da una fase fusa, che può essere un magma o una qualsiasi soluzione che contenga gli ioni componenti del plagioclasio. I geminati *secondari*, invece, sempre secondo Buerger [1945], sono quelli che si formano in un cristallo già esistente. Buerger [1945] distingue diversi tipi di geminati secondari: il più frequente è quello che si attua in cristalli di plagioclasio sottoposti ad azioni di pressione; in questo caso parla di «*glide twinnings*».

Vance [1961] elenca e documenta gli elementi morfologici osservati in sezione sottile che permettono di distinguere le emitropie secondarie (glide twinnings) da quelle primarie.

Geminati primari

Generalmente presentano pochi individui emitropici.

Si nota una forte variazione di spessore da lamella a lamella in uno stesso geminato.

Le lamelle sono generalmente spesse e variano di spessore in modo brusco e irregolare.

Geminati secondari

Presentano molti individui emitropici.

Le lamelle emitropiche dello stesso geminato presentano spessore più o meno uniforme.

Le lamelle sono molto sottili e possono attraversare il cristallo con spessore omogeneo.

Le lamelle si assottigliano e si interrompono indipentemente l'una dalle altre. Le interruzioni delle lamelle sono indipendenti da successive deformazioni dinamiche.

Le lamelle si assottigliano e si interrompono simultaneamente, spesso in corrispondenza delle zone più deformate del cristallo. Spesso le lamelle terminano e cambiano di spessore in corrispondenza di fratture.

L'esistenza di emitropie secondarie nei plagioclasi basici è attualmente accettata dalla maggior parte dei petrografi.

Recentemente è sorta una disputa circa l'esistenza di emitropie secondarie nei plagioclasi acidi di fase ordinata, nata dalla incongruenza tra deduzioni teoriche e dati di osservazione.

LAVES [1965], infatti, considera possibili i fenomeni emitropici secondari in plagioclasi albitici disordinati, mentre esclude tale possibilità per i plagioclasi albitici ordinati, poiché un fenomeno emitropico si attuerebbe in questi ultimi soltanto in seguito alla rottura e alla ricostituzione di molti legami (Al, Si)-O, con una specie di ricristallizzazione globale che viene ritenuta da LAVES possibile solo a temperature prossime al punto di fusione.

Vance [1961], invece, afferma che nei plaglioclasi possono svilupparsi emitropie secondarie qualunque sia la loro composizione, il loro stato strutturale e indipendentemente dalla presenza di precedenti geminazioni. Egli afferma che gli unici elementi determinanti sono l'intensità dell'azione deformante e la sua distribuzione sul cristallo, oltre che la struttura della roccia.

Vogel e Seifert [1964], in base a correlazioni ottico-cristallografiche relative a plagioclasi di varia composizione, giunsero alla conclusione che fenomeni emitropici secondari sono possibili nei plagioclasi qualunque sia il loro stato strutturale e la loro composizione. In particolare Vogel [1964] descrisse emitropie secondarie in plagioclasi di alta e di bassa termalità e di composizione variabile dal 30 al 90% in An.

Seifert descrisse emitropie secondarie in plagioclasi albitici di bassa termalità in rocce granitiche [1964] e in una pegmatite [1965].

Lo scrivente, infine, in un recente lavoro (CAPEDRI, 1970) ha descritto associazioni emitropiche in plagioclasi albitici, parzialmente disordinati, che hanno tutti i caratteri tipici delle emitropie secondarie. In particolare ha osservato in una di queste albiti

emitropie secondarie che hanno forti analogie con un fenomeno prodotto sperimentalmente su una albite ordinata da Borg e HEARD [1969]. La conclusione è che emitropie secondarie, o almeno con i caratteri morfologici tipici di queste ultime, sono possibili anche nelle albiti ordinate.

EMITROPIE PRIMARIE E SECONDARIE NEI PLAGIOCLASI DELLE OFIOLITI

1 - Le emitropie che si osservano nei *plagioclasi basici dei GAB-BRI* sono talvolta primarie, ma più spesso secondarie.

