

GIOVANNI B. PICCARDO*

LE OFIOLITI DELL'AREALE LIGURE:
PETROLOGIA E AMBIENTE GEODINAMICO DI FORMAZIONE**

ABSTRACT. — Aim of the present work is to briefly analyze the more recent knowings on petrology and structural setting of the ophiolitic sequences cropping out within the orogenic terrains of the Ligurian area, both of the Gruppo di Voltri and of Northern Apennines, and to discuss a geodynamic model for their origin.

The Ligurian ophiolites are represented by tectonic ultramafics, gabbroic and minor peridotitic intrusives and basaltic volcanites, massive and in pillows.

Tectonic ultramafics, often deeply serpentinized, show a prevailing lherzolitic character, banded structures with minor harzburgites and dunites, and rare cpx-rich levels: true harzburgitic-dunitic sections are not clearly recognizable within the Ligurian domains.

Available chemical data, especially for the less serpentinized lithotypes, are consistent with a lherzolitic character, slightly or un-depleted in highly fusible elements (see analytical data in: PELLIZER, 1961; GALLI, 1963; BECCALUVA et AL., 1973).

A detailed study on petrography and mineral chemistry of a lherzolitic massif (PICCARDO, 1976) has shown the metamorphic evolution of this mantle material from relatively high depth and temperature ($T > 1200^{\circ} \text{C}$) conditions (Al-pyroxenes- and/or spinel-bearing assemblages) to rather shallow levels ($T < 1000^{\circ} \text{C}$ and $P < 8 \text{ Kb}$) (plagioclase-bearing assemblages), without showing traces of partial melting processes during its not-adiabatic upwelling.

Magmatic intrusives consist of rare ultramafic lithotypes and dominant gabbroic rocks.

The main rock types can be listed as follows:

— cumulitic dunites, generally feldspar-bearing (cumulus forsteritic olivine and interstitial plagioclase), with very frequent chromian spinel, often confined within thin chromititic levels;

— plagioclase-bearing cumulus peridotites, essentially wherlites (cumulus olivine and spinel, interstitial and poikilitic plagioclase and diopsidic clinopyroxene);

— troctolites, olivine-bearing cpx-gabbros and cpx-gabbros, more or less leucocratic, with andesinic-labradoritic plagioclase and diopsidic clinopyroxene;

— Fe-gabbros and Fe-diorites, characterized by augitic clinopyroxene, andesinic plagioclase, Fe and Ti ores, often abundant, and frequent apatite and zircon: not rarely, but in small proportions, reddish-brown hornblende occurs;

— rare diorites, whose assemblages mainly consist of green hornblende and oligoclase, quartz, ores, apatite and zircon being minor phases;

— trondhjemites or plagiogranites, characterized by albitic plagioclase and quartz, with minor amphiboles and ores.

Available chemical data on the intrusive rocks (Tab. 1) show how, going from gabbros to Fe-gabbros and diorites, FeO tot., TiO_2 and MnO contents exhibit a noticeable parallel increase, accompanied by a parallel decrease of SiO_2 , Al_2O_3 and MgO contents (see also Fig. 1).

Fe-gabbroic rocks often show TiO_2 contents higher than 4.5 wt % while MnO averages 0.25 wt %.

The parallel increase of TiO_2 and MnO (Fig. 2) is also followed by a constant parallel decrease of Cr and Ni, while V and Co seem to get enriched in the Fe-gabbroic lithotypes.

* Istituto di Petrografia dell'Università di Genova.

** Lavoro eseguito con il contributo finanziario del C.N.R..

Variations of other elements, especially Ca and alkalis, too easily mobilized during the metamorphic events, prevent from sure deductions.

The sum of petrographic and chemical characters allow to consider that the various lithologic groups represent different stages of fractionation of tholeiitic basaltic melts, according to a trend of marked Fe and Ti enrichment under low oxygen fugacity (BOCCHIO and MOTTANA, 1974; BECCALUVA et Al., 1976).

A slow cooling could have produced the ultramafic, troctolitic, gabbroic and Fe-gabbroic sections according to the crystallization order of the different mineral phases, accompanied by cumulus processes: olivine \pm chromite, calcic plagioclase and diopsidic clinopyroxenes, during the early stages, followed by augitic clinopyroxenes, intermediate to sodic plagioclases and Fe-Ti ores, during more advanced stages (BECCALUVA et Al., 1976); the albitic plagiogranites represent final products of fractionation.

Generally, on the basis of available chemical data, it is possible to recognize a strong similarity between the Ligurian ophiolites intrusives and the rock types generated by fractional crystallization, along a differentiative trend similar to the Skaergaard Intrusion trend, of oceanic tholeiitic melts intruded at shallow depth under the Mid-Atlantic Ridge (THOMPSON, 1973).

The ophiolitic basaltic rocks of Northern Apennines are sufficiently studied from the chemical point of view (SERRI, 1974; BECCALUVA et Al., 1975; FERRARA et Al., 1976) (Tab. 2): they are tholeiitic basalts of oceanic affinity (Figs. 4 e 5) and show a fractional crystallization trend (Fig. 3), mainly due to olivine and plagioclase separation.

The metavolcanitic rocks (prasinities) of the Voltri-Rossiglione Unit (Gruppo di Voltri) show, on geochemical basis (Tab. 2 and Figs. 4 e 5), a similar tholeiitic character and oceanic affinity for the parental volcanites (MAZZUCOTELLI et Al., 1976).

In conclusion the Ligurian ophiolites, both of the Gruppo di Voltri and of Northern Apennines, are characterized by lherzolitic mantle material, slightly or un-depleted by partial-melting processes but metamorphically evolved towards shallow levels, and by intrusives and volcanites derived from ocean floor tholeiitic magmas.

They seem to be lacking sections of strongly depleted mantle (harzburgites-dunites) which could be directly linked to the tholeiitic melts through a simple refractory residua - extracted melts model.

It results rather difficult to reconstruct the original ophiolitic sequences, since clear primary relationships among the different rock types are rare.

A general character of the ophiolitic sequences of Northern Apennines is the juxtaposition and the piling up of mafic and ultramafic sections during an early disjunctive phase, by means of direct and transform faults, gravity slidings and sedimentary reworking of brecciid materials: these tectonic events have generally operated before the basaltic extrusions and the cherts deposition (see discussion and references in: BORTOLOTTI and GIANELLI, 1976).

Also within the ophiolitic sections showing a lithostratigraphic sequence similar to the model of the oceanic lithosphere, i.e. gabbroic bodies in between ultramafics and volcanites, the gabbroic rocks consist of tectonically brecciated and sedimentarily reworked materials.

Further on, several important characters must be pointed out, as:

- the intrusion of gabbros and Fe-gabbros into the lherzolitic upper mantle material;
- the direct cropping out, at the base of the sedimentary sequences, of the serpentinized lherzolitic mantle, like ophicalcites and serpentinitic breccias, under a not continue cover of pillow-lavas;
- the presence of structural highs, made by lherzolitic and serpentinitic material, with an uppermost level of ophicalcites;
- the cropping out of the gabbroic rocks on the floor of the basin by means of tectonic effects;
- the presence of continental granitic material, of Hercinian age (EBERHARDT et Al., 1961), associated to ophiolitic rocks within the olistostroms of the External Liguridi, sometimes cutted by basaltic dykes (BRAGA and MARCHETTI, 1969) and enclosed as xenoliths in the tholeiitic volcanites (BECCALUVA et Al., 1976).

Taking into account all the petrological and structural knowings, the Ligurian ophiolites seem to differ from several important characters from the sections of oceanic lithosphere at

present forming along active mid-oceanic ridges of well developed basins.

The Ligurian ophiolitic sequences have been referred to an oceanic environment (DECANDIA and ELTER, 1969; BEZZI and PICCARDO, 1971): recently, on the basis of their peculiar petrological characters, they have been interpreted as oceanic lithosphere early formed during the oceanic evolution and then located near to the continental margins (MESSIGA and PICCARDO, 1974).

They could represent marginal ophiolites (as proposed for the Othris ophiolites, Greece, by MENZIES and ALLEN, 1974), generated during the early stage of opening of a basin, which later on developed as a large oceanic basin, or they could testify that the Ligure-Piemontese basin, or at least its section now preserved within the Ligurian area, never reached a quite developed oceanic stage (PICCARDO and RICCIO, 1975).

During the early stage of an oceanic basin development the slightly or un-depleted upper mantle material of sub-continental origin (garnet- or spinel-bearing assemblages) can evolve and equilibrate at relatively shallow levels (plagioclase-bearing assemblages) when continental rifting and lithospheric thinning take place above an asthenospheric rising limb.

Lithospheric upper mantle can crop out to form, at least locally, the floor of the basin before the rising asthenospheric material reaches the surface to produce a true oceanic association by means of a ridge system.

The upwards intrusion and extrusion of the tholeiitic melts, derived from advanced partial melting processes at shallow levels on the primary material of the rising asthenosphere, into and onto the overlying mantle material, can account for the development of atypical ophiolitic associations and for their presence near to the continental margins.

The hypothesis of a small oceanic basin, between rather near continental margins, seems also to be more convincing (BECCALUVA et AL., 1976) than that one of an intraoceanic back arc marginal basin.

Paleogeographical and geological evidences on the Western Mediterranean area during late-Triassic and Jurassic times confirm a general continental distension pattern whereas the lack of evidences for large scale compressional events, such as subduction metamorphism and islands arc volcanism, plays against the hypothesis of a marginal basin of the ancient Tethys.

The close association of continental granites and ophiolitic tholeiitic basalts, sporadically recognizable within the External Ligurian basins, could confirm a pericontinental position for the Northern Apennines ophiolites.

Further on the scarceness of andesitic magmatism, related to the later closure of the Ligurian oceanic basin, testifies for a relatively small volume of subducted oceanic lithosphere, in good agreement with the hypothesis of a narrow basin, which never reached an oceanic evolution comparable to present day basins, before the inversion of the relative motion of the European and Insubrian plates took place.

In the aim of recognizing causes and driving mechanisms for the opening of the Ligure-Piemontese basin, they must be taken into account geo-petrological and geophysical knowledges on a present day oceanic basin at a comparable stage of evolution: the Red Sea basin.

The actual Red Sea basin represents the oceanic evolution of a rift arm of the Afar triple junction (GASS, 1973, 1975; BARBERI et AL., 1975; PILGER and ROSLER, 1976; with references).

A good agreement exists among Authors on the driving mechanism for rifting and drifting of the Arabian, Nubian and Somali plates: a rising limb of asthenosphere has produced a pre-rift stage of domal uplift of the Afro-Arabian continental lithosphere.

That stage was followed by crustal rifting and thinning along three rift arms: Red Sea - Gulf of Aden - Ethiopian Rift; later on the Red Sea (- Afar) and Gulf of Aden rift systems developed as oceanic basins.

Domal uplifting and crustal rifting were accompanied by immense outflows of basaltic magmas, ranging from strongly oversaturated to markedly undersaturated (see references in: GASS, 1975), connected to extensive partial melting processes on the underlying upper mantle.

Tholeiitic volcanism was later on restricted to the oceanic areas, when the rising asthenospheric material reached the surface along the rift axes.

Regarding to the petrological characters of the uppermost mantle in the Afar - Red Sea area, useful informations can be deduced from the ultramafic mantle xenoliths carried up to

the surface by recent fissure alkali basalts (DE FINO et AL., 1973; BARBERI et AL., 1975; GHENT et AL., 1976): they mainly consist of harzburgites and dunites (CIMMINO et AL., 1976; GHENT et AL., 1976; with references), whose residual character after partial melting is quite evident on geochemical basis (OTTONELLO et AL., in preparation).

Since the mantle xenoliths-bearing fissure alkali basalts extruded both in oceanic areas and onto the thinned continental margins (i.e. the Assab area and the Saudi Arabian coastal plain) it has been concluded (OTTONELLO et AL., in preparation) that the uppermost mantle, at least for the Red Sea - Afar area, show a residual character also along the thinned Nubian and Arabian continental margins.

In conclusion it seems evident that fundamental features, such as the intense rifting volcanism and the depleted uppermost mantle, which characterize an oceanic system developed by means of domal uplift above an active mechanism of asthenospheric convection or diapirism, are actually not recognizable within the Ligurian sector of the Ligure-Piemontese oceanic basin.

In this part of the basin tensional and transcurrent effects active on the lithosphere could have been dominant, at least during the earliest stages of opening of the basin, in respect to an asthenospheric upwelling, already active during Triassic times.

This assumption doesn't seem to be in contrast with present day knowings about the development of continental rifting and drifting in connection with a rising asthenosphere limb and the domal uplift of the overlying lithosphere.

In such a situation crustal weakness and rifting develop along few rift arms, whose junction is generally restricted to the area of domal uplift: the rift arms can develop as oceanic basins if they are integrated into the world-wide plate system and lithospheric spreading separates the two new continental margins (BURKE e WHITEMAN, 1973).

Taking into account the whole extension of the plate margins of the European and Insubrian paleo-continents along the Alpine arc, the hypothesis of an early continental rifting connected to a domal uplift in a restricted area seems to be supported by the evidence, based on radiometric data, of a Triassic thermal event that affected the northern margin of the Insubrian plate (Southern Alps) (FERRARA and INNOCENTI, 1974; with references).

In the same way it could be interpreted (DAL PIAZ, 1976; with references) the Permian thermal dome of the Penninic domain.

It must be mentioned, furthermore, that the Triassic magmatism of alkaline affinity, which can be related to the presence of a thermal dome, is relatively abundant in the alpine central-eastern sector (see references in: FERRARA and INNOCENTI, 1974), but it is scarcely present within the Ligurian area, being mainly testified by the middle-Triassic meta-volcanites of alkaline affinity of the Unità di Massa (RICCI and SERRI, 1975).

If we consider the global plate system and the paleogeographic setting of the Western Tethys during Triassic times, it must be recognized a close relationship between the opening of the central Atlantic basin and the evolution of the Western Tethys: the separation between Africa and North America produced the counterclockwise transcurrent movement of the African plate relatively to the Euro-Asiatic plate (DEWEY et AL., 1973; with references).