Le emitropie primarie presentano le seguenti caratteristiche: sono normalmente secondo l'Albite, Albite-Periclino, polisintetiche; raramente secondo Carlsbad. Hanno lamelle di spessore variabile nell'ambito dello stesso geminato (Tav. I, fig. 1); esse possono attraversare il cristallo con spessore costante, oppure si interrompono bruscamente o variano di spessore con nette interruzioni ripetute a simulare una successione di gradini. Quando le tracce di sfaldatura sono visibili, i piani di contatto sono perfettamente paralleli a dette tracce; si osserva allora che anche le interruzioni e le brusche variazioni di spessore delle lamelle avvengono in corrispondenza delle tracce dei piani di sfaldatura. In presenza di cristalli idiomorfi, i piani di contatto sono paralleli al contorno dei cristalli stessi. Infine, quando le lamelle emitropiche di uno stesso cristallo hanno uno spessore relativamente grande, e si effettua l'osservazione su sezioni normali ad a, è possibile osservare come passando da una lamella all'altra associate ad Albite o a Periclino, le tracce di sfaldatura subiscano una netta deviazione angolare di circa 7°-8° (Tav. I, fig. 2). Quando si associano individui ad Albite-Periclino, le lamelle delle due emitropie si intersecano ad angoli che sono pari a quelli formati tra la (010) e la (001). Quando in uno stesso cristallo si osservano molte lamelle di geminazione, queste anche se di piccolissimo spessore, tanto da essere visibili solo con i massimi ingrandimenti, si mantengono rigorosamente parallele attraverso tutto il cristallo.

Si nota quindi una netta corrispondenza tra le lamelle emitropiche e le caratteristiche morfologiche del cristallo. Questa corrispondenza è facilmente spiegata quando si pensi ad un lento accrescimento del cristallo da una fase fusa ed è quindi indicativa di fenomeni emitropici primari.

Le emitropie secondarie che si osservano nei plagioclasi basici delle rocce gabbriche presentano le seguenti caratteristiche: sono secondo l'Albite raramente secondo Periclino e sono molto sviluppate. In genere le lamelle sono sottili e il loro spessore varia in corrispondenza delle zone più deformate del cristallo; lo spessore di ogni singola lamella si riduce gradualmente cosicché ogni individuo assume un aspetto cuneiforme; dalla associazione di diversi individui si originano caratteristici geminati a «fiamma» (Tav. I, fig. 3). In questo caso i piani di contatto delle emitropie hanno direzione variabile (Tav. I, fig. 4) e talvolta è possibile vedere che non coincidono con i piani di sfaldatura. Quando sono presenti emitropie primarie Albite, accanto a quelle secondarie, i piani di contatto delle due emitropie possono divergere.

Le emitropie secondarie spesso si associano a quelle primarie nel medesimo cristallo. Si notano cristalli nei quali le emitropie secondarie sono appena accennate ed altre nei quali sono ben sviluppate. In questi ultimi i diversi individui, in corrispondenza della zona del cristallo sottoposta a maggior pressione, si fondono dando origine ad un unico grande individuo che col procedere della azione deformante si espande in tutto il cristallo il quale, infine, presenterà una nuova orientazione ottica omogenea (Tav. I, fig. 4). Queste emitropie sono facilmente distinguibili da quelle primarie deformate, presentando queste ultime individui deformati, contorti, ma con le caratteristiche elencate per i geminati primari ed inoltre è possibile vedere che le sfaldature presentano le stesse deformazioni degli individui emitropici.

Si osservano, infine, emitropie i cui individui si arrestano in corrispondenza di fratture. Queste fratture sono antecedenti alle geminazioni, e perciò ne hanno condizionato lo sviluppo e la distribuzione nel cristallo di appartenenza.

2 - Nei GABBRI trasformati, che hanno plagioclasio albitico torbido, le emitropie sono meno frequenti che nei gabbri a plagioclasio basico. Tuttavia, quando sono presenti, esse sono quasi sempre primarie; le secondarie, secondo la legge dell'Albite, sono molto rare e comunque appena accennate (Tav. II, fig. 1).

Le emitropie primarie sono secondo le leggi dell'Albite, Albite-Periclino, Periclino, Carlshad, Albite-Ala A. Le lamelle hanno in genere spessore abbastanza grande e costante lungo tutto il cristallo (Tav. II, fig. 2) oppure si osservano le brusche variazioni a gradino

prima ricordate. Sussiste una perfetta corrispondenza tra geminazioni ed elementi morfologici del cristallo. Quando sono associati plagioclasi acidi e basici, questi ultimi soltanto possono presentare emitropie secondarie.

3 - Nei DIABASI si osservano sempre emitropie *primarie*, sia che si tratti di plagioclasi basici che di plagioclasi acidi. Le emitropie *secondarie* sono del tutto eccezionali, limitate a due o tre cristalli di grosse dimensioni.

Le emitropie nei plagioclasi calcici sono secondo le leggi della Albite, Albite-Periclino, Periclino, Carlsbad, le prime essendo prevalenti. Presentano le stesse caratteristiche già descritte per i plagioclasi basici dei gabbri. Qui, però, le lamelle emitropiche sono in genere più sottili e normalmente con spessore più regolare lungo il cristallo. Quando i cristalli sono zonati, si osservano zonature regolari, con le zone che corrono parallele al contorno del cristallo e alle sfaldature dello stesso. Trattandosi di emitropie primarie, le zone corrono parallele anche ai piani di contatto delle geminazioni quando questi coincidono con (001) e con (010).

Anche nei plagioclasi acidi si osservano emitropie primarie.

Nei diabasi afanitici esse sono sempre secondo le leggi Albite, Albite-Periclino e presentano poche lamelle emitropiche (due o tre). Queste hanno tutte le caratteristiche delle emitropie primarie. Nei diabasi doleritici acidi si notano ancora emitropie primarie (Tav. II, fig. 3), che sono però attribuibili a svariate leggi: predominano l'Albite, Albite-Periclino, ma sono rappresentate anche la Periclino e l'Albite Ala A. In certi tipi, peraltro molto rari, si osservano emitropie secondo Manebach, Carlsbad, Aclino, Baveno. Queste leggi sono poi associate in vario modo a dare geminazioni complesse caratteristiche e molto rare in natura. Le lamelle emitropiche sono generalmente in numero esiguo, hanno spessore costante e presentano le caratteristiche delle emitropie primarie già ricordate.

Anche l'albite che si osserva in orli attorno a nuclei più basici manifesta *emitropie primarie*. In questo caso si osserva parallelismo tra i piani di contatto (001) e (010) delle emitropie e le zone delle zonature (Tav. III figg. 1 - 2). Emitropie primarie presenta anche l'albite in vene; essa salda i cristalli torbidi di plagioclasio albitico fratturati, rispettandone orientazione ottica ed emitropie.

4 - Il plagioclasio albitico che si separa su preesistenti cristalli torbidi in corrispondenza di vene di calcite (Tav. II, fig. 4), mani-

festa emitropie *primarie* secondo le leggi dell'Albite, raramente Periclino. Queste emitropie sono caratterizzate dal fatto che di frequente sono incomplete, interessando solo zone limitate del cristallo. Sono analoghe alle emitropie descritte recentemente nelle albiti autigene di calcari del Nuovo Messico da Donnelly [1967]. I cristalli di questi plagioclasi sono spesso idiomorfi ed è facile vedere come le emitropie rispettino la morfologia del cristallo.

5 - Infine le PLAGIOCLASITI che sono rocce molto rare nella formazione ofiolitica appenninica, hanno feldspati con emitropie quasi sempre *primarie* (Tav. III, fig. 3). In una di esse però, come è stato messo in evidenza in un precedente lavoro (CAPEDRI, 1970), si possono osservare emitropie secondarie. Dette emitropie, secondo la legge dell'Albite, sono molto rare, limitate a pochi cristalli.

Si osservano emitropie secondarie a «fiamma» localizzate nelle zone contorte più deformate dei cristalli, ed altre che si sono impostate su cristalli precedentemente interessati da fratture. In questo caso le lamelle emitropiche hanno spessore, numero e distribuzione diversi nei frammenti del cristallo e quindi non coincidono in corrispondenza delle fratture.

Nei plagioclasi di queste rocce, in modo particolare, data la limpidezza dei cristalli, è possibile osservare tutte le caratteristiche delle emitropie primarie, delle quali si è parlato in precedenza. I plagioclasi sono infatti limpidi, spesso idiomorfi, e con sfaldature (001) e (010) evidenti. Inoltre le lamelle emitropiche sono relativamente spesse, tanto da permettere ottime osservazioni sia al microscopio comune da Mineralogia, sia alla piattaforma di Fedoroff. Questi feldspati presentano emitropie secondo svariate leggi: Albite, Periclino, Aclino, Manebach, Ala A, Carlsbad, Baveno. Queste leggi sono associate in svariati modi, tanto che si originano geminati molto complessi, difficilmente osservabili nelle rocce ofiolitiche appenniniche (Tav. II, fig. 4).