This general movement was responsible for compressional effects and oceanic crust consumption along subduction zones in the Eastern Mediterranean and Asia Minor regions, whereas large scale tensional and transcurrent effects were induced within the platform domains of the Western Mediterranean area.

These extensional tectonic events, probably associated to intense thermal instability in more or less restricted areas (i.e. the Triassic thermal dome of the Southern Alps) were dominant factors in the development of belts of crustal weakness along which the future margins of the Insubrian plate set up.

Lithospheric rifting and thinning by means of extensional and transcurrent faulting produced, at least locally, the cropping out of the lithospheric upper mantle along the axial zones of continental breakdown.

Along these belts asthenospheric material began to move adiabatically upwards, passing through advanced partial melting processes at shallow levels, and to produce the tholeiitic melts which intruded the overlying mantle material and extruded on the sea floor to form the ophiolite sections now preserved within the Ligurian orogenic terrains.

Premessa

Da tempo ormai è stata riconosciuta l'affinità oceanica per le associazioni ofiolitiche della Liguria e la loro pertinenza al bacino ligure-piemontese di tipo oceanico che si sviluppò, durante il Giurassico, a separare i margini continentali paleo-Europeo ed Insubrico.

L'inversione di moto relativo fra le due frazioni continentali, a partire dal Cretaceo, portò successivamente alla chiusura del bacino stesso per consunzione di crosta oceanica lungo un piano di Benioff, presumibilmente sviluppatosi lungo il margine continentale Insubrico nel settore nord-orientale del bacino, e gradualmente allontanandosi da esso verso SW (vedi discussioni e riferimenti bibliografici in: DAL PIAZ, 1974; CHIESA et Al., 1975).

Nel settore ligure tali eventi furono seguiti da vistosi sovrascorrimenti, durante l'orogenesi alpina, sul margine europeo di materiali ofiolitici evoluti metamorficamente a diversi stadi lungo la zona di Benioff.

Successivamente sezioni oceaniche della zolla Insubrica, situate ad E della traccia del piano di Benioff e sfuggite ad una evoluzione metamorfica profonda, furono implicate nella tetto-genesi appenninica.

Il settore ligure rappresenta il punto di connessione fra terreni ofiolitici a differente evoluzione tettonico-metamorfica, classicamente indicate come «evoluzione alpina» (metamorfismo polifasico da condizioni iniziali di alta pressione e bassa temperatura a condizioni di tipo Scisti Verdi), esplicitasi durante il ciclo orogenico alpino Cretaceo-Eocenico, ed «evoluzione appenninica» (metamorfismo di Basso Grado), esplicitasi durante il ciclo orogenico appenninico Mio-Pliocenico: il Gruppo di Voltri e le Unità limitrofe devono la loro attuale giustapposizione a moti trascorrenti e differenziali, lungo direttrici sia meridiane che parallele, sviluppatasi a partire probabilmente da tempi tardo-pre-Oligocenici fino a tempi Pliocenici, almeno sotto forma di riattivazioni locali.

Intento di questa relazione è una breve analisi delle più recenti acquisizioni sulla petrologia delle ofioliti liguri, sia del settore occidentale (Gruppo di Voltri, Zona Sestri-Voltaggio e Falda di Montenotte) che dell'Appennino settentrionale, e la discussione dei possibili modelli geodinamici di formazione sulla base delle caratteristiche petrologiche e dell'assetto strutturale.

I modelli geodinamici di formazione per la litosfera oceanica

Il modello geodinamico più realistico per l'impostazione e l'evoluzione degli attuali bacini oceanici (vedi la recente revisione in: BOTTINGA e ALLEGRE, 1976; e la bibliografia riportata) comporta la risalita dell'astenosfera verso livelli superficiali al di sotto della litosfera continentale, con inarcamento ed assottigliamento di questa, e l'impostazione di una zona di rift continentale: questi eventi sono seguiti dalla rottura e dalla separazione della litosfera continentale, con formazione

di nuova litosfera oceanica lungo un sistema di dorsale, quando i materiali derivanti dall'astenosfera risaliente raggiungono i livelli superficiali.

In questa situazione il materiale ultrafemico dell'astenosfera (più o meno primordiale) risale adiabaticamente subendo progressivamente processi di fusione parziale che generano fusi basaltici: in generale olivin-tholeiiti ricche in Al (per fusione parziale della peridotite originaria di circa 20-25 % a $P = 10-15$ Kb e $T = 1300-1350^\circ$ C) ed olivin-tholeiiti povere in Al (per fusione parziale della peridotite originaria di circa 25-30 % a $P = 15-20$ Kb e $T = 1350-1400^\circ$ C) (GREEN e LIEBERMANN, 1976; con bibliografia).

Il materiale lherzolitico primitivo dell'astenosfera risaliente in zona di dorsale medio-oceanica dà quindi origine ad una associazione di frazioni fuse a composizione tholeiitica e frazioni refrattarie residuali di tipo harzburgitico e dunitico.

Recenti dati sismici lungo la cresta del ridge medio-Atlantico e del Golfo di Aden (vedi bibliografia in: BOTTINGA e ALLEGRE, 1976) hanno mostrato come, al di sotto del ridge a profondità dell'ordine di 35 Km, esista una zona a caratteristiche sismicamente anomale (crescente assorbimento di energia acustica e diminuzione della velocità delle onde sismiche S e P) rispetto ai valori normali per il mantello oceanico, che si estende lateralmente per parecchie decine di Km: tali caratteristiche possono essere ragionevolmente riferite alla presenza di una frazione fusa, in posizione infragranulare, in questa zona della risaliente astenosfera.

La concentrazione delle frazioni fuse, la loro risalita verso la superficie, l'intrusione e l'effusione e quindi in generale il consolidamento lungo la zona di dorsale, generano la nuova crosta oceanica.

In definitiva quindi la litosfera oceanica che si forma lungo la zona di ridge di un bacino sviluppato è costituita dalla associazione dei prodotti della complessa evoluzione del materiale astenosferico primordiale, cioè effusioni ed intrusioni di fusi basaltici tholeiitici (pillow-lavas, complessi filoniani e gabbri) stratigraficamente soprastanti un mantello residuale profondamente impoverito.

La presenza di camere magmatiche molto superficiali lungo l'asse dei ridges è stata recentemente verificata su base geofisica (vedi bibliografia in: BOTTINGA e ALLEGRE, 1976).

Il mantello anomalo, particolarmente potente lungo le dorsali (vedi la recente revisione dei dati sismici in: CHRISTENSEN e SALISBURY, 1975), si riduce progressivamente allontanandosi dall'asse del ridge e scompare con l'invecchiare della litosfera: questo fatto viene generalmente correlato con la completa estrazione delle frazioni fuse da questo materiale.

Recenti revisioni ed interpretazioni dei dati sismici per gli attuali fondi oceanici (vedi ad esempio: MOORES e JACKSON, 1974) mostrano inoltre come lo strato oceanico 3, principalmente costituito da rocce intrusive (e dai loro corrispondenti metamorfici), vada aumentando di potenza allontanandosi dall'asse della dorsale, fino a distanze compatibili con età di formazione di varie decine di m.a..

Tale ispessimento, che si verifica parallelamente alla riduzione della sezione di mantello anomalo, è stato riferito all'intrusione intermittente, in zone ormai esterne al ridge, di fusi provenienti dal sottostante mantello anomalo (CHRISTENSEN e SALISBURY, 1975).

In conclusione i più recenti modelli per la litosfera oceanica, generata mediante una dorsale medio-oceanica ed ormai lontana dalla zona di ridge, e quindi completamente sviluppata (vedi ad esempio le sezioni schematiche in: GREEN e LIEBERMANN, 1976; RINGWOOD, 1976), riconoscono una potenza dell'ordine di 20-25 Km di harzburgiti residuali, sottostanti la crosta oceanica, seguite verso il basso da rocce lherzolitiche a spinello, relativamente poco impoverite, ed infine da materiale ultrafemico piuttosto primitivo, superiormente a spinello ed inferiormente a granato.

Va a questo punto ricordato come la crosta dei bacini oceanici possa generarsi anche in situazioni differenti rispetto alle zone di ridges e come, lungo certe dorsali, siano state campionate rocce che male si localizzano nel quadro geodinamico su esposto: inoltre associazioni litologiche analoghe alle sequenze tipicamente oceaniche possono svilupparsi in differenti ambienti geodinamici, quali i bacini retroarco associati a zone di consunzione di crosta oceanica.

Lungo le faglie trasversi e le zone di frattura trasversali rispetto agli assi dei ridges medio-oceanici, imponenti effetti trascorrenti sono spesso accompagnati da effetti distensivi (leaky transform faults): in queste situazioni l'intrusione e la risalita di materiale profondo può generare una sottile nuova crosta oceanica (VAN ANDEL et Al., 1969; CHRISTENSEN e SALISBURY, 1975), con la formazione di complessi di dicchi ad andamento trasversale rispetto alla direzione del ridge.

Il carattere alcalino di varie vulcaniti presenti lungo queste zone di frattura (MELSON et Al., 1968; THOMPSON e MELSON, 1972) sottolinea le differenze fra questo tipo di crosta oceanica e quella generatasi lungo l'asse della dorsale.

È inoltre stato segnalato un vulcanismo alcalino e transizionale (AUMENTO et Al., 1971; SHILLING, 1975; SHILLING e BONATTI, 1975) in varie località lungo le attuali dorsali o in zone ad esse molto prossime: esso pare ancora collegabile con faglie profonde che raggiungono zone del mantello anomalo.

Sulla base di vari campionamenti di rocce peridotitiche e serpentinitiche lungo le zone di frattura (vedi in particolare: BONATTI, 1971; MELSON et Al., 1972; e la revisione in: NICOLAS e JACKSON, 1972; con bibliografia) è stato riconosciuto come larghe intrusioni solide di materiale del mantello superficiale possano risalire lungo le maggiori dislocazioni trasversali delle zone assiali di dorsale.

Secondo alcuni Autori (vedi per tutti: BONATTI, 1971, 1973) tali materiali sarebbero da ascrivere a mantello primitivo, originariamente sottocontinentale durante le prime fasi di rifting e di apertura del bacino oceanico, rimasto in zona di dorsale come mantello « stagnante » al di sopra di due bracci divergenti dei moti convettivi del mantello.

A questo proposito NICOLAS e JACKSON (1972), distinguendo fra campioni di harzburgiti tettoniche, di sicura attribuzione a materiale del mantello, e di lherzo-

liti a plagioclasio, generalmente cumulitiche e quindi di genesi crostale, respingono l'ipotesi di BONATTI (1971), sostenendo che tale mantello stagnante di tipo sotto-continentale sarebbe essenzialmente harzburgitico, e quindi tipicamente oceanico.

Da ultimo va ricordato come associazioni litologiche analoghe alle sequenze tipicamente oceaniche possono svilupparsi in differenti ambienti geodinamici, quali ambienti di archi di isole e bacini marginali retroarco intraoceanici, associati a subduzione e consunzione di crosta oceanica (KARIG, 1971; DEWEY e BIRD, 1971).

In connessione alla discesa della placca oceanica si può sviluppare un sistema secondario di convezione del mantello nella zona retrostante l'arco di isole (vedi discussione in: OXBURG e TURCOTTE, 1976; con bibliografia), con la formazione di sistemi di spreading di tipo oceanico: il mantello soprastante il piano di Benioff può presentare caratteristiche anomale (forte attenuazione sismica), probabilmente dovute all'introduzione di fluidi prodotti dalla disidratazione e dall'incipiente fusione della sottostante litosfera oceanica discendente (BARANZAGHI e ISACKS, 1971; RINGWOOD, 1976).

In queste zone, accanto al vulcanismo andesitico tipico degli archi di isole, connesso ai processi di fusione sul materiale oceanico discendente, compare un ampio spettro di fusi di tipo basaltico fra cui possono essere frequenti termini tholeiitici del tutto analoghi a quelli caratteristici del vulcanismo basaltico dei ridges medio-oceanici.

Ofioliti e litosfera oceanica

Le più recenti sintesi delle conoscenze sulle associazioni ofiolitiche (COLEMAN, 1971; NICOLAS e JACKSON, 1972; MESORIAN, 1973; MOORES e JACKSON, 1974) hanno sottolineato le fondamentali convergenze petrologiche e stratigrafiche con i modelli di litosfera oceanica generatasi in zona di ridge.

Tali revisioni hanno pure evidenziato come vari siano tuttora i problemi aperti circa le associazioni ofiolitiche, quali le variazioni nelle caratteristiche chimiche fra le varie associazioni ofiolitiche, e nel confronto fra esse e gli attuali materiali oceanici, la mancanza di cumuliti e di complessi di dicchi in certe associazioni, nonché l'esiguità delle sezioni femiche intrusive di certe suites ofiolitiche, rispetto ad una sezione oceanica ideale (MOORES e JACKSON, 1974).

È stata inoltre avanzata l'ipotesi che diverse sequenze ofiolitiche sviluppatesi, nell'ambito dello stesso bacino, mediante l'impostazione di un ridge mediano su un lembo risaliente di astenosfera, possano mostrare fra di loro marcate differenze composizionali in rapporto alla loro formazione in ambienti diversi dello stesso bacino o, meglio, alla loro formazione durante differenti stadi evolutivi del bacino oceanico (MENZIES e ALLEN, 1974), dalle prime fasi di rifting ed apertura ai successivi stadi di ridge mediano ben sviluppato.

Varie associazioni ofiolitiche sembrano inoltre presentare caratteristiche non facilmente inquadrabili in un modello di formazione di tipo ridge medio-oceanico.

Recentemente CHRISTENSEN e SALISBURY (1975), rivedendo tali differenze, riguardanti principalmente l'esigua potenza delle sezioni ofiolitiche, la presenza di vulcaniti andesitiche in certe suites e le caratteristiche dei sedimenti associati, sostengono che questi caratteri, pur non contrastando con l'ipotesi di una origine oceanica per le ofioliti, dimostrano come tali associazioni non rappresentino normale crosta oceanica.

Riconoscendo la possibilità che associazioni di tipo ofiolitico si sviluppino in bacini marginali o lungo tratti di faglie trasformi, gli Autori suddetti avanzano l'ipotesi che parte delle ofioliti note rappresentino segmenti di crosta oceanica immatura, cioè ancora vicina alla dorsale e quindi non completamente sviluppata: tali sezioni sarebbero state messe in posto per obduzione quando, durante la chiusura del bacino oceanico con dorsale ancora attiva, la zona di ridge raggiunse la zona di subduzione.

Non sono state a tutt'oggi riconosciute sezioni ofiolitiche sicuramente ascrivibili a litosfera oceanica generatasi lungo tratti di faglie trasformi, secondo il modello di VAN ANDEL e collaboratori (1969), mentre l'attribuzione di varie sequenze ofiolitiche a bacini marginali o ambienti di arco sembra sufficientemente documentata (DEWEY e BIRD, 1971; STEVENS et Al., 1974).

In particolare per le sequenze ofiolitiche dell'areale del Mediterraneo, recenti revisioni delle caratteristiche petrologiche (NICOLAS e JACKSON, 1972; MESORIAN, 1973; ROCCI et Al., 1975) hanno sottolineato come esistano significative differenze tra le associazioni del Mediterraneo orientale e quelle del Mediterraneo occidentale.

In primo luogo, le ultramafiti tettoniche delle ofioliti del Mediterraneo orientale, di tipo harzburgitico-dunitico, rappresentano mantello oceanico e sono la base dei termini intrusivi ed effusivi delle sequenze ofiolitiche, mentre le ultramafiti tettoniche del Mediterraneo occidentale (dall'Austria al Rif), di tipo fondamentale lherzolitico, rappresentano mantello tipicamente sottocontinentale.

Secondo NICOLAS e JACKSON (1972) queste ultime, sempre accompagnate da materiali granulitici di crosta continentale, rappresentano scaglie di mantello sottocontinentale insubrico, risalite tettonicamente durante la collisione continentale, e quindi soltanto casualmente associate ai materiali ofiolitici del bacino ligure-piemontese.

ROCCI e collaboratori (1975), che sembrano considerare entrambi i tipi ultramafici come materiale del mantello delle sequenze ofiolitiche, sottolineano le differenze fra le sezioni intrusive ed effusive dei due tipi di ofioliti:

— le sequenze del Mediterraneo occidentale sono caratterizzate da peridotiti a plagioclasio, troctoliti, gabbri, Fe-gabbri, rari differenziati acidi e dicchi basaltici, vulcanismo olivin-tholeiitico;

— le sequenze del Mediterraneo orientale sono caratterizzate da peridotiti, duniti, cromititi, pirosseniti, noriti, gabbri olivini e dioriti, con abbondanti diffe-

renziati, importanti complessi filoniani, spesso a tendenza alcali-calcica, vulcanismo quarzo-tholeiitico e non raramente andesitico.

Differenti e non di rado contrastanti sono state le idee recentemente avanzate a proposito dell'ambiente o degli ambienti geodinamici di formazione delle varie sequenze ofiolitiche del Mediterraneo.

Prendendo in considerazione, a mo' d'esempio, il più conosciuto e descritto complesso ofiolitico del Mediterraneo orientale, il Massiccio di Troodos (Cipro), esso fu attribuito originariamente ad un ambiente di ridge medio-oceanico (MOORES e VINE, 1971) e contribuì in modo determinante alla modellizzazione della litosfera oceanica.

Recentemente è stata avanzata per Troodos l'ipotesi di formazione in un ambiente di arco di isole (MIYASHIRO, 1973): tale attribuzione è stata molto discussa (vedi fra gli altri: HYNES, 1974; MOORES, 1975; GASS et AL., 1975) e scarsamente condivisa.

Ancora per le ofioliti di Troodos e di Othris (Grecia settentrionale) sono stati recentemente proposti (MENZIES e ALLEN, 1974) diversi momenti di formazione nell'ambito dello sviluppo dello stesso bacino: mentre le prime sono state ascritte ad uno stadio avanzato nello sviluppo del bacino, le ofioliti di Othris, caratterizzate da materiale del mantello prevalentemente lherzolitico, scarsità di complessi filoniani ed esigua potenza di crosta oceanica, sono ascritte alle prime fasi di apertura del bacino e considerate quindi come ofioliti marginali, o crosta oceanica sviluppatasi precocemente presso il margine continentale.

OHNENSTETTER e collaboratori (1975), nel tentativo di spiegare le complesse differenze fra i due tipi fondamentali di sequenze ofiolitiche del Mediterraneo, indicano per le ofioliti del Mediterraneo orientale, compreso Troodos, una origine in bacini marginali soprastanti zone di subduzione, mentre le ofioliti del Mediterraneo occidentale rappresenterebbero frammenti del ridge della Tetide.

Le ofioliti dell'areale ligure

Come da tempo riconosciuto, le ofioliti del settore ligure del bacino oceanico ligure-piemontese sono rappresentate dall'associazione di ultramafiti tettoniche, rocce magmatiche gabbro-peridotitiche e basalti, prevalentemente in pillows e massicci, meno frequentemente in associazioni di filoni.

Anche se le conoscenze petrografiche, e specialmente chimiche e geochimiche, sono tutt'altro che complete, i dati attualmente disponibili consentono una caratterizzazione sufficientemente precisa delle varie litologie.

Caratteri petrografici e rapporti primari delle varie litologie

Nel Gruppo di Voltri materiali meta-ofiolitici e rocce ultrafemiche compaiono in unità tettoniche separate e sono ascrivibili a (CHIESA et AL., 1975):

— associazioni di rocce femiche-ultrafemiche a metamorfismo polifasico alpino;

- associazioni di rocce vulcaniche e sedimentarie a metamorfismo polifasico alpino;
- ultramafiti tettonitiche più o meno profondamente serpentinizzate.

Sebbene le caratteristiche primarie dei litotipi metamorfici non siano sempre facilmente riconoscibili, le attuali conoscenze petrografiche (strutture, tessiture e paragenesi relitte, caratteri chimici e geochimici, caratteristiche composizionali delle associazioni metamorfiche ecc.), anche se lungi dall'essere sviluppate in modo completo, hanno consentito di riconoscere alcune fondamentali caratteristiche originarie per le rocce ofiolitiche metamorfiche delle varie Unità del Gruppo di Voltri.

Le rocce ultrafemiche, accanto a rari affioramenti di cumuliti (duniti e wherliti a plagioclasio), strettamente associate a rocce gabbriiche e troctolitiche, sono generalmente rappresentate da lherzoliti tettonitiche, con minori proporzioni di harzburgiti e duniti, e poco frequenti livelli clinopirossenitici: tessituralmente queste ultramafiti sono caratterizzate da banding composizionale e mostrano generalmente una evoluzione paragenetica da facies a spinello a facies a plagioclasio, prima dei processi di serpentinizzazione.

Tali caratteri originari sono solo tentativamente estrapolabili a tutte le unità di serpentinocisti antigoritici del Gruppo di Voltri.

Le rocce gabbriiche mostrano generalmente due litotipi originari fondamentali, ascrivibili a gabbri a clinopirosseno e plagioclasio \pm olivina \pm spinello cromifero, non di rado troctolitici, ed a Fe-gabbri a clinopirosseno e plagioclasio + ossidi di Fe e Ti \pm apatite e zirconio.

Le rocce prasinitiche associate alle sequenze sedimentarie delle principali Unità di calcescisti non mostrano generalmente caratteri tessiturali-strutturali e paragenetici relitti delle originarie vulcaniti: tessiture a pillows, a breccie di pillows ed anche filoniane sono però riconoscibili localmente in sezioni meno intensamente deformate.

A riguardo dei rapporti primari fra le varie litologie, sulla base di una casistica purtroppo povera di situazioni sicuramente interpretabili, si possono riconoscere:

- rapporti intrusivi di dicchi e masse gabbriiche e Fe-gabbriiche all'interno delle sezioni ultrafemiche (associazioni di serpentinocisti e metabasiti); i litotipi appartenenti ai diversi clans gabbriici formano in parecchi casi masse separate all'interno delle rocce ultrafemiche, ma in alcuni casi livelli Fe-gabbriici rappresentano sia sezioni più o meno estese di corpi gabbriici, sia intercalazioni parallele, e a volte sembrano mostrare con le facies gabbriiche tessiture di layering ripetitivo;

- rapporti primari fra vulcaniti, rocce diasprigne e sequenze calcareo-argillose (associazioni di prasiniti, quarzoscisti e calcescisti): per i corpi e le lenti di meta-gabbri e serpentiniti, attualmente associati alle sequenze suddette con chiari rapporti tettonici, non può essere riconosciuta una originaria posizione basale rispetto alle sequenze vulcano-sedimentarie.

Le sezioni di ultramafiti tettonitiche, nettamente distinte dalle Unità ofiolitiche per i rapporti strutturali ed i caratteri evolutivi alpini (Unità Erro-Tobbio: CHIESA et Al., 1975), sono ancora rappresentate da lherzoliti tettonitiche a spinello e/o plagioclasio, con localmente marcate tessiture a bande harzburgitiche e dunitiche.

Nella Zona a scaglie tettoniche Sestri-Voltaggio e nella Falda di Montenotte (CHIESA et Al., 1975; BOY et Al., 1976; con bibliografia) le rocce ofiolitiche primarie sono principalmente rappresentate da rocce gabbriche e basaltiche, sia filoniane che in pillows, mentre serpentiniti, derivanti prevalentemente da litotipi lherzolitici, sono soltanto localmente abbondanti, spesso sotto forma di oficalci e breccie.

Le rocce gabbriche sono ancora rappresentate da gabbri troctolitici e cpx-gabbri e da Fe-gabbri, non di rado accompagnati, questi ultimi, da differenziati di tipo trondhjemitico e dioritico e da dicchi di Fe-basalti.

I materiali gabbriaci si presentano sovente in breccie mono- e poligeniche immediatamente sottostanti, e forse in alcuni casi sovrastanti, le effusioni basaltiche, in situazioni del tutto analoghe a quelle da tempo riconosciute per le sequenze ofiolitiche dell'Appennino settentrionale.

In alcuni casi le vulcaniti sono chiaramente deposte, con contatti primari, al di sopra di serpentiniti brecciate ed oficalci, senza interposto materiale gabbriaco.

Dicchi basaltici, a volte costituenti associazioni di vari filoni, sono particolarmente concentrati nelle rocce gabbriche e vulcaniche, non mancando però all'interno di sezioni serpentinitiche.

Nell'Appennino settentrionale i materiali ofiolitici sono presenti sia alla base delle sequenze di Diaspri, Calcari a Calpionella e Argille a Palombini delle Liguridi interne, che intercalati, principalmente come olistoliti accompagnati da abbondanti olistostromi, entro i flysch Cretaceo-Eocenici del Dominio Liguride esterno (per un quadro geologico completo si rimanda a: ABBATE et Al., 1970; ABBATE et Al., 1972; BRAGA et Al., 1972; DECANDIA e ELTER, 1969, 1972; PAGANI et Al., 1972; GIANELLI e PRINCIPI, 1973; CORTESOGNO et Al., 1975; BORTOLOTTI e GIANELLI, 1976; con bibliografia).

Le litologie primarie sono rappresentate da ultramafiti tettonitiche, associazioni di rocce gabbriche e troctolitiche (con rare sezioni ultrafemiche cumulitiche), rocce Fe-gabbriche e Fe-dioritiche (con differenziati di tipo trondhjemitico), dicchi basaltici e vulcaniti in pillows e massicce.

Le ultramafiti tettonitiche, spesso profondamente serpentinite, mostrano chiaramente un prevalente carattere lherzolitico, con tessiture a bande composizionali di tipo harzburgitico e dunitico, mentre vere e proprie sezioni harzburgitiche-dunitiche non paiono essere rappresentate in tutto il dominio ligure (BEZZI e PICCARDO, 1971; BECCALUVA et Al., 1973; con bibliografia).

L'associazione di rocce gabbriche e troctolitiche presenta un'ampia serie di litotipi, a volte intercalati primariamente in sequenze ritmiche (riferimenti bibliografici in: BECCALUVA et Al., 1976).

Le facies più femiche, presenti in limitati affioramenti, sono generalmente caratterizzate da:

— duniti e duniti a plagioclasio (olivina forsteritica di cumulo e plagioclasio interstiziale) con spinello cromifero molto frequente e spesso concentrato in livelli cromititici sottili, alla base della sequenza ritmica:

— peridotiti a plagioclasio, principalmente wherliti (olivina e spinello di cumulo, plagioclasio e clinopiroseno diopsidico interstiziali e pecilitici), localmente passanti a troctoliti e gabbri olivinici.

Nei rari esempi di sequenze ritmiche la successione viene spesso chiusa superiormente da un livello anortositico, molto povero in minerali femici.

Le facies femiche di gran lunga le più rappresentate variano da vere troctoliti, ad olivina + plagioclasio \pm clinopiroseno \pm spinello, a gabbri mediamente leucocratici, ove plagioclasio andesinico-labradoritico e clinopiroseno diopsidico sono le fasi nettamente prevalenti.

Rari affioramenti massicci e parte delle breccie gabbriche sono costituiti da litotipi ascrivibili al secondo clan di rocce intrusive, generalmente variabili da facies Fe-gabbriche a facies dioritiche, fino a differenziati estremi di tipo trondhjemtico o plagiogranitico (riferimenti bibliografici in: BECCALUVA et Al., 1976).

I Fe-gabbri più tipici sono caratterizzati da pirosseni augitici + plagioclasio andesinici + ossidi di Fe e Ti, spesso abbandonati ed in posizione interstiziale: apatite e zirconio sono sovente presenti e non di rado compare, anche se in piccole proporzioni, orneblenda primaria rosso-bruna.