CONCLUSIONI

L'indagine sulle emitropie primarie e secondarie dei plagioclasi porta a confermare la validità della teoria metasomatica circa la genesi delle ofioliti ad albite.

Lo studio di dette emitropie ha messo in evidenza quanto segue:

- a) i plagioclasi basici dei gabbri presentano emitropie primarie e secondarie. Le secondarie sono le più abbondanti e si impostano su quelle primarie cancellandole in parte o completamente.
- b) I plagioclasi albitici torbidi che costituiscono la massima parte feldspatica dei gabbri, quando sono geminati, presentano emitropie primarie; solo in rari casi ho notato emitropie secondarie poco sviluppate.
- c) I plagioclasi albitici limpidi dei gabbri trasformati che attraversano in vene quelli torbidi o che si accrescono su questi ultimi, presentano emitropie primarie.
- d) I plagioclasi delle plagioclasiti manifestano emitropie primarie. Le secondarie sono rarissime e limitate a litotipi intensamente deformati.
- e) I plagioclasi delle rocce diabasiche, sia acidi che basici, presentano sempre emitropie primarie. Solo nei rari fenocristalli si notano talvolta emitropie secondarie.

La presenza di emitropie secondarie nei plagioclasi basici dei gabbri e di emitropie sempre primarie in quelli acidi (quelle secondarie sono molto rare e poco sviluppate), testimonia che i due tipi di feldspato non si sono formati contemporaneamente. Infatti, se così fosse, stabilito che le emitropie secondarie sono determinate da azioni dinamiche, i plagioclasi albitici, al pari di quelli calcici spesso intimamente associati, dovrebbero presentare emitropie secondarie.

I plagioclasi basici vanno ovviamente fatti risalire alla fase magmatica. In questa fase si sono formate emitropie primarie che sono ancora presenti nei plagioclasi basici; spesso si associano nello stesso cristallo ad emitropie secondarie sovraimposte alle primarie da azioni dinamiche post-magmatiche. I plagioclasi acidi associati, invece, non mostrano tranne che in casi eccezionali, segni dovuti ad azioni dinamiche, quindi non sono geneticamente magmatici.

Nell'intervallo che intercorre tra la cristallizzazione dei due feldspati, la roccia magmatica originaria deve essere stata sottoposta a forti azioni dinamiche, che hanno lasciato tracce evidenti sui minerali formatisi in fase magmatica e che hanno condotto a trasformazioni nella composizione mineralogica delle rocce originarie, verso paragenesi stabili nelle nuove condizioni.

I plagioclasi acidi, presentando emitropie primarie, cioè contemporanee alla formazione del cristallo, devono essere geneticamente successivi o contemporanei a dette azioni dinamiche. In effetti essi si associano alle tipiche paragenesi epi-metamorfiche date dalla associazione: epidoti, prehnite, zeoliti, clorite, sericite, tremolite-actinoto. Di conseguenza gabbri a plagioclasio basico e gabbri a plagioclasio acido devono essersi formati in tempi e in condizioni diverse: quelli a plagioclasio basico in fase magmatica e quelli a plagioclasio acido in una fase successiva, caratterizzata da relativamente forti pressioni. Questi ultimi, cioè, sarebbero rocce rifatte per trasformazione metamorfica dei gabbri «magmatici».

I plagioclasi dei diabasi presentano emitropie primarie, siano essi basici che acidi. I rari fenocristalli basici, però, possono presentare emitropie secondarie.

Non è quindi possibile in base alle caratteristiche delle emitropie giungere ad una distinzione genetica dei plagioclasi dei diabasi.

Sui diabasi hanno indubbiamente operato le stesse azioni dinamiche che hanno interessato le rocce gabbriche. Al pari dei gabbri, infatti, i diabasi manifestano un profondo stato di tettonizzazione e i fenomeni metasomatici comuni a tutte le ofioliti plagioclasiche. Presentano, inoltre, le stesse facies mineralogiche osservabili nei gabbri, che testimoniano che le ofioliti hanno subito ricristallizzazioni postcristalline. In particolare manifestano gli stessi fenomeni di rigenerazione che si osservano nelle rare spiliti del fondo degli oceani; il plagioclasio albitico di queste spiliti oceaniche deriva per trasformazione di quello calcico di diabasi freschi, avvenuta in condizioni epi-metamorfiche e in concomitanza con un metasomatismo sodico (Aumento e Loncarevic [1969]; Cann [1969]).