Le facies dioritiche mostrano associazioni paragenetiche ad orneblenda verde + plagioclasio oligoclasico \pm quarzo \pm ossidi \pm apatite e zirconio, mentre le facies trondhjemitiche sono caratterizzate da plagioclasio albitico + quarzo, con piccole proporzioni di anfiboli, ossidi, apatite e zirconio.

Le rocce basaltiche, sia filoniane che massicce ed in pillows, mostrano strutture variabili da afiriche (tipiche delle vulcaniti) a porfiriche a grana maggiore (tipiche delle intrusioni subvulcaniche) e paragenesi originaria a plagioclasio calcico e pirosseni augitici, con abbondanti ossidi di Fe e Ti: i minerali porfirici sono generalmente rappresentati da plagioclasio ed olivina (SERRI, 1974; BECCALUVA et Al., 1975; FERRARA et Al., 1976).

A riguardo dei rapporti primari, la quasi totalità dei contatti tra ultramafiti tettonitiche e gabbri, e buona parte dei contatti fra gabbri massicci e rocce basaltiche, sono di natura tettonica, escludendo in quest'ultimo caso i basalti filoniani.

Va inoltre sottolineato come un carattere generale delle sequenze ofiolitiche dell'Appennino settentrionale sia la giustapposizione e sovrapposizione delle varie unità femiche ed ultrafemiche durante una fase tettonica disgiuntiva precoce, esplicata mediante faglie normali e/o trasformati, scivolamenti gravitativi ed elaborazione sedimentaria dei materiali brecciosi, in tempi precedenti le effusioni basaltiche e la deposizione dei diaspri; anche nelle sequenze che mostrano una successione litologica simile ai modelli di crosta oceanica, cioè masse gabbriche interposte fra sottostanti ultramafiti e sovrastanti pillow-lavas, le rocce gabbriche sono generalmente rappresentate da materiale tettonicamente brecciato con parziale elaborazione sedimentaria prima delle effusioni basaltiche (vedi discussione e riferimenti bibliografici in: BORTOLOTTI e GIANELLI, 1976).

Questa fase tettonica precoce nella costruzione delle sequenze ofiolitiche è preceduta ed accompagnata da deformazioni e ricristallizzazioni (paragenesi metamorfiche a plagioclasio + orneblenda rosso-bruna \pm clinopirosseno diopsidico sui litotipi gabbrici, con sviluppo di tessiture gneissiche e listate) in condizioni di temperature relativamente elevate a livelli superficiali, testimoni di un ambiente di elevati gradienti geotermici (CORTESOGNO et Al., 1975): tali effetti metamorfici sono generalmente localizzati lungo fasce ristrette all'interno delle rocce intrusive massicce e ben rappresentati all'interno degli elementi dei materiali brecciosi, più o meno elaborati in condizioni sedimentarie, durante queste fasi tettoniche precoci.

In varie sezioni serpentinite ed oficalciti rappresentano il substrato di deposizione delle sequenze sedimentarie, quando non vi siano interposte le varie breccie mono- e poligeniche o le sequenze basaltiche: corpi di gabbrici massicci non paiono essere affiorati direttamente all'atto delle effusioni basaltiche e della deposizione dei diaspri.

Contatti stratigrafici diretti fra colate basaltiche e sottostanti oficalciti sono non di rado ben evidenti.

Dicchi ed associazioni di dicchi, presenti sia nelle sezioni gabbriche che ultrafemiche, tagliano frequentemente anche le sezioni a pillows e le breccie vulcaniche e gabbriche.

In consuntivo quindi per le ofioliti dell'Appennino settentrionale è possibile generalizzare un modello di costruzione sulla base delle relazioni spaziali e temporali fra gli eventi magmatici, tettonici e deposizionali riconoscibili nell'ambito delle singole sezioni ofiolitiche: dopo l'intrusione dei materiali gabbrici, evento più antico nell'ambito di ogni singola sequenza, eventi metamorfici e fasi tettoniche disgiuntive precedettero l'effusione delle sezioni vulcaniche e l'intrusione della maggior parte dei filoni diabasici che, con la deposizione dei diaspri, chiusero la fase di costruzione di queste associazioni di tipo ofiolitico.

Le caratteristiche chimiche

Le conoscenze sulle caratteristiche chimiche delle rocce ofiolitiche liguri appaiono piuttosto frammentarie ed incomplete.

In generale sono scarsi i dati sulle rocce ultrafemiche poco serpentinite (PELLIZZER, 1961; GALLI, 1963; BECCALUVA et Al., 1973): nella maggioranza dei casi la composizione si mostra in accordo con originari litotipi lherzolitici mentre, almeno sulla base del contenuto in U, varie ultramafiti liguri presentano un carattere residuale rispetto ad un ipotetico materiale originario del mantello (DOSTAL et Al., 1975).

Lo studio petrografico e chimico dettagliato di una sezione lherzolite poco serpentinite ha consentito di ricostruirne la seguente storia evolutiva (PICCARDO, 1976): dopo una precoce fase di incipienti e localizzate fusioni parziali (responsabili delle ridotte litologie harzburgitiche), esplicitasi in condizioni di elevate pressioni

e temperature ($T > 1200^\circ \text{C}$) (litosfera profonda?), la sezione ultrafemica evolvette metamorficamente fino a condizioni relativamente superficiali (facies a plagioclasio, a $P \leq 8 \text{ Kb}$ e $T \leq 1000^\circ \text{C}$) senza mostrare traccia di importanti processi di fusione parziale.

In generale le sezioni ultrafemiche meno profondamente serpentinizzate ed attualmente associate, se pur con contatti quasi esclusivamente tettonici, alle sezioni gabbriche e basaltiche, mostrano una storia evolutiva da facies a spinello a facies a plagioclasio, prima del loro più antico evento di serpentinizzazione.

Maggiori contributi riguardano le rocce gabbriche e basaltiche (Tabb. I e II), anche se i dati non sono distribuiti in modo uniforme e non sempre sono accompagnati da sufficienti descrizioni petrografiche: in particolare abbondano i dati sulle rocce meta-Fe-gabbriche del Gruppo di Voltri, mentre sono nettamente insufficienti le conoscenze sulle rocce metagabbriche e metabasaltiche; ancora scarsi sono i dati sui Fe-gabbri e sui differenziati acidi, mentre necessitano ulteriori e più completi contributi le conoscenze sulle rocce gabbriche e troctolitiche.

Poco abbondanti sono in generale i contributi geochimici ed ancora poco sviluppate le conoscenze sulla composizione delle fasi mineralogiche dei vari litotipi.

Va ricordato a questo punto come possa risultare difficoltoso il riconoscimento di caratteristiche primarie su base chimica, ed il loro confronto, per materiali che abbiano subito eventi metamorfici polifasici differenti, specie se caratterizzati da valori molto diversi nei parametri chimico-fisici fondamentali (quali T , P -fluidi e P -tot).

Avendo presenti le limitazioni suesposte, la discussione verrà limitata agli elementi maggiori considerati meno mobilizzabili e, ove presenti dati sufficienti, agli elementi minori ed in tracce poco o nulla mobilizzabili, quindi in generale ai parametri chimici più attendibili.

Per quanto riguarda il settore ligure occidentale, il notevole interesse sviluppatosi attorno al metamorfismo di alta pressione e bassa temperatura, particolarmente registrato nelle facies meta-Fe-gabbriche di questo areale, ha indirettamente sviluppato la conoscenza delle litologie primarie (Bocchio e Mottana, 1974; Messiga e Piccardo, 1974; Cortesogno et al., 1975; Mottana e Bocchio, 1975; Bocchio e Mottana, 1975; Cortesogno et al., 1976; Boy et al., 1976).

Questo gruppo di rocce eclogitiche mostra in particolare tenori più elevati in FeO tot., TiO_2 ed MnO , e tenori più bassi in SiO_2 , Al_2O_3 e MgO , rispetto alle rocce gabbriche delle associazioni ofiolitiche: i tenori in CaO ed alcali mostrano ampi campi di variazione in risposta alla loro facile mobilizzazione durante i processi metamorfici.

Tali caratteristiche, accanto al comportamento parallelo di Cr e Ni , con tenori sempre relativamente bassi in queste rocce, ed al forte arricchimento in V e Co , confermano per i protoliti originari un carattere di differenziati intermedi di fusi basaltici secondo un trend tholeiitico a forte arricchimento in Fe e Ti , in condizioni di bassa fugacità di ossigeno (Bocchio e Mottana, 1974).

In generale le caratteristiche chimiche di queste rocce trovano buon riscontro nelle facies gabbriiche oceaniche più differenziate secondo un netto trend tholeiitico (gabbri a titanio-magnetite di THOMPSON, 1973).

TABELLA 1

Caratteristiche chimiche delle rocce intrusive, e dei loro corrispondenti metamorfici, delle ofioliti dell'areale ligure e dell'Appennino settentrionale

| | I | II | III | IV | V | VI |
|--------------------------------|-------|-------------------|-------------------|-------|-------------------|-------------------|
| | x(25) | x(2) | x(15) | x(10) | x(64) | x(5) |
| SiO ₂ | 48.89 | 47.56 | 44.75 | 47.09 | 45.46 | 70.77 |
| TiO ₂ | 0.29 | 0.50 | 3.88 | 4.24 | 4.42 | 0.26 |
| Al ₂ O ₃ | 19.60 | 20.15 | 12.29 | 12.37 | 10.55 | 14.46 |
| FeO tot. | 4.60 | 5.96 | 15.58 | 14.76 | 17.03 | 1.73 |
| MnO | 0.07 | 0.07 ^a | 0.25 ^b | - | 0.26 ^c | 0.01 ^e |
| MgO | 8.37 | 8.72 | 7.57 | 5.16 | 6.47 | 0.98 |
| CaO | 9.61 | 10.73 | 7.17 | 7.77 | 9.14 | 0.81 |
| Na ₂ O | 3.55 | 3.89 | 2.95 | 3.33 | 3.72 | 8.61 |
| K ₂ O | 0.84 | 0.10 | 0.41 | 0.27 | 0.07 | 0.24 |
| P ₂ O ₅ | 0.02 | 0.17 | 0.83 | 0.08 | 0.40 ^d | 0.08 |
| | s.d. | s.d. | s.d. | s.d. | s.d. | s.d. |
| SiO ₂ | 3.33 | 5.73 | 2.70 | 5.14 | 2.41 | 6.44 |
| TiO ₂ | 0.23 | 0.51 | 1.43 | 0.91 | 1.52 | 0.07 |
| Al ₂ O ₃ | 3.66 | 3.34 | 1.83 | 1.77 | 1.48 | 3.10 |
| FeO tot. | 1.48 | 0.69 | 2.63 | 3.61 | 2.19 | 0.36 |
| MnO | 0.05 | - | 0.08 | - | 0.06 | 0.01 |
| MgO | 3.42 | 1.36 | 3.03 | 1.09 | 1.40 | 0.43 |
| CaO | 2.19 | 0.42 | 1.42 | 2.07 | 1.46 | 0.41 |
| Na ₂ O | 0.87 | 0.49 | 1.35 | 0.54 | 0.79 | 2.34 |
| K ₂ O | 0.73 | 0.07 | 0.38 | 0.21 | 0.07 | 0.23 |
| P ₂ O ₅ | 0.03 | - | 1.12 | 0.06 | 0.33 | 0.08 |

I - Gabbri e gabbri olivini dell'Appennino settentrionale (riferimenti bibliografici in: BECCALUVA et Al., 1976).

II - Metagabbri eclogitici del Gruppo di Voltri (CORTESOGNO et Al., 1975).

III - Fe-gabbri dell'Appennino settentrionale (riferimenti bibliografici in: BECCALUVA et Al., 1976; BOY et Al., 1976).

IV - Meta-Fe-gabbri a Scisti Blu della Falda di Montenotte (BOY et Al., 1976).

V - Eclogiti del Gruppo di Voltri (BOCCHIO e MOTTANA, 1974; CORTESOGNO et Al., 1975; CORTESOGNO et Al., 1976).

VI - Trondhjemitidi dell'Appennino settentrionale (BOCCHI et Al., 1976; BOY et Al., 1976).

a = 1 campione; b = 8 campioni; c = 60 campioni; d = 41 campioni; e = 3 campioni.