L'assenza di emitropie secondarie nei plagioclasi basici dei diabasi può essere dovuta alla grana molto minuta di dette rocce. In effetti Vance [1961] e Engel e Engel [1960] nello studio di rocce metamorfiche notarono una frequenza di emitropie secondarie nettamente superiore nei litotipi a grana grossa che in quelli a grana minuta. Anche nei diabasi delle ofioliti i fenocristalli presentano talvolta emitropie secondarie.

I plagioclasi acidi, che i dati di osservazione riportati indicano come geneticamente posteriori a quelli basici, presentano al pari di quelli dei gabbri emitropie primarie. E' quindi logico estendere ai diabasi dell'Appennino le conclusioni dedotte per i gabbri e, in accordo con i sostenitori della teoria metasomatica, considerare come magmatici quelli a plagioclasia basico e come spilitici, rigenerati dai precedenti in condizioni epi-metamorfiche, quelli a plagioclasio acido.

Le plagioclasiti, come si è detto, presentano generalmente emitropie primarie; in una di esse, però, fortemente tettonizzata, sono presenti anche emitropie secondarie (CAPEDRI, 1970). Indubbiamente le plagioclasiti dell'Appennino sono geneticamente posteriori alle rocce ofiolitiche ad albite, in quanto le attraversano e le sostituiscono metasomaticamente. Esse potrebbero essersi formate in ambiente epi-metamorfico per concentrazione di plagioclasio sodico in corrispondenza delle zone di minor pressione (fratture reali o potenziali) determinatesi nei grabbri e nei diabasi trasformati.

La presenza di emitropie secondarie nelle albiti delle plagioclasiti (e delle rocce gabbriche) va collegata a fenomeni tardo-tettonici, anche di non grande intensità, forse gli stessi che hanno provocato la brecciatura delle rocce gabbriche e diabasiche ad albite. La produzione di emitropie secondarie nelle albiti delle plagioclasiti è facilitata dalla composizione mineralogica di dette rocce: a differenza dei gabbri, esse sono prive di minerali femici come pirosseni, anfiboli e clorite, che se presenti, per le loro proprietà meccaniche, si sarebbero deformati per primi, attenuando così gli effetti di stress sui cristalli di plagioclasio.

Infine, i plagioclasi che si separano in vene e quelli che sostituiscono metasomaticamente la calcite che salda le fratture, presentano, come si è detto, solo emitropie primarie, essendo la loro formazione legata agli ultimi fenomeni dinamici che hanno interessato le ofioliti. Probabilmente essi si formano nelle stesse condizioni delle albiti autigene in rocce carbonate sedimentarie, con le quali presentano caratteristiche emitropiche comuni.

Ringraziamenti.

L'autore desidera rivolgere un particolare ringraziamento ai Proff. G. Gottardi e M. Bertolani per l'interesse dimostrato durante lo svolgimento del presente lavoro e per la lettura critica del manoscritto.

BIBLIOGRAFIA

- AMSTUZ G. C. (1968) Les laves spilitiques et leurs gîtes mineraux. Geol. Rundschau, 57, 936-954.
- AUMENTO F., LONCAREVIC B. D. (1969) The Mid-Atlantic Ridge near 45° N. III. Bald Mountain. Can. J. Earth Sci., 6, 11-23.
- ARTINI E. (1919) Le Rocce. Concetti e nozioni di Petrografia. Hoepli, Milano.
- Bailey E. B., Grabham G. W. (1909) Albitization of basic plagioclase feldspars. Geol. Mag., 46, 250-256.
- Benson W. N. (1915) The geology and petrology of the Great Serpentine Belt of New South Wales. Part IV: the dolerites, spilites and keratophyres of the Nundle district. *Proc. Linn. Soc. N.S.W.* No. 40, 121-173.
- Bertolani M. (1959) Ricerche sulle rocce prasinitiche e anfibolitiche e sul giacimento metallifero di Vigonzano (Appennino Piacentino). *Atti Soc. Nat. e Mat. Modena*, 89-70, 12-49.
- Bertolani M., Capedri S. (1966) Le ofioliti nelle province di Modena e Reggio Emilia. Atti Soc. Nat. e Mat. di Modena, 97, 1-52.
- Bertolani M., Capedri S., Ligabue G. (1963) Le ofioliti della Valle dello Scoltenna (Appennino modenese). *Mem. Soc. Geol. Ital.*, 4, 305-337.
- BONATTI E. (1968) Ultramafic rocks from the Mid-Atlantic Ridge. Nature, 219, 353-364.
- Borg I., Heard H. C. (1969) Mechanical twinning and slip in experimentally deformed plagioclases. *Contr. Mineral. and Petrol.*, 23, 128-135.
- Bowen N. L. (1928) The evolution of the igneous rocks. *Princeton University Press*. 1928.
- Bowin C. O., Nalwalk A. J., Hersey J. B. (1966) Serpentinized peridotite from the north wale of the Puerto Rico Trench. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 77, 257-270.
- BUERGER M. J. (1969) The genesis of twin crystals. Am. Min., 30, 469-482.
- Cann J. R. (1969) Spilites from the Carlsberg Ridge, Indian Ocean. J. Petrology, 10, 1-19.
- CAPEDRI S. (1966) Ricerche petrografiche sulle rocce ofiolitiche del Monte Ferrato (Prato). Atti Soc. Tosc. Sc. Nat., 73, 192-231.
- CAPEDRI S. (1970) New evidence on secondary twinning in albitic plagioclases. *Contr. Mineral. and Petrol.*, **25**, 289-296.
- CHERNYSHEVA V. I., BERZUKOV P. L. (1966) Serpentine from the crest of the Indo-Arabian Ridge. *Dokl. Akad. Nauk S.S.S.R.*, **166**, 207-210.
- DALY R. A. (1914) Igneous rocks and their origin. New York.
- Dewey H., Flett J. S. (1911) On some British pillow lavas and the rocks associated with them. *Geol. Mag.*, **8**, 202-241.
- Donnelly T. W. (1967) Kinetic considerations in the genesis of growth twinning. *Am. Min.*, **52**, 1-12.
- Engel A. E. J., Engel C. G. (1960) Progressive metamorphism and granitization of the major paragneiss, northwest Adirondack Mountains, New York, Part II, Mineralogy. *Geol. Soc. America Bull.*, 71, 1-57.

- ESKOLA P. (1939) In: Barth T. F. W., Correns C. W., Eskola P.: Die Entstehung der Gesteine. Berlin, J. Springer.
- ESKOLA P., VUORISTO U., RANKAMA K. (1937) An experimental illustration of the spilite reaction. *Bull. comm. géol. Finlande*, **20**, No 119.
- FAIRBAIRN H. W. (1934) Spilite and the average metabasalts. Am. Journ. Sci., 27, 92-97.
- Galli M. (1954) Studio petrografico sulle formazioni ofiolitiche dell'Appennino Ligure. Nota I. I diabasi di Sestri Ponente. *Period. di Miner.*, 23, 73-99.
- Galli M. (1956) Studio petrografico sulle formazioni ofiolitiche dell'Appennino Ligure. Nota II. I diabasi della Riviera di Levante. *Period. di Miner.*, 25, 139-167.
- Galli M. (1963) Studio petrografico sulle formazioni ofiolitiche dell'Appennino Ligure. Nota IV. I diabasi in cuscini della Riviera di Ponente. Period. di Miner., 32, 47-86.
- Gallitelli P. (1929) Sui diabasi della Valle del Dragone nell'Appennino Emiliano. *Atti Soc. Tosc. Sc. Nat.*, Mem., **40**, 79-102.
- Green D. H. (1967) High-temperature peridotite intrusions. In: Ultramafic and related rocks. J. Wiley, N.Y.
- Hentschel H. (1960) Basischer Magmatismus der Geosynklinale. *Geol. Rundschau*, **50**, 33-45.
- HERKINIAN R. (1968) Rocks from the Mid-Oceanic Ridge in the Indian Ocean. *Deep-Sea Res.*, 15, 195-213.
- HESS H. H. (1955) The oceanic crust. J. Marine Res., 14, 423-439.
- Hess H. H. (1962) History of oceanic basins. In: Petrologic studies: Buddington Volume (ed. A. E. J. Engel, H. L. James, B. F. Leonard), Geol. Soc. of America, 599-620.
- Hess H. H. (1964) The oceanic crust, the upper mantle and the Mayaguez serpentinized peridotite. In: A study of serpentinite (ed. C. A. Burk). National Acad. Sci.-National Res. Coun., Washington D.C., Publ. No 1188, 169-175.
- JOHANNSEN A. (1937) A descriptive Petrography of the igneous rocks. Vol. III. The University Chicago Press. Chicago.
- Jung J. (1963) Précis de Pétrographie. Masson. Parigi.
- LAVES F. (1965) Mechanical twinning in acid plagioclase. Am. Min., 50, 511-514.
- LEHMANN E. (1949) Das Keratophyr-Weilburgit-Problem. Heidelberg Beiträge Min. Petr., 2, 1-166.
- Melson W. G., Jarosewich E., Bowen V. T., Thompson G. (1967) St. Peter and St. Paul Rocks: a high-temperature, mantle-derived intrusion. *Science*, **155**, 1532-1535.
- MIYASHIRO A., SHIDO F., EWING M. (1969) Composition and origin of Serpentinites from the Mid-Atlantic Ridge near 24° and 30° North Latitude. *Contr. Mineral.* and Petro., 23, 117-127.
- Pellizzer R. (1961) Le ofioliti dell'Appennino Emiliano. Atti Acc. Sci. Ist. Bologna, Mem., Serie I, n. 8.
- RAMBERG H. (1964) The origin of metamorphic and metasomatic rocks. The University of Chicago Press, Chicago & London. III^a Edizione.