Metagabbri eclogitici, e rocce a Scisti Verdi da essi derivate (CORTESOGNO et Al., 1975; CORTESOGNO et Al., 1976) ⁽¹⁾, mostrano sensibili differenze nella compo-

⁽¹⁾ In un recente lavoro sulle caratteristiche petrografiche e chimiche di rocce eclogitiche del Gruppo di Voltri (CORTESOGNO et Al., 1976), accanto a rocce meta-Fe-gabbriiche a paragenesi eclogitica, sono state analizzate varie rocce a paragenesi barroisitica e a Scisti Verdi, connesse

TABELLA 2

Caratteristiche chimiche delle vulcaniti, e dei loro corrispondenti metamorfici, delle ofioliti dell'areale ligure e dell'Appennino settentrionale

| | A | | B | | C | | D | |
|--------------------------------|--------------------|------|---------------|------|--------------|------|---------------|------|
| | $\bar{x}(24)$ | s.d. | $\bar{x}(39)$ | s.d. | $\bar{x}(6)$ | s.d. | $\bar{x}(39)$ | s.d. |
| SiO ₂ | 49.80 ^a | 0.98 | 48.40 | 1.36 | 48.81 | 2.09 | - | - |
| TiO ₂ | 1.78 | 0.34 | 1.53 | 0.33 | 2.02 | 0.54 | 1.55 | 0.37 |
| Al ₂ O ₃ | 16.55 ^b | 0.94 | 15.88 | 0.92 | 15.19 | 1.20 | - | - |
| FeO tot. | 8.49 ^c | 0.79 | 8.72 | 1.06 | 10.09 | 1.41 | - | - |
| MnO | 0.15 | 0.02 | 0.18 | 0.03 | 0.20 | 0.05 | - | - |
| MgO | 6.45 ^a | 1.19 | 7.45 | 1.07 | 6.30 | 2.53 | - | - |
| CaO | 7.43 ^a | 1.02 | 8.42 | 1.56 | 6.22 | 2.59 | - | - |
| Na ₂ O | 5.02 ^a | 0.42 | 4.32 | 0.65 | 5.24 | 0.53 | - | - |
| K ₂ O | 0.31 ^a | 0.40 | 0.41 | 0.35 | 0.38 | 0.18 | - | - |
| P ₂ O ₅ | 0.23 | 0.06 | 0.24 | 0.06 | 0.22 | 0.05 | 0.22 | 0.08 |
| Ni ppm | 99 | 35 | 117 | 37 | 105 | 35 | - | - |
| Cr | 256 | 84 | 259 | 75 | 225 | 129 | 223 | 76 |
| Co | 43 | 5 | - | - | 31 | 2 | - | - |
| Cu | 68 | 18 | - | - | - | - | - | - |
| V | 237 ^c | 34 | 231 | 37 | 259 | 42 | - | - |
| Li | 16 | 7 | - | - | - | - | - | - |
| Sr | 218 | 112 | - | - | 255 | 165 | - | - |
| Rb | 8 | 2 | - | - | - | - | - | - |
| Zr | 163 ^d | 33 | 154 | 41 | 168 | 30 | 132 | 35 |
| Y | 56 | 14 | 41 | 12 | - | - | 40 | 12 |
| Nb | 7 | 1 | 3.4 | 1 | - | - | 3 | 1 |
| La | - | - | 4 | 2 | - | - | - | - |
| Ce | - | - | 13 | 6 | - | - | - | - |

A - Basalti tholeiitici dell'Appennino ligure-emiliano (BECCALUVA et AL., 1975; BECCALUVA et AL., 1976).

B - Basalti tholeiitici dell'Appennino settentrionale (FERRARA et AL., 1976).

C - Basalti tholeiitici dell'Appennino bolognese-modenese (BOCCHI et AL., 1976).

D - Prasiniti (metabasalti tholeiitici) dell'Unità Voltri-Rossiglione del Gruppo di Voltri (MAZZUCOTELLI et AL., 1976).

Il carattere tholeiitico dei basalti e delle prasiniti è evidenziato dagli elevati valori del rapporto Y/Nb (PEARCE e CANN, 1973), sempre superiore a 4 e raramente inferiore a 7:

A) Y/Nb $\bar{x}(24) = 7,7$; range = 4,4 - 12

B) Y/Nb $\bar{x}(39) = 13,3$; range = 6 - 28

D) Y/Nb $\bar{x}(38) = 14$; range = 4,4 - 27

a = 12 campioni; b = 21 campioni; c = 16 campioni; d = 7 campioni.

alle eclogiti, a caratteristiche chimiche gradualmente variabili da quelle delle eclogiti s.s.

Per tali variazioni composizionali sono state parallelamente avanzate due ipotesi:

— differenti litotipi magmatici, e quindi parziale comportamento isochimico durante gli eventi metamorfici di componenti quali FeO tot., TiO₂, MnO, NiO, Cr₂O₃, e forse anche MgO;

— importanti processi metasomatici anche per gli elementi suddetti durante le fasi metamorfiche post-eclogitiche.

Secondo lo scrivente, che pur riconosce come processi metasomatici importanti abbiano in parte alterato le originarie composizioni, originarie litologie gabbriiche, e non Fe-gabbriiche, vanno comunque riconosciute per quel gruppo di rocce metagabbriiche a paragenesi di Scisti Verdi che mostrano, rispetto alle rocce eclogitiche sicuramente derivate da protoliti Fe-gabbriici, sistematici decrementi paralleli nei tenori in FeO tot., TiO₂ e MnO, accompagnati da incrementi paralleli nei tenori di MgO, NiO e Cr₂O₃.

sizione chimica, rispetto alle suddette rocce eclogitiche, principalmente date da più elevati tenori in MgO , Al_2O_3 , Cr_2O_3 e NiO , e più bassi tenori in TiO_2 , FeO tot. e MnO , che li assimilano alle più comuni facies gabbriche delle associazioni ofiolitiche.

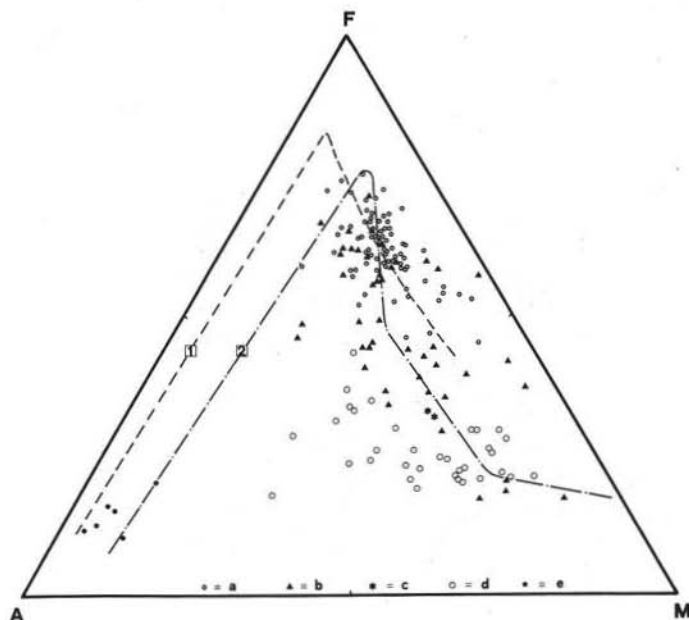


Fig. 1. — Rappresentazione sul diagramma AFM delle rocce intrusive dell'areale ligure e dell'Appennino settentrionale. *a*) Eclogiti e meta-Fe-gabbri a Scisti Blu della Liguria occidentale (Gruppo di Voltri e Falda di Montenotte) (BOCCHIO e MOTTANA, 1974; CORTESOGNO et AL., 1975; CORTESOGNO et AL., 1976; BOY et AL., 1976). *b*) Rocce metagabbriche glaucofaniche, barroisitiche ed a Scisti Verdi, associate alle eclogiti del Gruppo di Voltri (CORTESOGNO et AL., 1976). *c*) Metagabbri eclogitici del Gruppo di Voltri (CORTESOGNO et AL., 1975). *d*) Gabbri e troctoliti dell'Appennino settentrionale (riferimenti bibliografici in: BECCALUVA et AL., 1976). *e*) Trondhjemiti (plagiograniti albitici) dell'Appennino settentrionale (BOCCHI et AL., 1976; BOY et AL., 1976). 1) Trend dello Skaergaard (WAGER e DEER, 1939). 2) Trend della sequenza intrusiva delle ofioliti della Corsica (OHNSTETTER et AL., 1975).

Dal momento che i termini *M* ed *F* rappresentano elementi meno facilmente mobilizzabili (FeO tot. e MgO) rispetto agli elementi alcalini raggruppati nel termine *A*, appare fondamentale significativo il rapporto F/M e quindi la distribuzione dei punti rappresentativi di gabbri e Fe-gabbri, e dei loro corrispondenti metamorfici, lungo un andamento grossomodo parallelo al lato MF , mentre la sensibile dispersione dei punti in senso ortogonale a questo lato va riferita al notevole metasomatismo degli elementi alcalini durante i vari eventi metamorfici che hanno interessato le rocce riportate sul diagramma.

Per le rocce gabbriche dell'Appennino settentrionale, una recente revisione delle caratteristiche chimiche delle varie litologie (BECCALUVA et AL., 1976; con bibliografia) sottolinea il loro raggruppamento, in accordo con la classificazione petrografica, in due clans, gabbri e Fe-gabbri, ancora caratterizzati, al variare dai primi ai secondi, da decrementi paralleli nei tenori in Al_2O_3 , SiO_2 e MgO , ed incrementi paralleli nei tenori in FeO tot., TiO_2 e MnO (Figg. 1 e 2).

Altri elementi, quali principalmente Ca ed alcali, mostrano variazioni non correttamente interpretabili, in quanto principalmente influenzate dalla loro facile mobilità durante i processi metamorfici; gli scarsi dati riguardanti gli elementi in tracce mostrano inoltre concentrazioni relativamente elevate di Cr e Ni per le rocce gabbriche.

I differenziati acidi confermano su base chimica (Bocchi et Al., 1976; Boy et Al., 1976) la loro attribuzione a plagiograniti albitici, caratterizzati da valori molto bassi in K_2O , CaO ed elementi femici.

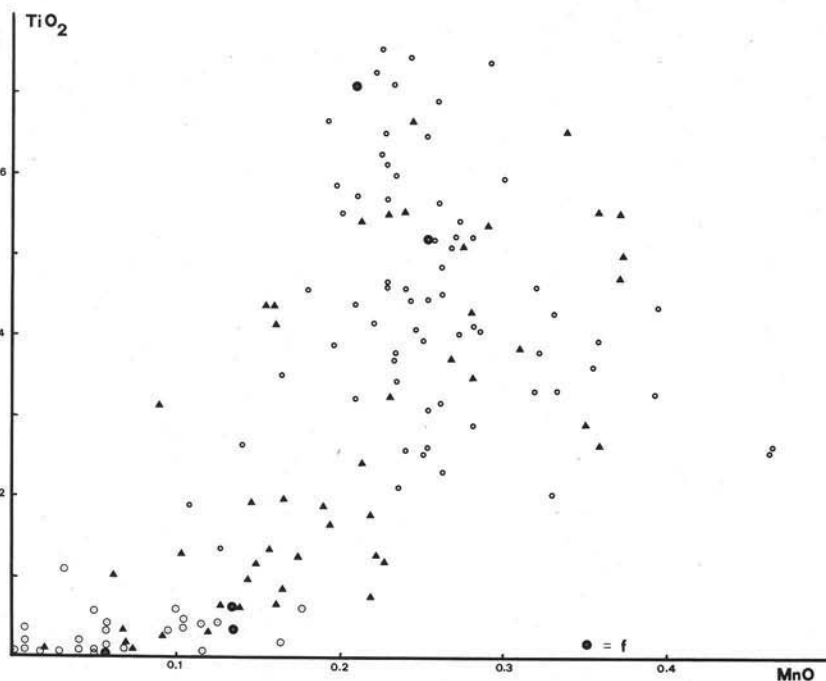


Fig. 2. — Rappresentazione sul diagramma TiO_2 -MnO delle rocce intrusive dell'areale ligure e dell'Appennino settentrionale. (Simbologia come in Fig. 1).

Nonostante la notevole dispersione dei punti è abbastanza evidente un incremento parallelo dei tenori in TiO_2 e MnO, da rocce gabbro-troctolitiche a rocce Fe-gabbriche, in modo consistente con l'analogo comportamento delle rocce gabbriche oceaniche (f = medie dei gabbri e Fe-gabbri oceanici, in: THOMPSON, 1973).

In generale, sulla base delle caratteristiche chimiche attualmente disponibili, è possibile riconoscere una marcata similitudine tra le rocce intrusive delle ofioliti liguri e i tipi litologici prodotti mediante frazionamento per cristallizzazione, secondo un trend differenziativo simile a quello dell'Intrusione Skaergaard (WAGER e DEER, 1939), di fusi tholeiitici oceanici intrusi a bassa profondità lungo il ridge medio-Atlantico (THOMPSON, 1973).

Inoltre recenti studi petrografici e chimici (OHNENSTETTER et Al., 1975; BECCA-

LIVA et Al., in preparazione) sulle sequenze intrusive delle ofoliti della Corsica, del tutto analoghe a quelle liguri, almeno per quanto riguarda la sezione femica, ne confermano l'origine da fusi tholeiitici oceanici sotto le stesse condizioni di frazionamento.

In conclusione le caratteristiche petrografiche e chimiche, accanto al riconoscimento di relazioni tessiturali primarie fra i vari litotipi intrusivi, consentono di

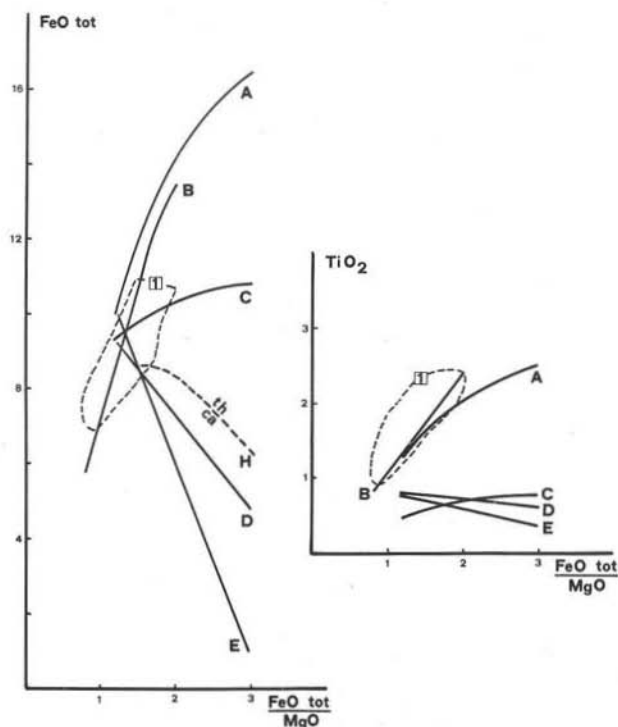


Fig. 3a e 3b. — Diagrammi di variazione dei contenuti in FeO tot. e TiO_2 al variare del rapporto FeO tot./MgO per le rocce vulcaniche delle ofoliti dell'Appennino settentrionale. Sono riportati (da MIYASHIRO, 1973) gli andamenti evolutivi di: A) Skaergaard. B) Tholeiiti di ridges medio-oceanici. C) Isola di Tofua. D) Vulcano Asama. E) Vulcano Amagi. H) Limite fra i trends differenziativi delle serie tholeiitiche e delle serie calc-alcaline. 1) Basalti dell'Appennino settentrionale (BECCALUVA et Al., 1976; FERRARA et Al., 1976).

ritenere i vari gruppi litologici (peridotiti cumulitiche a plagioclasio, troctoliti e gabbri, Fe-gabbri e dioriti, trondhjemiti) come rappresentativi di vari stadi di frazionamento che i fusi tholeiitici originari delle sequenze intrusive subiscono durante la loro cristallizzazione in condizioni poco profonde, sotto bassa fugacità di ossigeno.

Un lento raffreddamento, in ambiente di alto flusso di calore, avrebbe prodotto le diverse sequenze ultrafemiche, troctolitiche, gabbriche e Fe-gabbriche, in rela-

zione all'ordine di cristallizzazione delle varie fasi solide, separatesi via via dai fusi durante il loro frazionamento, accompagnato da processi di cumulo: olivina \pm cromite, plagioclasio calcico, clinopirosseno diopsidico, negli stadi iniziali ed

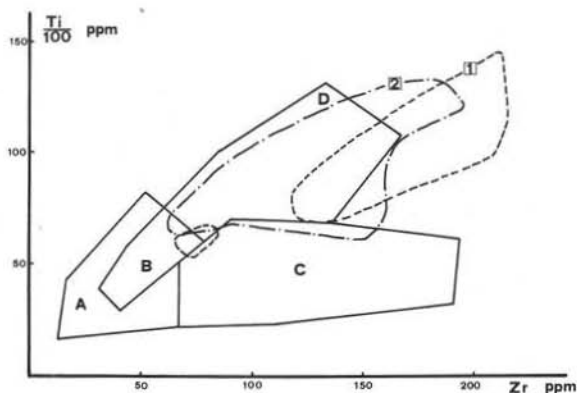


Fig. 4. — Diagramma Ti-Zr (PEARCE e CANN, 1973). A) e B) Campi delle tholeiiti a basso contenuto in K. D) e B) Campi dei basalti di fondo oceanico. B) e C) Campi dei basalti calc-alcalinici. 1) Basalti delle ofioliti dell'Appennino settentrionale (BECCALUVA et AL., 1975; FERRARA et AL., 1976). 2) Metavulcaniti (prasiniti) dell'Unità Voltri-Rossiglione del Gruppo di Voltri (MAZZUCOTELLI et AL., 1976).

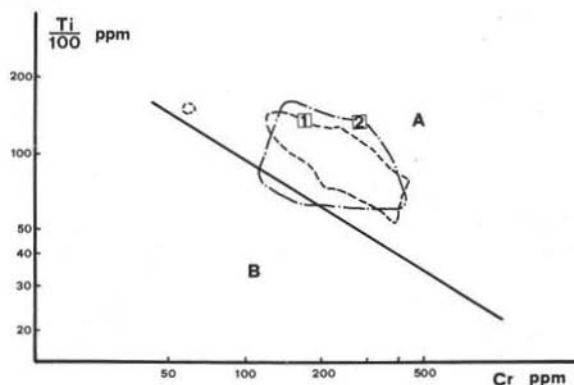


Fig. 5. — Diagramma Ti-Cr (PEARCE, 1975). A) Campo dei basalti di fondo oceanico (OFB). B) Campo delle tholeiiti di arco insulare, a basso contenuto in K (LKT). 1) Basalti delle ofioliti dell'Appennino settentrionale (BECCALUVA et AL., 1975; FERRARA et AL., 1976). 2) Metavulcaniti (prasiniti) dell'Unità Voltri-Rossiglione del Gruppo di Voltri (MAZZUCOTELLI et AL., 1976).

intermedi, seguiti da fasi quali pirosseni augitici, plagioclasii intermedi, ossidi di Fe e Ti, e frequente apatite e zircono, durante stadi più avanzati (vedi discussione in: BECCALUVA et AL., 1976); i plagiograniti albitici rappresentano i prodotti estremi del frazionamento.

La scarsità di rapporti geometrici sicuramente primari tra i due clans maggiori

di rocce gabbriche non consente a tutt'oggi di escludere, per alcune situazioni, la messa in posto indipendente di frazioni di fusi Fe-gabbrici.

In generale l'intrusione ed il frazionamento dei fusi tholeiitici si dovette spiegare mediante processi ripetuti secondo un modello di intrusioni multiple di frazioni fuse in un ambiente tettonicamente attivo, con la possibilità di consolidamento a differenti livelli per le differenti sezioni intrusive.

In questo quadro, e ricordando come l'attività tettonica e l'alto flusso di calore dell'ambiente di intrusione produssero sulle rocce gabbriche localizzate deformazioni e ricristallizzazioni metamorfiche in tempi precoci, immediatamente successivi al loro consolidamento, trovano giustificazione i non rari esempi di breccie magmatiche ove frazioni differenziate dioritiche e plagiogranitiche intrusero e cementarono materiali gabbrici e Fe-gabbrici, in certi casi già interessati da un precoce evento metamorfico.

Le rocce basaltiche dell'Appennino settentrionale sono sufficientemente studiate nei loro caratteri chimici e geochimici (fra gli altri citiamo: SERRI, 1974; BECCALUVA et Al., 1975; BECCALUVA et Al., 1976; FERRARA et Al., 1976): si tratta di basalti tholeiitici e Al-olivin-tholeiitici ad affinità oceanica (Tab. II e Figg. 4 e 5), che presentano un trend di cristallizzazione frazionata (Fig. 3) principalmente determinato dalla separazione di olivina e plagioclasio, con incremento marcato, durante l'evoluzione, di Y, P, Zr, Ti, V, Fe e Mn, accompagnato da decremento parallelo in Cr, Ni, Mg e Al.

Le rocce prasinitiche dell'Unità Voltri-Rossiglione del Gruppo di Voltri mostrano su base geochimica un analogo carattere tholeiitico oceanico (Tab. II e Figg. 4 e 5) per le originarie vulcaniti (MAZZUCOTELLI et Al., 1976).

Dal momento che i vari litotipi intrusivi devono la loro formazione a processi di cristallizzazione frazionata ed accumulo, la loro composizione non può rappresentare direttamente la composizione dei liquidi da cui hanno cristallizzato.

Alcune caratteristiche composizionali di tali liquidi possono comunque essere investigate utilizzando la composizione delle fasi di cumulo ed i coefficienti di partizione fra tali fasi solide ed il liquido in equilibrio.

In particolare le caratteristiche composizionali delle prime fasi di cumulo, le olivine (mediamente F_{090} , BEZZI e PICCARDO, 1971), delle prime cumuliti (wherliti e peridotiti a plagioclasio) possono dare utili indicazioni sulle caratteristiche del fuso primitivo.

Utilizzando un valore estrapolato di 0,2 per il rapporto FeO_{tot}/MgO dell'olivina ed un valore di 0,3 per il K_D (FeO_{tot}/MgO olivina: FeO_{tot}/MgO liquido) (ROEDER e EMSLIE, 1970), si ottiene un valore di circa 0,67 per il rapporto FeO_{tot}/MgO del liquido in equilibrio.

Tale valore può essere quindi considerato caratteristico del fuso primitivo delle intrusioni gabbriche, o quantomeno di un fuso a basso grado di frazionamento.

Le lave basaltiche associate, che rappresentano sequenze differenziative di ori-

ginari fusi tholeiitici oceanici, mostrano valori di tale rapporto variabili fra 0,78 e 1,97 (BECCALUVA et Al., 1976; FERRARA et Al., 1976).

Dal momento che anche i litotipi basaltici meno differenziati, e quindi con i valori meno elevati di tale rapporto, rappresentano probabilmente termini già leggermente differenziati (BECCALUVA et Al., 1976), si possono assumere, per i fusi originari indifferenziati, valori di tale rapporto molto prossimi a quelli dedotti per i fusi primitivi delle rocce intrusive: tale considerazione gioca a favore dell'ipotesi di fusi parentali analoghi per le sequenze intrusive ed effusive delle ofioliti liguri.

Sommario

In consuntivo le sezioni ofiolitiche affioranti nell'areale ligure sono caratterizzate da sezioni di mantello generalmente lherzolitico, poco impoverito per processi di fusione parziale ma metamorficamente evoluto da condizioni profonde verso condizioni superficiali, e rocce magmatiche intrusive rappresentative di vari stadi di frazionamento di originari fusi tholeiitici in condizioni relativamente superficiali e bassa fugacità di ossigeno.

Le rocce vulcaniche, presenti sotto forma di sequenze di pillow-lavas e colate massicce, localmente potenti, mostrano caratteri tipici di tholeiiti oceaniche: non sono presenti veri complessi filoniani mentre dicchi ed associazioni di dicchi paralleli non di rado intrudono le sezioni peridotitiche, gabbriche e vulcaniche, ed anche le breccie ofiolitiche.

Non sono attualmente sicuramente riconosciute sezioni di mantello profondamente impoverito per avanzate fusioni parziali, cioè harzburgiti e duniti residuali, che possano essere messi in connessione diretta con i fusi tholeiitici mediante una semplice relazione del tipo residuo refrattario - fuso estratto.

Dei vari rapporti originari riconosciuti fra i differenti litotipi, alcuni rivestono fondamentale importanza nel tentativo di risalire a modelli di costruzione delle sequenze ofiolitiche liguri e quindi alle caratteristiche del bacino oceanico di formazione:

— i rapporti intrusivi delle rocce gabbriche e Fe-gabbriche all'interno del materiale lherzolitico;

— la mancanza di connessioni dirette fra le sezioni gabbriche e le sequenze vulcaniche, con assenza di complessi filoniani;

— l'effusione dei basalti in tempi successivi all'intrusione dei gabbrici e ad una fase tettonica precoce, almeno nell'ambito della stessa sezione ofiolitica;

— l'intrusione dei filoni, o almeno di parte di essi, in tempi successivi anche alle effusioni in pillows;

accanto ad altre situazioni quali:

— l'affioramento diretto, almeno localmente, alla base delle sequenze sedimentarie, del mantello lherzolitico (sotto forma di oficalci e serpentiniti, e breccie ser-

pentinitiche in parte elaborate in modo sedimentario) sotto una non continua copertura di basalti in pillows;

— l'esistenza di alti strutturali costituiti da lherzoliti e serpentiniti;

— l'affioramento di materiale gabbrico per motivi tettonici;

— la presenza di materiale granitico continentale (età radiometrica Ercinica: EBERHARDT et Al., 1969) associato ai materiali ofiolitici negli olistostromi delle Liguridi esterne, talvolta attraversato da filoni diabasici (BRAGA e MARCHETTI, 1969) o inglobato come brandelli nelle vulcaniti tholeiitiche (BECCALUVA et Al., 1976).

Considerando globalmente i dati su esposti se ne deduce un quadro abbastanza complesso di fattori che concorsero alla costruzione delle sequenze ofiolitiche liguri i quali, se da un lato possono gettare luce su alcuni dei processi attivi negli ambienti geodinamici di formazione delle sequenze di tipo oceanico, dall'altro differenziano le ofioliti liguri, per alcune caratteristiche fondamentali, dalle sequenze attualmente in via di sviluppo lungo zone attive di ridges medio-oceanici di bacini ben sviluppati.

Un possibile modello geodinamico di formazione

Per le ofioliti dell'Appennino settentrionale, dopo la loro attribuzione ad un ambiente oceanico (DECANDIA e ELTER, 1969; BEZZI e PICCARDO, 1971), è stata recentemente proposta, a giustificazione delle loro peculiari caratteristiche litologiche, l'interpretazione come litosfera di tipo oceanico sviluppata presso i margini continentali (MESSIGA e PICCARDO, 1974): esse possono rappresentare ofioliti marginali, formatesi durante le prime fasi di apertura del bacino, in seguito evoluto, oppure possono testimoniare come il bacino oceanico ligure-piemontese, almeno nel suo settore attualmente rappresentato dalle ofioliti dell'areale ligure, non raggiunse mai stadi di completa evoluzione mediante un ridge medio-oceanico (PICCARDO e RICCIO, 1975).

La formazione delle ofioliti dell'Appennino settentrionale in un bacino oceanico non molto sviluppato, tra margini continentali non troppo distanziati, piuttosto che in corrispondenza di una dorsale medio-oceanica di un bacino evoluto, è stata recentemente ritenuta più probabile rispetto all'ipotesi di sviluppo in un bacino marginale (BECCALUVA et Al., 1976).

Tale ipotesi di formazione in una zona di espansione in posizione retroarco, immediatamente soprastante una zona di subduzione e consunzione di crosta oceanica, pare comunque in contrasto con le conoscenze geologiche e paleogeografiche per questo settore del Mediterraneo.

Dopo la fase Triassica di piattaforma che dominò grossa parte del Mediterraneo occidentale (vedi per tutti: DEWEY et Al., 1973; con bibliografia), per tutto questo areale furono diffuse condizioni di generale distensione continentale e non sono state riconosciute fasi compressive a grande scala, nè tantomeno testimonianze di metamorfismo di subduzione e magmatismo di archi di isole, durante i tempi tardo-Triassici e Giurassici di apertura del bacino ligure, tali da convalidare l'ipotesi di formazione in un bacino marginale dell'antica Tetide.

Riprendendo un modello di formazione mediante rifting continentale e drifting al di sopra di una fascia di risaliente astenosfera, è stato discusso (PICCARDO e RICCIO, 1975; PICCARDO, 1976) come, durante gli eventi precoci di impostazione del bacino oceanico (rifting ed assottigliamento della litosfera), il materiale ultrafemico primitivo del mantello superiore litosferico, sottostante la crosta continentale, possa evolvere metamorficamente verso facies di minor pressione (paragenesi a spinello ed a plagioclasio) da originarie facies di più elevate pressioni, in tempi precedenti il raggiungimento della superficie da parte della risaliente astenosfera.

I fusi prodotti per fusione parziale di questa, ormai presente a livelli abbastanza superficiali, possono risalire intrudendo il sottile livello soprastante di mantello litosferico ed effondendo al di sopra di esso, a costituire una associazione di tipo oceanico.