- RÖSLER H. J. (1963) Einige Beobachtungen und Gedanken zur Frage des Wassergehaltes basischer Magmen und Gesteine. *Ber. Geol. Ges. DDR*, Sonderh. 1, 97-101.
- Schidlowski M. (1970) Spilite und der basaltische Vulkanismus. Naturwissenschaften, 56, 488-493.
- SHAND S. J. (1949) Rocks of the Mid-Atlantic Ridge. J. Geol., 57, 89-92.
- SEIFERT K. E. (1964) The genesis of plagioclase twinning in the Nonewaug granite. Am. Min., 49, 297-320.
- SEIFERT K. E. (1965) Deformation bands in Albite. Am. Min., 50, 1469-1472.
- SZÁDECZKY-KARDOSS (1960) A genetical system of igneous rocks. Rept. 21st Intern. Geol. Congr., Norden, 1960, part 13, 260-274.
- SZÁDECZKY-KARDOSS (1963) Wasser und Magma. Ber. Geol. Ges. DDR, Sonderh. 1, 49-65.
- TILLEY C. E. (1947) The dunite-mylonites of St. Paul's Rocks (Atlantic). Am. J. Sci., 245, 483-491.
- TILLEY C. E. (1966) A note on the dunite (peridotite) mylonites of St. Paul's Rocks (Atlantic). Geol. Mag., 103, 120-123.
- Turner F. J. (1948) Mineralogical and structural evolution of metamorphic rocks. *Mem. Geol. Soc. Am.*, **30**.
- Vance J. A. (1961) Polysinthetic twinning in plagioclase. Am. Min,. 46, 1907-1119.
- Vogel T. A. (1964) Optical-crystallographic scatter in plagioclase. Am. Min., 49, 614-633.
- Vogel T. A., Seifert K. E. (1964) Deformation twinning in ordered plagioclase. *Am. Min.*, **50**, 514-518.
- VUAGNAT M. (1946) Sur quelques diabases suisses. Contribution à l'étude du probléme des spilites et des pillow-lavas. Schweiz, Min. Petr. Mitt., 26, 115-228.
- Vuagnat M. (1949) Sur le pillow-lavas dalradiennes de la péninsule de Tayvallich (Argyllshire). Schweiz. Min. Petr. Mitt., 29, 523-536.
- WILLIAMS H., TURNER F. J., GILBERT C. M. (1955) Petrography. An introduction to the study of rocks in thin sections. Freeman & Co., San Francisco.
- (ms. pres. il 15 gennaio 1970; ult. bozze il 10 maggio 1970).