Queste considerazioni possono giustificare la presenza, in un bacino oceanico in via di sviluppo, di lherzoliti a spinello e a plagioclasio in posizione pericontinentale, al di sotto e lungo i margini assottigliati delle due frazioni continentali in allontanamento, ed analogamente possono giustificare la presenza di materiale lherzolitico, poco impoverito ed in facies di pressioni relativamente basse, nelle associazioni di tipo oceanico che si sviluppano durante le fasi precoci di evoluzione di un bacino oceanico e rappresentano quindi facies ofiolitiche marginali del fondo di tale bacino (MENZIES e ALLEN, 1974).

Per quanto riguarda il settore ligure del bacino ligure-piemontese, l'associazione fra materiali ofiolitici e materiali granitici continentali, sporadicamente riconoscibile nei bacini Liguridi esterni, depone a favore di una posizione pericontinentale per le ofioliti dell'Appennino settentrionale.

La scarsità di magmatismo andesitico, legato alla contrazione e chiusura del bacino, sembra d'altro canto testimone di un volume relativamente modesto di crosta oceanica subdotta: questo fatto depone a favore di una ridotta ampiezza di tutto il bacino oceanico, rendendo giustificabile l'ipotesi che, almeno il settore ligure, ma probabilmente buona parte del bacino ligure-piemontese, non raggiunse mai una fase oceanica comparabile con gli attuali bacini, prima dell'inversione di moto relativo tra le due masse continentali paleo-Europea ed Insubrica, che portò alla sua completa chiusura.

A questo punto, considerando le ofioliti liguri come sviluppatesi in un bacino oceanico di ridotte dimensioni fra due masse continentali non molto distanziate, può essere utile il confronto con un bacino oceanico attualmente ad uno stadio di sviluppo analogo e comparabile, per il quale siano sostenuti, sulla base delle conoscenze geo-petrologiche e geofisiche, modelli di formazione che ascrivano un primario ruolo motore alle condizioni di grande instabilità termica lungo il limite astenosfera-litosfera (GASS, 1975) e alla conseguente risalita dell'astenosfera.

L'esempio più pertinente per tale situazione è attualmente rappresentato dal bacino del Mar Rosso.

Il presente assetto del sistema Mar Rosso (Afar)-Golfo di Aden-Rift Etiopico

(vedi per tutti: GASS, 1973, 1975; BARBERI et AL., 1975; PILGER e ROSLER, 1976; con bibliografia) è la conseguenza del rifting continentale e drifting delle placche Araba, Nubiana e Somala: a grande scala il movimento di prim'ordine è rappresentato dalla rotazione antioraria dell'Arabia rispetto alla Nubia-Somalia, dal momento che lo spreading oceanico si è impostato soltanto in due bracci (Mar Rosso-Afar e Golfo di Aden) della giunzione tripla.

Uno stadio pre-rift fu fundamentalmente caratterizzato da un domal uplift della litosfera continentale del sistema Afro-Arabico, seguito dallo sviluppo di una depressione, per motivi distensivi, nella zona focale della giunzione tripla, cioè l'Afar (PILGER e ROSLER, 1976; con bibliografia): tali eventi furono accompagnati dalle grandiose effusioni della Serie Trappica del Plateau e del Rift Etiopico, connessi ad estesi processi di fusioni parziali ed impoverimento del sottostante mantello superiore.

Gli eventi tettonici successivi, che portarono all'evoluzione del Mar Rosso-Afar e del Golfo di Aden in bacini oceanici, furono accompagnati da vistose manifestazioni effusive, connesse all'estrazione di fusi dal risaliente materiale astenosferico.

Le attuali caratteristiche petrologiche del mantello superficiale, almeno per quanto riguarda la zona meridionale del bacino del Mar Rosso (zona di Assab e margine arabo) possono essere riconosciute attraverso i noduli campionati da vulcaniti alcaline connesse a fratture trasversali recenti (DE FINO et AL., 1973; BARBERI et AL., 1974; GHENT et AL., 1976): gli xenoliti ultrafemici riconosciuti come materiale del mantello sono quasi esclusivamente di tipo harzburgitico e dunitico (CIMMINO et AL., 1976; GHENT et AL., 1976; con bibliografia), mostrando anche su base geochemica (OTTONELLO et AL., in preparazione) un carattere impoverito e residuale di processi di fusione parziale.

Data la distribuzione dei basalti fissurali a xenoliti harzburgitico-dunitici, sia in aree francamente oceaniche che in zone a crosta continentale sottile (la zona di Assab e la piana costiera araba), è stato concluso (OTTONELLO et AL., in preparazione) che il mantello più superficiale, almeno per quanto riguarda la zona di giunzione dei tre bracci di rift, mostri un carattere residuale, non solo in ambiente francamente oceanico, ma anche sotto i margini continentali assottigliati.

In consuntivo appare evidente come parte della fenomenologia (principalmente l'intensa attività vulcanica di rift ed il carattere impoverito del mantello superiore) connessa, almeno nella zona focale di domal uplift, allo sviluppo di tale sistema, il cui motore è riconosciuto nella convezione o nel diapirismo dell'astenosfera, non sia riscontrabile nel settore ligure del bacino oceanico ligure-piemontese.

Sembra quindi riconoscibile come, almeno per il settore ligure, la causa motrice dell'apertura e dello sviluppo del bacino non possa essere riconosciuta soltanto in un meccanismo di diapirismo astenosferico, già attivo lungo il settore ligure in tempi Triassici, ma debbano essere ipotizzati concomitanti effetti meccanici tensio-

nali e distensivi attivi sulla litosfera continentale al momento dell'impostazione del bacino.

Tale assunzione non appare affatto in contrasto, ma anzi sembra consistente, con le attuali conoscenze sullo sviluppo di zone di rifting continentale e drifting connesse ad una zona di risaliente astenosfera e domal uplifting della litosfera.

Tale situazione sviluppa nella litosfera zone di debolezza che si irradiano dalla zona di diapirismo astenosferico mediante giunzioni triple o multiple: tali zone di rifting possono evolvere in bacini oceanici se vengono integrate nel sistema evolutivo globale e se processi di risalita dell'astenosfera e spreading litosferico portano alla separazione di due margini continentali ed alla formazione di nuova crosta oceanica (BURKE e WHITEMAN, 1973).

Considerando globalmente l'Arco Alpino e l'intera estensione degli antichi margini di separazione fra la placca paleo-Europea e quella Insubrica, tale ipotesi di sviluppo, mediante la risalita dell'astenosfera e il domal uplift della litosfera inizialmente in un'area limitata rispetto all'area di sviluppo del successivo bacino oceanico, pare sostenibile sulla base del riconoscimento, su evidenze radiometriche, di un'importante anomalia termica in tempi Triassici lungo il margine settentrionale della placca Insubrica (Alpi meridionali) (FERRARA ed INNOCENTI, 1974; con bibliografia).

Analogamente potrebbe essere interpretato (DAL PIAZ, 1976; con bibliografia) il duomo termico permiano del dominio pennidico.

Va ricordato come il plutonismo ed il vulcanismo Triassico distensivo ad affinità alcalina, collegabile alla presenza del duomo termico, sia relativamente abbondante nel settore alpino centro-orientale (vedi bibliografia in: FERRARA ed INNOCENTI, 1974), ma scarsamente presente nel settore ligure, ove vulcanismo ad affinità alcalina è testimoniato soltanto da rari livelli di metavulcaniti intercalate in metasedimenti medio-Triassici dell'Unità di Massa (RICCI e SERRI, 1975).

Se si prendono in considerazione le attuali conoscenze sull'assetto paleogeografico e sulla storia evolutiva del settore occidentale della Tetide tardo-Triassica, o più in generale dell'originario continente Permo-Triassico, è comunemente riconosciuto come l'apertura differenziata dell'Atlantico, ed in particolare la separazione fra Africa e nord-America, provocarono la rototraslazione in senso antiorario della placca Africana rispetto a quella Euro-Asiatica (vedi per tutti: DEWEY et AL., 1973; con bibliografia).

Tale processo generale di trascorrenza, se produsse contrazione mediante subduzione e consunzione della crosta oceanica dell'antica Tetide nel settore dell'attuale Mediterraneo orientale ed Asia Minore, fu accompagnato da effetti tensionali e distensivi a grande scala nelle zone di ambiente epicontinentale presenti in corrispondenza dell'attuale Mediterraneo occidentale.

Processi tensionali, esplicatisi mediante sistemi di fratture trascorrenti e distensive, probabilmente associati a zone di intensa attività termica al limite astenosferalitosfera (quali il duomo termico Triassico delle Alpi Meridionali), furono fattori

determinanti nello sviluppo di fasce di debolezza nella litosfera lungo le quali si impostarono in seguito i margini di separazione della placca Insubrica e del paleo-continente Europeo.

Per il bacino ligure-piemontese può quindi essere avanzata l'ipotesi che le cause fondamentali della sua impostazione ed evoluzione, almeno nelle sue fasi precoci, non debbano essere riconosciute soltanto nei meccanismi di risalita dell'astenosfera ma anche e soprattutto nella presenza, lungo il futuro asse di sviluppo, di particolari condizioni di debolezza e di tensione a livello litosferico, indotte dall'evoluzione geodinamica in atto, in tempi tardo-Triassici, lungo i margini delle attuali placche nord-Americana, Africana ed Euro-Asiatica.

Lungo tale zona di fratture trascorrenti e distensive la crosta continentale subì processi di assottigliamento fino ad elisione con conseguente affioramento del sottostante materiale del mantello di tipo continentale; lungo questa fascia si impostò un processo di risalita adiabatica della sottostante astenosfera la quale, passando attraverso gradi avanzati di fusione parziale in condizioni sempre più superficiali, fornì i fusi tholeiitici che intrusero verso l'alto ed effusero, andando a costituire le prime sequenze oceaniche del bacino.

BIBLIOGRAFIA

- ABBATE E., BORTOLOTTI V., PASSERINI P. (1970) - *Development of the Northern Apennines geosyncline. Olistostromes and olistoliths*. Sedim. Geol., 4, 521-557.
- ABBATE E., BORTOLOTTI V., PASSERINI P. (1972) - *Studies on mafic and ultramafic rocks. 2. Paleogeographic and tectonic considerations on the ultramafic belts in the Mediterranean area*. Boll. Soc. Geol. It., 91, 239-282.
- AUMENTO F., LONCAREVIC B.D., ROSS D.I. (1971) - *Hudson geotraverse: geology of the Mid-Atlantic Ridge at 45° N*. Phil. Trans. Roy. Soc., London, A 268, 623-650.
- BARANZAGI M., ISACKS B. (1971) - *Lateral variations of seismic-wave attenuation in the upper mantle above the inclined earthquake zone of the Tonga island arc: Deep anomaly in the upper mantle*. J. Geophys. Res., 76, 8493-8516.
- BARBERI F., BONATTI E., MARINELLI G., VARET J. (1974) - *Transverse tectonics during the split of a continent: data from the Afar rift*. Tectonophysics, 23, 17-29.
- BARBERI F., FERRARA G., SANTACROCE R., VARET J. (1975) - *Structural evolution of the Afar triple junction of north Ethiopia*. In: A. PILGER, A. ROSLER (Ed.) - *Afar Depression of Ethiopia*. E. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung, Stuttgart.
- BECCALUVA L., MACCIOTTA G., VENTURELLI G. (1976) - *Differenziazione e caratteri geochimici sui basalti di associazione ofiolitica dell'Appennino ligure-emiliano*. Ateneo Parmense, Acta Naturalia, 11, 780-802.
- BECCALUVA L., EMILIANI F., VENTURELLI G., ZERBI M. (1973) - *Ca, Fe, Mg, Mn, Cr, Ni, Co distribution in some ultramafic rocks outcropping in the northern Apennines with some geological remarks*. Ateneo Parmense, Acta Naturalia, 9, 69-98.
- BECCALUVA L., MACCIOTTA G., PICCARDO G.B., VENTURELLI G. (1976) - *Le rocce gabbriche dell'Appennino centro-settentrionale: II - Le caratteristiche chimiche*. Ofioliti, 1, 107-126.

- BEZZI A., PICCARDO G.B. (1971) - *Structural features of the Ligurian ophiolites: Petrologic evidences for the «oceanic» floor of the northern Apennines geosyncline; a contribution to the problem of the alpine-type gabbro-peridotite associations.* Mem. Soc. Geol. It., 10, 53-63.
- BOCCHI G., CALANCI N., DAL RIO G., VIANELLO G. (1976) - *Localizzazione e studio petrografico e geochimico delle ofioliti comprese tra le valli del T. Sillaro e del F. Panaro (Appennino bolognese-modenese).* Atti Acc. Sc. Bologna, 13-3, 165-200.
- BOCCHIO R., MOTTANA A. (1974) - *Le eclogiti anfiboliche in serpentina di Vara (Gruppo di Voltri).* Rend. Soc. It. Min. Petr., 30, 855-891.
- BOCCHIO R., MOTTANA A. (1975) - *Trace element abundances of iron-rich eclogites, with implications on the geodynamical evolution of the Voltri Group (Penninic belt).* Chem. Geol., 15, 273-283.
- BONATTI E. (1971) - *Ancient continental mantle beneath oceanic ridges.* J. Geophys. Res., 76, 3825-3831.
- BONATTI E. (1973) - *Origin of the offsets of the Mid-Atlantic Ridge in fracture zones.* J. Geol., 81, 144-156.
- BORTOLOTTI V., GIANELLI G. (1976) - *Le rocce gabbriche dell'Appennino settentrionale: I. Dati recenti su rapporti primari, posizione stratigrafica ed evoluzione tettonica.* Ofioliti, 1, 99-105.
- BOTTINGA Y., ALLEGRE C. (1976) - *Geophysical, petrological and geochemical models of the oceanic lithosphere.* Tectonophysics, 32, 9-59.
- BOY M., MESSIGA B., PICCARDO G.B. (1976) - *Caratteristiche petrografiche e chimiche di Fe-gabbri e Fe-metagabbri delle ofioliti liguri.* Ofioliti, 1, 135-162.
- BURKE K., WHITEMAN A. J. (1973) - *Uplift, Rifting and the Break-up of Africa.* In: D. F. TARLING, S. K. RUNCORN (Ed.) - *Implications of continental drift to the Earth Sciences.* Vol. 2, Acad. Press, London.
- BRAGA G., MARCHETTI G. (1969) - *Segnalazione di un filone diabasico entro una massa granitica affiorante nella zona di M. Maggiorasca (Appennino ligure-emiliano).* Acc. Naz. Lincei, Rend. Cl. Sc. Fis. Mat. Nat., ser. 8, 46.
- BRAGA G., CASNEDI R., GALBIATI B., MARCHETTI G. (1972) - *Le Unità ofiolitifere nella Val di Vara.* Mem. Soc. Geol. It., 11.
- CHIESA S., CORTESOGNO L., FORCELLA F., GALLI M., MESSIGA B., PASQUARÉ G., PEDEMONTE G.M., PICCARDO G.B., ROSSI P.M. (1975) - *Assetto strutturale ed interpretazione geodinamica del Gruppo di Voltri.* Boll. Soc. Geol. It., 94, 555-581.
- CHRISTENSEN N. I., SALISBURY M. H. (1975) - *Structure and constitution of the lower oceanic crust.* Rev. of Geophysics and Space Physics, 13, 57-86.
- CIMMINO F., PEDEMONTE G.M., PICCARDO G.B. (1976) - *Petrology of ultramafic xenoliths in fissure alkali basalts of the Assab Region (Afar, Ethiopia).* Rend. Soc. It. Min. Petr., 32, 561-577.
- COLEMAN R. G. (1971) - *Plate tectonic emplacement of upper mantle peridotites along continental edges.* J. Geophys. Res., 76, 1212-1222.
- CORTESOGNO L., GIANELLI G., PICCARDO G.B. (1975) - *Preorogenic metamorphic and tectonic evolution of mafic rocks of the ophiolitic suite (Northern Apennines and Tuscany).* Boll. Soc. Geol. It., 94, 291-327.
- CORTESOGNO L., GALLI M., MESSIGA B., PEDEMONTE G.M., PICCARDO G.B. (1975) - *Nota preliminare alla petrografia delle rocce eclogitiche del Gruppo di Voltri (Liguria occidentale).* Ann. Mus. Civ. St. Nat. Genova, 80, 325-343.
- CORTESOGNO L., ERNST W. G., GALLI M., MESSIGA B., PEDEMONTE G.M., PICCARDO G.B. (1976) - *Chemical petrology of eclogites and related rocks from the Voltri Group, Western Liguria, Italy.* J. Geol. (in stampa).
- DAL PIAZ G. V. (1974) - *Le metamorphisme eoalpin de haute pression et basse température dans l'évolution structurale du bassin ophiolitique alpino-apenninique. 1. Considérations paléogéographiques.* Boll. Soc. Geol. It., 93.

- DAL PIAZ G. V. (1976) - *Alcune riflessioni sull'evoluzione geodinamica alpina delle Alpi*. Rend. Soc. It. Min. Petr., 32, 380-385.
- DECANDIA F. A., ELTER P. (1969) - *Riflessioni sul problema delle ofioliti nell'Appennino settentrionale*. Atti Soc. Toscana Sci. Nat., 74.
- DECANDIA F. A., ELTER P. (1972) - *La «zona» ofiolitifera del Bracco nel settore compreso fra Levante e la Val Graveglia (Appennino ligure)*. Mem. Soc. Geol. It., 11, 503-530.
- DE FINO M., LA VOLPE L., LIRER L. (1973) - *Volcanology and petrology of the Assab Range (Ethiopia)*. Bull. Volc., 37, 1-16.
- DEWEY J. F., BIRD J. M. (1971) - *Origin and emplacement of the ophiolite suite: Appalachian ophiolites in Newfoundland*. J. Geophys. Res., 76, 3179-3206.
- DEWEY J. F., PITMAN III W. C., RYAN W. B. F., BONNIN J. (1973) - *Plate tectonics and the evolution of the Alpine System*. Geol. Soc. Am. Bull., 84, 3137-3180.
- DOSTAL J., CAPEDESI S., AUMENTO F. (1975) - *Uranium as a indicator of the Tethyan ophiolites*. Earth and Planet. Sci. Letters, 12, 345-352.
- EBERHARDT T., FERRARA G., TONGIORGI E. (1961) - *Determination de l'age des granites allochtones de l'Apennin septentrional*. Bull. Soc. Geol. France, 4.
- FERRARA G., INNOCENTI F. (1974) - *Radiometric age evidences of a Triassic thermal event in the Southern Alps*. Geol. Rundschau, 63, 572-581.
- FERRARA G., INNOCENTI F., RICCI C. A., SERRI G. (1976) - *Oceanfloor affinity of basalt from north Apennine ophiolites: geochemical evidence*. Chem. Geol., 17, 101-111.
- GALLI M. (1963) - *Studi petrografici sulla formazione ofiolitica dell'Appennino ligure*. Nota 5^a: *le rocce peridotitico-serpentinose*. Per. Min., 32.
- GASS I. G. (1973) - *The Red Sea depression: causes and consequences*. In: D. F. TARLING, S. K. RUNCORN (Ed.) - *Implications of continental drift to the Earth Sciences*. Vol. 2, Acad. Press, London.
- GASS I. G. (1975) - *Magmatic and tectonic processes in the development of the Afro-Arabian dome*. In: A. PILGER, A. ROSLER (Ed.) - *Afar Depression of Ethiopia*. E. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung, Stuttgart.
- GASS I. G., NEARY C. R., PLANT J., ROBERTSON A. H. F., SIMONIAN K. O., SMEWING J. D., SPOONER E. T. C., WILSON R. A. M. (1975) - *Comments on «The Troodos ophiolitic complex was probably formed in an island arc» by A. Miyashiro and subsequent correspondence by A. Hynes and A. Miyashiro*. Earth and Planet. Sci. Letters, 25, 236-238.
- GHEENT E. D., COLEMAN R. G., HADLEY D. (1976) - *Ultramafic inclusions and host alkali olivine basalts of SE coastal plain of the Red Sea Saudi Arabia* (in stampa).
- GIANELLI G., PRINCIPI G. F. (1974) - *Studies on mafic and ultramafic rocks. 4. Breccias of the ophiolitic suite in the Monte Bocco area (Ligurian Apennine)*. Boll. Soc. Geol. It., 93, 277-310.
- GREEN D. H., LIEBERMANN R. C. (1976) - *Phase equilibria and elastic properties of a pyrolite model for the oceanic upper mantle*. Tectonophysics, 32.
- HYNES A. (1975) - *Comment on «The Troodos ophiolitic complex was probably formed in an island arc» by A. Miyashiro*. Earth and Planet. Sci. Letters, 25, 213-216.
- KARIG D. E. (1971) - *Origin and development of marginal basins in the Western Pacific*. J. Geophys. Res., 76, 2542-2561.
- MAZZUCOTELLI A., MESSIGA B., PICCARDO G. B. (1976) - *Caratteristiche petrografiche e geochimiche delle prasinita dell'Unità-Voltri-Rossiglione (Gruppo di Voltri)*. Ofioliti, 1, 255-278.
- MELSON W. G., THOMPSON G., VAN ANDEL T. H. (1968) - *Volcanism and metamorphism in the Mid-Atlantic Ridge, 22° N latitude*. J. Geophys. Res., 73, 5925-5961.
- MELSON W. G., HART S. R., THOMPSON G. (1972) - *St. Paul rocks, equatorial Atlantic: petrogenesis, radiometric ages and implications on sea floor spreading*. Geol. Soc. Am. Mem., 132, Hess Memorial Volume, 241-272.
- MENZIES M., ALLEN C. (1974) - *Plagioclase lherzolite - residual mantle relationships within two Eastern Mediterranean ophiolites*. Contr. Mineral. Petrol., 45, 197-213.

- MESORIAN H. (1973) - *Idées actuelles sur la constitution, l'origine des ophiolites et l'évolution des assemblages ophiolitiques mésogées*. Bull. Soc. Géol. France, 7/15, 478-493.
- MESSIGA B., PICCARDO G.B. (1974) - *Rilevamento geopetrografico e strutturale del Gruppo di Voltri. Il settore nord-orientale, la zona fra M. Tacco e M. Orditano*. Mem. Soc. Geol. It., 13, 301-315.
- MIYASHIRO A. (1973) - *The Troodos ophiolitic complex was probably formed in an island arc*. Earth and Planet. Sci. Letters, 19, 218-224.
- MOORES E.M. (1975) - *Discussion of « Origin of Troodos and other ophiolites: a reply to Hynes » by A. Miyashiro*. Earth. and Planet. Sci. Letters, 25.
- MOORES E.M., VINE F.J. (1971) - *The Troodos Massif, Cyprus and other ophiolites as oceanic crust: evaluation and implications*. Phil. Trans. Roy. Soc. London, A 268, 443-466.
- MOORES E.M., JACKSON E.D. (1974) - *Ophiolites and oceanic crust*. Nature, 250, 136-139.
- MOTTANA A., BOCCHIO R. (1975) - *Superferric eclogites of the Voltri Group (Penninic Belt, Apennines)*. Contrib. Mineral. Petrol., 49, 201-210.
- NICOLAS A., JACKSON E.D. (1972) - *Répartition en deux provinces des péridotites des chaînes alpines longeant la Méditerranée: implications géotectoniques*. Schw. Min. und Petr. Mitt., 52, 479-495.
- OHNSTETTER D., OHNSTETTER M., ROCCI G. (1975) - *Tholeiitic cumulates in a high pressure metamorphic belt*. Pétrologie, 1, 291-317.
- OTTONELLO G., PICCARDO G.B., JORON J.L., TREUIL M. (1977) - *Evolution of the upper mantle under the Assab Region (Ethiopia): suggestions from petrology and geochemistry of the mantle xenoliths - fissure basalts association* (in stampa).
- OSBURG E.R., TURCOTTE D.L. (1976) - *The physico-chemical behaviour of the descending lithosphere*. Tectonophysics, 32, 107-128.
- PAGANI G., PAPANI G., RIO D., TORELLI L., ZANZUCCHI G., ZERBI M. (1972) - *Osservazioni sulla giacitura delle ofioliti nelle alte valli del T. Ceno e del F. Taro*. Mem. Soc. Geol. It., 11, 531-546.
- PEARCE J.A. (1975) - *Basalt geochemistry used to investigate tectonic environments on Cyprus*. Tectonophysics, 25, 41-67.
- PEARCE J.A., CANN J.R. (1973) - *Tectonic setting of basic volcanic rocks determined using trace element analysis*. Earth. and Planet. Sci. Letters, 19, 290-300.
- PELLIZZER R. (1961) - *Le ofioliti nell'Appennino emiliano*. Estr. Atti Acc. Sc. Ist. Bologna, Cl. Sc. Fis. Mem., ser. I, 8.
- PICCARDO G.B. (1976) - *Petrologia del massiccio lherzolitico di Suvero (La Spezia)*. Ofioliti, 1, 279-317.
- PICCARDO G.B., RICCIO L. (1975) - *I complessi ofiolitici dell'isola di Terranova (Canada): litologia e stratigrafia. Correlazione con le ofioliti liguri*. Boll. Soc. Geol. It., 94, 693-724.
- PILGER A., ROSLER A. (1976) - *Temporal relationships in the tectonic evolution of the Afar Depression (Ethiopia) and the adjacent Afro-Arabian rift system*. In: A. PILGER, A. ROSLER (Ed.) - *Afar between continental and oceanic rifting*. E. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung, Stuttgart.
- RICCI C.A., SERRI G. (1975) - *Evidenze geochimiche sulla diversa affinità petrogenetica delle rocce basiche comprese nelle serie a facies toscana*. Boll. Soc. Geol. It., 94, 1187-1198.
- RINGWOOD A.E. (1976) - *Phase transformations in descending plates and implications for mantle dynamics*. Tectonophysics, 32, 129-143.
- ROCCI G., OHNSTETTER D., OHNSTETTER M. (1975) - *Duality of Tethyan ophiolites*. Pétrologie, 1, 172-174.
- ROEDER P.L., EMSLIE R.F. (1970) - *Olivine-liquid equilibrium*. Contrib. Mineral. Petrol., 29, 275-289.

- SERRI G. (1974) - *Studio geochimico e petrografico delle ofioliti dell'Appennino centro-settentrionale*. Tesi di Laurea, Università di Pisa, non pubblicata.
- SHILLING J.G. (1975) - *Rare-earth variations across «normal segments» of the Reykjanes Ridge, 60-53° N, Mid-Atlantic Ridge, 29° S, and East Pacific Rise, 2-19° S, and evidence on the composition of the underlying low-velocity layer*. J. Geophys. Res., 80, 1459-1473.
- STEVENS R.K., STRONG D.F., KEAN B.F. (1974) - *Do some Eastern Appalachian ultramafic rocks mantle diapirs produced above a subduction zone?* Geology, 2, 175-178.
- THOMPSON G. (1973) - *Trace-element distributions in fractionated oceanic rocks. 2. Gabbros and related rocks*. Chem. Geol., 12, 99-111.
- THOMPSON G., MELSON W.G. (1972) - *The petrology of oceanic crust across fracture zones in the Atlantic Ocean: evidence of a new kind of sea floor spreading*. J. Geol., 80, 526-538.
- VAN ANDEL T.H., PHILLIPS J.D., VON HERZEN R.P. (1969) - *Rifting origin for the Vema Fracture in the North Atlantic*. Earth. and Planet. Sci. Letters, 5, 596-300.
- WAGER L.R., DEER W.A. (1939) - *The petrology of the Skaergaard Intrusion, Kangerdlugssauk, East Greenland*. Medd. Grönland, 105, 1-352.