SPIEGAZIONE DELLA TAVOLA I

- Fig. 1 Gabbro. Emitropia primaria Albite in plagioclasio basico.
- Fig. 2 Gabbro. Emitropia primaria Albite in plagioclasio basico. I piani di sfaldatura (001) subiscono una netta deviazione passando da un individuo all'altro.
- Fig. 3 Gabbro. Emitropia secondaria Albite in plagioclasio basico. Gli individui cuneiformi conferiscono un aspetto a «fiamma» al geminato. Le lamelle emitropiche si ispessiscono nella zona più intensamente deformata.
- Fig. 4 *Gabbro*. Emitropia secondaria Albite in plagioclasio basico. La direzione dei piani di contatto delle lamelle emitropiche varia da lamella a lamella. Le lamelle si fondono ed il cristallo tende perciò ad assumere una orientazione ottica omogenea.

Fig. 1

Fig. 3

TAV. I

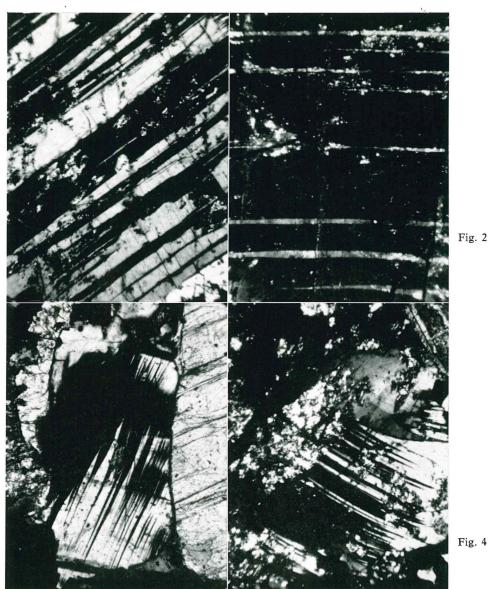
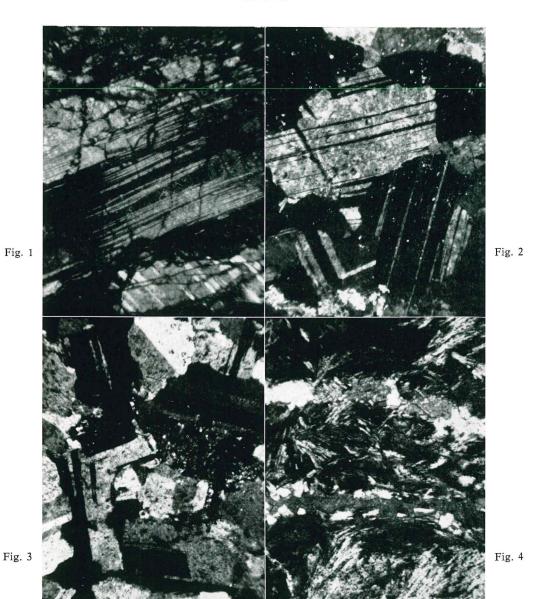


Fig. 4

SPIEGAZIONE DELLA TAVOLA II

- Fig. 1 *Gabbro*. Si osservano emitropie secondarie Albite, appena accennate, che si impostano su preesistenti emitropie primarie Albite-Carlsbad in un cristallo di plagioclasio albitico. Dette emitropie secondarie sono molto rare e comunque poco sviluppate.
- Fig. 2 Gabbro. Emitropie primarie in plagioclasi albitici.
- Fig. 3 Diabase doleritico. Emitropie primarie in plagioclasi albitici.
- Fig. 4 Diabase afanitico. Lungo le fratture cementate da calcite, si formano plagioclasi albitici idiomorfi, limpidi, con emitropie primarie incomplete.

TAV. II



SPIEGAZIONE DELLA TAVOLA III

- Fig. 1 *Diabase*. Plagioclasio limpido acido che si separa in orli attorno a nuclei di plagioclasio torbido, più basico. Solo Pol.
- Fig. 2 *Diabase*. Lo stesso particolare della Fig. 1, visto a Nicols +. Nel plagioclasio acido limpido si osservano emitropie primarie con piani di contatto paralleli alle zonature.
- Fig. 3 Plagioclasite. Emitropie primarie in plagioclasi albitici.
- Fig. 4 *Plagioclasite*. Emitropie primarie in un cristallo di albite. Si osserva l'associazione emitropica Albite-Manebach-Ala A.

TAV. III

